

Gutachten

Induzierte Seismizität bei der Gewinnung von Kohlenwasserstoffen aus unkonventionellen Lagerstätten

2021

Impressum

Auftraggeber

Bundesministerium für Bildung und Forschung, Heinemannstraße 2
53175 Bonn

Herausgeber

Expertenkommission Fracking
Geschäftsstelle Expertenkommission Fracking
Projektträger Jülich, Forschungszentrum Jülich GmbH, Zimmerstraße 26-27, 10969 Berlin
Mail: ptj-expkom-fracking@fz-juelich.de
Internet: <https://expkom-fracking-whg.de/start>

Durchführung der Studie

Q-con GmbH, Marktstr. 39, 76887 Bad Bergzabern

Autoren

Dr. Stefan Baisch (Projektleiter), Dr. Robert Vörös (Stellvertretender Projektleiter und Reservoirmodelle), Pia Carstens (Geomechanik), Christopher Koch (Reservoirgeologie), Henrik Stang (Geologie und Tektonik), Dr. Elmar Rotherth (Erdbebenüberwachung)

Redaktionsschluss 15.02.2021

Berlin, März 2021

Zusammenfassung	6
1. Kurzfassung	7
1.1. Empirischer Rahmen und Prozessverständnis	7
1.2. Seismisches Risiko	8
1.3. Risikominderung durch Überwachung und Reaktion	9
1.4. Risikobewertung für ein Erkundungsprojekt in Deutschland	9
2. Hintergrund	11
2.1. Anlass	11
2.2. Vorgehensweise und Gliederung des Berichts	11
3. Unkonventionelle Lagerstätten	13
3.1. Definition und Abgrenzung	13
3.2. Weltweites Vorkommen und Erschließung	14
3.3. Induzierte Seismizität in Unkonventionellen Lagerstätten	17
4. Prozessverständnis Induzierte Seismizität	38
4.1. Begriffsdefinition	38
4.2. Physikalische Grundlagen	38
4.3. Erdbebenstärke	39
4.4. Verursachende Prozesse	40
4.5. Forschungsbedarf	44
5. Allgemeine Betrachtung des Risikos durch Induzierte Seismizität	46
5.1. Begriffsdefinition	46
5.2. Geologisch-Tektonische Faktoren	47
5.3. Konzepte zur Abschätzung einer Maximalen Erdbebenstärke	49
5.4. Erschütterungen durch Erdbeben	50
5.5. Erdbebenschäden	53
5.6. Methodische Ansätze zur Risikobewertung	56
5.7. Unsicherheiten und Forschungsbedarf	58
6. Seismologische Überwachung	59
6.1. Zielsetzung	59
6.2. Empfehlungen des FKPE	59

6.3.	Instrumentierung an der Erdoberfläche	60
6.4.	Bohrlochinstrumentierung.....	62
7.	Risikominderung durch Reaktion.....	65
7.1.	Konzept der Ampelsteuerung	65
7.2.	Designkriterien.....	66
7.3.	Limitierende Faktoren.....	67
7.4.	Realisierte Ampelsteuerungen.....	69
7.5.	Forschungsbedarf.....	71
8.	Lagerstättenpotenzial in Deutschland	72
8.1.	Potenzialgebiet 1.....	75
8.2.	Potenzialgebiet 2.....	83
8.3.	Potenzialgebiet 3.....	94
8.4.	Potenzialgebiet 4.....	101
8.5.	Potenzialgebiet 5.....	109
8.6.	Potenzialgebiet 6.....	114
8.7.	Potenzialgebiet 7.....	122
9.	Risikobewertung für mögliche Projekte in Deutschland	130
9.1.	Übersicht	130
9.2.	Metrik.....	131
9.3.	Bemessungsgrundlage	131
9.4.	Generisches Referenzprojekt.....	132
9.5.	Geologisch-Tektonische Rahmenbedingung	141
9.6.	Überwachung und Kontrollmechanismen	145
9.7.	Erschütterungen und Bebauung	150
9.8.	Zusammenfassende Bewertung des Risikos.....	151
10.	Handlungsempfehlungen	154
11.	Forschungsbedarf.....	155
12.	Glossar	156
13.	Abkürzungsverzeichnis.....	161
14.	Literaturverzeichnis.....	162
15.	Anhang	187

2021

15.1.	Tabellarische Übersicht Parameter Potenzialgebiete Deutschland	187
15.2.	Tabellarische Übersicht induzierte Seismizität	197

Zusammenfassung

Die Gewinnung von Kohlenwasserstoffen aus unkonventionellen Lagerstätten hat insbesondere in den USA, Kanada und China in den letzten Jahren eine enorme Steigerung erfahren. Dabei kam die Fracking Technologie in großem Maßstab zum Einsatz, mit induzierter Seismizität als negativer Begleiterscheinung. Obwohl die Stärke der induzierten Seismizität meist unterhalb der menschlichen Wahrnehmungsschwelle lag, trat in seltenen Fällen schadensrelevante Seismizität auf. Diese Erfahrungen unterstreichen die Notwendigkeit, induzierte Seismizitätsrisiken zu verstehen und ausreichend zu mindern.

Im Rahmen einer Literaturrecherche wurde untersucht, in welchen Ländern unkonventionelle Lagerstätten erschlossen wurden und unter welchen geologisch-tektonischen bzw. operativen Bedingungen die Erschließung mit schadensrelevanter Seismizität assoziiert wurde. Die Recherche verdeutlicht, dass das Auftreten induzierter Seismizität vom Zusammenspiel verschiedener geologisch-tektonischer Faktoren abhängig ist. Allerdings ist hier auch häufig eine unzureichende Beobachtungslage zu berücksichtigen. Übergeordnet stellt die Existenz einer kritisch gespannten, natürlichen Störung im Beeinflussungsbereich eine wesentliche Bedingung für das Auftreten induzierter Seismizität dar.

In den letzten Jahren wurden vermehrt Protokolle eingesetzt, um operative Maßnahmen in Reaktion auf Seismizität einzuschränken. Diese Form einer „Ampelsteuerung“ zielt darauf ab, die Stärke induzierter Erdbeben durch Echtzeitüberwachung und Reaktion zu begrenzen.

Neben der reinen Erdbebenstärke wird das seismische Risiko durch weitere Faktoren bestimmt, die die Ausbreitung der Erdbebenwellen, die oberflächliche Bodenerschütterung, die Exposition von Werten und deren Vulnerabilität beschreiben. Um das Risiko durch induzierte Seismizität für ein Erkundungsprojekt unkonventioneller Lagerstätten in Deutschland zu bewerten, wurden die in dieser Studie zusammengestellten globalen Erfahrungswerte berücksichtigt. Darüber hinaus wurden die geologisch-tektonischen Bedingungen in möglichen Potenzialregionen in Deutschland untersucht. Basierend auf einem konzeptionellen Prozessverständnis wurden Seismizitätsverursachende Prozesse modellhaft für ein hypothetisches Erschließungskonzept abgebildet.

Darauf aufbauend wurden risikomindernde Maßnahmen durch eine geeignete Standortwahl und eine seismische Überwachung in Kombination mit einer Ampelsteuerung identifiziert. Unter Beachtung der empfohlenen Maßnahmen zur Risikominderung wird das induzierte Seismizitätsrisiko eines Projekts zur Erkundung unkonventioneller Lagerstätten in Deutschland als beherrschbar eingeschätzt.

Forschungsbedarf besteht insbesondere hinsichtlich langfristiger Prozesse, die während der Produktion von Kohlenwasserstoffen aus unkonventionellen Lagerstätten potenziell Seismizität verursachen könnten. Die entsprechenden Wissenslücken sind in dieser Studie aufgeführt.

1. Kurzfassung

In dieser Studie wird der Stand des Wissens im Bereich der induzierten Seismizität in unkonventionellen Lagerstätten zusammengefasst und der Stand der Technik bei der Bestimmung des Risikos induzierter Seismizität, der Risikoüberwachung und der Risikominderung erörtert. Darauf aufbauend werden Empfehlungen ausgesprochen, wie diese Risiken aufgrund einer möglichen Erschließung einer unkonventionellen Lagerstätte in Deutschland zu bewerten sind, welche Maßnahmen zur Risikominderung getroffen werden können und in welcher Form eine seismische Überwachung stattfinden sollte.

1.1. Empirischer Rahmen und Prozessverständnis

In Deutschland wurden unkonventionelle Lagerstätten bisher nicht in nennenswertem Maße exploriert. Für einen evidenzbasierten Ansatz werden daher Erfahrungswerte aus anderen Ländern berücksichtigt. Im Rahmen einer Literaturrecherche wurde untersucht, in welchen Ländern unkonventionelle Lagerstätten erschlossen wurden und unter welchen Bedingungen die Erschließung mit induzierter Seismizität assoziiert war.

In der Literatur werden das Fracking und die Rückführung von Produktionswässern als seismizitätsverursachende Maßnahmen angesehen. Im Rahmen der Recherche wurden keine Hinweise darauf gefunden, dass die Produktion aus einer unkonventionellen Lagerstätte Seismizität verursachen könnte. Allerdings ist hier die unzureichende Beobachtungslage zu berücksichtigen, da eine gezielte seismische Überwachung von Produktionsmaßnahmen in der Regel nicht stattgefunden hat.

Unkonventionelle Lagerstätten werden in erheblichem Ausmaß in den USA und in Kanada erschlossen. Alleine in den USA wurde die Fracking-Technologie bis zum Jahr 2016 in mehr als 1 Million Bohrungen angewendet (U.S. Environmental Protection Agency - EPA, 2016). Dadurch existieren ein breites Erfahrungsspektrum und umfangreiche Literatur. Lange Zeit wurde davon ausgegangen, dass die im Zusammenhang mit Fracking induzierte Seismizität fast ausnahmslos unterhalb der menschlichen Spürbarkeitsgrenze liegt (Warpinski et al., 2012). In jüngerer Zeit wurden allerdings vermehrt Erdbeben mit erheblicher Schadenswirkung mit dem Einsatz von Fracking in Verbindung gebracht: Im Sichuan Becken in China betrug die maximale Erdbebenstärke $M_L=5,7$ und ein $M_L=4,9$ Erdbeben forderte zwei Todesopfer. In Kanada wurden mehrere Erdbeben größer Magnitude $M_L=4$ und in Argentinien Erdbeben bis $M_L=3,8$ mit Fracking assoziiert. In den USA wurden induzierte Erdbeben bis zu Magnitude $M_L=5,8$ der Rückführung von Produktionswasser zugeschrieben, wohingegen die mit Fracking in Verbindung gebrachte Seismizität im Bereich bis $M_w=4,0$ liegt.

In anderen Regionen der Welt wurde Fracking bisher nicht mit Schadensbeben assoziiert. Das betrifft insbesondere auch die massive Gewinnung von Flözgas in Australien, bei der auch mit lokalen Messinstrumenten keine induzierte Seismizität festgestellt wurde.

Bei der Bewertung anderer Standorte ist neben den geologischen Faktoren allerdings auch die zum Teil geringe Anzahl von Fracking-Maßnahmen und eine mögliche Dunkelziffer aufgrund mangelnder seismischer Überwachung zu berücksichtigen.

Das in der Literatur entwickelte Prozessverständnis der induzierten Seismizität ist stark von Beobachtungen geprägt. Bezogen auf den aktuellen Kontext wird davon ausgegangen, dass die induzierte Seismizität durch Spannungsveränderungen auf bereits existierenden Rissen oder Störungen verursacht wird. Dabei spielen Druckerhöhung durch Fluideinbringung und mechanische Spannungen aufgrund von Rissöffnung die zentrale Rolle.

Basierend auf dem konzeptionellen Prozessverständnis wurden in der Literatur geologische und operative Faktoren identifiziert, die das Auftreten induzierter Seismizität beeinflussen können. Regionsübergreifend zeichnen sich die Existenz kritisch gespannter (Grundgebirgs-) Störungen und artesisch gespannte Lagerstätten als Faktoren ab, die das Auftreten induzierter Seismizität mit Schadenspotenzial begünstigen könnten. Ergebnisse dieser Studie deuten darauf hin, dass auch die Reservoirmächtigkeit begünstigend wirken kann. Darüber hinaus skaliert die Erdbebenstärke häufig mit dem injizierten Flüssigkeitsvolumen.

1.2. Seismisches Risiko

Das seismische Risiko wird neben der Stärke eines Erdbebens durch weitere Faktoren bestimmt, die die Ausbreitung der Erdbebenwellen, die resultierende Bodenerschütterung, die Exposition von Werten und deren Vulnerabilität beschreiben.

Die Wahrscheinlichkeit, mit der ein Erdbeben einer bestimmten Stärke induziert werden könnte, ist mit dem heutigen Kenntnisstand nicht bestimmbar. Daher fokussieren Risikostudien häufig auf den Aspekt einer theoretischen Obergrenze der Erdbebenstärke, ohne die Auftretenswahrscheinlichkeit eines solchen Erdbebens zu bestimmen. Die meisten Ansätze zur Abschätzung einer Obergrenze basieren auf dem injizierten Fluidvolumen oder auf der räumlichen Erstreckung der zur Verfügung stehenden Bruchflächen. Erfahrungen zeigen, dass die so ermittelten Obergrenzen in der Regel zutreffend sind, aber im Falle einer unkontrollierten Bruchausbreitung auf einer besonders kritisch gespannten Störung die tatsächliche Erdbebenstärke unterschätzen können.

Um die durch ein Erdbeben hervorgerufenen Erschütterungen an der Erdoberfläche zu bestimmen, wird in der Regel auf empirische Beziehungen zur Vorhersage von Bodenschwinggeschwindigkeiten zurückgegriffen. Inwieweit Schäden durch Erschütterungen einer bestimmten Intensität hervorgerufen werden, hängt stark von der Bebauungsstruktur und der Bausubstanz ab. Bei der Schadensbemessung können darüber hinaus auch soziologische Aspekte relevant werden, die nur bedingt objektivierbar sind.

1.3. Risikominderung durch Überwachung und Reaktion

Ein weit verbreitetes Instrument zur Minderung induzierter Seismizitätsrisiken ist eine seismologische Überwachung in Kombination mit einem Reaktionsprotokoll. Mit dieser sogenannten Ampelsteuerung wird auf gemessene Seismizität reagiert, indem operative Maßnahmen reduziert oder eingestellt werden. Zielsetzung dabei ist die Vermeidung einer bestimmten Konsequenz, wie z.B. spürbarer Erschütterungen oder erschütterungsbedingter Gebäudeschäden. Dazu werden im Vorfeld Grenzwerte definiert, bei deren Überschreitung operativ reagiert wird.

Generell wird die Effizienz einer Ampelsteuerung durch verschiedene Faktoren limitiert. Einerseits treten die stärksten induzierten Erdbeben häufig als Nachläufer nach Beendigung operativer Maßnahmen auf. Andererseits kann ein abrupter Anstieg der Erdbebenstärke dazu führen, dass Grenzwerte übersprungen werden und Reaktionsmaßnahmen zu spät eingeleitet werden. Diese Effekte müssen über einen Sicherheitspuffer bei der Konzeption eines Reaktionsprotokolls berücksichtigt werden. Im Falle einer unkontrollierten Bruchausbreitung ist die Effizienz einer Ampelsteuerung limitiert.

In einigen Bundesstaaten der USA und in Kanada sind Ampelsteuerungen bei Fracking und Rückführung von Lagerstättenwässern vorgeschrieben. Ähnliche Vorgaben gelten für Großbritannien. Vorgeschriebene Reaktionspläne basieren dabei meist auf einfachen Schwellenwertkriterien bezüglich der Erdbebenmagnitude. Tritt ein Erdbeben mit einer Magnitude oberhalb des Schwellenwertes auf, so werden die untertägigen Maßnahmen für einen bestimmten Zeitraum oder endgültig abgebrochen. Die Schwellenwerte variieren dabei beträchtlich und liegen z.B. in Großbritannien bei $M_L=0,5$.

1.4. Risikobewertung für ein Erkundungsprojekt in Deutschland

Um die globalen Erfahrungswerte auf den Standort Deutschland zu übertragen, werden Regionen mit Potenzial für Kohlenwasserstoffe aus unkonventionellen Lagerstätten in Deutschland hinsichtlich geologisch-tektonischer Faktoren charakterisiert. Sowohl die Einstufung der Potenzialgebiete als auch deren Charakterisierung erfolgt in enger Anlehnung an eine vorangegangene Potenzialstudie (BGR, 2016).

Für ein hypothetisches Erschließungskonzept eines Projekts zur Erkundung unkonventioneller Lagerstätten werden Spannungsveränderungen im Untergrund modellhaft abgebildet. Das hypothetische Erschließungskonzept beinhaltet den Einsatz der Fracking Technologie in 48 Intervallen (stages) in einer Horizontalbohrung, jeweils mit einem Fluid-Volumen von 800 m^3 . Der relevante Beeinflussungsbereich von Spannungsveränderungen wird mit 500 m um die Injektionspunkte abgeschätzt. Darauf aufbauend werden Handlungsempfehlungen ausgesprochen, einen Sicherheitsabstand zwischen Bohrung und potenziell kritisch gespannten Störungen einzuhalten.

Um die durch ein Erdbeben hervorgerufenen Erschütterungen an der Erdoberfläche zu bestimmen, wird in dieser Studie auf eine empirische Beziehung von Douglas et al. (2013) zur Vorhersage

von Bodenschwinggeschwindigkeiten zurückgegriffen, in Kombination mit oberflächennahen Verstärkungsfaktoren. Die Schadensrelevanz der Erschütterungen wird anhand der DIN4150-3 Norm bewertet.

Zur Minderung des Risikos wird eine Ampelsteuerung entworfen, mit dem Ziel, nicht-strukturelle Schäden zu vermeiden. Struktureller Schaden soll entsprechend der Zulassungsverordnung in Deutschland quasi ausgeschlossen werden. Die Ampelsteuerung beinhaltet eine Unterbrechung bzw. einen Abbruch operativer Maßnahmen beim Auftreten eines Erdbebens, welches Erschütterungen mit einer Bodenschwinggeschwindigkeit von 0,2 mm/s oder mehr verursacht.

Unter Betrachtung eines hypothetischen Extremszenarios, bei dem der Grenzwert der Ampelsteuerung um zwei Magnitudeneinheiten überschritten wird, wird ein Schadensperimeter abgeschätzt. Als weitere Maßnahme zur Risikominderung wird empfohlen, den Projektstandort so zu wählen, dass sich keine kritische Infrastruktur innerhalb des Schadensperimeters befindet.

Für den Fall, dass eine oder mehrere der Handlungsempfehlungen nicht erfüllt werden, wird eine seismologische Überwachung mit höherer Empfindlichkeit empfohlen.

Unter Beachtung der empfohlenen Maßnahmen zur Risikominderung wird das induzierte Seismizitätsrisiko eines Projekts zur Erkundung unkonventioneller Lagerstätten in Deutschland als beherrschbar eingeschätzt.

2. Hintergrund

2.1. Anlass

Im Rahmen einer umfangreichen Studie wurde in Deutschland ein Potenzial für Kohlenwasserstoffe aus unkonventionellen Lagerstätten festgestellt (BGR, 2016). Eine systematische Nutzung dieses Potenzials erfordert den Einsatz der gesellschaftlich umstrittenen Fracking-Technologie.

In einem Positionspapier der Deutschen Akademie der Technikwissenschaften (acatech, 2015) wird das Thema Fracking „mit seinen vielfältigen Facetten einschließlich der ökologischen, rechtlichen, wirtschaftlichen und energiepolitischen Implikationen, der Kommunikation und gesellschaftlichen Akzeptanz sowie einer integrativen Abwägung von Risiken und Chancen“ beleuchtet. Das Positionspapier empfiehlt, das Potenzial unkonventioneller Lagerstätten im Rahmen kontrollierter Pilotprojekte näher zu erforschen.

Zur wissenschaftlichen Begleitung von maximal vier Erprobungsmaßnahmen hat die Bundesregierung die Expertenkommission Fracking einberufen. Erprobungsmaßnahmen können nach § 13a Abs. 2 WHG zu dem Zweck erlaubt werden, die Auswirkungen auf die Umwelt, insbesondere den Untergrund und den Wasserhaushalt zu erforschen.

Die vorliegende Studie wurde für die Expertenkommission Fracking verfasst, um den Stand des Wissens im Bereich der induzierten Seismizität in unkonventionellen Lagerstätten zusammenzufassen und den Stand der Technik im Umgang mit dem Risiko induzierter Seismizität und deren Überwachung zu erörtern, einschließlich möglicher Maßnahmen zur Risikominderung. Darauf aufbauend erfolgt eine Bewertung des Risikos durch induzierte Seismizität für mögliche Pilotprojekte zur Erprobung unkonventioneller Lagerstätten in Deutschland.

2.2. Vorgehensweise und Gliederung des Berichts

Der Aufbau dieser Studie ist schematisch in Abbildung 1 dargestellt. Zielsetzung der Studie ist die Bewertung des induzierten Seismizitätsrisikos für ein zukünftiges Pilotprojekt zur Erprobung unkonventioneller Lagerstätten in Deutschland.

Der Ansatz zur Risikobewertung ist in wesentlichen Punkten evidenzbasiert und beruht auf Erfahrungswerten bezüglich Seismizität, die bei der Gewinnung von Kohlenwasserstoffen aus unkonventionellen Lagerstätten induziert wurde. Mangels Erfahrung in Deutschland wird in Kapitel 3 zunächst untersucht, in welchen Ländern unkonventionelle Lagerstätten exploitiert werden, unter welchen geologisch-tektonischen Rahmenbedingungen die Gewinnung stattfindet und welche Technologien zur Erschließung eingesetzt werden. Zentraler Aspekt dieser Untersuchung ist, ob bisherige Erschließungsmaßnahmen mit potenziell schadensrelevanter Seismizität verbunden waren. Daher wird auch untersucht, in welcher Form Seismizität überwacht und operative Maßnahmen gegebenenfalls durch eine Ampelsteuerung eingegrenzt wurden.

Um eine strukturierte Sichtweise zu entwickeln, welche geologisch-tektonischen bzw. operativen Rahmenbedingungen das Auftreten schadensrelevanter Seismizität begünstigen könnten, wird in Kapitel 4 das Prozessverständnis induzierter Erdbeben dargelegt. Dabei wird die zentrale Bedeutung kritisch gespannter, natürlicher Störungszonen für das Entstehen von Seismizität herausgestellt. Neben dem Auftreten eines Erdbebens einer bestimmten Stärke tragen weitere Faktoren zum seismischen Risiko bei. Diese werden in Kapitel 5 erörtert. In den Kapiteln 6 und 7 werden Maßnahmen zur Risikominderung durch Überwachung und Reaktion aufgezeigt. Diese beinhalten die sogenannte Ampelsteuerung, bei der Maßnahmen als unmittelbare Reaktion auf Seismizität ergriffen werden.

Bis einschließlich Kapitel 7 fokussiert sich die Untersuchung auf den allgemeinen Kenntnisstand zum Thema induzierte Seismizität in unkonventionellen Lagerstätten. Dieser wird nachfolgend auf die Situation in Deutschland übertragen. Dazu werden in Kapitel 8 die Potenzialregionen für unkonventionelle Lagerstätten in Deutschland hinsichtlich geologisch-tektonischer Bedingungen charakterisiert. Für ein hypothetisches Pilotprojekt in einem beliebigen Potenzialgebiet wird in Kapitel 9 eine Risikobewertung vorgenommen. Diese berücksichtigt neben Standorteigenschaften auch die empfohlenen Maßnahmen zur Risikominderung (Abschnitt 10).

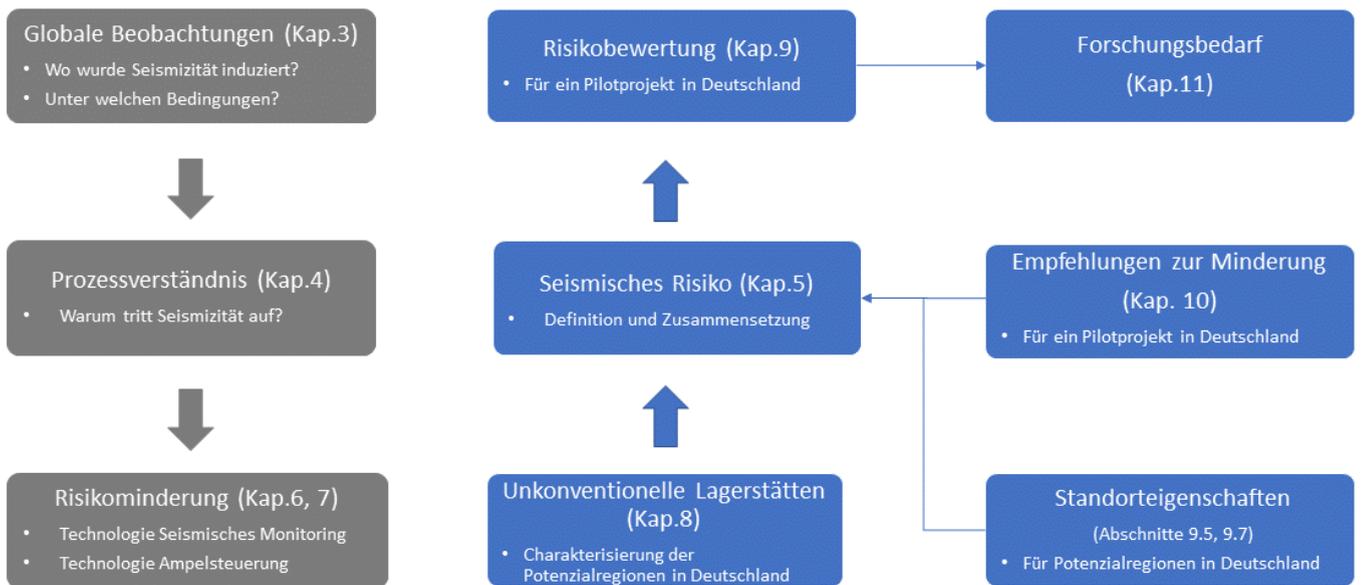


Abbildung 1: Schematische Darstellung des Aufbaus der Studie.

3. Unkonventionelle Lagerstätten

Kapitelübersicht

- Definition des Begriffs einer unkonventionellen Lagerstätte im Kontext der aktuellen Studie.
- Globaler Überblick des unkonventionellen Lagerstättenpotenzials.
- Wo wurden unkonventionelle Lagerstätten erschlossen?
- In welchen Lagerstätten führten Erschließungsmaßnahmen zu induzierter Seismizität?
- Unter welchen geologisch-tektonischen Bedingungen trat induzierte Seismizität auf?
- Wie wurde die induzierte Seismizität überwacht?

3.1. Definition und Abgrenzung

Kohlenwasserstofflagerstätten werden in konventionelle und unkonventionelle Vorkommen unterteilt. Während die Kohlenwasserstoffe einer konventionellen Lagerstätte aus dem Muttergestein heraus migriert sind und sich in einem anderen Gestein in einer Fallenstruktur angesammelt haben, befinden sich die Kohlenwasserstoffe einer unkonventionellen Lagerstätte weiterhin im Muttergestein. Ursächlich für den Verbleib im Muttergestein ist dessen geringe hydraulische Durchlässigkeit, allerdings spielen auch Sorptionskräfte bei der Speicherung eine Rolle. Daher können unkonventionelle Lagerstätten auch von hydraulisch leitfähigen Störungszonen durchzogen werden, ohne dass eine (vollständige) Entweichung der Kohlenwasserstoffe stattfindet.

Der Begriff unkonventionelle Lagerstätte umfasst in seiner allgemeinen Definition sowohl Schiefergas-, Schieferöl-, Kohleflözgas-, Aquifergas- als auch Gashydrat-Lagerstätten (Abbildung 2). Im Grenzbereich zwischen konventioneller und unkonventioneller Lagerstätte befinden sich Tight Gas Reservoirs, in denen fast undurchlässige Sandsteine oder Karbonate als sekundäres Speichergestein dienen.

Im Kontext der vorliegenden Studie wird der Begriff der unkonventionellen Lagerstätten auf die Muttergesteine Ton- und Mergelgestein sowie Kohleflöze beschränkt. In diesen Gesteinen ist in Deutschland das Fracking nach § 13a des Wasserhaushaltsgesetzes verboten.

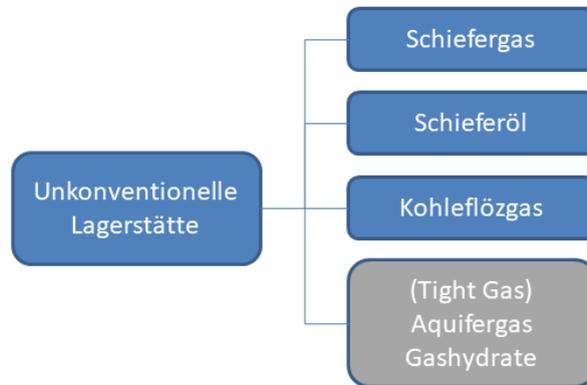


Abbildung 2: Übersicht unkonventioneller Lagerstätten. In der vorliegenden Studie werden Schiefergas-, Schieferöl- und Kohleflözgaslagerstätten berücksichtigt. Unberücksichtigt bleiben Tight Gas-, Aquifergas- und Gashydrat-Lagerstätten.

Im Englischen werden Kohlenwasserstoffe, die primär in Tongesteinen (und auch Mergelgesteinen) vorkommen, als „shale oil“ und „shale gas“ bezeichnet. Aufgrund der feinen Schichtung der Gesteine wurde diese Terminologie im Deutschen mit den Begriffen Schiefergas und Schieferöl übersetzt, obwohl die Gesteine geologisch betrachtet, aufgrund ihrer fehlenden metamorphen Überprägung, keine Schiefer darstellen. Für eine detaillierte Beschreibung des Entstehungsprozesses dieser Kohlenwasserstoffe sei hier auf die Potenzialstudie der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe verwiesen (BGR, 2016). Eine wirtschaftliche Förderung von Schieferöl und Schiefergas erfordert die Schaffung von Wegsamkeiten durch Fracking, um den Zustrom der Kohlenwasserstoffe zu einer Bohrung zu ermöglichen bzw. zu verbessern.

Kohleflözgas entsteht bei der Umwandlung von Pflanzenmaterial über Torf zu Kohle („Inkohlung“). Während des Inkohlungsprozesses migrieren Teile des generierten Gases zur Oberfläche und entgasen, der restliche Teil bleibt in der Kohle, hauptsächlich als sorbiertes, aber teilweise auch als freies Gas, zurück (Seidle, 2011). Kohleflöze sind meist von einer Vielzahl natürlicher Brüche durchzogen, die die Reservoireigenschaften maßgeblich bestimmen. Je nach Lagerstätteneigenschaften kann eine wirtschaftliche Förderung von Kohleflözgas auch ohne Einsatz der Fracking Technologie erfolgen (Thakur et al., 2014).

3.2. Weltweites Vorkommen und Erschließung

Gasführende Tongesteine befinden sich meist in geologischen Beckenstrukturen, in denen Kratone oder jüngere Faltengürtel von weitgehend ungefalteten Plattformsedimenten überlagert werden. Abbildung 3 zeigt weltweites Vorkommen unkonventioneller Lagerstätten, die neben den gasführenden auch ölführende Tongesteine umfassen. Zweidrittel der technisch förderbaren Schiefergasressourcen befinden sich in fünf Ländern: USA, China, Argentinien, Kanada und Mexiko (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2011), wobei eine kommerzielle Förderung bisher im Wesentlichen in den USA, Kanada, China und Argentinien dokumentiert ist. In geringerem Maß wurde in

den vergangenen Jahren Schiefergas auch in Saudi-Arabien und Afrika gefördert. Schiefergasförderung in Russland ist in der englischsprachigen Literatur kaum dokumentiert.

Die größten technisch förderbaren Schieferölvorkommen liegen in Russland, USA, China und Argentinien. In diesen vier Ländern befinden sich fast 60 % der technisch förderbaren Ressourcen (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2013). Im Jahr 2019 betrug die Produktion von Schieferöl und Tight Oil in den USA etwa 2,8 Mrd. Barrel.

Die größten Produzenten von Kohleflözgas (CBM) sind USA, Australien, Kanada und China (Abbildung 4).

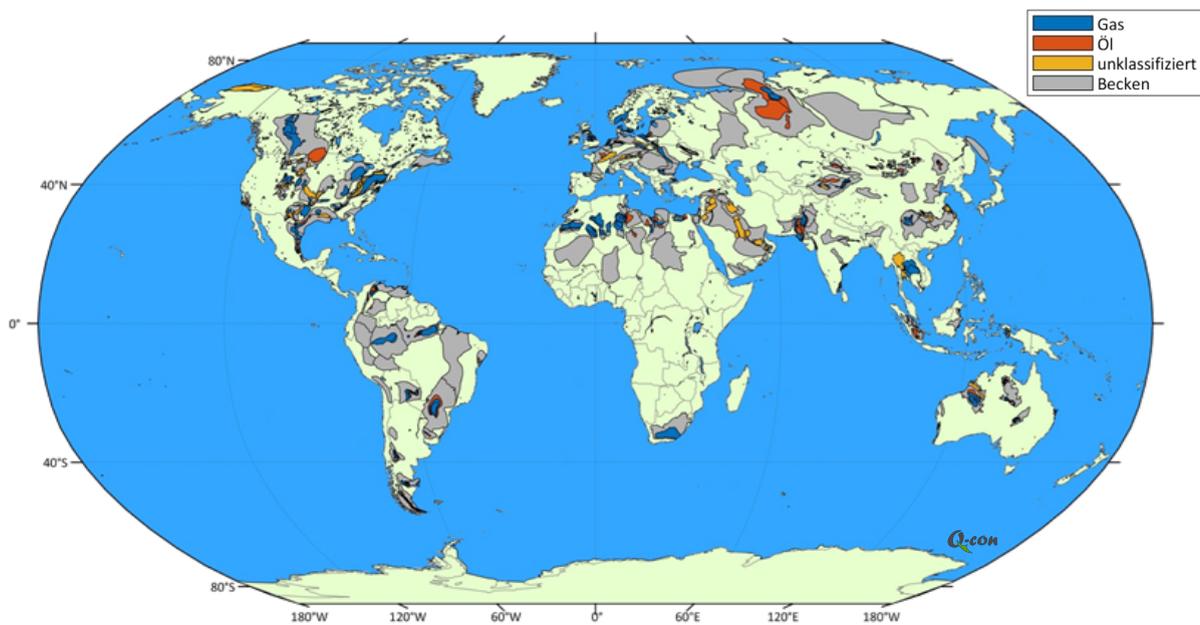


Abbildung 3: Schiefergas- und Schieferöl-Vorkommen entsprechend der Legende. Geologische Beckenstrukturen sind in grau dargestellt. Die roten und blauen Bereiche kennzeichnen Regionen, in denen Schiefergas oder Schieferöl gefördert wird oder die das Potenzial für eine Schieferöl/-gasförderung aufweisen. Datenquelle: West Virginia GIS Technical Center, Dept. of Geology and Geography, West Virginia University (WVU) (2014). Kartendarstellung unter Verwendung von mmap (Pawlowicz, 2020).

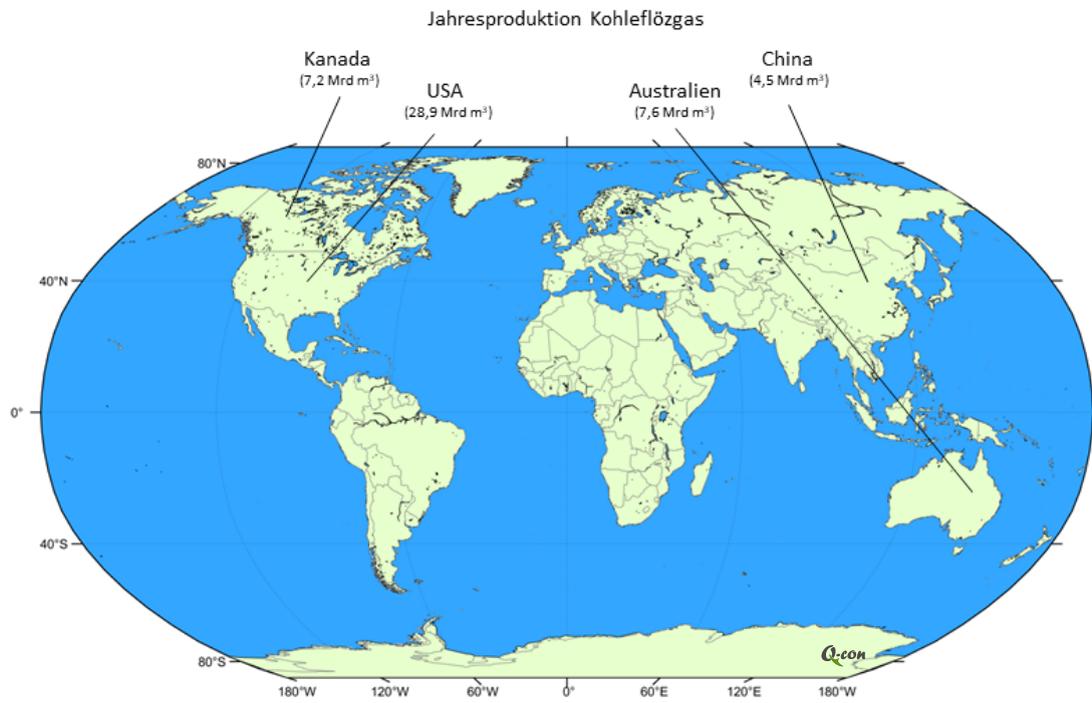


Abbildung 4: Jahresproduktion von Kohleflözgas für ausgewiesene Länder mit einer Gesamtproduktion von mindestens 1 Mrd m³/Jahr (Stand 2014 bis 2016). Datenquelle: Mastalerz und Drobniak (2020). Laut Prognose wird Indonesien im Jahr 2020 etwa 5 Mrd m³ und Russland im Jahr 2021 etwa 4 Mrd m³ Kohleflözgas produzieren (Liu, 2018). Kartendarstellung unter Verwendung von mmap (Pawlowicz, 2020).

3.3. Induzierte Seismizität in Unkonventionellen Lagerstätten

In der Literatur erfolgt die Zuordnung eines Erdbebens zu einem untertägigen Eingriff in den meisten Fällen über eine räumlich-zeitliche Korrelation, z.T. in Kombination mit einem konzeptionellen Verständnis eines möglicherweise auslösenden Prozesses (Dahm et al., 2013; Davis und Frohlich, 1993). In aktiv explorierten Lagerstätten werden häufig verschiedene Operationen auf engem Raum zeitgleich durchgeführt. In Kombination mit Ungenauigkeiten bei der Erdbebenortung und der zum Teil unvollständigen Kenntnis der in einer Region durchgeführten Erschließungsmaßnahmen können Zuordnungen fehlerbehaftet sein (Ground Water Protection Council and Interstate Oil and Gas Compact Commission, 2015). Dieses betrifft insbesondere ältere Fallbeispiele aus dem letzten Jahrhundert, bei denen Beobachtungsdaten tendenziell mit größeren Unsicherheiten verbunden sind.

Trotz intensiver Literaturrecherche ist anzumerken, dass die hier vorgenommene Zusammenstellung des Auftretens induzierter Seismizität inhärent unvollständig ist. Das hat im Wesentlichen zwei Gründe: Erstens wird die induzierte Seismizität bei der Gewinnung von Kohlenwasserstoffen aus unkonventionellen Lagerstätten häufig nicht systematisch überwacht, so dass induzierte Erdbeben erst bemerkt werden, wenn deren Signale von regionalen Messstationen registriert wurden. Abhängig vom Ort des Auftretens kann es sein, dass auch Erdbeben im Magnitudenbereich $M > 3$ durch regionale Messnetze nicht detektiert werden. Zweitens ist es häufig nicht möglich, ein gemessenes Erdbeben in einer bestimmten Region mit der Kohlenwasserstoffgewinnung zu assoziieren, da in der Regel keine detaillierten Informationen zu den operativ durchgeführten Maßnahmen vorliegen.

Im Fokus der Literaturrecherche stehen Beobachtungen besonders starker induzierter Erdbeben. Bis auf wenige Ausnahmen wurden Beispiele zusammengetragen, bei denen die induzierte Seismizität im Magnitudenbereich $M \geq 3$ gelegen hat. Dieser Magnitudenbereich wurde gewählt, da Erdbeben dieser Stärke in den meisten der untersuchten Gebiete oberhalb der Detektionsschwelle der regionalen Messnetze liegen. Gleichzeitig markiert der Bereich um Magnitude $M = 3$ häufig den Beginn der (Bagatell-) Schadensgrenze (vergleiche dazu auch Abschnitt 5.4). Zur Beschreibung der Erdbebenstärke existieren unterschiedliche Magnitudenskalen (vergleiche Abschnitt 4.3). Im Rahmen dieser Studie wird die Magnitudenskala der jeweiligen Datenquelle verwendet. Falls diese nicht explizit ausgewiesen wurde, wird die Erdbebenstärke mit „Magnitude M “ angegeben.

Abbildung 5 zeigt eine Übersicht der stärksten dokumentierten Erdbeben, die mit der Erschließung unkonventioneller Lagerstätten durch Fracking assoziiert wurden. Zum Teil wurden noch stärkere Erdbeben mit der Rückführung von Produktionswässern in Verbindung gebracht. Diese werden in den nachfolgenden Unterkapiteln aufgeführt, in Abbildung 5 aber nicht dargestellt, da die Rückführung von Produktionswässern in erheblichem Maß auch Produktionsfluide anderer Technologien umfasst, z.B. aus der Sekundärförderung in Erdöllagerstätten (Zoback, 2012). Damit ist die großvolumige Rückführung von Produktionswässern, wie sie vielfach durchgeführt wird, kein

zwingender Bestandteil der hier untersuchten Kohlenwasserstoffgewinnung aus unkonventionellen Lagerstätten.

Im Rahmen der hier durchgeführten Literaturstudie wurden keine Hinweise gefunden, die auf induzierte Seismizität im Zusammenhang mit der Erschließung von Flözgaslagerstätten oder reiner Produktionsmaßnahmen in unkonventionellen Lagerstätten hindeuten könnten. Entsprechende Beobachtungen waren auch den im Verlauf dieser Studie befragten Experten William Ellsworth (Stanford Center for Induced and Triggered Seismicity), Ryan Schulz (Stanford University) und Honn Kao (Natural Resources Canada) nicht bekannt.

In den nachfolgenden Unterkapiteln erfolgt die Zusammenstellung induzierter Seismizitätsbeobachtungen untergliedert nach Kontinenten und ggf. zusätzlich nach geologischen Becken bzw. Formationen. Die Zusammenstellung berücksichtigt insbesondere auch diejenigen Faktoren, denen eine potenzielle Schlüsselfunktion im Zusammenhang mit der induzierten Seismizität zugeschrieben wird (vergleiche Abschnitt 5.2).

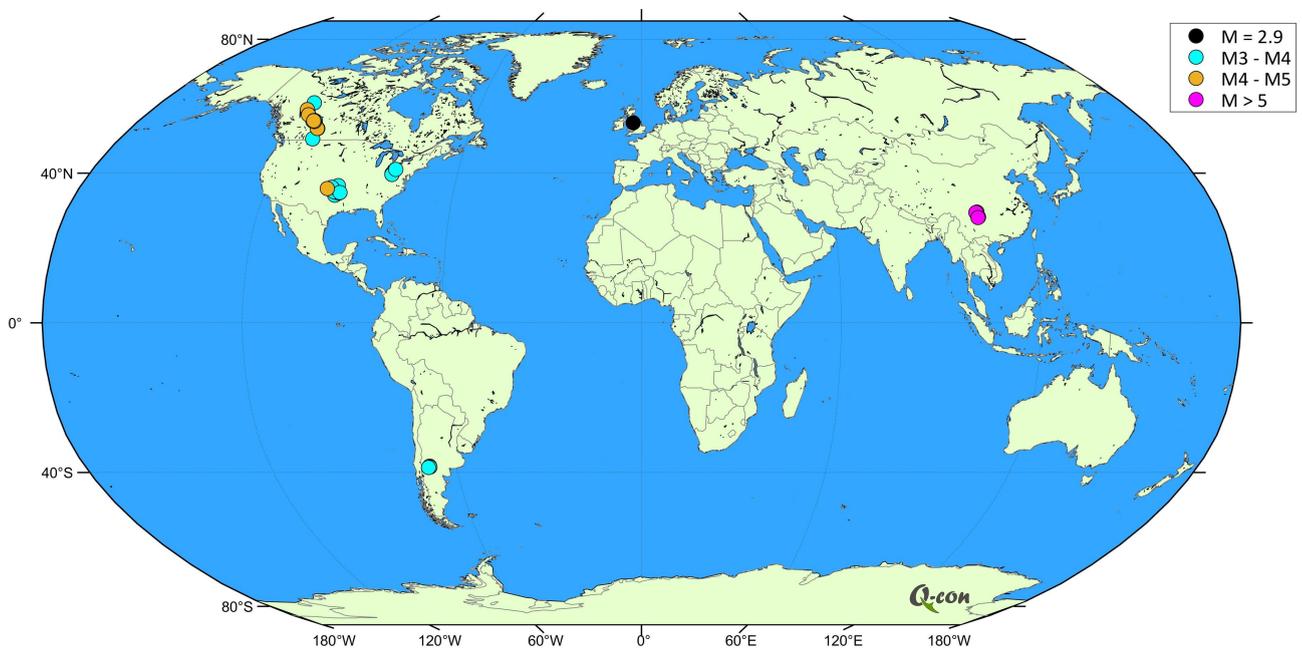


Abbildung 5: Übersichtskarte mit den stärksten dokumentierten Erdbeben, die mit der Erschließung unkonventioneller Lagerstätten durch Fracking assoziiert wurden. Mit Ausnahme eines $M_L=2,9$ Erdbebens in England werden nur Erdbeben mit $M \geq 3,0$ dargestellt. Datenquelle: diese Studie. Kartendarstellung unter Verwendung von mmap (Pawlowicz, 2020).

3.3.1. Nordamerika

3.3.1.1. USA

Die USA sind derzeit der weltweit größte Produzent von Kohlenwasserstoffen aus unkonventionellen Lagerstätten, die in etwa 30 Bundesstaaten gefördert werden. Neben Schiefergas und Tight Gas, deren Jahresproduktion im Jahr 2018 bei 723 Mrd m³ lag (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2020a), werden in den USA auch Schieferöl und Kohleflözgas gefördert. Die Produktion erfolgt im Wesentlichen aus zehn verschiedenen geologischen Becken (Abbildung 6), die in den nachfolgenden Unterkapiteln detailliert beschrieben werden.

Eine Ampelsteuerung zur Verringerung des Risikos durch induzierte Seismizität (vergleiche Kapitel 7) ist in einigen Bundesstaaten vorgeschrieben. Entsprechende Regulierungen werden in Abschnitt 7.2 zusammengefasst.

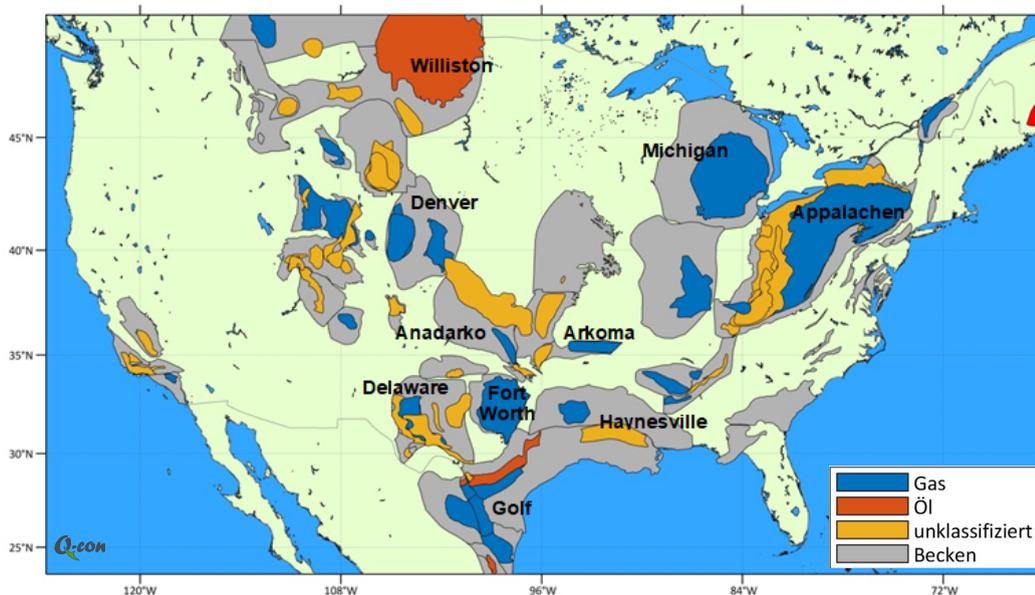


Abbildung 6: Übersichtskarte der zehn geologischen Becken (grau) in den USA, aus denen Kohlenwasserstoffe aus unkonventionellen Lagerstätten gewonnen werden. Becken, aus denen Kohleflözgas gefördert wird, sind hier nicht gesondert aufgeführt. Datenquelle: West Virginia GIS Technical Center, Dept. of Geology and Geography, West Virginia University (WVU) (2014). Kartendarstellung unter Verwendung von mmap (Pawlowicz, 2020).

3.3.1.1.1. Appalachen Becken (Marcellus, Utica)

Das Appalachen Becken ist das größte, gasproduzierende Becken in den USA mit einer Fördermenge von etwa 770.000 m³/Tag (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2020b). Das Becken erstreckt sich über die Staaten Ohio, Pennsylvania und West Virginia. Wichtigste Formationen sind die zwischen 60-100 m mächtige ordovizische Utica Formation und die bis zu 100 m mächtige, de-

vonische Marcellus Formation, die beide sowohl Öl- als auch Gasvorkommen aufweisen (Brudzinski und Kozłowska, 2019).

Die hauptsächlich aus Tonstein bestehende Marcellus Formation wird von devonischem Kalkstein (Ryder et al., 2009) und Evaporiten aus der silurischen Salina Gruppe (Skoumal et al., 2018a) unterlagert. Die Utica Tonstein Formation überlagert den Trenton Kalkstein (Schultz et al., 2020b).

Seit 2009 wird die Marcellus und seit 2011 die Utica Formation mittels Fracking exploitiert, mit insgesamt über 11.000 HF Bohrungen (Schultz et al., 2020b). Die Erdbebenaktivität wird im Appalachen Becken mit regionalen Stationen der Bundesstaaten und vereinzelt Zusatzstationen beobachtet. Die Stationsdichte ist gering (Brudzinski und Kozłowska, 2019). Darüber hinaus wurden viele Fracking Maßnahmen hochauflösend mit Geophonketten in Bohrlöchern beobachtet (Warpinski et al., 2012).

Die stärksten der als induziert eingestufteten Erdbeben wurden mit der Rückführung von Produktionswässern in Verbindung gebracht, die vorrangig in der Nähe des präkambrischen Grundgebirges stattfindet. Das stärkste dieser Erdbeben hatte eine Magnitude $M=4$ (Brudzinski und Kozłowska, 2019).

Trotz der großen Zahl von Fracking Operationen wurden nur wenige Erdbeben im Magnitudenbereich $M \geq 3$ dem Fracking zugeordnet. Die stärksten Erdbeben haben im präkambrischen Grundgebirge stattgefunden und wurden, bis auf eine Ausnahme, mit Fracking in der Utica Formation assoziiert (Skoumal et al., 2015, 2018a). Das stärkste dort aufgetretene Erdbeben hatte eine Magnitude $M_L=3,7$ (Schultz et al., 2020b).

In der vergleichsweise flacher gelegenen Marcellus Formation weist das stärkste Erdbeben eine Magnitude $M_L=2,7$ auf (Brudzinski und Kozłowska, 2019). Auch dieses Erdbeben wird mit einer kritisch gespannten Störung im Grundgebirge in Verbindung gebracht, die sich durch den Reservoirhorizont fortsetzt (Schultz et al., 2020b).

3.3.1.1.2. Anadarko Becken

Im Anadarko Becken wird aus verschiedenen Formationen Öl und Gas aus unkonventionellen Lagerstätten produziert. Die Tiefe der Formationen, aus denen produziert wird, liegt bei bis zu 6 Kilometern (Ries et al., 2020). Fracking wird hauptsächlich im spätdevonischen Woodford Shale durchgeführt, welcher eine Mächtigkeit von bis zu >90 m aufweist (Shale Experts, 2020). Die Anzahl der HF-Bohrungen in Oklahoma liegt bei mehr als 12.000 (Schultz et al., 2020b).

Seit 2016 erfolgt die Erdbebenüberwachung mit regionalen Stationen des nationalen geologischen Dienstes Oklahoma Geological Survey (University of Oklahoma, 2020). Ausgeprägte Seismizität mit mehreren $M_w > 5$ Erdbeben wurde mit der Rückführung von Produktionswässern in der Arbuckle

Formation assoziiert, die das präkambrische Grundgebirge direkt überlagert (Keranen et al., 2014). Das stärkste dieser Beben hatte eine von Magnitude $M_w=5,8$ (Schultz et al., 2020b).

Eine systematische Korrelation zwischen dem Auftreten von Erdbeben und dem Abstand der Fluidinjektion relativ zum Grundgebirge wird beobachtet (Hincks et al., 2018).

Das bisher stärkste mit Fracking assoziierte Erdbeben weist eine Magnitude $M_L=3,5$ auf, wobei eine systematische Untersuchung möglicherweise noch stärkere Erdbeben identifizieren könnte (Skoumal et al., 2018b).

3.3.1.1.3. Arkoma Becken

Im Arkoma Becken wurde aus der 20-180 m mächtigen (Dobson und Houseworth, 2014) Fayetteville Formation (Mississippium) Gas primär aus Tongestein produziert. Insgesamt wurden mehr als 1.000 HF Bohrungen abgeteuft, wobei die weitere Entwicklung des Feldes eingestellt wurde (Schultz et al., 2020b).

Die Erdbebenüberwachung im Arkoma Becken wird mit regionalen Stationen des Bundesstaates Arkansas durchgeführt (Horton, 2012; Schultz et al., 2020b). Die Stationsdichte ist gering, wodurch eine erhebliche Lokalisierungsunsicherheit für lokale Erdbeben besteht, insbesondere bezüglich der Herdtiefe (Yoon et al., 2017). Das stärkste als induziert klassifizierte Erdbeben erreichte eine Magnitude $M_w=4,7$ und wurde der Rückführung von Produktionswässern zugeschrieben (Horton, 2012; Ogwari et al., 2016). Mit Fracking wurden Erdbeben bis maximal $M_L=2,9$ assoziiert (Yoon et al., 2017). Eine Diskriminierung der Erdbebenursache ist allerdings aufgrund der großen Lokalisierungsfehler nicht eindeutig. So ist nicht auszuschließen, dass auch Erdbeben, die der Rückführung von Produktionswässern zugeschrieben wurden, tatsächlich durch Fracking verursacht wurden (Yoon et al., 2017).

3.3.1.1.4. Golf Becken

Im Golf Becken wird seit 2008 aus der Eagle Ford und der darüber liegenden Austin Chalk Formation Gas produziert. Bei der 30-100 m mächtigen Eagle Ford Formation handelt es sich um eine Tonstein Formation aus der späten Kreide. Darüber liegt die 15-180 m mächtige, aus Karbonaten bestehende Austin Chalk Formation (Fasola et al., 2019). Insgesamt wurden mehr als 19.000 HF Bohrungen komplettiert (Schultz et al., 2020b), z.T. unter Einsatz der „Zipper Frac“ Technologie (Gandossi und Von Estorff, 2015).

Die Erdbebenüberwachung im Golf Becken wird mit regionalen Stationen des Bundesstaates Texas durchgeführt (Texas Seismological Network). Seit 2018 wird ein massiver Anstieg von Erdbeben mit $M_L \geq 3$ beobachtet, von denen 85 % räumlich und zeitlich mit Fracking korrelieren (Schultz et al., 2020b). Am 1. Mai 2018 wurde mit $M_w=4,0$ das größte jemals in den USA mit Fracking assoziierte Erdbeben gemessen. Dieses trat in einer Region auf, in der bereits im Jahr 2011 ein $M_w=4,8$ Erdbe-

ben stattgefunden hat, welches der Fluid-Extraktion zugeordnet wurde (Fasola et al., 2019). Eine eindeutige Zuordnung der Erdbeben zur Eagle Ford bzw. Austin Chalk Formation ist nicht möglich, wobei ein größerer Anteil an Erdbeben mit Fracking in der Eagle Ford Formation korreliert (Fasola et al., 2019).

3.3.1.1.5. Delaware Becken

Das Delaware Becken in Texas ist Teil des Perm-Beckens, einem der wichtigsten öl- und gasproduzierenden Becken in den USA. Zielformationen der Kohlenwasserstoffgewinnung aus unkonventionellen Lagerstätten sind die Bone Spring und die darunter liegende Wolfcamp Shale Formation. Die 100-500 m mächtige, permische Bone Spring Formation besteht aus kalkhaltigen, siliziklastischen und kohlenstoffhaltigen Ablagerungen, in der auch konventionelle Kohlenwasserstoffe gewonnen werden. Die ebenfalls im Perm entstandene Wolfcamp Formation besteht aus einer Wechsellagerung von Tonsteinen und Karbonaten mit Mächtigkeiten im Bereich zwischen 100 m und 500 m (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2020c).

Insgesamt wurden mehr als 7.900 HF Bohrungen im Delaware Becken komplettiert (Schultz et al., 2020b). Die Erdbebenüberwachung wird mit regionalen Stationen des Bundesstaates Texas durchgeführt (Texas Seismological Network). Aufgrund der geringen Stationsdichte besteht eine erhebliche Lokalisierungsunsicherheit (Lomax und Savvaidis, 2019; Skoumal et al., 2020).

Vor 2015 wurde keine Seismizität mit $M > 3$ beobachtet, die mit Fracking in Verbindung gebracht wurde. Im Zeitraum 2015-2020 sind 67 Erdbeben mit $M > 3$ aufgetreten, das stärkste dieser Beben wies eine Magnitude $M_w = 5$ auf. Es ist nicht gesichert, welche dieser Beben auf Fracking und welche auf die Rückführung von Produktionswässern zurückzuführen sind. Einige Autoren geben das stärkste durch Fracking ausgelöste Erdbeben mit $M_w = 3,4$ an (Skoumal et al., 2020). Andere Autoren merken an, dass im Umfeld der noch stärkeren Beben keine oder nur wenige Bohrungen zur Rückführung von Produktionswässern genutzt wurden (Schultz et al., 2020b).

Von den mit Seismizität assoziierten HF-Bohrungen befindet sich der überwiegende Teil im Wolfcamp Shale (Lomax und Savvaidis, 2019; Skoumal et al., 2020). Der größte Teil der seismischen Aktivität wurde im sedimentären Stockwerk ungefähr 3 km oberhalb des präkambrischen Grundgebirges lokalisiert. Dennoch wird Seismizität vermehrt in den Bohrungen beobachtet, die näher am Grundgebirge liegen (Skoumal et al., 2020).

3.3.1.1.6. Denver-Julesburg

Das Denver-Julesburg Becken in Colorado, Nebraska und Wyoming ist ein weiteres wichtiges Becken in der US-amerikanischen Öl- und Gasexploration. Im Watternbergfeld findet Gas-Förderung aus der Niobrara Formation und der darunter liegenden Codell Sandstone Formation statt. Insgesamt wurden mehr als 23.000 Bohrungen abgeteuft.

Die oberkretazische Niobrara Formation weist eine Wechsellagerung von Kreide- und Tongesteinen auf, deren Gesamtmächtigkeit bis zu 100 m beträgt (Niobrara News, 2014; Sands, 2019).

Die ebenfalls zur Oberkreide zählende Cordell Sandstone Formation ist bis zu 10 m mächtig und überlagert die Greenhorn Kalkstein Formation (ebenfalls Oberkreide) (Smith, 2015).

Es wurden in der Literatur keine Hinweise auf induzierte Seismizität im Denver-Julesburg Becken gefunden.

3.3.1.1.7. Bakken (Williston Becken)

Die Bakken-Formation ist eine etwa 40 m mächtige, ölführende Formation aus dem späten Devon. Die Formation weist zwei Schwarzschiefer-Schichten auf, welche durch eine siltige Dolomitschicht getrennt sind. Zur Erschließung der unkonventionellen Lagerstätte wurden allein in North Dakota mehr als 11.681 HF Bohrungen komplettiert (Stand Mai 2017; North Dakota Department of Mineral Resources, 2020), ohne dass messbare Seismizität dokumentiert ist. Eine mögliche Begründung für das Ausbleiben messbarer Seismizität sind mächtige Evaporite, die die Reservoirformation vom Grundgebirge hydraulisch isolieren könnten (Skoumal et al., 2018a). Da die Evaporite nicht überall im Williston Becken existieren, müssen allerdings auch weitere Faktoren eine Rolle spielen (Skoumal et al., 2018a).

3.3.1.1.8. Barnett (Fort Worth Becken)

Die bis zu 300 m mächtige Barnett Formation besteht aus Tonsteinen, die im Mississippium entstanden sind (Pollastro et al., 2007). Getrennt durch eine Kalksteinschicht, überlagert die Barnett Formation die porös-karstige Ellenburger Formation, die zur Rückführung von Produktionswässern genutzt wird. Unterhalb befindet sich das präkambrische Grundgebirge (Hornbach et al., 2016).

Trotz massivem Einsatz der Fracking Technologie ist in der Literatur lediglich induzierte Seismizität mit $M < 3$ in der Barnett Formation dokumentiert. Zum Teil wurde die Seismizität hochauflösend mit Geophonketten in Bohrlöchern beobachtet (Warpinski et al., 2012). Die stärksten Beben wurden mit der Rückführung von Produktionswässern assoziiert (Frohlich, 2012; Hornbach et al., 2016).

3.3.1.1.9. Michigan Becken

Im Michigan Becken werden Kohlenwasserstoffe aus den oberdevonischen Antrim Shales gewonnen. Die 20-70 m mächtige, unkonventionelle Lagerstätte befindet sich im Tiefenbereich 400-600 m. Es wurden in der Literatur keine Hinweise auf induzierte Seismizität im Michigan Becken gefunden.

3.3.1.1.10. Haynesville Region

Die jurassische Haynesville Shale Formation hat eine Mächtigkeit von 60-90 m, liegt im Tiefenbereich 3.000-4.500 m und wird von Kalksteinen unterlagert. Aufgrund eines natürlichen Überdrucks in der Formation konnten große Mengen Schiefergas gefördert werden, die im Jahr 2012 sogar die Produktion in der Barnett Formation (Abschnitt 3.3.1.1.8) überstiegen (Beaven, 2019).

Erdbebenaktivität in der Haynesville Region ist über Registrierungen regionaler Stationen dokumentiert. Die Abdeckung seismologischer Messstationen ist gering. Räumlich-zeitliche Korrelationen deuten darauf hin, dass drei Erdbeben geringer Magnitude ($M < 3$) durch Fracking oder durch Rückführung von Produktionswässern verursacht worden sein könnten (Walter et al., 2016).

3.3.1.2. Kanada

In Kanada erfolgt die Förderung von Kohlenwasserstoffen aus unkonventionellen Lagerstätten im Wesentlichen aus dem West-Kanadischen Becken mit Vorkommen in unterschiedlichen Formationen (Abbildung 7).

Induzierte Erdbeben in Kanada treten hauptsächlich im Zusammenhang mit der Schiefergasgewinnung und der Rückführung von Produktionswässern auf. Informationen zu einer möglichen Korrelation zwischen Erdbeben und der Erschließung anderer unkonventioneller Lagerstätten liegen nur für die Exshaw Formation vor.

Eine Ampelsteuerung zur Verringerung des Risikos durch induzierte Seismizität (vergleiche Kapitel 7) ist in einigen Regionen vorgeschrieben. Entsprechende Regulierungen werden in Abschnitt 7.2 zusammengefasst.

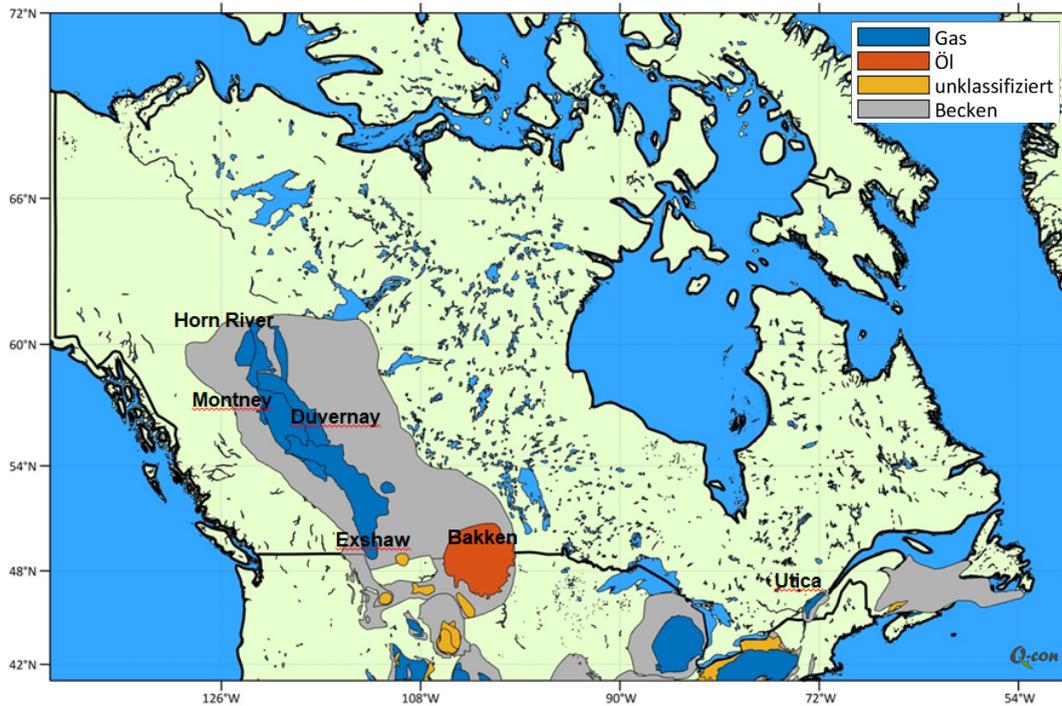


Abbildung 7: Übersichtskarte der Formationen in Kanada, aus denen Kohlenwasserstoffe aus unkonventionellen Lagerstätten gewonnen werden. Datenquelle: West Virginia GIS Technical Center, Dept. of Geology and Geography, West Virginia University (WVU) (2014). Kartendarstellung unter Verwendung von mmap (Pawlowicz, 2020).

3.3.1.2.1. Horn River

Im Horn River Becken wurde im Zeitraum 2007 bis 2011 Schiefergas aus devonischen Formationen gefördert. Danach wurde die Förderung mangels Wirtschaftlichkeit eingestellt (Schultz et al., 2020b). Die Zielformationen im Horn River Becken sind zum Teil artesisch stark gespannt (Government of Canada, 2020).

Lokale Erdbebenaktivität wurde mit dem nationalen kanadischen seismologischen Messnetz (Canadian National Seismograph Network, CNSN) erfasst. Aufgrund der geringen Anzahl seismologischer Stationen im Nahbereich konnte das CNSN induzierte Erdbeben im Horn River Becken erst ab einer Magnitude von $M_L=2-3$ detektieren und deren Epizentren nur mit einer Ungenauigkeit von 5-10 km bestimmen (BC Oil and Gas Commission, 2012). Darüber hinaus betrieben einige Entwicklerfirmen temporäre Messnetze zur Überwachung lokaler Seismizität. Dokumentiert sind zwei lokale Netzwerke von 20 bzw. 151 Seismometern, die jeweils für wenige Monate zur Überwachung von Fracking-Aktivitäten installiert wurden. Mit diesen Messnetzen wurden räumlich-zeitliche Korrelationen zwischen Fracking und Erdbeben bis Magnitude $M_L=3,0$ festgestellt. Die dort beobachtete Seismizität war auf den Tiefenhorizont der Tonsteine und darunter liegende Schichten beschränkt (BC Oil and Gas Commission, 2012). Im Horn River Becken wurde das Auftreten stärkerer Erdbeben zum einen mit großen Volumina injizierten Fluids in Verbindung gebracht,

zum anderen mit der Existenz kritisch gespannter (Grundgebirgs-) Störungen (Farahbod et al., 2015). Öffentlich publizierte Injektionsvolumina betragen bis zu 138.000 m³ pro Bohrung (BC Oil and Gas Commission, 2012). Das stärkste mit Fracking assoziierte Erdbeben im Horn River Becken hatte eine Magnitude $M_L=3,8$. Des Weiteren wurden Erdbeben bis Magnitude $M=4$ mit der Rückführung von Produktionswässern in Verbindung gebracht (Scientific Hydraulic Fracturing Review Panel (B.C.), 2019).

3.3.1.2.2. Montney Formation

Südlich des Horn River Beckens schließt sich die Montney Formation an, in der Schiefergas aus triassischen Siltsteinen gefördert wird. Die Zielformationen sind zum Teil artesisch stark gespannt (Eaton und Schultz, 2018). Im Zeitraum 2007 bis 2020 wurde Multi-Stage Fracking zur Schiefergasgewinnung in mehr als 7.000 Bohrungen durchgeführt (Schultz et al., 2020b). Neben dem nationalen kanadischen seismologischen Messnetz (Canadian National Seismograph Network, CNSN) wird die Erdbebenaktivität in der Montney Formation von diversen lokalen Netzwerken überwacht, so dass in einigen Regionen induzierte Seismizität bereits im Magnitudenbereich $M_L=1$ detektiert werden konnte (BC Oil and Gas Commission, 2014).

In der Montney Region wurden im Zeitraum 2007-2020 insgesamt 231 Erdbeben im Magnitudenbereich $M_L=2,4$ bis $M_L=4,4$ registriert, von denen 193 Erdbeben dem Fracking und 38 Erdbeben der Rückführung von Produktionswässern zugeschrieben werden (Schultz et al., 2020b). Das stärkste mit Fracking assoziierte Erdbeben hatte eine Magnitude von $M_L=4,4$ ($M_w=4,6$) (Atkinson et al., 2016; Mahani et al., 2017). Ein ursächlicher Zusammenhang zwischen Fracking Operationen und den ungewöhnlich starken, induzierten Erdbeben wird in verschiedenen Studien festgestellt (Ghofrani und Atkinson, 2020; van der Baan und Calixto, 2017). Darüber hinaus wurde angemerkt, dass die Hypozentren induzierter Erdbeben häufig entlang existierender Störungzonen angeordnet sind (BC Oil and Gas Commission, 2014). Eine wichtige Beobachtung ist, dass einige der stärksten mit Fracking assoziierten Erdbeben durch ein vergleichsweise geringes Injektionsvolumen ausgelöst wurden (Atkinson et al., 2016).

3.3.1.2.3. Duvernay Formation

Die karbonatreichen devonischen Zielformationen sind zum Teil artesisch stark gespannt (Eaton und Schultz, 2018). Im Zeitraum 2010 bis 2019 wurde Multi-Stage Fracking zur Schiefergasgewinnung in 1.175 Bohrungen durchgeführt (Schultz und Pawley, 2019). Typische Injektionsvolumina lagen im Bereich von 1.500 m³ pro Abschnitt („stage“) und 20.000 m³ pro Bohrung (Schultz et al., 2018). Neben dem nationalen kanadischen seismologischen Messnetz (Canadian National Seismograph Network, CNSN) wird die induzierte Erdbebenaktivität in der Duvernay Formation von diversen lokalen Netzwerken überwacht, so dass diese Region zu den bestuntersuchten Regionen weltweit zählt (Schultz et al., 2020b).

Induzierte Seismizität trat in mehreren, räumlich getrennten Clustern auf und mindestens 15 Erdbeben mit $M \geq 3$ werden mit Fracking assoziiert (Wilson et al., 2017). Das stärkste dieser Beben hatte eine Magnitude $M_w=4,1$ (Wang et al., 2017).

Beobachtungen deuten darauf hin, dass einige Zonen seismischer Aktivität mit Regionen außergewöhnlich hohen Reservoirdrucks (vertikaler Gradient >15 kPa/m) korrelieren (Eaton und Schultz, 2018), wobei nicht gesichert ist, ob diese Korrelation im gesamten West-Kanadischen Becken besteht (Ghofrani und Atkinson, 2020). Gleichzeitig scheint die Erdbebenstärke mit dem Injektionsvolumen zu skalieren (Schultz et al., 2018) und die stärkeren Erdbeben scheinen auf Grundgebirgsstörungen stattgefunden zu haben (Wang et al., 2017).

3.3.1.2.4. Exshaw Formation

Die unkonventionellen Lagerstätten in der Exshaw Formation sind devonischen Ursprungs und durch Tonsteine und dolomitisierte Schluffsteine geprägt. Verglichen mit der Duvernay und Montney Formation wurden unkonventionelle Lagerstätten in der Exshaw Formation bisher nur in geringem Maße erschlossen. Etwa 40 Horizontalbohrungen wurden zur Gewinnung von Schieferöl abgeteuft und gefrackt (Schultz et al., 2020b).

Mittels Aufzeichnungen mehrerer regionaler seismischer Netzwerke assoziieren Schultz et al. (2015) Erdbeben bis $M_L=3,0$ mit einer Bohrung, die in zehn Abschnitten („stages“) und einem gesamten Flüssigkeitsvolumen von etwa 7.000 m^3 gefrackt wurde. Alle Erdbeben wurden im kristallinen Grundgebirge lokalisiert, z.T. mehrere Kilometer unterhalb der Bohrung. In ihrer geologischen Interpretation finden Galloway et al. (2018) eine natürliche Störung, die vom Reservoirhorizont in das Grundgebirge verläuft und eine hydraulische Verbindung darstellen könnte.

3.3.1.2.5. Bakken Formation (Saskatchewan)

Die Bakken-Formation ist eine etwa 40 m mächtige ölführende Formation aus dem späten Devon. Die Formation weist zwei Schwarzschiefer-Schichten auf, welche durch eine siltige Dolomitschicht getrennt sind. Zur Erschließung der Lagerstätte wurden mehrere tausend Horizontalbohrungen gefrackt (Stand 2015: 7.500 Horizontalbohrungen (Carter und Eaton, 2016)), ohne dass messbare ($M \geq 3$) Seismizität aufgetreten ist (van der Baan und Calixto, 2017).

Eine mögliche Begründung für das Ausbleiben messbarer Seismizität sind mächtige Evaporite, die die Reservoirformation vom Grundgebirge hydraulisch isolieren könnten (Skoumal et al., 2018a). Wie bereits in Kapitel 3.3.1.1.7 erwähnt wurde, ist es wahrscheinlich, dass allerdings auch weitere Faktoren eine Rolle spielen.

3.3.1.2.6. Utica Formation (Quebec)

Die Förderung von Kohlenwasserstoffen aus der Utica Formation (Quebec) hat bisher nur im kleineren Maßstab stattgefunden. Insgesamt sind bis in das Jahr 2010 Fracking Maßnahmen in 18 Bohrungen dokumentiert (Chen et al., 2014), ohne Assoziierung mit obertägig messbarer Seismizität. Seit 2011 sind Fracking Maßnahmen nicht mehr zugelassen.

3.3.2. Latein- und Südamerika

Argentinien, Brasilien und das geographisch zu Nordamerika zählende Mexiko gehören zu den zehn Ländern der Welt mit den größten technisch gewinnbaren Schiefergasressourcen (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2013). Die Erschließung von Schiefergaslagerstätten ist in Argentinien am weitesten fortgeschritten. Während es in Mexiko einige wenige Projekte zur Schiefergaserschließung gibt, mit insgesamt weniger als 10 Bohrungen bis 2013 (Gomez Jr., 2014), gibt es diesbezüglich in Brasilien keine nennenswerten Aktivitäten (Rabbia, 2020).

Darüber hinaus wurde Schiefergas und -öl in einigen wenigen Projekten in Kolumbien exploriert (Smith, 2020).

Eine Ampelsteuerung zur Verringerung des Risikos durch induzierte Seismizität (vergleiche Kapitel 7) ist in Südamerika nicht vorgeschrieben.

3.3.2.1. Argentinien

In Argentinien werden Kohlenwasserstoffe aus unkonventionellen Lagerstätten im Wesentlichen im Neuquén Becken aus der Vaca Muerta Formation gefördert. Seit 2017 wird in geringerem Maße auch aus dem Austral Becken gefördert (Instituto Argentino del Petroleo y del Gas, 2019).

Die Vaca Muerta Formation wurde während des späten Jura und der frühen Kreide gebildet und besteht aus bis zu 1,2 km mächtigen Ablagerungen hauptsächlich aus Mergel mit Schwarzschiefer. Geologisch ähnelt Vaca Muerta der Eagle Ford Formation im Süden von Texas (Aloulou und Zaretskaya, 2019; vergleiche Abschnitt 3.3.1.1.4).

Im Zeitraum 2009 bis 2019 wurden mehr als 1.000 Bohrungen zur Gewinnung von Schiefergas und Schieferöl in die Vaca Muerta Formation abgeteuft und insgesamt mehr als 13.000 Abschnitte („stages“) gefrackt (Ponce, 2019). Im Jahr 2019 wurde aus 871 Bohrungen gefördert. Parallel dazu steigerte sich die Rückführung von Produktionswässern von einem Gesamtvolumen von 18.000 m³ im Jahr 2013 auf 180.000 m³ im Jahr 2018 (Cunningham, 2020).

Die durch Fracking induzierte Seismizität wurde zumindest in einzelnen Fällen hochauflösend mit Geophonketten in Bohrlöchern beobachtet. Die von Curia et al. (2018) im Zusammenhang mit Schieferöl-Fracking beobachtete Seismizität war auf den Reservoirhorizont und den negativen Magnitudenbereich beschränkt. Auf regionaler Skala wird die Erdbebenaktivität im Neuquén Becken durch die nationalen Erdbebendienste von Argentinien (INPRES; Instituto Nacional De Prevencion Sismica) und Chile (CSN Centro Sismológico Nacional) aufgezeichnet. Seit 2015 traten vermehrt spürbare Erdbeben im Neuquén Becken auf, die mit der Förderung von unkonventionellen Kohlenwasserstoffen in Verbindung gebracht wurden. Das bisher stärkste dieser Erdbeben hatte ein Magnitude von $M_L=3,8$ (Correa-Otto, 2018). Aktuell traten im Jahr 2020 mehrere Erdbeben im Magnitudenbereich $M_L=3,7$ bis $M_L=3,8$ auf, die mit der Gewinnung von Kohlenwasserstoffen aus unkonventionellen Lagerstätten in Verbindung gebracht werden (D’Amico, 2020). Ein Teil der Seismizität korreliert mit Fracking Bohrungen (D’Amico, 2020), ein anderer Teil mit Bohrungen

zur Rückführung von Produktionswässern (Weber, 2020) (Abbildung 8). Aufgrund der unsicheren Beobachtungslage ist eine Diskriminierung des verursachenden Prozesses der spürbaren Erdbeben erschwert. Insbesondere kann nicht ausgeschlossen werden, dass induzierte Seismizität auch in der tiefer liegenden Los Molles Formation auftritt, einer weiteren unkonventionellen Lagerstätte, aus der Kohlenwasserstoffe in geringerem Ausmaß exploitiert werden.

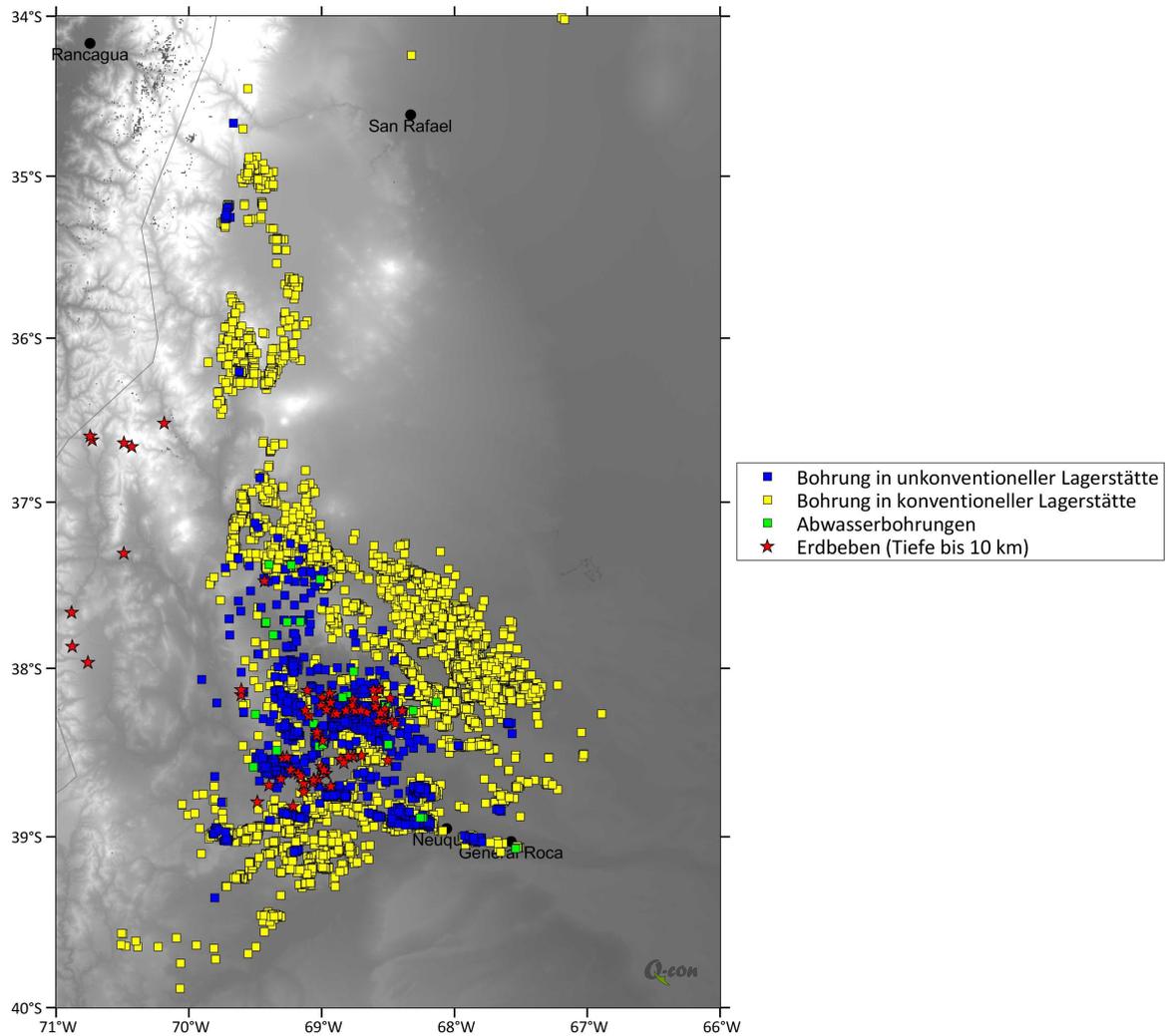


Abbildung 8: Lage der Bohrungen zur Kohlenwasserstoffgewinnung im Neuquén Becken entsprechend der Legende (Datenquelle: Secretaría de Energía Argentina, 2020; heruntergeladen am 15.10.2020). Epizentren der im Zeitraum 01.12.2011 bis 27.10.2020 registrierten Erdbeben im Tiefenbereich ≤ 10 km sind durch rote Sterne markiert (Datenquelle: Ministerio de Obras Publicas Argentina, 2020; heruntergeladen am 29.10.2020).

3.3.3. Europa

Operative Maßnahmen zur Erschließung unkonventioneller Lagerstätten wurden in Polen, der Ukraine, England, Litauen und Ungarn durchgeführt. Darüber hinaus wurden Lizenzen zur Exploration in Spanien und Rumänien vergeben, wo aber bisher keine Fracking Maßnahmen dokumentiert sind (Anthonsen et al., 2016).

Eine Ampelsteuerung zur Verringerung des Risikos durch induzierte Seismizität (vergleiche Kapitel 7) wird in einigen europäischen Ländern gefordert. Entsprechende Regulierungen werden in Abschnitt 7.2 zusammengefasst.

3.3.3.1. Polen

Geologische Beckenstrukturen mit Schiefergas und -ölpotenzial erstrecken sich über ganz Polen, beginnend mit dem Baltischen Becken im Norden bis hin zum Lublin Becken im Südosten (Jarzyna et al., 2017). Im Zeitraum 2010 bis 2017 wurden entlang des gesamten Potenzialgebiets 72 Explorationsbohrungen abgeteuft, davon 28 mit horizontalem Bohrlochverlauf (Pyssa, 2017). Fracking wurde in 28 Bohrungen durchgeführt (Pyssa, 2017) und zum Teil hochauflösend mit Geophonketten in Bohrlöchern beobachtet. Bei den meisten Fracking Operationen wurde entweder keine oder nur sehr schwache Seismizität im negativen Magnitudenbereich gemessen (Gajek et al., 2018; Konieczynska et al., 2011; Koniecznyńska et al., 2015; Wandycz et al., 2019). Das stärkste gemessene seismische Ereignis hatte eine Magnitude $M_w=1,0$ (López-Comino et al., 2018). Verglichen mit den Lagerstätten in den USA zeichnen sich die polnischen Reservoirformationen durch einen höheren Tonmineralgehalt aus, wodurch die Tonsteine plastischer reagieren und Risse nach dem Fracking nur schwer offen gehalten werden können (Cantoni, 2018). Dieses rheologische Verhalten ist eine mögliche Erklärung für das Ausbleiben spürbarer Seismizität.

3.3.3.2. Ukraine

Im Januar 2013 vergab die Ukraine die erste Lizenz zur Ausbeutung von Schiefergas im Dnjepr-Donetz-Becken. Das Becken enthält eine dichte Abfolge von Schwarzschiefer, der für die Erschließung von Öl- und Gasvorkommen aussichtsreich sein könnte (Anthonsen et al., 2016). Bisher (Stand 18.09.2020) wurden drei Explorationsbohrungen abgeteuft (West Virginia GIS Technical Center, Dept. of Geology and Geography, West Virginia University (WVU), 2020). Es liegen keine Informationen vor, ob diese Bohrungen gefrackt wurden.

3.3.3.3. England

Unkonventionelle Gasvorkommen wurden in England in den karbonischen Bowland Shales exploriert. Die Bowland Shales bestehen aus dunkelgrauen Tonsteinen mit untergeordneten Kalk- und Sandstein-Einschaltungen (British Geological Survey, 2020). Die Bowland Shales besitzen im Bowland Basin eine Mächtigkeit von bis zu 268 m (Andrews, 2013), sind allerdings Teil der Bowland-

Hodder Formation, welche eine Gesamtmächtigkeit von mehreren Kilometern aufweist und neben weiteren Tonsteinablagerungen auch Kalk- sowie Sandsteine beinhaltet (Andrews, 2013). Insgesamt wurden drei Bohrungen zur Schiefergasexploration in den Bowland Shales und der Bowland-Hodder Formation abgeteuft und gefrackt.

Im Jahr 2011 wurde Fracking in einer abgelenkten Vertikalbohrung in mehreren Abschnitten (stages) durchgeführt. Dabei wurde ein spürbares $M_L=2,3$ Erdbeben induziert (De Pater und Baisch, 2011), welches von regionalen Messstationen des British Geological Survey (BGS) registriert wurde. Fracking-Operationen in den Bowland Shales in zwei Horizontalbohrungen in den Jahren 2018 und 2019 wurden mit einem lokalen Stationsnetzwerk jeweils in Kombination mit einer Geophonkette in einer benachbarten Bohrung beobachtet. Dabei wurden mehrere zehntausend Mikroerdbeben registriert, die auf verschiedenen Störungen induziert wurden (Clarke et al., 2019b; Kettlety et al., 2020).

In jeder der drei Bohrungen wurde zumindest ein spürbares Erdbeben durch Fracking verursacht, wobei die maximale Magnitude bei $M_L=2,9$ lag (Schultz et al., 2020b). Die Fracking Operationen in den beiden Horizontalbohrungen konnten wegen der vergleichsweise starken induzierten Seismizität nicht komplettiert werden (Clarke et al., 2019a; Kettlety et al., 2020).

3.3.3.4. Ungarn

In Ungarn begann die Exploration unkonventioneller Lagerstätten im Jahr 2005. Insgesamt wurden etwa 40 Bohrungen abgeteuft, von denen 8 Bohrungen durch Fracking getestet wurden und derzeit eine Bohrung in Produktion ist. Im Fokus der Exploration standen Tight-Gas-Lagerstätten (Anthonsen et al., 2016). Eine Assoziierung der Explorationsmaßnahmen mit induzierter Seismizität ist in der recherchierten Literatur nicht dokumentiert.

3.3.3.5. Litauen

Pilotprojekte zur Erkundung unkonventioneller Lagerstätten begannen in Westlitauen im Jahr 2011. Zwei Erkundungsbohrungen wurden durch die Formationen des unteren Silur und des oberen Ordovizium gebohrt und getestet. Großvolumige Frackingmethoden wurden dabei nicht eingesetzt (Anthonsen et al., 2016).

3.3.4. Afrika

Schiefergaspotenzial befindet sich in Südafrika und Algerien, welches bisher allerdings nur punktuell im Rahmen von wenigen Pilotprojekten untersucht wurde. In Algerien kam dabei die Fracking Technologie zum Einsatz (Henni, 2018), wobei ein etwaiges Auftreten induzierter Seismizität in der recherchierten Literatur nicht dokumentiert ist.

3.3.5. Asien

3.3.5.1. China

In China befinden sich zehn Becken mit Schiefergas- und Schieferölpotenzial. Im Wesentlichen sind fünf Hauptregionen zur Förderung von Schiefergas entwickelt (Zhai et al., 2018), deren induzierte Seismizität in den folgenden Unterkapiteln diskutiert wird. Die Hauptförderung erfolgt aus dem Sichuan Becken (Dong et al., 2016), in dem seit 2012 aus der marinen Fazies der silurischen Longmaxi Formation produziert wird (Zhai et al., 2018). Die Formation ist generell artesisch gespannt (Dong et al., 2018). Die Mächtigkeit der Formation variiert von 60-80 m in Fuling (Guo, 2019), 200-300 m in der Region Weiyuan und 300-400 m in der Region Changning (Li et al., 2016).

Bis 2017 wurden im Sichuan Becken mehr als 500 Bohrungen zur Produktion von Schiefergas in Betrieb genommen (Dong et al., 2018). Im Jahr 2019 lag die Gesamtproduktion von Schiefergas in China bei etwa 15,5 Mrd m³. Bei der Erschließung wurde die Zipper-Frack Technik eingesetzt mit einem Injektionsvolumen von bis zu 200.000 m³ für ein Bohrungscluster (pad) mit sechs Horizontalbohrungen (Lei et al., 2017). Das Flüssigkeitsvolumen für ein einzelnes Interval (stage) lag durchschnittlich bei mehr als 1.800 m³.

Lokale seismologische Beobachtungsnetze wurden temporär betrieben (Meng et al., 2019), zu denen allerdings nur wenig Informationen aus der recherchierten Literatur vorliegen. Mehrere Schadenserdbeben werden mit der Gewinnung von Schiefergas im Sichuan Becken in Verbindung gebracht, eines davon mit Verletzten und zwei Todesopfern (Yang et al., 2020).

Eine seismologische Überwachung in Verbindung mit einer Ampelsteuerung (vergleiche Kapitel 7) ist in China generell nicht vorgeschrieben (Schultz et al., 2020a).

3.3.5.1.1. Fuling (Chongqing)

Trotz intensiven Frackings ist im Fuling Block keine nennenswerte Seismizität in der recherchierten Literatur dokumentiert (Lei et al., 2020).

3.3.5.1.2. Changning (Sichuan)

Im Sichuan-Becken weist der Changning-Block die stärkste induzierte Seismizität auf. Für das Shangluo Schiefergas Projekt wird eine räumlich-zeitliche Korrelation zwischen Fracking und fünf $M_w > 4,0$ Erdbeben (13 Erdbeben mit $M_w > 3,5$) festgestellt (Lei et al., 2017). Da es keine nahegelegenen Bohrungen zur Rückführung von Produktionswässern gibt, wird ein ursächlicher Zusammenhang als wahrscheinlich erachtet.

Eine Korrelation mit Fracking Aktivitäten wird auch für ein $M_L=5,7$ Erdbeben und ein $M_L=5,3$ Erdbeben beobachtet, die daraufhin als wahrscheinlich induziert eingestuft wurden (Lei et al., 2019).

Damit wären diese Beben die bisher stärksten durch Fracking verursachten Erdbeben, die in der Literatur dokumentiert sind. Alternative Interpretationen gehen allerdings von einem tektonischen Ursprung aus, z.B. Li et al. (2020) und darin enthaltene Referenz (auf Chinesisch).

3.3.5.1.3. Weiyuan (Sichuan)

Im Osten von Weiyuan (Region Weidong) wurden Erdbeben bis Magnitude $M > 5$ beobachtet, die räumlich und zeitlich mit Fracking Aktivitäten korrelieren (Lei et al., 2020).

Im Westen von Weiyuan (Region Weixi) korrelieren mehrere Erdbeben im Magnitudenbereich $M_L=4,0$ bis $M_L=4,9$ mit Fracking Aktivitäten (Lei et al., 2020, 2019). Das $M_L=4,9$ Erdbeben forderte aufgrund seiner äußerst geringen Herdtiefe zwei Todesopfer (Yang et al., 2020).

3.3.5.1.4. Zhaotong (Yunnan)

Im Schiefergasfeld Zhaotong wurden Erdbeben bis Magnitude $M_w=4,7$ mit Fracking assoziiert. Aufgrund seiner geringen Herdtiefe hatte das stärkste dieser Beben zerstörerische Auswirkungen an der Erdoberfläche (Lei et al., 2017). Die stärksten Beben wurden in prä-triassischen Sedimenten auf Störungen lokalisiert, die bis in das unterhalb von sechs Kilometer tief liegende Grundgebirge reichen (Lei et al., 2017).

Darüber hinaus wurde eine Sequenz von zehn $M_L \geq 3,0$ Erdbeben mit Fracking assoziiert, deren Hypozentren in kambrischen Sedimentschichten im Tiefenbereich 2,5 bis 4,0 km liegen (Meng et al., 2019).

3.3.5.1.5. Yanchang (Shaanxi)

Im Ordos Becken wurden unkonventionelle Lagerstätten in verschiedenen Zielhorizonten exploriert. Die Exploration hat bisher mit etwa 60 Bohrungen nur in eingeschränktem Maße stattgefunden. Lediglich sieben Horizontalbohrungen wurden komplettiert (Zhai et al., 2018). Damit verbundene induzierte Seismizität ist in der recherchierten Literatur nicht dokumentiert.

3.3.5.2. Saudi-Arabien

In Saudi-Arabien gibt es vier Regionen, in denen Schiefergas exploriert wird. Die kommerzielle Produktion begann im Mai 2018 (Sorkhabi, 2019).

Im Feld Jafurah wurden im Zeitraum 2013 bis 2020 150 Bohrungen zur Schiefergasgewinnung abgeteuft und zumindest teilweise gefrackt (El Gamal und Webb, 2020).

Details zu den Operationen und etwaig induzierter Seismizität sind in der recherchierten Literatur kaum dokumentiert. Fracking in einer Formation des unteren Silur war mit Mikroseismizität assoziiert, mit einer maximalen Magnitude von $M_L=-0,3$ (Alexeyenko et al., 2013; Kaka et al., 2017).

3.3.5.3. Russland

In Russland sind nur wenige Projekte zur Gewinnung von Kohlenwasserstoffen aus unkonventionellen Lagerstätten in der recherchierten Literatur dokumentiert. Bis November 2019 weist Gazprom Neft insgesamt 30 Projekte aus, in denen die Fracking Technologie eingesetzt wurde (Rapozza, 2019). Informationen zu den Operationen und etwaig induzierter Seismizität wurden in der recherchierten Literatur nicht gefunden.

3.3.6. Australien

Trotz großen Potenzials wurden Tongesteinlagerstätten in Australien bisher nicht in nennenswertem Umfang exploriert. Bei der Gewinnung von Kohleflözgas im Osten Australiens kam die Fracking Technologie bei etwa 10 % der Bohrungen zum Einsatz (Commonwealth of Australia, 2014; Meagher, 2017).

Erdbebenaktivität wird in Australien landesweit vom regionalen Australischen Nationalen Seismographen-Netzwerk (ANSN) überwacht. Darüber hinaus wurden lokale seismische Netzwerke zur Überwachung der Flözgasgewinnung im Zeitraum 2015 – 2019 betrieben (Glanville et al., 2020). Basierend auf diesen Daten wurde keine Korrelation zwischen Erdbeben und Kohlenwasserstoffgewinnung festgestellt (Drummond, 2013, 2016; Glanville et al., 2020).

4. Prozessverständnis Induzierte Seismizität

Kapitelübersicht

- Definition eines induzierten Erdbebens.
- Beschreibung der physikalischen Prozesse, die den induzierten Erdbeben zu Grunde liegen und deren Stärke beeinflussen.
- Darlegung, welche Eingriffe in den Untergrund bei der Gewinnung von Kohlenwasserstoffen aus unkonventionellen Lagerstätten Seismizität verursachen können.

4.1. Begriffsdefinition

In seiner ursprünglichen Definition bezeichnet der Begriff „induzierte Seismizität“ Erdbeben, die durch menschliche Eingriffe in den Untergrund verursacht wurden. In dieser Definition wird davon ausgegangen, dass die mit einem Erdbeben verbundene Energie im Wesentlichen durch den menschlichen Eingriff zur Verfügung gestellt wird. Im Gegensatz dazu wurde der Begriff „getriggerte Seismizität“ verwendet, wenn ein Erdbeben durch menschliche Eingriffe ausgelöst wurde, aber die mit dem Erdbeben verbundene Energie hauptsächlich tektonischen Ursprungs ist (McGarr und Simpson, 1997). Für verursachte Erdbeben größer Magnitude 1 wird in der Regel davon ausgegangen, dass diese im Wesentlichen den Abbau tektonischer Spannungen widerspiegeln (Ground Water Protection Council and Interstate Oil and Gas Compact Commission, 2015). Da eine Bilanzierung der Energiebeiträge, die zum Auftreten eines Erdbebens führten, in der Regel nicht möglich ist, wird in jüngerer Literatur häufig nicht mehr zwischen „induzierten“ und „getriggerten“ Erdbeben unterschieden (Grünthal, 2014). Auch in dieser Studie werden diese Begriffe synonym verwendet.

Erdbeben der Magnitude kleiner 3 werden traditionell als Mikroerdbeben bezeichnet, wobei weitere Abstufungen in der Bezeichnung für äußerst schwache seismische Ereignisse vorgeschlagen wurden (Bohnhoff et al., 2009).

4.2. Physikalische Grundlagen

Die physikalischen Mechanismen, die zum Auftreten induzierter Seismizität führen, sind im Allgemeinen verstanden (Foulger et al., 2018; National Research Council, 2013). Induzierte Seismizität wird durch Spannungs- bzw. Festigkeitsveränderungen im Untergrund aufgrund anthropogener Aktivitäten verursacht. Wirken diese Veränderungen auf einen existierenden Riss oder eine existierende Störung, so kann es zu Versagen kommen, wenn (Scholz, 2002)

Gleichung 1
$$\tau > \mu \cdot (\sigma_n - P_{fl}) + c_0$$

Hierbei bezeichnet τ die Scherspannung auf dem Riss, σ_n die Normalspannung, P_{fl} den Fluiddruck im Riss, μ den Reibungskoeffizienten und c_0 die Kohäsion.

Auf einem idealisierten, kohäsionsfreien Riss lassen sich Spannungsveränderungen über (Scholz, 2002)

Gleichung 2
$$\Delta CS = \Delta \tau - \mu \cdot (\Delta \sigma_n - \Delta P_{fl})$$

beschreiben, wobei ΔCS die Coulomb-Spannungsänderungen bezeichnet. Positive Coulomb-Spannungsänderungen bringen einen Riss näher an den Versagenszustand, während negative Coulomb-Spannungsänderungen zu einer Festigung des Risses führen.

Für einen kohäsionsfreien Riss lässt sich der Versagenszustand auch über die sogenannte Slip Tendency ST beschreiben (Zoback et al., 2003)

Gleichung 3
$$ST = \tau / (\sigma_n - P_{fl})$$

Versagen tritt auf, wenn der Wert von ST größer als der Reibungskoeffizient ist.

Der Versagensprozess eines Risses kann sowohl seismisch als auch aseismisch erfolgen. Bei aseismischem Versagen erzeugt der Deformationsprozess, z.B. aufgrund langsamer Deformationsgeschwindigkeit („Kriechen“), kein messbares seismisches Signal (Aki und Richards, 2002).

Gleichung 1 wird als Mohr-Coulomb Versagenskriterium bezeichnet, welches im Kontext der Erdbebenmechanik häufig verwendet wird. Alternative Versagensmodelle basieren auf komplexeren Ansätzen, wie z.B. das Dieterich-Ruina „rate-state friction“ Modell (z.B. Rice et al., 2001).

4.3. Erdbebenstärke

Ein physikalisches Maß für die Stärke eines Erdbebens ist das seismische Moment M_0 . Dieses ist neben dem Schermodul G eine Funktion des Produkts aus Versatzfläche A (Herdfläche) und mittlerem Versatzbetrag d (Aki und Richards, 2002):

Gleichung 4
$$M_0 = A \cdot G \cdot d$$

Der Versatzbetrag kann aufgrund des Widerlagers an den Rändern der Versatzfläche sowie aufgrund endlicher Scherspannungen nicht beliebig groß werden. Dadurch ergibt sich ein direkter Zusammenhang zwischen der Stärke eines Erdbebens und der mit diesem Erdbeben verbundenen Versatzfläche.

In der Praxis existieren verschiedene Relationen, um das seismische Moment in eine Momenten-Magnitude M_w umzurechnen. Weit verbreitet ist die Definition von Hanks und Kanamori (1979):

Gleichung 5
$$M_w = \frac{2}{3} \cdot \log(M_0) - 6.1$$

Die räumliche Skalierung von Erdbeben derselben Stärke kann lokationsspezifisch variieren. Allerdings weisen Beobachtungen auf typische Größenordnungen hin. So liegt die Herdfläche eines $M_w=3$ Erdbebens typischerweise in der Größenordnung $0,1 \text{ km}^2$.

Neben der Momenten-Magnitude wird vielfach eine Lokalmagnitude M_L nach Richter (1935) verwendet. Eine universell gültige Umrechnung zwischen den beiden Magnitudenskalen existiert nicht. Theoretische Untersuchungen zeigen, dass $M_w = 2/3 M_L + c$ für Magnituden kleiner 4 gilt (Deichmann, 2017; Munafò et al., 2016), wobei die Konstante c von der Definition der Lokalmagnitude abhängt.

4.4. Verursachende Prozesse

Veränderungen im Untergrund, die zu induzierter Seismizität im Kontext der Kohlenwasserstoffgewinnung aus unkonventionellen Lagerstätten führen können, lassen sich wie folgt kategorisieren (Baisch et al., 2016; Buijze et al., 2019; National Research Council, 2013):

- I. hydraulischer Druckanstieg (vergleiche Abbildung 9),
- II. poro-elastische Spannungsveränderungen (vergleiche Abbildung 10 und Abbildung 11),
- III. thermisch bedingte Spannungsveränderungen,
- IV. chemisch bzw. thermische bedingte Veränderungen der Riss-Festigkeit.

Prinzipiell können alle der genannten Faktoren bei der Gewinnung von Kohlenwasserstoffen aus unkonventionellen Lagerstätten eine Rolle spielen. Für bestimmte Eingriffe in den Untergrund kann allerdings der Einfluss einzelner Faktoren dominieren, was in den nachfolgenden Abschnitten näher ausgeführt wird.

Ein zentraler Aspekt ist, wie groß die zur Auslösung von Erdbeben erforderlichen Spannungsveränderungen mindestens sein müssen. Im Prinzip kann sich ein Riss beliebig nahe am Versagenszustand befinden, wodurch schon kleinste Spannungsveränderungen zu Seismizität führen können. Dieser Zustand ist eng mit einer unkontrollierten Bruchausbreitung verbunden, die in Abschnitt 5.3 näher erläutert wird.

Beobachtungsdaten geben allerdings Rückschlüsse auf tatsächlich existierende Spannungszustände. Untergrundmodelle im Kontext der Wasserrückführung in Oklahoma deuten z. B. darauf hin, dass Seismizität durch Fluidrunderhöhung im Bereich $0,5 \text{ MPa}$ verursacht wurde (Schoenball et

al., 2018). Eine ähnliche Größenordnung wurde auch an anderen Standorten mit fluid-induzierter Seismizität abgeschätzt (Baria et al., 2004; Miller, 2008). Für diese Studie wird daraus ein unterer Anhaltswert von $\Delta CS \geq 0,1$ MPa abgeleitet, der die zur Auslösung von Erdbeben erforderlichen Spannungsveränderungen bezeichnet. Dieser Anhaltswert wird in der vorliegenden Studie im Kontext der kontrollierten Bruchausbreitung verwendet.

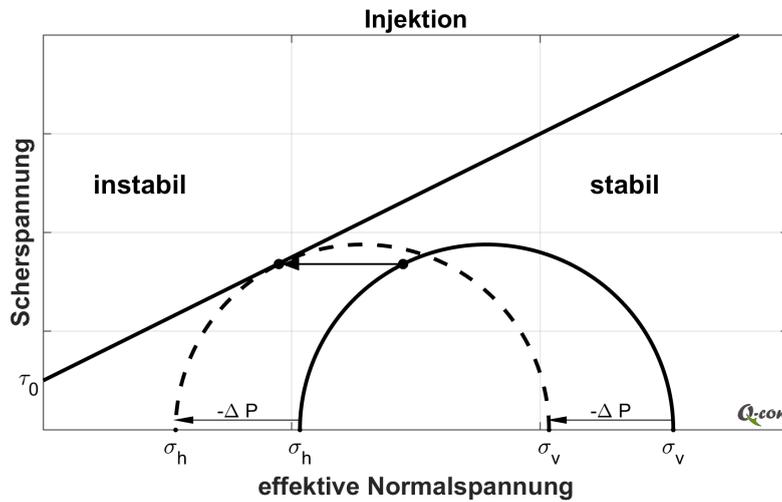


Abbildung 9: Mohr Diagramm zur Visualisierung der Spannungsveränderungen durch einen Anstieg des Fluidrucks in einem offenen Riss unter Vernachlässigung poro-elastischer Effekte. Der Anstieg des Fluidrucks ΔP verschiebt den Mohr Kreis nach links (Pfeil) an den Versagenszustand (durchgezogene Linie).

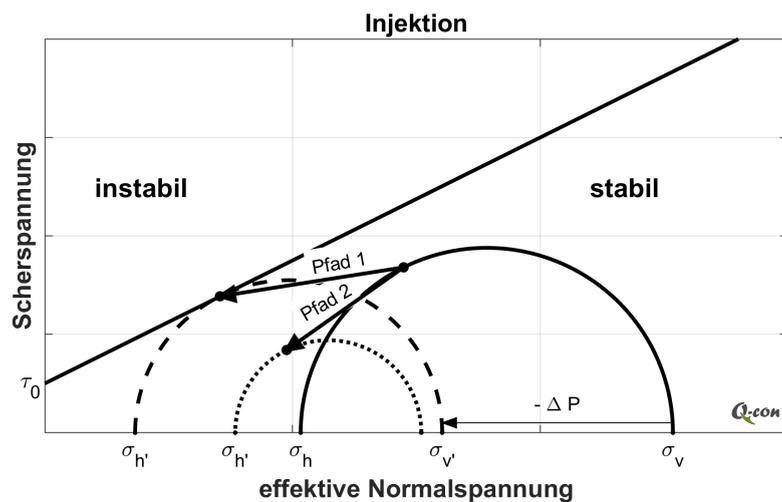


Abbildung 10: Mohr Diagramm zur Visualisierung der Spannungsveränderungen durch Wassereinbringung in ein permeables Reservoir in einem Abschiebungsregime. Der Anstieg des Fluidrucks ΔP verschiebt den Mohr Kreis nach links. Aufgrund poro-elastischer Effekte verringert sich der Radius des Mohr-Kreises, wodurch es entweder zu einer destabilisierenden (Pfad 1) oder einer stabilisierenden (Pfad 2) Veränderung des Spannungszustands kommen kann.

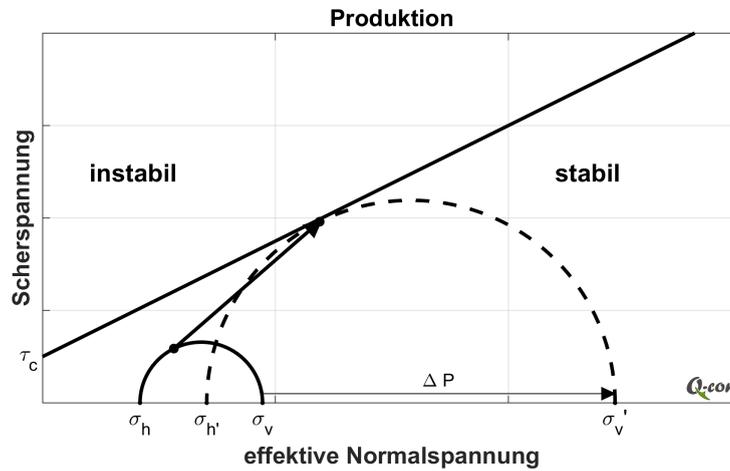


Abbildung 11: Mohr Diagramm zur Visualisierung der poro-elastischen Spannungsveränderungen durch Fluid-/ Gasproduktion in einem Abschiebungsregime. Zugrunde liegt ein Modell uniaxialer Deformation in einem sich horizontal erstreckenden Reservoir. Verringerung des Fluiddrucks ΔP verschiebt den Mohr Kreis nach rechts. Aufgrund poro-elastischer Effekte vergrößert sich der Radius des Mohr-Kreises, wodurch der Versagenszustand (gestrichelter Kreis) erreicht werden kann.

4.4.1. Bohrarbeiten

Durch Volumenausstrag werden *in situ* Spannungen in unmittelbarer Nähe einer Bohrung lokal verändert. Die Veränderungen sind kleinräumig und auf die unmittelbare Umgebung einer Bohrung begrenzt. Aufgrund dieser räumlichen Begrenzung sind auch mögliche Bruchflächen begrenzt und der Volumenausstrag führt in der Regel nicht zu Seismizität, die von Menschen wahrgenommen werden kann.

Überschreitet der Spülungsdruck einer Bohrung den Flüssigkeitsdruck in der Gesteinsformation, so können Spülungsverluste zu einer hydraulischen Druckbeaufschlagung im Untergrund führen und Seismizität verursachen. Große Spülungsverluste können auftreten, wenn eine hydraulisch besonders leitfähige Zone erbohrt wird. Im Extremfall treten dabei totale Spülungsverluste auf, d.h. aufgrund der hohen Leitfähigkeit der erbohrten Zone kann in der Bohrung nicht genügend Druck aufgebaut werden, um die Spülung zu zirkulieren (die Spülung kann nicht wieder bis an die Erdoberfläche gepumpt werden). Im Unterschied zu einer hydraulischen Stimulation, bei der große Flüssigkeitsvolumina unter hohem Druck in den Untergrund injiziert werden, führen Spülungsverluste beim Bohren daher zu einer deutlich geringeren Druckbeaufschlagung im Gebirge.

Während der Zementierung einer Bohrung wird der *in situ* Fluiddruck im Bereich der Zementinjektion erhöht, wodurch im Prinzip Seismizität induziert werden kann. Notwendige Bedingung für das Auftreten induzierter Seismizität ist dabei die Existenz einer kritisch gespannten Störung im Beeinflussungsbereich. Die Stärke der dadurch verursachten Seismizität ist maßgeblich von der räumlichen Eindringtiefe der Druckbeaufschlagung abhängig und damit von Details der angeschlossenen

Störungszone. Aufgrund der geringen Injektionsvolumina bei Zementierungen ist die maximale Eindringtiefe der Druckbeaufschlagung allerdings beschränkt.

4.4.2. Hydraulic Fracturing (Fracking)

Beim Fracking wird eine Flüssigkeit unter sehr hohem Druck in eine Gesteinsformation gepresst, um künstlich Risse zu erzeugen (Gandossi und Von Estorff, 2015).

Der zugrunde liegende Prozess kann über die Konzepte von Griffith (1920) und Irwin (1957) beschrieben werden (vergleiche z.B. Box 11.2 in Aki und Richards, 2002): Ausgehend von einer natürlichen Schwachstelle in einem Material führt hydraulische Druckbeaufschlagung zu einer Spannungskonzentration in der Spitze der Schwachstelle, die sich dadurch in Form eines Risses ausbreiten kann. Allgemein unterscheidet man bei der Rissausbreitung zwischen drei verschiedenen Modi. Bei einem Zugriss (Modus I) erfolgt die Öffnung des Risses senkrecht zur Ausbreitungsrichtung. Bei einem Scherriss (Modus II) oder einem Torsionsriss (Modus III) werden die Rissflanken gegeneinander versetzt. Bei realen Rissen können mehrere oder alle Modi gleichzeitig auftreten.

Zur Beschreibung der Rissbildung beim Fracking wird idealisierend angenommen, dass die Rissausbreitung in Form eines Zugrisses senkrecht zur kleinsten Hauptnormalspannung erfolgt. Um ein seismisches Signal zu erzeugen, muss die Geschwindigkeit der Rissöffnung im Bereich der seismischen Wellengeschwindigkeiten liegen, also in der Größenordnung Kilometer pro Sekunde (Aki und Richards, 2002). Die mechanische Öffnung eines reinen Zugrisses wird über das injizierte Fluidvolumen kontrolliert. Dadurch ist die Riss-Öffnungsgeschwindigkeit um Größenordnungen geringer als die seismischen Wellengeschwindigkeiten und der reine Zugriss erzeugt kein messbares seismisches Signal (Keppler et al., 1988). Induzierte Seismizität tritt erst auf, wenn Spannungsveränderungen zu abruptem Scherversagen auf einer existierenden Störung führen. Unterschiedliche Konzepte wurden vorgeschlagen, um das Auftreten induzierter Seismizität als Sekundärphänomen einer Zugrissausbreitung zu beschreiben. Für eine Übersicht sei hier auf Eisner und Staněk (2018) verwiesen.

Neben der direkten hydraulischen Druckbeaufschlagung spielen beim Fracking auch mechanische Spannungsveränderungen eine Rolle, wenn diese auf eine umliegende Störung einwirken. Verursacht werden diese einerseits durch einen hydraulisch offen gehaltenen Riss, andererseits durch den (kumulativen) Effekt gestützter Risse (propped fractures).

In der vorliegenden Studie wird ein hypothetisches Erschließungskonzept betrachtet (Abschnitt 9.4), welches 48 abgestützte Risse beinhaltet. Zur Erzeugung dieser Risse wird ein Fluidvolumen von jeweils 800 m³ angenommen. Aufgrund der geringen Fluidvolumina sind thermische und chemische Effekte (Faktoren III und IV in Abschnitt 4.4) auf den Bohrloch- bzw. Riss-nahen Bereich beschränkt.

4.4.3. Produktion

Durch die Produktion von Kohlenwasserstoffen wird der Druck im Reservoir herabgesetzt. Damit verbundene Kompaktionsprozesse führen zu Spannungsveränderungen, die auf bestehenden Störungen im Einwirkungsbereich Seismizität verursachen können (Segall und Fitzgerald, 1998; vergleiche auch Abbildung 11). Besonders ausgeprägt ist dieser Prozess in den vergleichsweise hochporösen Formationen der konventionellen Gasgewinnung, in denen zum Teil schadensrelevante Seismizität beobachtet wurde (Bardainne et al., 2008; Bourne et al., 2014, 2018).

Beobachtungen in der Eagle Ford Formation (Abschnitt 3.3.1.1.4) deuten darauf hin, dass auch die Wasserentnahme (Frohlich und Brunt, 2013) bzw. die konventionelle Ölförderung (Fasola et al., 2019) in ursächlichem Zusammenhang mit der dort beobachteten Seismizität stehen könnten.

Es ist nicht abschließend geklärt, in welchem Ausmaß Kompaktionsprozesse in den gering-porösen unkonventionellen Lagerstätten stattfinden und welche Relevanz diese im Hinblick auf induzierte Seismizität haben.

4.4.4. Rückführung von Produktionswässern

Produktionswässer werden häufig in die Lagerstätte oder eine andere permeable Schicht im tiefen Untergrund zurückgeführt. Davon betroffen sind sowohl Wässer, die unmittelbar nach dem Fracking produziert werden als auch die in der Produktionsphase anfallenden Lagerstättenwässer (Kondash et al., 2017).

Im Zuge der Rückführung finden verschiedene Prozesse statt, die Seismizität verursachen können. Neben der direkten Druckbeaufschlagung und poro-elastischen Effekten (Faktoren I und II in Abschnitt 4.4) können auch thermo-elastische Prozesse (Faktor III in Abschnitt 4.4) aufgrund der Injektion großer Volumina kalten Fluids in ein heißes Umgebungsgestein relevant werden (Jeanne et al., 2017).

4.5. Forschungsbedarf

Obwohl ein konzeptionelles Prozessverständnis der induzierten Seismizität in unkonventionellen Lagerstätten existiert, ist die Relevanz einzelner geomechanischer Prozesse unter Realbedingungen nicht vollständig verstanden.

Ursächlich dafür ist der Mangel an Beobachtungsdaten, um eine systematische Diskriminierung möglicher Ursachen der induzierten Seismizität vorzunehmen und die dominierenden Prozesse besser zu verstehen. Häufig sind Betreiberdaten zu durchgeführten Operationen und zur seismologischen Überwachung nicht öffentlich zugänglich.

Durch eine systematische Überwachung einer Region, in der unkonventionelle Lagerstätten exploitiert werden, können folgende Wissenslücken adressiert werden:

2021

- Gibt es Hinweise auf induzierte Seismizität, die durch Kompaktion einer unkonventionellen Lagerstätte verursacht wird?
- Welchen Einfluss haben thermo-elastische und chemische Effekte auf die induzierte Seismizität in unkonventionellen Lagerstätten?

5. Allgemeine Betrachtung des Risikos durch Induzierte Seismizität

Kapitelübersicht

- Allgemeine Beschreibung der Charakteristik des Risikos induzierter Seismizität und aus welchen Faktoren sich dieses zusammensetzt.
- Darlegung empirischer Konzepte bzgl. der geologisch-tektonischen Bedingungen, die das Auftreten induzierter Seismizität begünstigen können.
- Empirische Konzepte zur Abschätzung einer maximalen Erdbebenstärke und Darlegung der speziellen Bedingungen, unter denen die maximale Erdbebenstärke in einer Abschätzung nicht sinnvoll begrenzt werden kann.
- Aufzeigen von Ansätzen zur Beschreibung von Bodenerschütterungen, die durch ein induziertes Erdbeben verursacht wurden.
- Aufzeigen von Ansätzen zur Beschreibung von Schäden, die durch Bodenerschütterungen hervorgerufen werden können.
- Allgemeine Beschreibung methodischer Ansätze zur Abschätzung des Risikos.

5.1. Begriffsdefinition

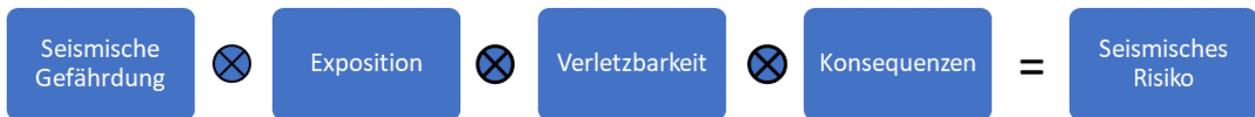
Der Beschreibung von Bommer et al. (2015) folgend wird der Begriff des seismischen Risikos als Wahrscheinlichkeit definiert, mit der unerwünschte Konsequenzen in verschiedenem Ausmaß durch das Auftreten von Erdbeben hervorgerufen werden. Mögliche Konsequenzen beinhalten z.B. Todesopfer, Personenschaden, Schäden an Gebäuden, Produktionsunterbrechungen und andere wirtschaftliche Schäden aufgrund von Erschütterungen.

Natürliche Erdbeben können darüber hinaus Bodenverflüssigung, Hangrutschungen, Tsunamis und Bodenverschiebungen hervorrufen, die allerdings im Kontext der induzierten Seismizität aufgrund der vergleichsweise geringen Erdbebenstärke und der kurzen Dauer der Erschütterungen nicht relevant sind (Ground Water Protection Council and Interstate Oil and Gas Compact Commission, 2015).

Bei der induzierten Seismizität sind als zusätzliche Konsequenz auch nicht-struktureller Schaden, Verunsicherung der Bevölkerung und ein Reputations-Schaden des Betreibers und/oder der Technologie zu berücksichtigen (Bommer et al., 2015).

In vereinfachter Form ergibt sich das seismische Risiko aus der Konvolution der seismischen Gefährdung mit der Exposition, der Verletzbarkeit und den Konsequenzen (Abbildung 12). Hierbei

bezeichnet die seismische Gefährdung die Wahrscheinlichkeit, mit der Erdbeben Bodenerschütterungen einer bestimmten Stärke an einem vorgegebenen Ort innerhalb einer vorgegebenen Zeitspanne verursachen. Die seismische Gefährdung beinhaltet sowohl die Auftretenswahrscheinlichkeit von Erdbeben einer bestimmten Stärke als auch die mit diesen Beben verbundenen Bodenerschütterungen.



Q-con

Abbildung 12: Schematische Darstellung der vier Faktoren, aus denen sich das seismische Risiko zusammensetzt. Das seismische Risiko ergibt sich aus der Konvolution der seismischen Gefährdung mit der Exposition, der Verletzbarkeit und den Konsequenzen (Bommer et al., 2015).

5.2. Geologisch-Tektonische Faktoren

Obwohl ein physikalisches Prozessverständnis für die induzierte Seismizität existiert (Kapitel 4), ist die Kenntnis der untertägigen Bedingungen an einem Standort in aller Regel nicht ausreichend, um die durch einen zukünftigen Eingriff in den Untergrund verursachte Seismizität quantitativ zu prognostizieren (vergleiche dazu auch Giardini, 2009; Schultz et al., 2020b). Das Auftreten eines Erdbebens ist vom Zusammenspiel unterschiedlicher geologisch-tektonischer Parameter abhängig („Multi-Parameter Phänomen“). Diese Abhängigkeit spiegelt sich auch in den Beobachtungen wider: z.B. wurde für das westkanadische Becken (Abschnitt 3.3.1.2) der Anteil der Bohrungen, in denen Fracking Maßnahmen zu Erdbeben mit $M \geq 3$ führten, mit 1 % abgeschätzt (Atkinson et al., 2016). In den polnischen Becken führte Fracking in mehr als zwei Dutzend Horizontalbohrungen zu keiner nennenswerten Seismizität (Abschnitt 3.3.3.1), während vergleichbare Operationen im englischen Bowland Shale systematisch Seismizität bis hin zu spürbaren Erdbeben verursacht haben (Abschnitt 3.3.3.3). Ähnliche Beobachtungen werden in Nordamerika gemacht (Abschnitt 3.3.1). Dort wurde Fracking in einigen Becken (z.B. Williston, Denver, Haynesville) nicht mit induzierter Seismizität assoziiert, während in anderen Becken Erdbeben im Magnitudenbereich $M > 3$ verursacht wurden (vergleiche dazu auch die Übersicht in Tabelle 9).

In der Literatur werden verschiedene geologisch-tektonische Faktoren diskutiert, die das Auftreten von induzierter Seismizität beeinflussen könnten. Neben einem konzeptionellen Verständnis gründen diese Faktoren in der Regel auf der Korrelation zwischen beobachteter Erdbebenaktivität und geologisch-tektonischen Rahmenbedingungen („empirische Faktoren“). Dabei ist die generelle Schwierigkeit zu berücksichtigen, dass eine Korrelation nicht zwingend Kausalität impliziert. Folgende Faktoren wurden aus regionsübergreifenden Beobachtungen (vergleiche Kapitel 3.3) abgeleitet:

- a) Spürbare und potenziell schadensrelevante Seismizität wird häufig mit kritisch gespannten Grundgebirgsstörungen assoziiert (Hincks et al., 2018; Pawley et al., 2018; Scanlon et al.,

2019; Schultz et al., 2016; Skoumal et al., 2018a) und der Abstand zum Grundgebirge wird als Schlüsselparameter angesehen (Pawley et al., 2018). Diese Sichtweise beruht auf der Modellvorstellung, dass das kristalline Grundgebirge in der Regel kritisch gespannt ist (Townend und Zoback, 2000) und entlang der dortigen Störungen große Scherflächen für eine seismische Aktivierung zur Verfügung stehen. Dementsprechend könnte eine hydraulische Isolierung des Grundgebirges, z. B. durch Evaporite, das Auftreten von Seismizität unterdrücken (Skoumal et al., 2018a).

- b) Als begünstigender Faktor, der zu induzierter Seismizität führen könnte, wird in der Literatur der Formations-Überdruck vorgeschlagen (Eaton und Schultz, 2018; Ries et al., 2020). Gestützt wird diese Hypothese durch Beobachtungen ungewöhnlich starker Seismizität z.B. in artesisch stark gespannten Teilen des westkanadischen (Eaton und Schultz, 2018) und des Sichuan Beckens (Abschnitt 3.3.5.1). Konzeptionell betrachtet ist der Formationsüberdruck ein Indikator für ein lokales, hydraulisch abgeschlossenes System. Einbringung von Fluid in ein abgeschlossenes System führt zu einer besonders effektiven Druckbeaufschlagung. Allerdings gibt es auch Beispiele, bei denen Fluideinbringung in eine subhydrostatische Formation Seismizität verursacht hat (Levandowski et al., 2018; Megies und Wassermann, 2014).
- c) Ein hoher Tonmineralgehalt kann zu plastischem Verhalten in der Zielformation führen und damit das Auftreten von Seismizität verhindern (Cantoni, 2018). Gestützt wird diese Hypothese z.B. durch das geringe Ausmaß induzierter Seismizität in den polnischen Becken (Abschnitt 3.3.3.1).

Unter dem Aspekt der Minderung des Risikos durch induzierte Seismizität lassen sich die beiden letztgenannten Faktoren bei einer Projektplanung nur bedingt berücksichtigen: die hydraulischen Druckverhältnisse in einer Formation sind ohne Bohrlochmessungen nur schwer prognostizierbar und ein plastisches Verhalten der Zielformation könnte eine wirtschaftliche Nutzung ausschließen, wenn Migrationswege nicht im erforderlichen Maße abgestützt werden können.

Im Kontext der aktuellen Studie kommt dem ersten Faktor damit eine Schlüsselrolle zu. Allerdings zeigen die Beobachtungen, dass induzierte Seismizität nicht auf das kristalline Stockwerk beschränkt ist, sondern auch in den Zielgesteinen selbst auftreten kann. Als Beispiel sei hier auf die Beobachtungen im Sichuan Becken (Abschnitt 3.3.5.1) und im Bowland Shale (Abschnitt 3.3.3.3) verwiesen. Im Folgenden wird daher eine allgemeinere Betrachtung verwendet, bei der Seismizität auch außerhalb des Grundgebirges in Tongesteinen stattfinden kann. Notwendige Voraussetzung für die Entstehung eines stärkeren Erdbebens ist eine kritisch gespannte, seismogene Störung, die eine ausreichende Scherfläche zur Verfügung stellt. Weist eine Zielformation nur eine geringe Mächtigkeit auf und reagieren die über- und unterlagernden Schichten aseismisch auf die mit den Erschließungsmaßnahmen verbundenen Spannungsveränderungen, so wäre die maximale Stärke eines Erdbebens in der Zielformation durch die maximal zur Verfügung stehenden Scherfläche begrenzt. Noch stärkere Erdbeben könnten dann nur z.B. im Grundgebirge auftreten, wodurch sich

die beobachtete Abhängigkeit der Seismizität vom Abstand zum Grundgebirge erklären ließe. Gleichzeitig liefert dieser Ansatz eine Erklärung für die starken Erdbeben, die in besonders mächtigen Tongesteinen in großem Abstand zum Grundgebirge induziert wurden (z.B. im Sichuan Becken, Abschnitt 3.3.5.1).

Neben den oben beschriebenen Faktoren sind in der Literatur verschiedene regionspezifische Korrelationen dokumentiert. Unter anderem werden Korrelationen induzierter Seismizität mit der rezenten tektonischen Deformationsrate (Kao et al., 2018a), der Lage fossiler Riffe (Schultz et al., 2016) und verkarsteter Strukturen (Galloway et al., 2018) diskutiert. Inwieweit diese Korrelationen genereller Natur sein könnten, sollte in weiterführenden Untersuchungen geklärt werden (s. Forschungsbedarf in Abschnitt 5.7).

5.3. Konzepte zur Abschätzung einer Maximalen Erdbebenstärke

Die Abschätzung einer maximalen Erdbebenmagnitude, die durch operative Maßnahmen induziert werden könnte, ist das zentrale Element im Prozess der Risikobewertung.

Einschränkend ist festzustellen, dass eine Vorhersage der maximalen Stärke eines Erdbebens, welches dann tatsächlich auch auftritt, mit dem heutigen Wissen nicht möglich ist (Ground Water Protection Council and Interstate Oil and Gas Compact Commission, 2015). Zwar lässt sich aus der räumlichen Erstreckung einer Störung eine Obergrenze für die maximale Stärke eines Erdbebens auf dieser Störung abschätzen, z.B. van Thienen-Visser et al. (2018). Allerdings lässt sich nicht prognostizieren, ob die gesamte Störung in einem einzelnen Erdbeben seismisch aktiviert wird, oder ob Versagen in Form vieler kleinerer Erdbeben bzw. vollständig aseismisch stattfindet. Daher kann aus geometrischen Betrachtungen einer maximalen Scherfläche nur eine theoretische Obergrenze für die Erdbebenstärke abgeschätzt werden. Mit welcher Wahrscheinlichkeit ein Erdbeben der maximalen Stärke tatsächlich stattfinden könnte, kann mit diesem Ansatz nicht bestimmt werden.

Ähnlich verhält es sich mit der Abschätzung einer Obergrenze aus dem in den Untergrund injizierten Fluidvolumen. In einem idealisierten Modell findet McGarr (2014, 1976) einen log-linearen Zusammenhang zwischen dem kumulativen, seismisch freigesetzten Moment und dem injizierten Fluidvolumen. Viele Beobachtungen sind konsistent mit der aus der Relation von McGarr bestimmten Obergrenze (Schultz et al., 2018; Skoumal et al., 2018b; Weingarten et al., 2015). Vereinzelt wurden allerdings Erdbeben beobachtet, die der McGarr'schen Obergrenze widersprechen (Atkinson et al., 2016). Diese Ausnahmen lassen sich darüber erklären, dass die Abschätzung von McGarr bei großen Hintergrundspannungen nicht anwendbar ist. McGarr nimmt in seinem Modell an, dass der initiale Spannungszustand einen halben ko-seismischen Spannungsabfall („stress drop“) unterhalb des Versagenspunkts liegt (McGarr, 2014). Befindet sich der initiale Spannungszustand näher am Versagenspunkt, so gilt die Obergrenze nicht mehr. Im Extremfall kann sich die Bruchausbreitung unkontrolliert entwickeln (Bentz et al., 2020; Galis et al., 2019; Garagash und Germanovich, 2012), wodurch die Maximalmagnitude nicht mehr über das injizierte Volumen be-

stimmbare ist. Der Übergang zwischen kontrollierter und unkontrollierter Bruchausbreitung wird im Wesentlichen über den untertägigen Spannungszustand und die Reibungseigenschaften einer Störung bestimmt (Gischig, 2015).

Ein log-linearer Zusammenhang zwischen dem kumulativen, seismisch freigesetzten Moment und dem injizierten Fluidvolumen resultiert auch aus zwei alternativen Modellansätzen (Bentz et al., 2020; Galis et al., 2019). Die Anwendbarkeit dieser Modelle wird von den Autoren explizit auf den Bereich der kontrollierten Bruchausbreitung limitiert.

Alternativ zu den bisher beschriebenen Ansätzen wurde ein Modell vorgeschlagen, bei dem die maximale Erdbebenmagnitude mit einem geologischen Proxy („seismogenic index“) in Verbindung mit der Injektionsrate skaliert (Shapiro et al., 2010, 2011). Weitere Modelle basieren auf der seismischen Aktivitätsrate im Rahmen einer klassischen Magnituden-Häufigkeitsverteilung (Eaton und Igonin, 2018; van der Elst et al., 2016).

Die letztgenannten Modelle setzen Beobachtungsdaten lokaler (induzierter) Seismizität voraus, um die zentralen Parameter „seismogenic index“ bzw. „seismische Aktivitätsrate“ anzupassen. Im Vorfeld operativer Maßnahmen existieren diese Beobachtungsdaten in der Regel jedoch nicht, so dass eine Prognose der maximalen Erdbebenmagnitude mit diesen Ansätzen nur eingeschränkt möglich ist.

Im Kontext der aktuellen Beurteilung seismischer Risiken stehen daher Abschätzungen über die maximale Größe von Scherflächen und über das injizierte Volumen im Vordergrund, wobei die Gefahr einer unkontrollierten Bruchausbreitung explizit berücksichtigt wird.

5.4. Erschütterungen durch Erdbeben

Die durch ein Erdbeben hervorgerufenen Erschütterungen an der Erdoberfläche werden durch die Stärke des Bebens, die Dämpfung entlang des Ausbreitungswegs und durch oberflächennahe Verstärkungseigenschaften des lokalen Untergrunds bestimmt (Abbildung 13).

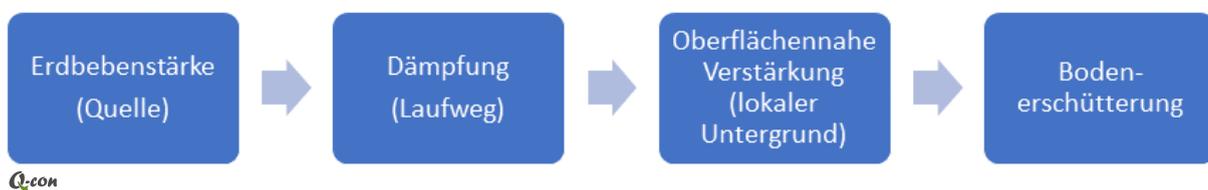


Abbildung 13: Schematische Darstellung der Faktoren, die zur Bodenerschütterung durch Erdbeben beitragen. Von der Erdbebenquelle werden seismische Signale in Form elastischer Wellen abgestrahlt. Diese werden entlang des Laufwegs durch Streuung und nicht-elastische Verluste gedämpft. An der Erdoberfläche kommt es durch den Effekt der freien Oberfläche zu einer Signalverstärkung. Zusätzlich können Signale durch einen weichen Untergrund mit geringer Dichte verstärkt werden.

Für seismische Gefährdungsabschätzungen wird fast immer auf empirische Beziehungen zur Vorhersage von Bodenschwingungsgeschwindigkeiten zurückgegriffen, die sogenannten „Ground Motion

Prediction Equations“ (GMPE) bzw. „Ground Motion Models“ (GMM). Liegen an einem Standort bereits Erdbebenbeobachtungen vor, so lässt sich für zukünftige Erdbeben an ähnlicher Stelle und mit ähnlicher Magnitude eine sinnvolle Prognose der zu erwartenden Erschütterungen erstellen. Aus diesem Ansatz ist ersichtlich, dass GMMs nur bedingt übertragbar sind. Insbesondere ist die Anwendbarkeit eines GMMs auf bestimmte Parameter-Bereiche der Erdbebenmagnitude, Herdtiefe und Epizentraldistanz beschränkt. Daneben kann es weitere, GMM-spezifische Einschränkungen geben.

In der wissenschaftlichen Literatur existiert eine große Zahl unterschiedlicher GMMs. Für einen umfassenden Überblick sei hier auf Douglas (2017) verwiesen. Fast alle der dort aufgeführten Modelle sind auf den Kontext der induzierten Seismizität nicht übertragbar, da die GMPEs aus Beobachtungen natürlicher Erdbeben mit vergleichsweise großer Magnitude, Tiefe und Epizentraldistanz abgeleitet wurden.

Einige wenige moderne GMMs wurden speziell für flache, induzierte Erdbeben im Magnitudenbereich $M < 4$ und geringer Epizentraldistanz entwickelt, z.B. Atkinson (2015); Douglas et al. (2013).

In der aktuellen Studie wird das GMM von Douglas et al. (2013) zur Modellierung von Bodenschwinggeschwindigkeiten verwendet. Cremen et al. (2020) evaluieren das Leistungsvermögen von drei GMMs für Fracking-induzierte Erdbeben im Bowland Shale (vergleiche Abschnitt 3.3.3.3). Verglichen mit den beiden anderen GMMs zeigt das Modell von Douglas et al. (2013) die beste Anpassung.

Das Modell von Douglas et al. (2013) liefert einen Zusammenhang zwischen der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit (PGV) als Funktion der Erdbebenmagnitude, Herdtiefe und Epizentralentfernung. Zunächst bezieht sich das Modell auf die Bodenschwinggeschwindigkeit für ein hartes Referenzgestein, ohne Berücksichtigung oberflächennaher Verstärkungsfaktoren. Die zugehörigen Verstärkungsfaktoren sind frequenzabhängig und werden von Poggi et al. (2011) angegeben.

Durch die Kombination mit den oberflächennahen Verstärkungsfaktoren lässt sich das M_w -basierte GMM von Douglas et al. (2013) im Prinzip standortunabhängig anwenden. Im Kontext der aktuellen Studie wird eine dominierende Signalfrequenz von 10 Hz angenommen, was im Bereich der typischen Eckfrequenz induzierter Erdbeben mit Magnitude $M_w=3$ bis $M_w=3.5$ liegt (Wang et al., 2020). Durch die hier getroffene Annahme werden Erschütterungen im Frequenzbereich >10 Hz tendenziell überschätzt.

In Deutschland liegen Informationen zum lokalen Untergrund häufig in Form von V_{s30} Werten (d.h. der Scherwellengeschwindigkeit in den obersten 30 m) oder Baugrundklassen vor, die sich wiederum in V_{s30} Werte umrechnen lassen. Der Bereich der Baugrundklassen erstreckt sich von Baugrundklasse A (unverwitterte Festgesteine) mit einer Scherwellengeschwindigkeit von $V_{s30} \geq 800$ m/s bis Baugrundklasse C (stark bis völlig verwitterte Festgesteine) mit $V_{s30} \geq 150$ m/s (Deutsches Institut für Normung e.V., 2011).

Abbildung 14 zeigt exemplarisch die modellierten maximalen Bodenerschütterungen auf einem harten Untergrund (Baugrundklasse A, $V_{s30}=800$ m/s) verursacht durch ein $M_w=2,5$ Erdbeben in unterschiedlicher Tiefe. Selbst für ein sehr flaches Erdbeben in 1 km Tiefe sind die modellierten Erschütterungen nach DIN4150-3 (Deutsches Institut für Normung e.V., 1999a) nicht schadensrelevant. Bei einem sehr lockeren Untergrund (Baugrundklasse C, $V_{s30}=150$ m/s) hingegen kann ein flaches Erdbeben dieser Stärke Erschütterungen verursachen, die im Epizentrum die Unbedenklichkeitsschwelle für normale Wohngebäude nach DIN4150-3 überschreiten (Abbildung 15).

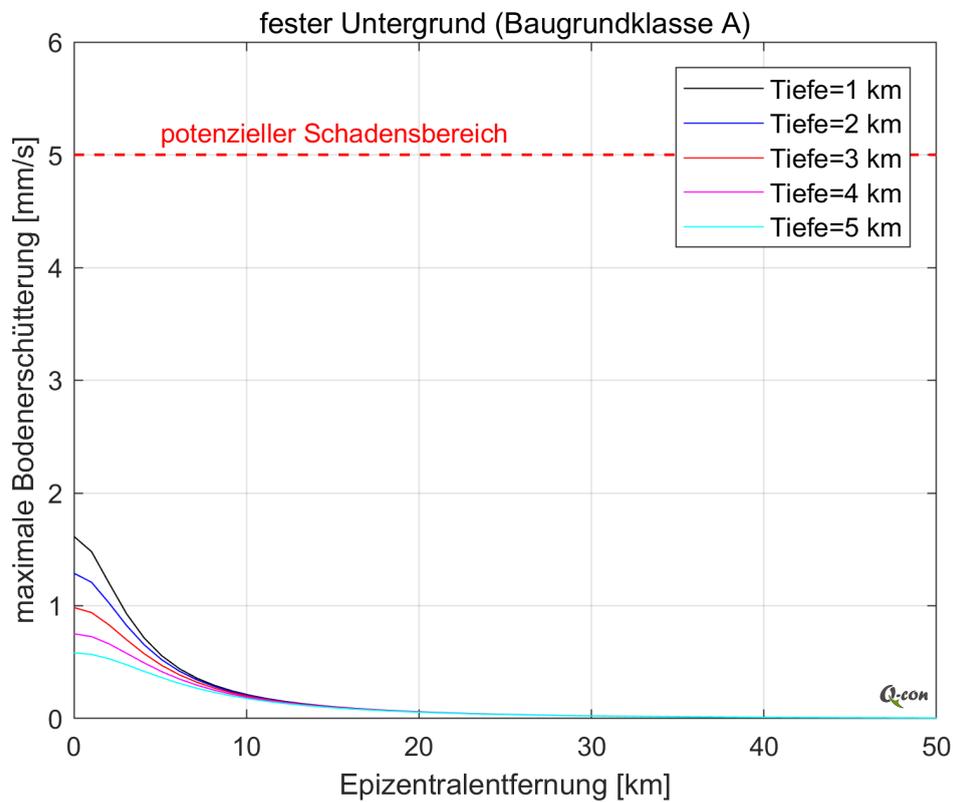


Abbildung 14: Modellierte maximale Bodenerschütterungen auf einem harten Untergrund (Baugrundklasse A, $V_{s30}=800$ m/s) verursacht durch ein $M_w=2,5$ Erdbeben in unterschiedlicher Tiefe entsprechend der Legende. Die Unbedenklichkeitsschwelle für Schäden an normalen Wohngebäuden (bei 10 Hz) nach DIN 4150-3 ist durch eine rot gestrichelte Linie gekennzeichnet.

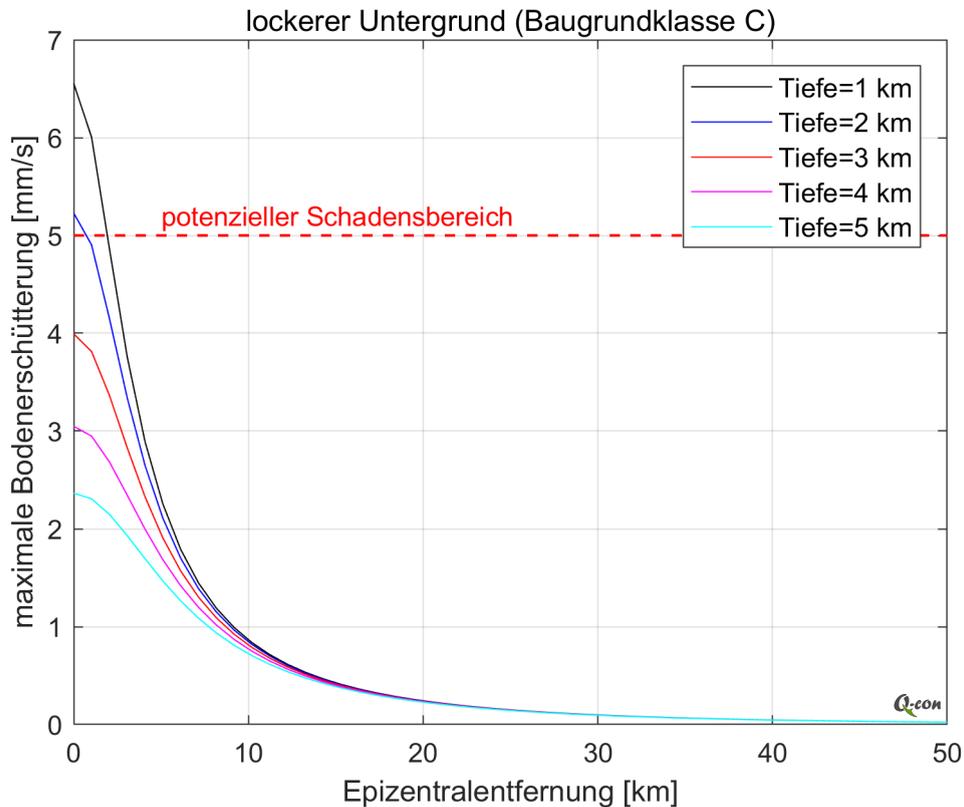


Abbildung 15: Modellierte maximale Bodenerschütterungen auf einem lockeren Untergrund (Baugrundklasse C, $V_{s30}=150$ m/s) verursacht durch ein $M_w=2,5$ Erdbeben in unterschiedlicher Tiefe entsprechend der Legende. Die Unbedenklichkeitsschwelle für Schäden an normalen Wohngebäuden (bei 10 Hz) nach DIN 4150-3 ist durch eine rot gestrichelte Linie gekennzeichnet.

5.5. Erdbebenschäden

Bodenerschütterungen können strukturellen und nicht-strukturellen Schaden an Gebäuden und Infrastruktur erzeugen. Obwohl sich Bodenerschütterungen messtechnisch genau erfassen lassen, gibt es keinen Parameter, der das Schadenspotenzial von Erschütterungen direkt abbildet (Bommer et al., 2006). Schadensauswirkungen sind stark von den individuellen Schwingungseigenschaften der betroffenen Bauwerke in Kombination mit dem Erschütterungssignal abhängig. Beobachtungen zeigen, dass Schadensbilder nur schlecht mit der Maximalamplitude von Bodenbeschleunigungen (peak ground acceleration, PGA) korrelieren, wohingegen die Maximalamplitude der Bodenschwinggeschwindigkeit (peak ground velocity, PGV) ein besser geeigneter Parameter ist (Bommer et al., 2006).

Die DIN4150-3 (Deutsches Institut für Normung e.V., 1999a) liefert Anhaltspunkte, ab welcher Bodenschwinggeschwindigkeit strukturelle und nicht-strukturelle Schäden an Gebäuden nicht mehr auszuschließen sind (Abbildung 16). Im Frequenzbereich ≤ 10 Hertz liegt der Anhaltswert für nicht-strukturelle Schäden bei 5 mm/s für normale Wohngebäude. Dieser Wert wird derzeit auch bei der Feststellung des Einwirkungsbereichs eines Erdbebens nach EinwirkungsBergV §3, Abs. 4 zu Grunde gelegt (Bönnemann und Milestonegruppe 6, 2018). Für besonders empfindliche Gebäude liegt der entsprechende Wert bei 3 mm/s.

Der Anhaltswert für strukturelle Schäden liegt bei 20 mm/s für Erschütterungen im Frequenzbereich ≤ 10 Hertz.

Es sei angemerkt, dass in anderen Studien zum Teil deutlich höhere Grenzwerte angesetzt werden (z.B. Schultz et al., 2020a) und strukturelle Schäden teilweise erst für Erdbeben der Magnitude $M \geq 5$ erwartet werden (Ground Water Protection Council and Interstate Oil and Gas Compact Commission, 2015). Die hohen Grenzwerte in den genannten Studien wurden aus Erdbeben-Beobachtungen in dünn besiedelten Gebieten abgeleitet (pers. Mitt. Ryan Schultz und William Ellsworth, Januar 2021) und werden in dieser Studie als nicht übertragbar auf die Situation in Deutschland angesehen.

Die Zuordnung eines Gebäudeschadens zu einem verursachenden Erdbeben kann häufig nur über einen Gutachter erfolgen. Insbesondere bei Bagatellschäden (z.B. Putzrissen) können die Kosten für eine Begutachtung die Schadenssumme übersteigen. In der Konsequenz werden Schäden auch ohne Prüfung durch Betreiber bzw. deren Versicherungen kompensiert. Auch wenn ein kausaler Zusammenhang nicht sichergestellt ist, erscheint es sinnvoll, die kompensierten Schäden als direkte Konsequenz eines Erdbebens einzustufen (Baisch et al., 2009).

Schadensbilder aufgrund induzierter Seismizität in dicht besiedelten Regionen Westeuropas sind in einigen wenigen Fällen in der recherchierten Literatur dokumentiert, z.B.:

1. Unterhalb des Stadtgebietes von Basel (Schweiz) wurde bei der Entwicklung eines Geothermiesystems ein Erdbeben der Magnitude $M_L=3,4$ ($M_w=3,2$) in knapp 5 km Tiefe im kristallinen Grundgebirge verursacht (Deichmann und Giardini, 2009). Gemessene Erschütterungswerte in der Epizentralregion lagen bei bis zu 14 mm/s (Ripperger et al., 2009). Das Erdbeben verursachte eine große Zahl nicht-struktureller Schäden, die mit 7 Mio SFR kompensiert wurden (Baisch et al., 2009).
2. Im Gasfeld Groningen sind Schadensmeldungen für Erdbeben im Magnitudenbereich $M=2,6$ bis $M=3,6$ dokumentiert, die vornehmlich in Sandsteinformationen im Tiefenbereich um 3 km aufgetreten sind (NAM, 2016). Die Schadenssumme, die durch diese Beben verursacht wurde, wird im Bereich mehrerer hundert Millionen Euro oder höher abgeschätzt (van der Voort und Vanclay, 2015). Dabei korreliert die Anzahl der Schadensmeldungen nicht mit der Stärke aufgetretener Erdbeben, sondern nimmt mit der Zeit systematisch zu (NAM, 2016). Gleichzeitig wurde eine zeitlich zunehmende De-Fokussierung der Schadensmeldungen von der Epizentralregion eines Erdbebens auf die gesamte Erstreckung des etwa 45 km x 25 km großen Gasfeldes beobachtet (NAM, 2016). Diese Phänomene deuten darauf hin, dass sich die Wahrnehmung induzierter Seismizitätsrisiken und das Verhalten beim Anzeigen möglicher Schäden in der Bevölkerung mit der Zeit verändert haben. Durch den Einfluss dieser soziologischen Komponenten sind Schadensprognosen aufgrund von Erschütterungsszenarien nur bedingt objektivierbar.

Neben materiellem Schaden ist im aktuellen Kontext auch ein Reputations-Schaden und der Aspekt der Verunsicherung der Bevölkerung relevant (vergleiche Abschnitt 5.1). Diese Schadensaspekte sind eng mit der Spürbarkeit seismischer Erschütterungen verknüpft. Die DIN4150-2 (Deutsches Institut für Normung e.V., 1999b) gibt Anhaltswerte für die Spürbarkeit von Erschütterungen. Diese sind für zeit- und frequenzbewertete Erschütterungssignale definiert und können nicht direkt in eine maximale Erschütterungsamplitude, wie sie im vorherigen Abschnitt verwendet wird, überführt werden. Anhand von Beobachtungen induzierter Erdbeben stellen Groos et al. (2013) zeit- und frequenzbewertete Erschütterungssignale den maximalen Erschütterungsamplituden gegenüber und identifizieren den Beginn der Spürbarkeit bei einer maximalen Erschütterungsamplitude von etwa 0,3 mm/s. Aus den Erschütterungsszenarien in Abschnitt 5.4 folgt, dass bereits ein moderates Erdbeben der Magnitude $M_w=2,5$ noch in 20 km Entfernung auf einem sehr lockeren Untergrund verspürt werden könnte (Abbildung 15).

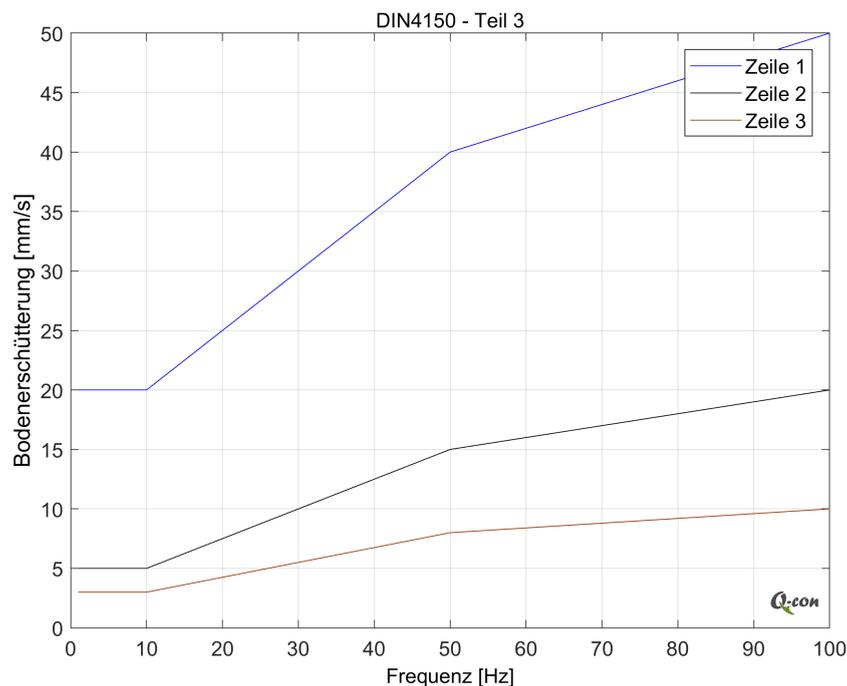


Abbildung 16: Anhaltswerte für Erschütterungsamplituden am Fundament oberhalb derer sich Schäden nach DIN4150-3 (Deutsches Institut für Normung e.V., 1999a) nicht ausschließen lassen. Die blaue Linie (Zeile 1) bezeichnet gewerblich genutzte Bauten, Industriebauten und ähnlich strukturierte Bauten. Die schwarze Linie (Zeile 2) bezeichnet normale Wohngebäude, die braune Linie (Zeile 3) besonders empfindliche Gebäude.

5.6. Methodische Ansätze zur Risikobewertung

Die Bewertung induzierter Seismizitätsrisiken im Kontext der Kohlenwasserstoffgewinnung und Nachbartechnologien kann sowohl quantitativ als auch qualitativ erfolgen.

Ein früh entwickelter und einfacher Ansatz zur qualitativen Risikobewertung basiert auf einem Punkteschema, welches an das Auftreten bisheriger Seismizität und plausiblen Mechanismen für zukünftige Seismizität gekoppelt ist (Davis und Frohlich, 1993). Dieser Ansatz bewertet abstrakt das Auftreten induzierter Seismizität, ohne Berücksichtigung der Erdbebenstärke.

Spätere Ansätze setzen Punkteschemata ein, um anhand operativer, geologisch-tektonischer und auch soziologischer Schlüsselparameter induzierte Seismizitätsrisiken zu klassifizieren (A'Campo et al., 2020; Baisch et al., 2016; Muntendam-Bos et al., 2015; Trutnevyte und Wiemer, 2017; van Thienen-Visser et al., 2018). Aus der Klassifizierung können Vorgaben entstehen, induzierte Seismizitätsrisiken weiter zu quantifizieren und operative Maßnahmen mit einer bestimmten Messkonfiguration seismologisch zu überwachen (Baisch et al., 2016; Muntendam-Bos et al., 2015; Trutnevyte und Wiemer, 2017; Wiemer et al., 2017).

Bei den weiterführenden Untersuchungen induzierter Seismizitätsrisiken ist zwischen probabilistischen und deterministischen Ansätzen zu unterscheiden, wobei die Ansätze auch kombiniert werden können.

Natürliche Erdbebenrisiken werden häufig probabilistisch abgeschätzt. Der klassische Ansatz einer probabilistischen seismischen Risiko- (probabilistic seismic risk analysis, PSRA) oder Gefährdungsbestimmung (probabilistic seismic hazard analysis, PSHA) folgt der Methode von Cornell (Cornell, 1968; McGuire, 1995). Mit diesem Ansatz können Erdbebenrisiken unter systematischer Berücksichtigung von Parameter- und Modellunsicherheiten quantifiziert werden. Parameter-Unschärfen (aleatorische Unsicherheiten) können über Verteilungsfunktionen abgebildet werden und konkurrierende Modellvorstellungen über Verzweigungen innerhalb eines logischen Baums. Die nachfolgende Bestimmung des seismischen Risikos oder der seismischen Gefährdung kann analytisch oder über eine Monte-Carlo Simulation erfolgen.

Dabei basiert die PSRA/PSHA in wesentlichen Teilen auf einem Erdbebenmodell, welches die Auftretenswahrscheinlichkeit eines Erdbebens einer bestimmten Magnitude in einem vorgegebenen Gebiet und Zeitraum beschreibt. Für natürliche Erdbeben wird in der Regel eine log-lineare Magnituden-Häufigkeitsverteilung angenommen. Unter Annahme eines stationären Erdbebenprozess werden die statistischen Parameter dieser sogenannten Gutenberg-Richter Verteilung mittels Beobachtungen aus der Vergangenheit abgeleitet, um zukünftige Seismizität zu prognostizieren. Im Kontext der induzierten Seismizität ist ein solcher Ansatz häufig nicht praktikabel, da die Annahme eines stationären Erdbebenprozesses nicht zutrifft: Die Seismizitätsantwort auf untertägige Maßnahmen hängt neben den geologisch-tektonischen Gegebenheiten von den operativen Parametern ab. Insbesondere vor Beginn operativer Maßnahmen liegen keine Beobachtungsdaten vor, um ein statistisches, lokations- und operations-spezifisches Erdbebenmodell zu erstellen. Im Prin-

zip können an dieser Stelle physikalische (deterministische) Modelle verwendet werden, um die mit einem Eingriff in den Untergrund verbundene Seismizität numerisch zu simulieren (Baisch et al., 2009; Gischig und Wiemer, 2013; Milner et al., 2021). Ohne lokale Beobachtungen induzierter Erdbeben ist die Prognosefähigkeit dieser Modelle allerdings eingeschränkt (vergleiche Abschnitt 5.2), was zu einer Unschärfe des abgeschätzten Risikos führt.

Eine PSRA kann mit erheblichem Aufwand verbunden sein und wird daher im Kontext der induzierten Seismizität nur selten durchgeführt. Publierte PSRA/PSHA Beispiele umfassen sowohl Standorte, an denen das lokale Erdbebenmodell anhand bereits beobachteter (induzierter) Seismizität entwickelt werden konnte (Baisch et al., 2009; Bourne et al., 2018; Edwards et al., 2021; Gischig und Wiemer, 2013; NAM, 2016) als auch Standorte, an denen Eingriffe in den Untergrund noch nicht begonnen haben (Broccardo et al., 2020; Silva et al., 2021).

Alternativ zu einem probabilistischen Ansatz kann das seismische Risiko deterministisch bewertet werden. Dabei wird das „worst case“ Szenario eines Erdbebens mit der maximal möglichen Magnitude und der ungünstigsten Lage betrachtet, z.B. Wang und Huang (2014). Eine generelle Schwierigkeit bei diesem Ansatz besteht in der Festlegung des „worst case“. Allerdings spiegelt sich dieselbe Schwierigkeit bei der Definition des Erdbebenmodells in probabilistischen Modellen wider (vergleiche dazu die kritischen Kommentare von Mulargia et al., 2017 und Wang, 2015).

Für die Tiefengeothermie in Deutschland hat das Forschungskollegium Physik des Erdkörpers (FKPE) Empfehlungen ausgesprochen, mit welchen Ansätzen die Gefährdung durch induzierte Seismizität zu bewerten ist (Barth et al., 2015). Eine generelle Bevorzugung eines probabilistischen bzw. eines deterministischen Ansatzes wird nicht empfohlen.

Neben den FKPE Empfehlungen (Barth et al., 2015) sprechen weitere Studien allgemeine Empfehlungen zum Thema induzierte Seismizitätsrisiken und deren Erfassung aus (Ground Water Protection Council and Interstate Oil and Gas Compact Commission, 2015; Majer et al., 2012; Wiemer et al., 2017). Übereinstimmend empfehlen diese Studien, Risiken projektbezogen zu untersuchen, unter Berücksichtigung der

- lokalen geologisch-tektonischen Bedingungen,
- bisherigen Seismizität in der Projektregion,
- Bebauung und Infrastruktur,
- und der geplanten operativen Maßnahmen.

Darüber hinaus empfehlen diese Studien eine Überwachung der induzierten Seismizität in Kombination mit einem Reaktionsprotokoll. Zudem beinhalten mehrere Empfehlungen explizit die Abschätzung einer maximalen Erdbebenmagnitude und den damit verbundenen Erschütterungen.

5.7. Unsicherheiten und Forschungsbedarf

Die Ausführungen in diesem Kapitel spiegeln den aktuellen Stand der Forschung wider. Aufgrund der zunehmenden Ausbeutung unkonventioneller Lagerstätten auf globaler Skala und dem damit verbundenem massiven Einsatz der Fracking-Technologie gab es in der letzten Dekade einen großen Erkenntnisgewinn bezüglich induzierter Seismizitätsrisiken. Dabei ist das wachsende Verständnis der verursachenden Prozesse und der relevanten Faktoren stark von Beobachtungen geprägt. Die Entwicklung empirischer Modellvorstellungen wurde dabei häufig durch mangelnde oder unvollständige Beobachtungsdaten erschwert.

Durch eine systematische Erfassung und Charakterisierung aller in einer bestimmten Region durchgeführten Eingriffe in den Untergrund in Kombination mit einer seismologischen Überwachung der Region könnten die folgenden Aspekte näher beleuchtet werden:

1. Die Bedeutung der Nähe einer Fluidinjektion zum Grundgebirge und die hydraulische Verbindung durch eine Störung ist nicht vollständig verstanden. Wie groß sollte der Sicherheitsabstand sein, um eine seismische Aktivierung im Grundgebirge ausschließen zu können?
2. Welche Gesteine können durch eine Fluidinjektion seismisch aktiviert werden?
3. Mit welchen Methoden lassen sich kritisch gespannte Störungen besser identifizieren?
4. Kann die maximale Erdbebenmagnitude im Vorfeld untertägiger Eingriffe bestimmt werden?
5. Gibt es weitere geologisch-tektonische Parameter, die das Auftreten induzierter Seismizität begünstigen könnten? Ist die beobachtete Korrelation induzierter Seismizität mit der rezenten tektonischen Deformationsrate (Kao et al., 2018a), der Lage fossiler Riffe (Schultz et al., 2016) oder verkarsteter Strukturen (Galloway et al., 2018) genereller Natur?

6. Seismologische Überwachung

Kapitelübersicht

- Definition der Zielsetzung einer seismologischen Überwachung.
- Beschreibung möglicher Konzepte zur Überwachung induzierter Seismizität. Unterscheidung zwischen obertägiger Instrumentierung und Bohrlochinstrumenten.
- Gegenüberstellung genereller Vor- und Nachteile der Konzepte.

6.1. Zielsetzung

Bei der seismologischen Überwachung unkonventioneller Lagerstätten ist zwischen zwei generellen Zielsetzungen zu unterscheiden. Zum einen kann die Überwachung primär der Reservoircharakterisierung dienen, d.h. der räumlichen Kartierung hydraulischer Wegsamkeiten anhand induzierter Seismizität. Zum anderen können Sicherheitsaspekte im Vordergrund stehen und die Überwachung erfolgt in Kombination mit einem Reaktionsschema (vergleiche Kapitel 7) unter dem Aspekt der Risikominderung.

Je nach Zielsetzung existieren unterschiedliche Konzepte hinsichtlich der Instrumentierung. Obwohl es auch Überschneidungsbereiche gibt, lässt sich vereinfacht zusammenfassen, dass die Reservoircharakterisierung meist den Einsatz von Geophonketten in Reservoirnähe erfordert, während Reaktionsschemata in der Regel an Messungen von Instrumenten an oder nahe der Erdoberfläche gekoppelt sind. Entsprechend wird in der Strukturierung der nachfolgenden Unterkapitel zwischen Oberflächen- und Bohrlochinstrumenten unterschieden.

Im Kontext der aktuellen Studie steht der Aspekt der Risikominderung im Vordergrund. Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität in Deutschland wurden vom Forschungskollegium Physik des Erdkörpers (FKPE) ausgesprochen (Ritter et al., 2012) und werden im nächsten Unterkapitel näher erläutert.

6.2. Empfehlungen des FKPE

Die Empfehlungen des FKPE (Ritter et al., 2012) beschreiben Mindestanforderungen an ein Netzwerk zur seismischen Überwachung induzierter Seismizität. Diese Anforderungen orientieren sich daran, schwächste spürbare seismische Ereignisse durch eine zehnfach empfindlicher eingestellte Messtechnik sicher erfassen und lokalisieren zu können. Die Mindestanforderungen umfassen unter anderem folgende Aspekte:

1. Typ und Anzahl der eingesetzten Instrumente.
2. Aufstellungsorte der Messinstrumente und damit verbundene Ortungsgenauigkeit der induzierten Seismizität.
3. Eigenschaften der Bodenunruhe an den Aufstellungsorten der Instrumente und damit verbundene Messempfindlichkeit. Falls sich die geforderte Messempfindlichkeit aufgrund starker Bodenunruhe an der Erdoberfläche nicht erfüllen lässt, wird empfohlen, das Messinstrument in einem Bohrloch zu betreiben.
4. Die seismische Überwachung muss in Echt-Zeit betrieben werden.

Zur Erfüllung der Mindestanforderungen sind mindestens 5 Messinstrumente im Umfeld einer geotechnischen Anlage notwendig. Der Aufbau und Betrieb der Messinstrumente folgt im Wesentlichen den Standards einer modernen seismologischen Überwachungsstation mit Datenübertragung in Echt-Zeit. Die Empfehlungen des FKPE beinhalten in der Regel eine Überwachung mittels Oberflächeninstrumenten.

6.3. Instrumentierung an der Erdoberfläche

Verglichen mit einer Instrumentierung im Bohrloch bietet eine Instrumentierung an der Erdoberfläche die folgenden Vor- und Nachteile.

Vorteile:

- Die Dynamik der Instrumente kann auf die Registrierung potenziell schadensrelevanter induzierter Erdbeben bis in den Magnitudenbereich $M=4$ abgestimmt werden.
- Die Ausrichtung und Kopplung der Instrumente sind bei der Installation sehr gut kontrollierbar.
- Gemessene Erschütterungsamplituden können direkt in die Bewertung des Schadenspotenzials gemäß Abschnitt 5.5 einbezogen werden.
- Der für die seismische Gefährdung relevante Frequenzbereich der Erschütterungen zwischen 5-40 Hz (Ritter et al., 2012) kann vollständig erfasst werden.
- Hohe Flexibilität in der Standortwahl.

Nachteile:

- Sehr schwache Seismizität ist nicht messbar.

- Vergleichsweise große Ortungsfehler aufgrund des großen Abstands der Messstationen zur Erdbebenquelle.

6.3.1. Stationsnetz

In der einfachsten Konfiguration besteht ein Stationsnetz aus 5 Seismometern, die im Abstand von etwa einer Reservoirtiefe um eine Injektionsbohrung azimuthal verteilt sind. Bei 5 Seismometern wird in der Regel eine Zentralstation eingesetzt. Das Detektionsvermögen eines idealisierten Stationsnetzes ist exemplarisch in Abbildung 17 dargestellt.

Tatsächlich realisierte Netzwerke beinhalten häufig zusätzliche Messstationen (z.B. Küperkoch et al., 2018), insbesondere wenn ein größerer räumlicher Bereich überwacht werden muss oder sich eine ideale Netzwerkgeometrie aufgrund von Zugangsbeschränkungen nicht realisieren lässt.

Die Ortung induzierter Erdbeben mit einem Stationsnetz erfolgt in der Regel über gemessene Einsatzzeiten der erstankommenden Kompressions- und Scherwellen (z.B. Baisch, 2002). Dabei hängt die Ortungsgenauigkeit maßgeblich von der Kenntnis der seismischen Wellengeschwindigkeiten im Untergrund ab. Empfehlungen des FKPE sehen eine (2σ -) Ortungsgenauigkeit von mindestens ± 500 m lateral und ± 2.000 m in der Tiefe vor. Erfahrungen zeigen, dass sich z.B. auch für Erdbeben in 4 km Tiefe eine 10fach höhere Ortungsgenauigkeit erzielen lässt, wenn das Modell der seismischen Wellengeschwindigkeiten kalibriert ist (Baisch et al., 2006b).

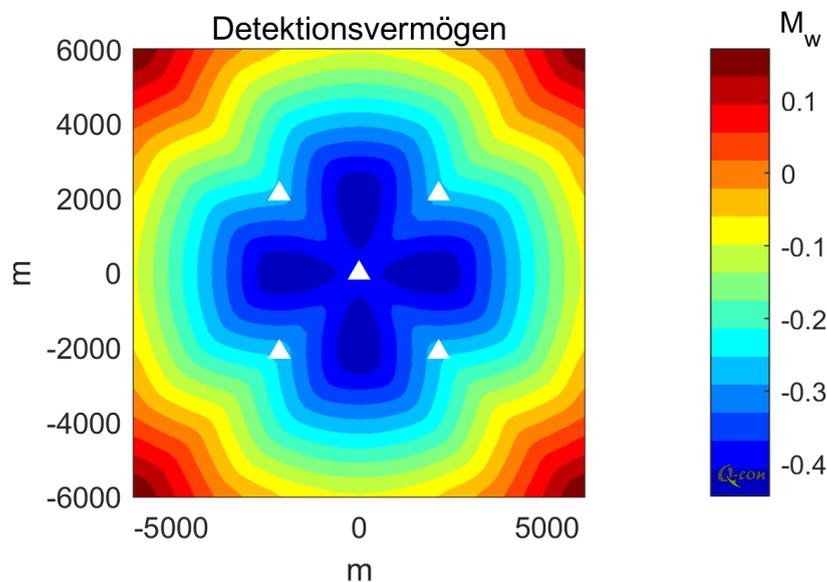


Abbildung 17: Modellierte Detektionsschwelle eines generischen Netzwerks mit 5 Stationen (Dreiecke) für ein Erdbeben in 3 km Tiefe. Die Detektionsschwelle ist in Einheiten M_w entsprechend der Farbskala angegeben. Die Modellierung basiert auf der mittleren Vorhersagegleichung aus Abschnitt 5.4 unter der Annahme, dass die Stationen die Mindestanforderungen der FKPE Empfehlungen (Abschnitt 6.2) exakt erfüllen und die Detektion an mindestens 3 Stationen erfolgen muss.

6.3.2. Oberflächenarray

Ein Array besteht in der Regel aus einer größeren Anzahl von Messstationen, die räumlich so angeordnet sind, dass sich kohärente Messsignale stapeln lassen (Schweitzer et al., 2012). Auf diese Weise kann die Empfindlichkeit gegenüber schwachen Signalen erhöht werden (Chambers et al., 2010). Der wesentliche Unterschied zwischen einem Array und einem Stationsnetz besteht in der Methode der Datenbearbeitung. Während die Ortung mit einem Stationsnetz über die Bestimmung von Phasenankunftszeiten erfolgt (vergleiche vorheriges Unterkapitel), beinhalten Array Verfahren eine Peilung durch Stapelung zeitversetzter Seismogramme, das sogenannte „beam-forming“ (Pesicek et al., 2014; Schweitzer et al., 2012).

Im Kontext der induzierten Seismizität wurden Kleinst-Arrays bereits Mitte der 1990er erprobt (Jost et al., 1998), kamen danach aber nur noch vereinzelt zum Einsatz (z.B. Sick und Joswig, 2017). Im Vergleich zur Ortung mit einem Stationsnetz kann die Ortung über mehrere Kleinst-Arrays deutlich ungenauer sein (Hillers et al., 2020).

Große Oberflächenarrays mit hunderten bis zu tausenden Instrumenten kamen seit 2004 zum Einsatz (Duncan und Eisner, 2010). Diese Arrays werden primär zur Charakterisierung von Rissausbreitung eingesetzt (Abbott et al., 2007).

6.3.3. Erschütterungsmessung nach DIN 45669

Neben der Detektion und Ortung seismischer Ereignisse kann eine seismische Überwachung auch im Hinblick auf eine Beurteilung von Schäden nach DIN 4150 erfolgen. Dazu muss die Messung konform mit DIN 45669 durchgeführt werden. Neben dem Aufstellungsort im zu beurteilenden Gebäude schreibt die DIN 45669 eine spezielle Instrumentierung vor. Die Empfindlichkeit DIN 45669-konformer Messungen erfüllt in der Regel die Mindestanforderungen für eine seismologische Überwachung (Abschnitt 6.2) nicht. Daher wird empfohlen, DIN 45669-konforme Messungen nur ergänzend zu einem bestehenden Überwachungsnetzwerk zu nutzen (Ritter et al., 2012).

6.4. Bohrlochinstrumentierung

Verglichen mit einer Instrumentierung an der Erdoberfläche bietet die Instrumentierung im Bohrloch die folgenden Vor- und Nachteile.

Vorteile:

- Höhere Empfindlichkeit. Mit Instrumenten, die in unmittelbarer Reservoirnähe eingebracht werden, können auch sehr schwache seismische Ereignisse gemessen werden, z.B. im Magnitudenbereich bis $M=-2$ bis $M=-3$ (Kaka et al., 2017; Kettlety et al., 2020; Warpinski et al., 2012).

- Höhere Ortungsgenauigkeit durch geringeren Abstand der Messstationen von der Erdbebenquelle.

Nachteile:

- Aufwendiger Einbau und limitierte Kontrolle über Ausrichtung und Kopplung der Instrumente.
- Die Dynamik der Instrumente ist auf die Registrierung schwächster seismischer Ereignisse abgestimmt. Signale potenziell schadensrelevanter Erdbeben saturieren in der Regel, wenn die Messinstrumente in unmittelbarer Nähe der Erdbeben aufzeichnen (z.B. Kettlety et al., 2020).
- Die Bestimmung der Magnitude eines Erdbebens mit Bohrlochinstrumenten kann durch Saturierungseffekte und die hohe Eigenfrequenz der Instrumente limitiert sein (Kettlety et al., 2020). Die Eigenfrequenz tiefer Instrumente liegt häufig im Bereich ≥ 15 Hz und damit oberhalb der dominierenden Frequenzen der Erdbebensignale.
- Der für die seismische Gefährdung relevante Frequenzbereich der Erschütterungen zwischen 5-40 Hz (Ritter et al., 2012) wird häufig nicht vollständig erfasst. Zudem können gemessene Erschütterungsamplituden nur unter modellhafter Berücksichtigung oberflächennaher Amplitudenverstärkung in die Bewertung des Schadenspotenzials gemäß Abschnitt 5.5 einbezogen werden.

6.4.1. Stationsnetz in Flachbohrungen

In Regionen mit ausgeprägter anthropogener Bodenunruhe oder oberflächennahen Lockersedimenten werden Messinstrumente auch in flachen Beobachtungsbohrungen eingebracht, z.B. im Tiefenbereich bis zu wenigen 100 Metern (Gaucher, 2012; Spetzler und Dost, 2017). Die an der Erdoberfläche besonders ausgeprägte Bodenunruhe nimmt mit der Tiefe ab. Durch eine Bohrlochinstrumentierung lässt sich das seismische Hintergrundrauschen reduzieren und damit im Prinzip eine höhere Empfindlichkeit gegenüber den Signalen schwacher, induzierter Erdbeben erreichen. Bei Instrumenten in Flachbohrungen ist zu berücksichtigen, dass sich auch die Amplitude seismischer Signale verringert und das Signal-Stör-Verhältnis nicht zwingend verbessert wird (Witten et al., 2013).

Die geometrische Anordnung der Messstationen und die Verfahren zur Ortung induzierter Seismizität entsprechen denen eines Stationsnetzes an der Oberfläche (vergleiche Abschnitt 6.3.1).

6.4.2. Array in Flachbohrungen

Mit dem Ziel, die oberflächennahe Bodenunruhe zu reduzieren, wurden Arrays auch über eine große Zahl von Instrumenten in flachen Bohrungen realisiert. Zum Beispiel nutzen Wessels et al.

(2011) ein Array bestehend aus 206 Instrumenten in jeweils 30 m bis 60 m tiefen Beobachtungsbohrungen, um Risse in einem unkonventionellen Reservoir zu kartieren. Dabei entsprechen die Verfahren zur Ortung induzierter Seismizität denen eines Arrays an der Oberfläche (vergleiche Abschnitt 6.3.2).

6.4.3. Geophonkette in Tiefbohrung

Geophonketten werden häufig eingesetzt, um sehr schwache Seismizität detektieren und hochauflösend orten zu können. Dabei werden in der Regel zwischen sechs und mehreren Dutzend Geophone im Abstand von 10er bis 100er Metern in einer Beobachtungsbohrung in unmittelbarer Nähe einer Fracking Bohrung installiert, z.B. Clarke et al. (2019b). Beobachtungen in verschiedenen unkonventionellen Lagerstätten in den USA zeigen, dass sich mit einer Geophonkette Erdbeben im Magnitudenbereich $M_w = -3$ in einer Entfernung von bis zu 500 m messen lassen (Warpinski et al., 2012).

Im Gegensatz zur flächenhaften Anordnung der in den Abschnitten 6.3.2 und 6.4.2 beschriebenen Arrays entspricht die Geophonkette in einer Tiefbohrung einem linearen Array. Aufgrund der linearen Geometrie können Arrayverfahren zur Signalpeilung nur bedingt eingesetzt werden. Daher basiert die Erdbebenortung häufig auf den Einsatzzeiten der erstankommenden Kompressions- und Scherwellen in Kombination mit der Polarisation der P-Welle (Bulut et al., 2009). Lokalisierungsfehler skalieren mit dem Abstand des Erdbebens von der Geophonkette und liegen typischerweise im 10er Meter Bereich (z.B. Kettlety et al., 2020).

7. Risikominderung durch Reaktion

Kapitelübersicht

- Darlegung des Konzepts einer Ampelsteuerung: In Reaktion auf Seismizität werden operative Maßnahmen eingeschränkt bzw. abgebrochen. Dadurch soll das Auftreten von Erdbeben unerwünschter Stärke vermieden werden.
- Darlegung der Kriterien zur Definition von Schwellenwerten.
- Diskussion genereller Limitierungen einer Ampelsteuerung.
- Globale Übersicht existierender Ampelsteuerungen.

7.1. Konzept der Ampelsteuerung

Bereits in den 1960er Jahren wurde beobachtet, dass das Auftreten induzierter Seismizität durch Veränderungen des Fluiddrucks im Untergrund beeinflusst werden kann (Healy et al., 1968). Aus diesen Beobachtungen entwickelte sich das Konzept einer Ampelsteuerung zur Begrenzung der Stärke induzierter Seismizität durch Reaktionsmaßnahmen. Für eine Ampelsteuerung muss die induzierte Seismizität in der Regel in Echtzeit überwacht werden.

Zunächst wurden Ampelsteuerungen im Bereich der Fluidinjektion in geothermischen Reservoiren eingesetzt (Bommer et al., 2006). In diesen Reservoiren ist das Auftreten induzierter Seismizität ein gewünschtes Phänomen, welches die hydraulische Durchlässigkeit steigern kann, z.B. Baisch et al. (2015). Daher dient die Ampelsteuerung hier nicht der generellen Vermeidung von Seismizität, sondern der Vermeidung von Erdbeben einer unerwünschten Stärke.

Bei der Fluidinjektion wird als grundlegende Annahme davon ausgegangen, dass sich die Stärke zukünftiger Seismizität durch Reduktion des hydraulischen Drucks im Untergrund begrenzen lässt. Dabei kann die Druckreduktion durch Verringerung der Injektionsrate bis hin zum Stopp der Injektion bzw. der Rückförderung bereits injizierten Fluids erfolgen. Diese drei operativen Maßnahmen können mit verschiedenen Eskalationsstufen in einer Ampelsteuerung verbunden werden (z.B. Häring et al., 2008). Alle existierende Ampelsteuerungen (vergleiche Abschnitt 7.2) bauen entweder auf einer Verringerung der Fließrate oder des injizierten Fluidvolumens auf.

Das Konzept der Ampelsteuerung wird vereinzelt auch in der konventionellen Gasproduktion eingesetzt, mit einer Reduzierung der Produktionsmenge als seismizitäts-mindernde Maßnahme (Muntendam-Bos et al., 2015).

Inwieweit der Erdbeben-verursachende Prozess tatsächlich über eine Ampel steuerbar ist, wird bei der Implementierung von Ampelsteuerungen in der Regel nicht untersucht. Die limitierenden Faktoren werden in Abschnitt 7.3 näher erläutert.

7.2. Designkriterien

Neben der Definition der im letzten Abschnitt dargelegten Reaktionsmaßnahmen müssen Schwellenwerte bestimmt werden, bei deren Überschreitung die Maßnahmen eingeleitet werden. Die Festlegung der Schwellenwerte erfolgt dabei mit dem Ziel, durch Reaktion eine bestimmte Konsequenz zu vermeiden. Dieses wird hier als „Designkriterium“ einer Ampelsteuerung bezeichnet. Für Fracking Operationen kommen in der Regel zwei Designkriterien in Betracht (Schultz et al., 2020a): Erstens das Vermeiden verspürter Erschütterungen und zweitens das Vermeiden von Erschütterungen, die Gebäudeschäden verursachen können.

Nachfolgend muss die Metrik festgelegt werden, d.h. wie der Schwellenwert parametrisiert wird. Im Kontext der Kohlenwasserstoffgewinnung aus unkonventionellen Lagerstätten werden Magnituden-basierte Schwellenwerte präferiert (vergleiche Tabelle 1), die modellgestützt in eine maximale Bodenschwinggeschwindigkeit (PGV) umgerechnet werden können (vergleiche Abschnitt 5.4). Obwohl auch die Magnituden-basierten Ampelsteuerungen in der Regel auf der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit (PGV) basieren, wird die Magnitude aufgrund ihrer Einfachheit häufig als Metrik bevorzugt (Schultz et al., 2020a). Diese Präferenz wird zusätzlich darüber begründet, dass insbesondere in den USA und Kanada in der Regel keine PGV-Messungen in der Nähe des Epizentrums durchgeführt werden. Liegen Daten von lokalen Messstationen vor, was z.B. für die Situation in Deutschland vorausgesetzt wird (vergleiche Abschnitt 9.6), ist PGV als Metrik zu bevorzugen. Diese Sichtweise wird auch von den letztgenannten Autoren geteilt (pers. Mitt. Ryan Schultz und William Ellsworth, Januar 2021).

Zur Festlegung der Schwellenwerte sollte zusätzlich ein Sicherheitspuffer eingeräumt werden, um die eingeschränkte Präzision von Ampelsteuerungen zu berücksichtigen (vergleiche Abschnitt 7.3). Abschätzungen des notwendigen Sicherheitspuffers stellen die größte Herausforderung bei der Konzeption einer Ampelsteuerung dar. Verdon und Bommer (2020) untersuchen Erdbebensequenzen, die durch Fracking an verschiedenen Orten der Welt verursacht wurden. Basierend auf Beobachtungen empfehlen diese Autoren, den Schwellenwert für die Eskalationsstufe Rot 2,0 bis 2,5 Magnitudeneinheiten unterhalb der zu vermeidenden Magnitude anzusetzen.

Schultz et al. (2020a) verwenden einen probabilistischen Ansatz, um die Wahrscheinlichkeit zu bestimmen, mit der bei Verwendung eines bestimmten Schwellenwerts Spürbarkeit oder Gebäudeschäden resultieren könnten. Für eine dicht besiedelte Region empfehlen diese Autoren einen Schwellenwert im unteren Bereich der Spürbarkeit für die Eskalationsstufe Rot, um das Auftreten schadensrelevanter Seismizität zu vermeiden.

Der prinzipielle Ablauf zur Festlegung eines Schwellenwertes ist in Abbildung 18 skizziert. Die Vorgehensweise folgt einem risiko-basierten Ansatz, wobei das Risiko nur qualitativ erfasst wird. Das heißt, Schwellenwerte werden derart konzipiert, dass das Risiko eines spürbaren (schadensverursachenden) Erdbeben abstrakt vermieden wird, ohne die Anzahl betroffener Personen bzw. Gebäude zu quantifizieren.

In der Nachbartechnologie Tiefe Geothermie wurden Ampelsysteme vorgeschlagen, in denen eine quantitative Risikoabschätzung in die Berechnung (zeitabhängiger) Schwellenwerte einfließt (Langenbruch et al., 2020; Mignan et al., 2017). Diese Systeme sind bisher nicht praxiserprobt.

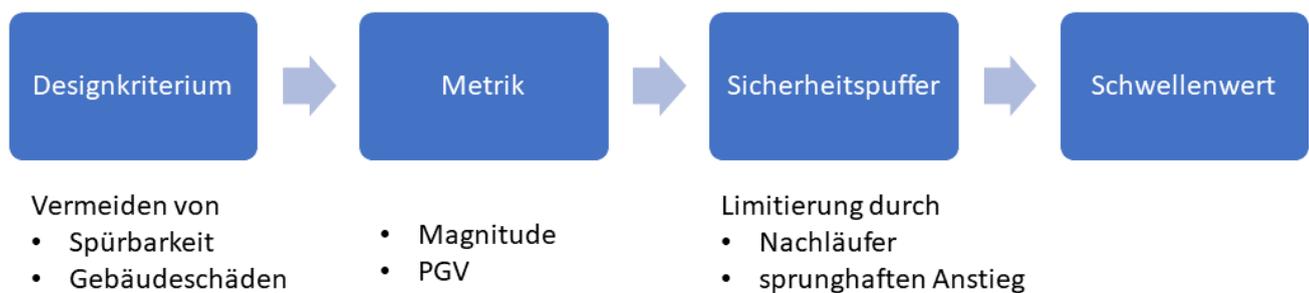


Abbildung 18: Schematische Darstellung des Prozesses zur Ableitung eines Schwellenwertes. Nach Festlegung eines Designkriteriums und der Metrik muss ein Sicherheitspuffer (vergleiche dazu auch Abschnitt 7.3) berücksichtigt werden, um den Schwellenwert festzulegen.

7.3. Limitierende Faktoren

Um über eine Ampelsteuerung das Auftreten von induzierten Erdbeben einer kritischen Stärke M_{krit} verhindern zu können, muss der Erdbebenprozess hinreichend steuerbar sein. Dazu müssen die folgenden Bedingungen erfüllt sein (Baisch et al., 2019):

- I. Die maximale Stärke der Erdbeben nimmt systematisch mit der Dauer der untertägigen Maßnahme zu. Der zeitliche Anstieg der Stärke erfolgt dabei graduell und nicht sprunghaft.
- II. Jedes Erdbeben, welches die kritische Stärke überschreitet, wird durch Erdbeben geringerer Magnitude angekündigt (Vorläufer).
- III. Es existieren operative Maßnahmen, die die Stärke zukünftiger Seismizität begrenzen. Diese Maßnahmen wirken schnell genug, um eine Eskalation der Erdbebenstärke zu verhindern.

Beobachtungen und konzeptionelle Modelle zeigen, dass diese Bedingungen in der Regel nur eingeschränkt erfüllt sind (Baisch et al., 2019):

Bei der Injektion von Fluiden in den Untergrund, einschließlich dem Fracking, treten die stärksten induzierten Erdbeben häufig erst nach Beendigung der Operation auf (Baisch et al., 2019; De Pater und Baisch, 2011; Kettlety et al., 2020; Verdon und Bommer, 2020). Als Erklärungsmodell für den Nachlaufeffekt bei Fluidinjektion wurde der anhaltende Prozess der hydraulischen Druckdiffusion

vorgeschlagen (Hsieh und Bredehoeft, 1981), der in Kombination mit induzierten Spannungskonzentrationen an der Peripherie eines Reservoirs vergleichsweise starke Nachläufer-Erdbeben auslösen kann (Baisch et al., 2006a, 2010).

Nachläufer-Erdbeben sind durch operative Maßnahmen nicht, oder nur sehr bedingt kontrollierbar (Bedingung III, siehe Seite 67) und der Nachlaufeffekt muss bei der Konzeption einer Ampelsteuerung über einen Sicherheitspuffer antizipiert werden (vergleiche Abbildung 18). Beobachtete Nachläufer-Erdbeben nach Fracking Operationen überstiegen die Stärke vorangegangener Seismizität um bis zu 1,6 Magnitudeneinheiten (Verdon und Bommer, 2020). In der Nachbarstechnologie der Gasspeicherung liegt der entsprechende Wert bei maximal 1,5 Magnitudeneinheiten (Cesca et al., 2014) und in der tiefen Geothermie bei maximal 2,3 Magnitudeneinheiten (Yeo et al., 2020).

Obwohl die maximale Stärke beobachteter Erdbeben im Zusammenhang mit Fluidinjektionen systematisch im Verlauf der Injektionen ansteigt (Baisch et al., 2019), erfolgt dieser Anstieg zum Teil sprunghaft (Bedingung I, siehe Seite 67). Dadurch besteht die Gefahr, dass ein Schwellenwert „übersprungen“ wird und Reaktionsmaßnahmen erst deutlich oberhalb des Schwellenwertes ergriffen werden. Im Zuge von Fracking Operationen wurden Magnitudensprünge von bis zu 2,7 Magnitudeneinheiten beobachtet (Verdon und Bommer, 2020).

Das Ausbleiben von Vorläufer-Erdbeben (Bedingung II, siehe Seite 67), die ein schadensrelevantes Erdbeben ankündigen, wurde bisher nur im Bereich der konventionellen Gasproduktion beobachtet (Baisch et al., 2019).

Sowohl Nachlaufeffekte als auch ein sprunghafter Anstieg der Magnitude sind von Details der Untergrundbedingungen abhängig. Dadurch ist eine modellgestützte Abschätzung dieser Effekte in Hinblick auf einen Sicherheitspuffer erschwert. Empfehlungen für den Sicherheitspuffer basieren daher auf bisher beobachteten Maximalwerten der genannten Faktoren (Verdon und Bommer, 2020).

Das Auftreten ausgeprägter Nachläuferseismizität ist eng mit dem Phänomen der unkontrollierten Bruchausbreitung verbunden (Abschnitt 5.3). Bentz et al. (2020) unterscheiden zwischen zwei Systemzuständen im Untergrund, die entweder kontrollierte oder unkontrollierte Bruchausbreitung ermöglichen. Nur im Systemzustand der kontrollierten Bruchausbreitung ist die induzierte Seismizität über eine Ampelsteuerung mit Reaktionsmaßnahmen hinreichend steuerbar. Diese Autoren vermuten, dass sich der Übergang zwischen einem kontrollierten und einem unkontrollierten Systemzustand durch weitere Beobachtung, z.B. der räumlich-zeitlichen Entwicklung der induzierten Seismizität, identifizieren lassen könnte. Dadurch könnten Reaktionsmaßnahmen abseits von Schwellenwerten der Erdbebenstärke definiert werden. Dieser Ansatz ist allerdings noch nicht praxiserprobt und die Autoren weisen auf die Schwierigkeit hin, allgemein gültige Kriterien für Reaktionsmaßnahmen zu definieren.

7.4. Realisierte Ampelsteuerungen

Tabelle 1 zeigt eine globale Zusammenstellung realisierter Ampelsteuerungen zur Begrenzung induzierter Seismizität. Häufig werden Grenzwerte und Reaktionspläne für ein spezifisches Projekt oder eine spezifische Region definiert. Übergeordnete Regularien existieren nur in einigen Bundesstaaten der USA und Kanadas, wobei auch hier Grenzwerte regional variieren können (Alberta Energy Regulator, 2019).

Die meisten Reaktionspläne basieren auf einfachen Schwellenwertkriterien der Erdbeben-Magnitude (Tabelle 1). D.h. bei Überschreitung eines definierten Schwellenwertes werden die untertägigen Maßnahmen für einen bestimmten Zeitraum oder endgültig abgebrochen (Eskalationsstufe Rot). Einige Reaktionspläne beinhalten zusätzliche Schwellenwerte, die eine Drosselung operativer Maßnahmen vorsehen (Eskalationsstufe Gelb).

Andere Reaktionspläne beinhalten weitere Parameter in der Definition der Schwellenwerte, z.B. eine Magnituden-Häufigkeitsstatistik (Bommer et al., 2006) oder die räumliche Dichte (Staatstoezicht op de Mijnen, 2016a) bzw. Anzahl seismischer Ereignisse oberhalb eines Schwellenwerts (Baumgärtner et al., 2013). Diese Reaktionspläne wurden bisher in Nachbar Technologien eingesetzt, nicht aber im Zusammenhang mit Fracking Operationen (Tabelle 1).

Die Schwellenwerte der Magnituden-basierten Reaktionspläne variieren beträchtlich. So liegt die Eskalationsstufe Rot bei Magnitude $M=0,5$ für Fracking-Operationen in England und bei Magnitude $M=5$ für Fluidinjektion in Illinois (Bosman et al., 2016). Ursächlich für diese Variation der Schwellenwerte kann einerseits ein unterschiedliches Akzeptanzniveau induzierter Erdbebenerschütterungen sein (vergleiche dazu auch Abschnitt 7.2). Andererseits können regionsspezifische Faktoren wie typische Erdbeben tiefe, Signaldämpfung und Besiedlungsdichte eine Rolle spielen. Nicht zuletzt ist auch das in den letzten Jahren zunehmende Bewusstsein induzierter Seismizitätsrisiken zu berücksichtigen.

Inwieweit die realisierten Ampelsteuerungen das Auftreten unerwünschter Seismizität tatsächlich verhindern konnten, wurde in der recherchierten Literatur nicht systematisch untersucht. Zur Bewertung der Effizienz von Ampelsteuerungen wären detaillierte Betriebsdaten notwendig, die nur in Ausnahmefällen öffentlich verfügbar sind.

Dokumentierte Erfahrungen hinsichtlich der Effizienz einer Ampelsteuerung beinhalten

- Fracking Maßnahmen im Bowland Shale (UK). Mehrere Fracking Intervalle (stages) wurden abgebrochen, nachdem Erdbeben mit $M_L > 0,5$ (Eskalationsstufe rot) aufgetreten sind (Kettlety et al., 2020). Das stärkste Nachläufer Erdbeben (vergleiche Abschnitt 7.3) erreichte $M_L=2,9$ und lag damit an der unteren Grenze für Sachschäden (Edwards et al., 2021), die es zu vermeiden galt.

- Die Re-Injektion kalten Fluids in ein Geothermiereservoir in Holland wurde gestoppt, nachdem ein Erdbeben der Stärke $M_L=0$ aufgetreten ist. Das stärkste Nachläufer Erdbeben erreichte $M_L=1,7$ und lag unterhalb der Sachschadensgrenze (Buijze et al., 2019), die es zu vermeiden galt.
- Die hydraulische Stimulation eines Geothermiereservoirs unter der Stadt Basel wurde nach Auftreten eines $M_L=2,6$ Erdbebens gestoppt. Das stärkste Nachläufer Erdbeben erreichte $M_L=3,4$ und verursachte eine große Zahl nicht-struktureller Schäden, die mit 7 Mio SFR kompensiert wurden (Baisch et al., 2009).

Tabelle 1: Globale Zusammenstellung existierender Ampelsteuerungen zur Seismizitätsbegrenzung in untertägigen Energietechnologien. Die Metrik bezieht sich auf die Definition der Eskalationsstufen, d.h. Maßnahmen werden eingeleitet, wenn ein Schwellenwert der Magnitude, Bodenschwinggeschwindigkeit (PGV) oder Bodenbeschleunigung (PGA) überschritten wird. Zum Teil werden weitere Parameter, wie z.B. Anzahl oder räumliche Dichte seismischer Ereignisse, zur Auslösung von Reaktionsmaßnahmen berücksichtigt.

Region	Technologie	Metrik	Referenz
Bowland Shale, UK	Fracking	Magnitude	Kettlety et al. (2020)
Duvernay, Kanada	Fracking	Magnitude	Alberta Energy Regulator (2019)
British Columbia, Kanada	Fracking	Magnitude	Wong et al. (2015)
Kalifornien, USA	Fracking/Disposal	Magnitude	Bosman et al. (2016)
Illinois, USA	Fracking/Disposal	Magnitude	Bosman et al. (2016)
Ohio, USA	Fracking/Disposal	Magnitude	Bosman et al. (2016)
Oklahoma, USA	Fracking/Disposal	Magnitude	Wong et al. (2015)
Groningen, Niederlande	Gasproduktion	PGA und weitere Parameter	Staatstoezicht op de Mijnen (2016a)
Cavone, Italien	Ölproduktion/Disposal	PGV, Magnitude	Terlizzese (2016)
Bergermeer, Niederlande	Gasspeicherung	Magnitude	TAQA Energy BV (2011)
Norg, Niederlande	Gasspeicherung	Magnitude und weitere Parameter	Nederlandse Aardolie Maatschappij BV (NAM) (2017)
Minerbio, Italien	Gasspeicherung	PGV, Magnitude	Terlizzese (2016)
Californië, Niederlande	Geothermie	Magnitude, PGV	Broothaers und Wijnen (2014)
Landau, Deutschland	Geothermie	PGV und weitere Parameter	Baumgärtner et al. (2013)
Insheim, Deutschland	Geothermie	PGV und weitere Parameter	Baumgärtner et al. (2013)
Rittershoffen, Frankreich	Geothermie	Magnitude	Maurer et al. (2015, 2020)

Region	Technologie	Metrik	Referenz
Basel, Schweiz	Geothermie	PGV, Magnitude und weitere Parameter	Häring et al. (2008)
Casaglia, Italien	Geothermie	PGV, Magnitude	Terlizzese (2016)
Newberry, USA	Geothermie	Magnitude	Wong et al. (2015)
Bérlin, El Salvador	Geothermie	Magnitude und weitere Parameter	Bommer et al. (2006)
Cooper Basin, Australien	Geothermie	Magnitude	Baisch und McMahon (2014)
Espoo, Finnland	Geothermie	Magnitude	Ader et al. (2020)

7.5. Forschungsbedarf

Die Effizienz von Ampelsteuerungen und Reaktionsmaßnahmen ist bisher nicht hinreichend verstanden:

- Ist es möglich, anhand induzierter Seismizitätsbeobachtungen zwischen kontrollierbarer und unkontrollierbarer Bruchausbreitung zu unterscheiden?
- Können adaptive Ampelsteuerungen (Király-Proag et al., 2016; Mignan et al., 2017) einen Vorteil gegenüber Ampelsteuerungen mit statischen Schwellenwerten bieten?

8. Lagerstättenpotenzial in Deutschland

Kapitelübersicht

- Geologisch-tektonische Charakterisierung von sieben Potenzialregionen in Deutschland.
- Fokussierung auf Parameter, die im Kontext der induzierten Seismizität als besonders relevant erachtet werden.

Eine systematische Untersuchung des Potenzials unkonventioneller Lagerstätten wurde in der Studie „Schieferöl und Schiefergas in Deutschland - Potenziale und Umweltaspekte“ (BGR, 2016) vorgenommen. Dort wurden potenziell höffige Tongesteinsformationen identifiziert und ihre Verbreitung in Deutschland ermittelt. Dabei wurden folgende Kriterien angesetzt:

- Gehalt an organischem Kohlenstoff (C_{org}) von durchschnittlich mindestens 2% als Voraussetzung für ein ressourcenrelevantes Kohlenwasserstoffvorkommen und somit als Auswahlkriterium für eine relevante Muttergesteinsformation.
- Bevorzugte Betrachtung von Sedimenten aus dem marinen und lakustrinen Milieu, da diese reich an Algen- und Bakterienmaterial sind.
- Thermische Reife (Maturität) zwischen 0,6% - 1,2% Vitrinitreflexion (VR) - Ölfenster und 1,2% - 3,5% Vitrinitreflexion (VR) - Gasfenster.
- Formationsmächtigkeit von mindestens 20 m.
- Tiefenlage der Formation im Intervall 1.000-5.000 m. Gesonderte Betrachtung möglicher Vorkommen im Tiefenintervall 500-1.000 m.

Auf Basis dieser Kriterien wurden sieben Formationen identifiziert, die eine potenzielle Höffigkeit bzgl. Schieferöl und Schiefergas in Deutschland aufweisen (Tabelle 2). Die Lage der Potenzialgebiete ist in Abbildung 19 dargestellt.

In der vorliegenden Studie wurden aus den Potenzialgebieten sieben Potenzialregionen definiert (siehe Abbildung 19), für die die geologisch-tektonischen Rahmenbedingungen in den nachfolgenden Unterkapiteln zusammengefasst werden. Falls nicht anders ausgewiesen, beruht die Charakterisierung der Potenzialregionen auf der BGR-Potenzialstudie (BGR, 2016), unter Berücksichtigung einiger der in Abschnitt 5.2 als potenziell seismizitäts-begünstigend eingestuften Faktoren.

Von der BGR Studie (BGR, 2016) nicht erfasst, ist das Potenzial für Flözgas. Obwohl das größte Flözgas-Potential im Bereich der klassischen Steinkohle-Abbau-Regionen (Nordrhein-Westfalen, Saarland, Sachsen) zu vermuten ist, können Vorkommen auch anderenorts nicht ausgeschlossen werden. Dadurch ist eine Kategorisierung geologisch-tektonischer Rahmenbedingungen in Regionen mit Flözgas-Potenzial erschwert. Darüber hinaus variieren Lagerstätteneigenschaften stark, z.B. aufgrund unterschiedlicher Klüftung, so dass die Gewinnung von Flözgas nicht zwingend den Einsatz von Fracking erfordern muss (vergleiche Abschnitt 3.1). Aufgrund dieses individuellen Charakters von Flözgaslagerstätten wird in dieser Studie auf eine geologisch-tektonische Kategorisierung von Flözgaslagerstätten verzichtet. Es sei allerdings angemerkt, dass die nachfolgenden Beschreibungen der induzierten Seismizität (Kapitel 4) und den damit verbundenen Risiken (Kapitel 5), die Empfehlungen zur Risikobewertung (Kapitel 9) und zur Überwachung (Kapitel 6, 7) uneingeschränkt auch auf den Kontext der Kohleflözlagerstätten anwendbar sind.

Tabelle 2: Formationen mit potenzieller Höflichkeit von Schieferöl und Schiefergas in Deutschland (nach BGR, 2016).

Formation	Untergruppe
Tongesteine des Unterkarbons (Tournaisium bis Serpukhovium)	Hangender Alaunschiefer (Kulmfazies) Kohlenkalkfazies
Tongesteine des Permokarbon (Stefanium bis Rotliegendes)	bituminöse Tongesteine der Weiach- Formation
Tongesteine des Mittleren Rhaetiums (Oberkeuper, Trias)	Mittelrhät-Schiefer
Posidonienschiefer (Untertoarcium, Unterjura)	
Tongesteine des Wealden (Berriasium, Unterkreide)	
Blättertone des Barremium bis Unteres Aptium (Unterkreide)	Fischschiefer, Hauptblättertton
Fischschiefer des Oligozäns (Tertiär)	Rupelium (Mainzer Becken) Kiscellium (Untere Meeresmolasse)

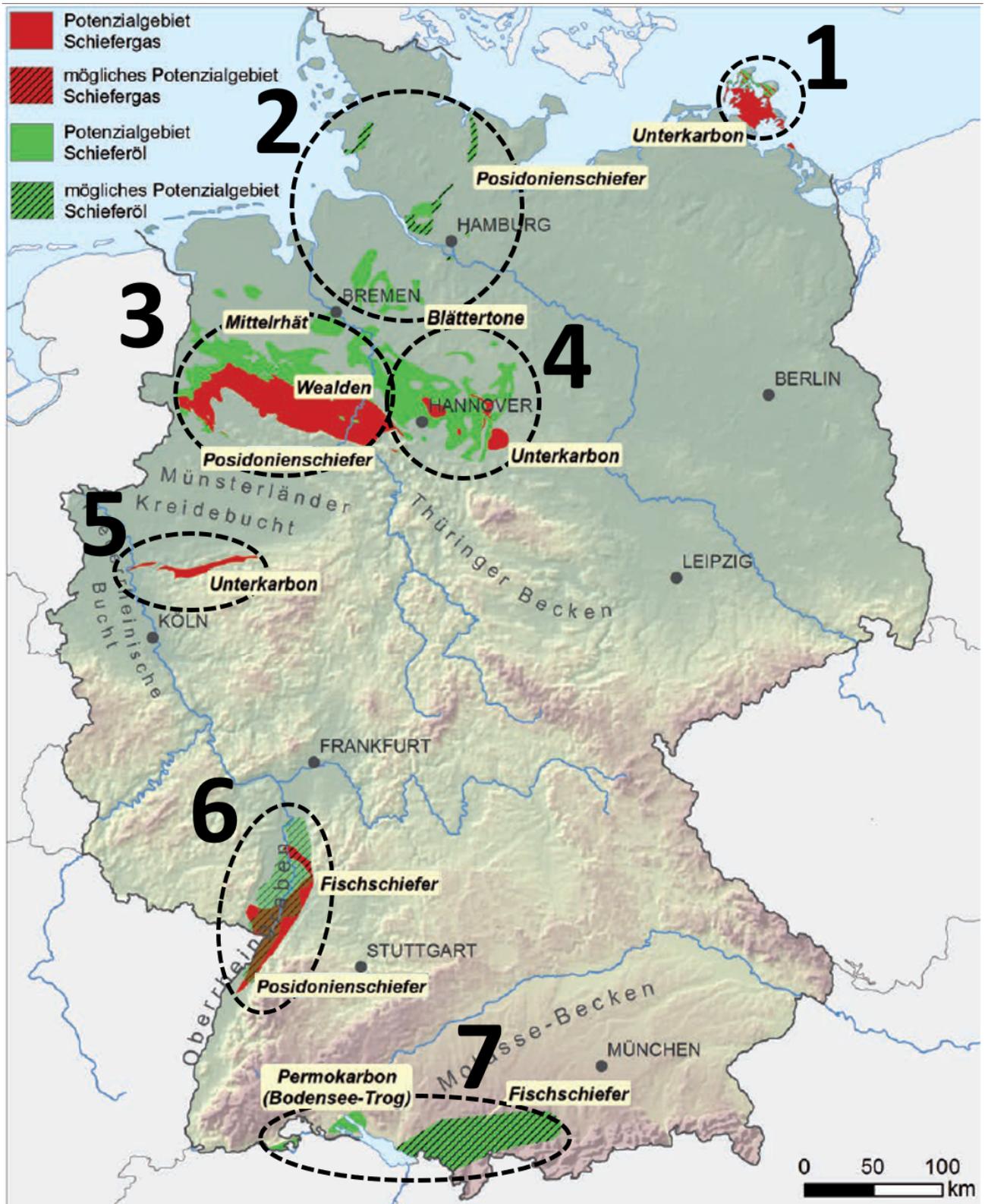


Abbildung 19: Übersicht der Bereiche mit Schieferöl- (grün) und Schiefergaspotenzial (rot) sowie Einteilung und Nummerierung der in dieser Studie festgelegten Potenzialgebiete. In den schraffierten Bereichen besteht Potenzial nur für einen kleineren Teilbereich, welcher nicht genauer lokalisierbar ist. Die Abbildung basiert auf Abbildung 2.3-2 in BGR (2016).

8.1. Potenzialgebiet 1

Das Potenzialgebiet 1 umfasst die Region der Vorpommerschen Ostseeküste mit Rügen. Hier herrschen überwiegend NW-SE bis NNW-SSE gerichtete Störungen vor (Abbildung 20).

Dem Spannungsfeld ist im Bereich des Potenzialgebiets nach Heidbach et al. (2016) und Röckel und Lempp (2003) eine N-S bis NNE-SSW gerichtete Orientierung zuzuordnen (Abbildung 21 hier sowie Abbildung 3 in Röckel und Lempp, 2003).

Im Potenzialgebiet sind nur vereinzelte natürliche Erdbeben mit kleiner Magnitude aufgetreten (Abbildung 22). Die natürliche seismische Gefährdung im Potenzialgebiet 1 ist äußerst gering und daher in der seismischen Gefährdungskarte von Deutschland (Grünthal et al., 2018) nicht explizit ausgewiesen (Abbildung 23).

In diesem Zielgebiet wurde mit der Kohlenkalkfazies des Unterkarbons eine relevante Tongesteinsformation identifiziert. Kapitel 8.1.1 beinhaltet die allgemeine Beschreibung der Zielformation. Eine tabellarische Zusammenfassung aller untersuchten Parameter ist in Kapitel 15.1 zu finden.

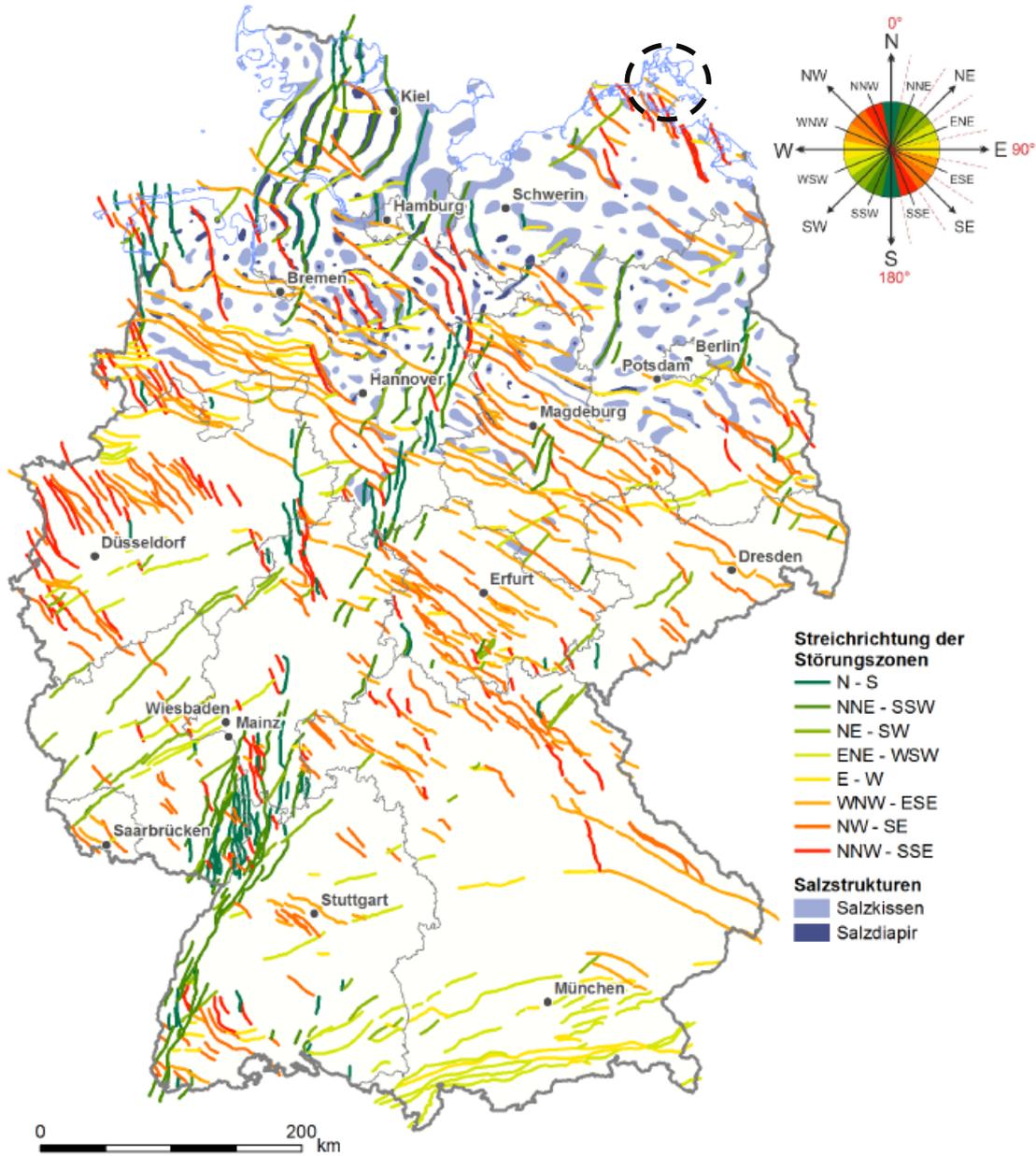


Abbildung 20:Übersichtskarte der generalisierten bedeutenden Störungszonen in Deutschland, farblich codiert nach ihrer Orientierung (Abbildung aus Schulz et al., 2013, © BGR Hannover). Das Potenzialgebiet ist durch einen gestrichelten Kreis markiert.

2021

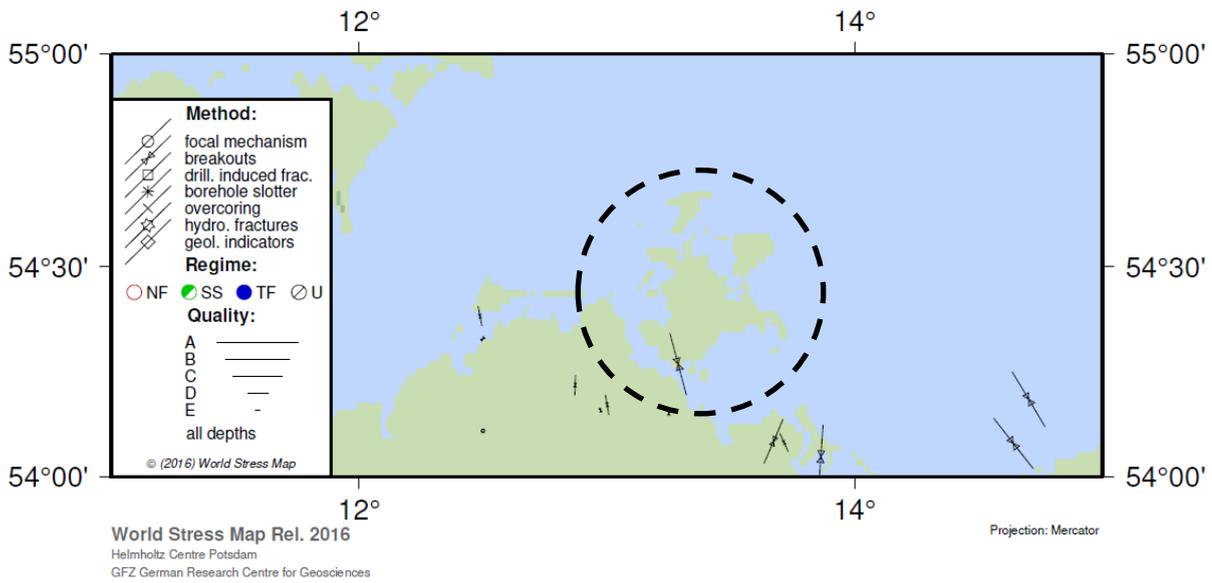


Abbildung 21: Orientierung des Spannungsfelds im Bereich des Potenzialgebiets 1. Datengrundlage ist die World Stress Map (Heidbach et al., 2016). Die Abbildung wurde mit CASMO (<http://www.world-stress-map.org/casmo>) erstellt. Das Potenzialgebiet ist durch einen schwarzen Kreis markiert.

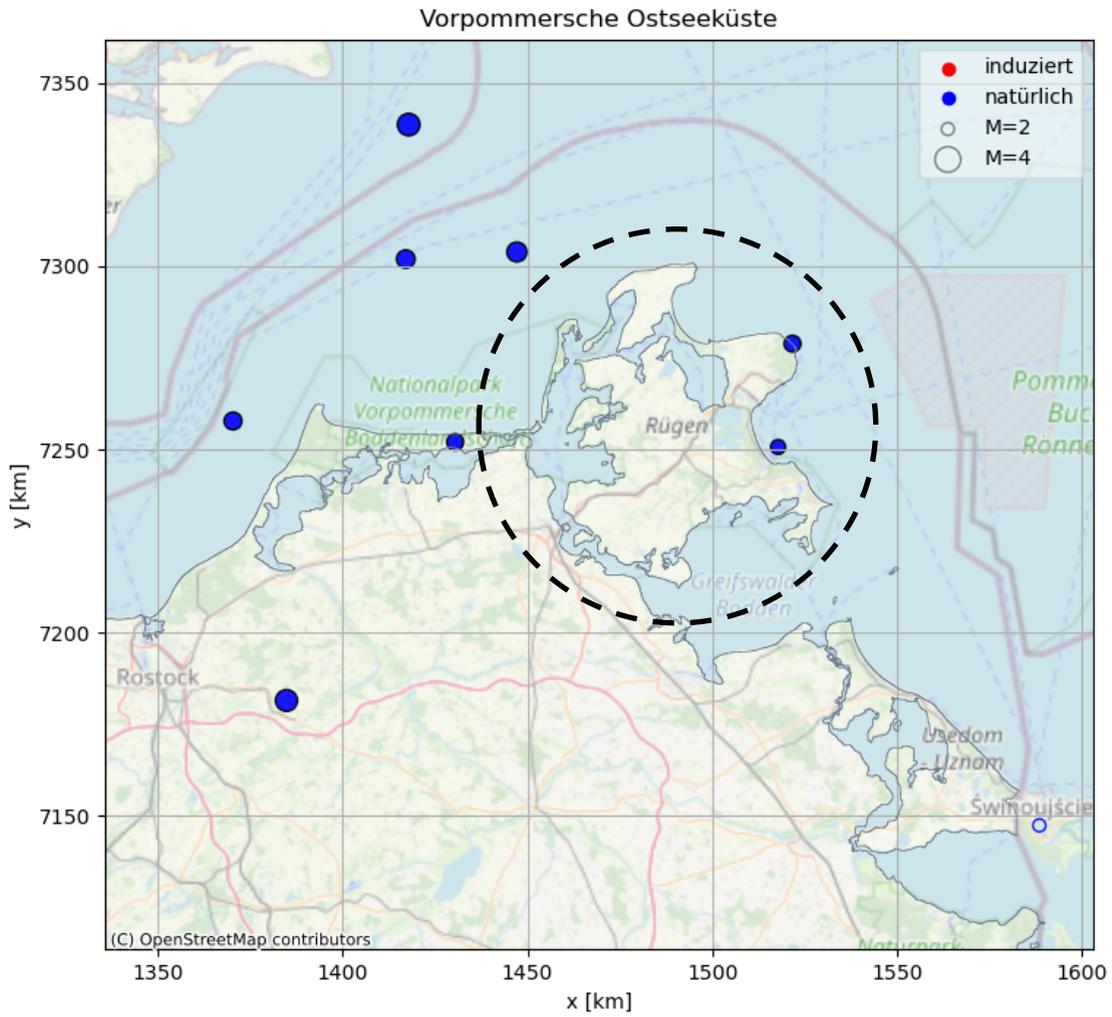


Abbildung 22: Natürliche (blau) Erdbeben in der betreffenden Potenzialregion seit dem Jahr 800. Datengrundlage: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016 - Seismizitätskatalog, Stand 7.1.2021, heruntergeladen von geoviewer.bgr.de. Das Potenzialgebiet ist durch einen schwarzen Kreis markiert.

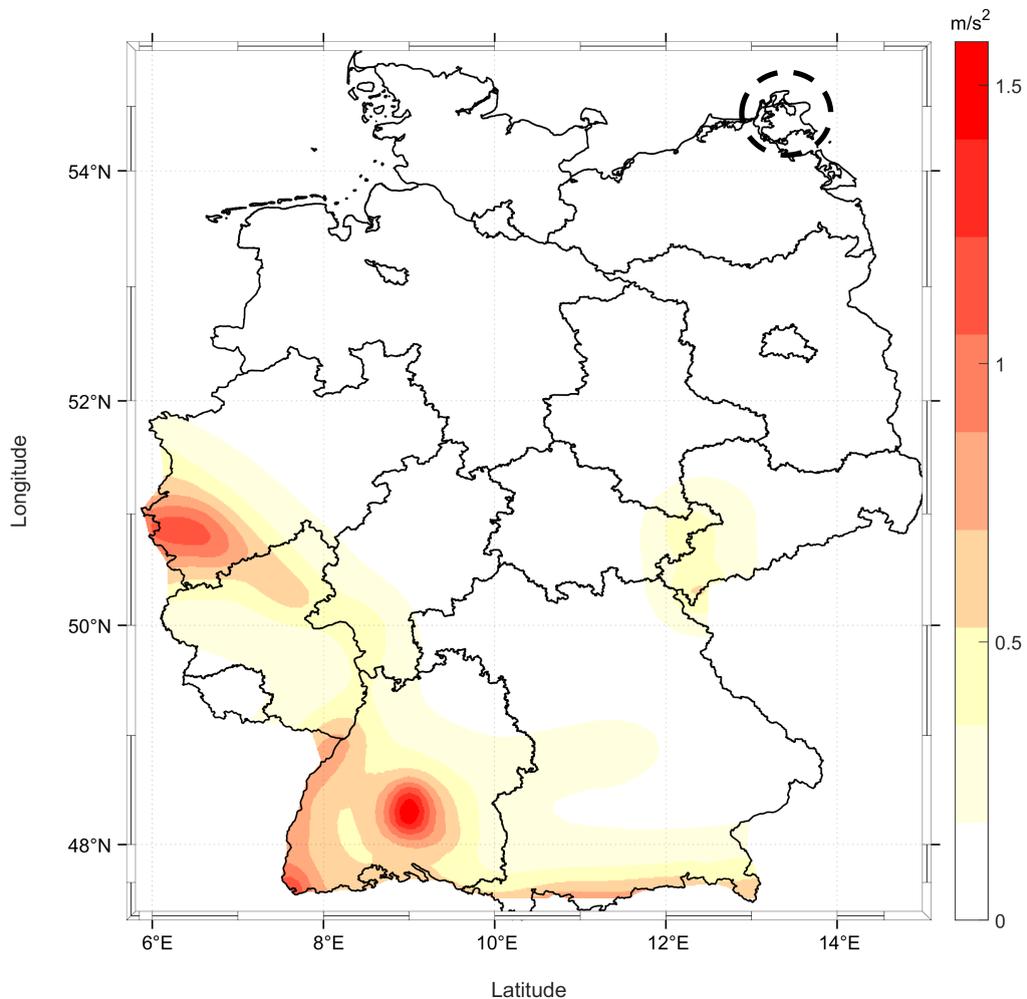


Abbildung 23: Seismische Gefährdungskarte für Deutschland nach Grünthal et al. (2018). Die Werte geben die mittlere Peak Ground Acceleration (PGA) in m/s^2 eines Erdbebens an, welche mit 10%-iger Wahrscheinlichkeit innerhalb 50 Jahren in den jeweiligen Gebieten überschritten wird. Das Potenzialgebiet ist durch einen gestrichelten Kreis markiert.

8.1.1. Tongesteine des Unterkarbons – Kohlenkalk-Fazies

Im Unterkarbon war der nördliche Teil des heutigen Deutschlands weitgehend von einem flachen Meer bedeckt, das sich von England bis nach Polen erstreckte. In diesem Ablagerungsraum waren bis in das tiefe Oberkarbon zwei Großfaziesbereiche bestimmend: Die klastisch-terrigenen Kulm-Fazies des Rhenohercynischen Trogs im Süden und die karbonatisch-mergelig-tonige Kohlenkalk-Fazies im Nordosten (Vorpommersche Ostseeküste) sowie westlich des Rheins, wo Karbonatplattformen bei Aachen, in den Niederlanden und in Belgien das London-Brabant-Massiv umgeben.

Im Bereich Nordwest- bis Nordostdeutschland befinden sich die Unterkarbon-Abfolgen ausschließlich in Tiefen größer als 5.000 m. Eine Ausnahme ist der Bereich der Vorpommerschen Ostseeküste und der angrenzenden Regionen, wo das Unterkarbon in geringeren Tiefen anzutreffen ist und

durch Bohrungen relativ gut bekannt ist. Aufschlüsse im Rheinischen Schiefergebirge sowie im Harz ermöglichen einen direkten Einblick in diese Schichtenfolge.

Dem Unterkarbon in Nordwestdeutschland wurde aufgrund des überreifen organischen Materials kein Kohlenwasserstoffpotenzial zugeordnet (BGR, 2016). Für Nordostdeutschland (ohne Vorpommersche Ostseeküste) werden zwar generell geringere thermische Reifen angenommen, aufgrund der Tiefenlage des Unterkarbons von meist über 5.000 m wurde dieser Bereich aber nicht näher betrachtet. Auf Basis dieser Erkenntnisse wurden drei Gebiete und Horizonte mit Schiefergas- und/oder Schieferölpotenzial ausgewiesen (BGR, 2016):

- Der Hangende Alaunschiefer der Kulm-Fazies im Bereich Westfalen (Hangender Alaunschiefer – West),
- der Hangende Alaunschiefer der Kulm-Fazies im Bereich Südost-Niedersachsen (Hangender Alaunschiefer – Ost) und
- die Kohlenkalk-Fazies der Vorpommerschen Ostseeküste.

Der Liegende Alaunschiefer (Basis Kulm-Abfolge) weist auch organisch-reiche Tongesteine auf (siehe Abbildung 41) und ist lokal am Nord- und Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges sowie im Untergrund des Münsterländer Kreidebeckens verbreitet. Da seine durchschnittliche Mächtigkeit lediglich 10 m beträgt, wurde dieser Horizont in der BGR-Studie (BGR, 2016) nicht näher betrachtet.

Die zur Kohlenkalk-Fazies zählenden Schelfablagerungen des Unterkarbons im Untergrund der Vorpommerschen Ostseeküste entstanden am Südwestrand der Osteuropäischen Plattform. Hier weist die Kohlenkalkfazies zyklische Wechselfolgen von karbonatischen, mergeligen und tonigen Sedimenten auf. Auf Basis mikroskopischer Reste organischen Materials und Steran-Biomarkern wird der Kohlenkalk-Fazies ein ehemalig mariner – flachmariner Ablagerungsraum zugeordnet.

Die Schichtenfolgen des Unterkarbons sind im Bereich der Vorpommerschen Ostseeküste und angrenzender Regionen in Tiefen von 900 m (unmittelbar südwestlich des Wieker Tiefenbruchs) bis >6.000 m (südlich Stralsund) zu finden. Allgemein ist ein südwest-gerichtetes Abtauchen der Schichtenfolge vorherrschend, wobei größere Flächenbereiche der betrachteten Schichtenfolge sich in einer Tiefe bis 5.000 m befinden (vgl. auch Abbildung 24). Die Mächtigkeit der gesamten Schichtenfolge des Unterkarbons beträgt bis 2.000 m (Nord-Rügen).

Das Unterkarbon wird im Bereich von Rügen von oberdevonischen Sand-, Silt- und Mergelsteinen sowie Dolomit- und Anhydritablagerungen mit Mächtigkeiten zwischen 75-170 m unterlagert (Zagora und Zagora, 2004). Basierend auf Kornpihl (2004) überlagern oberkarbonische Sand- und Siltsteine sowie Konglomerate die unterkarbonischen Schichten im Bereich von Rügen.

Nach Reinhold (2005) wird als „Basement“ im Potenzialgebiet 1 das kaledonische Grundgebirge angenommen, welches hier aus metamorph überprägten prädevonischen Sedimenten des kaledo-

nischen Überschiebungsgürtels besteht. Basierend auf dieser Annahme kann aus Abbildung 24 ein Abstand der unterkarbonischen Formationen zum Grundgebirge von ca. 1.000-2.000 m abgeschätzt werden. Aufgrund der Unsicherheiten bzgl. Tiefenlage und Mächtigkeit des Devons ist diese Abschätzung jedoch mit Unsicherheiten behaftet und sollte im Zuge einer Projektplanung standortspezifisch genauer untersucht werden. Des Weiteren ist zu erwähnen, dass nach Abbildung 24 das kaledonische Grundgebirge nördlich des Wieker Tiefenbruchs auf Höhe der Zielformation anstehend ist.

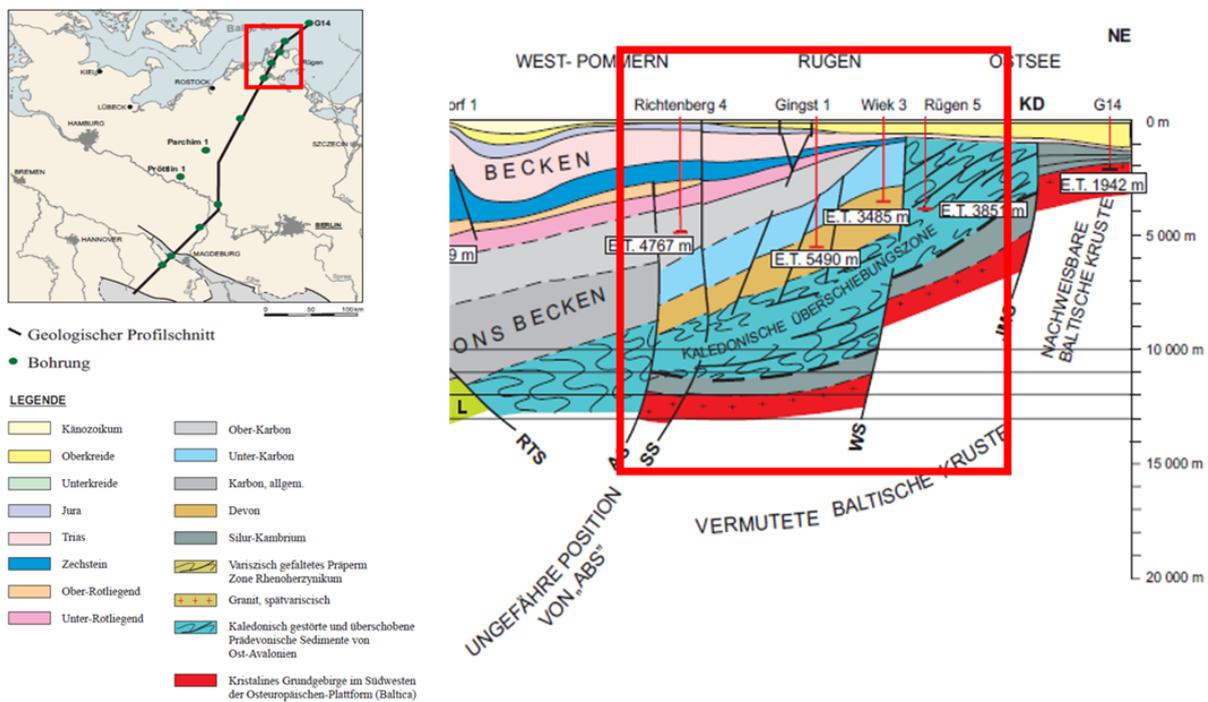


Abbildung 24: Geologischer Schnitt durch NE-Deutschland. Abbildung aus Reinhold (2005, © BGR Hannover), mit modifiziertem Ausschnitt, der auf das Potenzialgebiet 1 (rotes Quadrat) beschränkt ist.

Nur rund ein Drittel der Gesamtmächtigkeit der unterkarbonischen Formation erfüllt die erforderlichen Kriterien als höffige Tongesteinsformation. Dennoch weist die Kohlenkalk- Fazies aufgrund einer relativ großen Verbreitungsfläche im Bereich des Gasfensters in Nordostdeutschland das größte Schiefergaspotenzial des Unterkarbons aus. Aufgrund der Tiefenlage wird das Gesamtpotenzial auch nicht durch das 1.000 m Tiefenkriterium begrenzt. Insgesamt besitzt die Kohlenkalk-Formation sowohl Schieferöl- als auch Schiefergaspotenzial, wobei das Schiefergaspotenzial deutlich überwiegt.

Nach BGR (2016) sind die unkonventionellen Ölvorkommen in der Kohlenkalkfazies in einer Tiefe von 1.800 – 3.000 m zu erwarten. Die Schichtmächtigkeit liegt hier im Mittel bei 117 m mit einer Minimal- und Maximalmächtigkeit von 67 – 233 m. Unkonventionelle Gasvorkommen sind für einen Tiefenbereich von 2.500 – 5.000 m prognostiziert. Hier liegt die mittlere Schichtmächtigkeit bei 193 m mit einer Minimal- und Maximalmächtigkeit von 83 – 333 m.

Der C_{org} - Gehalt der unterkarbonischen Schichtenfolge (Kohlenkalk) liegt im Bereich von 1,4 - 3,3 % mit einem Mittelwert von 2,4 % (vgl. Tabelle 8 in Anhang 15.1). Der Anteil an Tonmineralen bei Tongesteinproben des Unterkarbons liegt vorwiegend im Bereich von ~20-50 % (vgl. Abbildung 2.3-7 in BGR, 2016).

Die unterkarbonischen Schichten lagern vergleichsweise ungestört, allerdings ist die Schichtenfolge durch herzynisch streichende Störungen (NW-SE) in ein Horst- und Grabensystem zerlegt. Diese NW-SE gerichteten Störungen bezeichnen Franke und Hoffmann (1988) als bedeutendste tektonische Elemente der Großscholle von Rügen. Die Störungsorientierung zeigt sich auch in der generalisierten Störungskarte von Deutschland (Schulz et al., 2013) mit NW-SE bis NNW-SSE gerichtete Störungen im Bereich des Potenzialgebiets 1 (Abbildung 20). Syn- bis postsedimentär angelegte Staffelbrüche ergeben kurzräumige Mächtigkeitsschwankungen bis hin zu vollständig erodierten Unterkarbon-Abfolgen im östlichen Bereich der Mittel-Rügen-Antiklinale. Im Bereich von Mittel-Rügen ist das Unterkarbon teilweise intensiv von magmatischen Gängen durchsetzt. Lokal sind Diabasintrusionen bekannt, die z. B. durch Verdrängung und thermische Beeinflussung eine Zunahme der geologischen Komplexität bewirken.

8.2. Potenzialgebiet 2

Das Potentialgebiet 2 umfasst den Bereich Schleswig-Holstein bis Bremen. Hier herrschen überwiegend NNE-SSW bis N-S gerichtete Störungszonen vor (Abbildung 25), wobei vereinzelte Störungen senkrecht zur vorwiegenden Orientierung ausgerichtet sind (NNW-SSE bis NW-SE).

Das Spannungsfeld ist im südlichen Bereich des Potenzialgebiets vorwiegend N-S bis NNW-SSE ausgerichtet (Heidbach et al., 2016). Im nördlichen Bereich (Schleswig-Holstein) ist die Ausrichtung des Spannungsfelds durch Messwerte kaum belegt (Abbildung 26).

Im Bereich des Potenzialgebiets sind nur einzelne natürliche Erdbeben mit kleiner Magnitude aufgetreten. Direkt an der südlichen Grenze des Potenzialgebiets östlich von Bremen sind zudem mehrere induzierte Erdbeben lokalisiert, die mit der Gasförderung in diesem Bereich assoziiert werden (Abbildung 27). Die natürliche seismische Gefährdung im Potenzialgebiet 2 ist äußerst gering und in der seismischen Gefährdungskarte von Deutschland (Grünthal et al., 2018) nicht explizit ausgewiesen (Abbildung 28).

Im Potenzialgebiet 2 wurden drei Tongesteininformationen mit potenzieller Höffigkeit bzgl. Schieferöl/ Schiefergas identifiziert: die Tongesteine des Mittleren Rhaetiums, der Posidonienschiefer des Unteren Jura und die Blättertonhorizonte der Unterkreide. In Kapitel 8.2.1 bis 8.2.3 werden die einzelnen Zielformationen beschrieben.

Eine tabellarische Zusammenfassung aller untersuchten Parameter ist in Kapitel 15.1 zu finden.

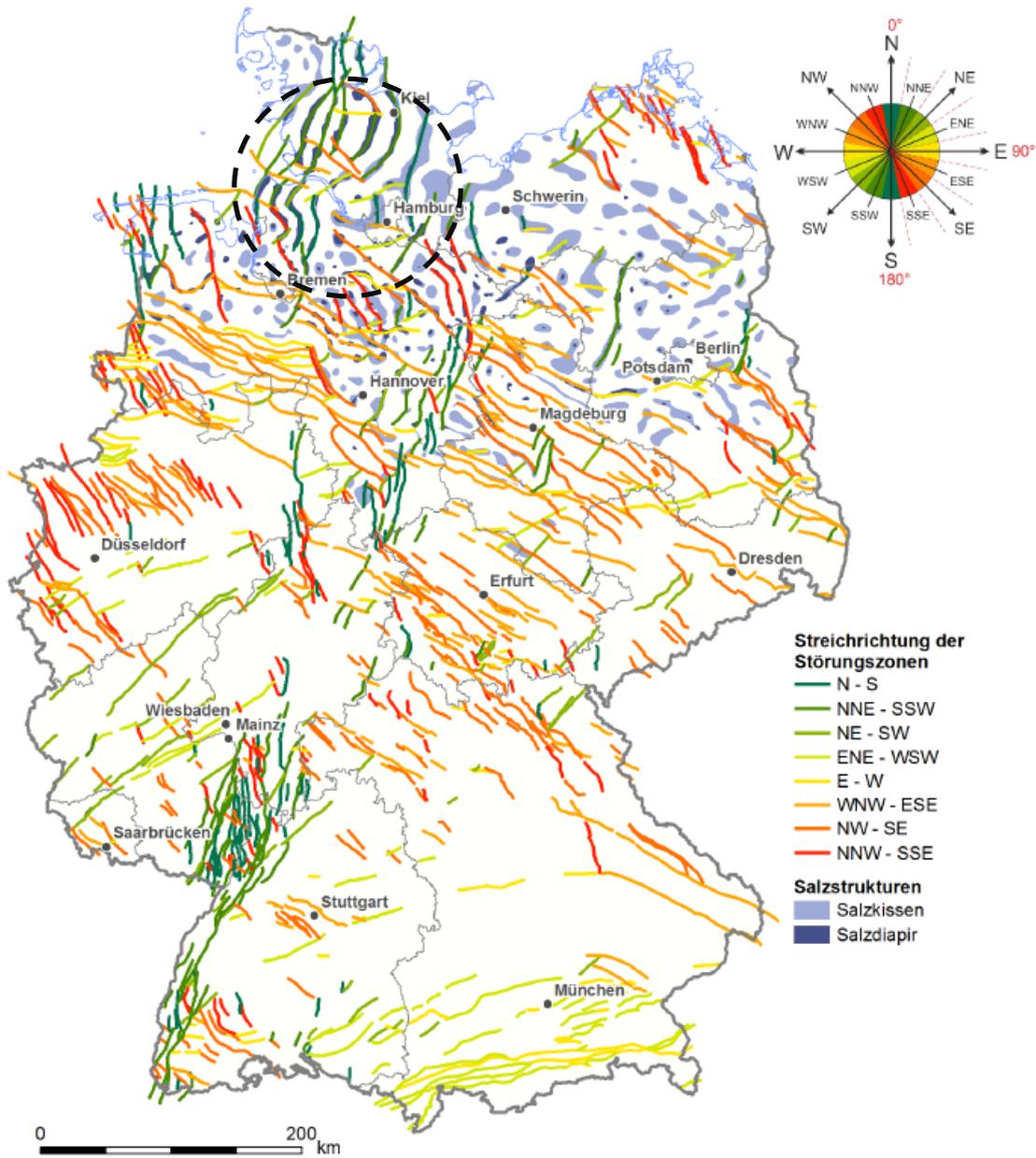


Abbildung 25:Übersichtskarte der generalisierten bedeutenden Störungszonen in Deutschland, farblich codiert nach ihrer Orientierung (Abbildung aus Schulz et al., 2013, © BGR Hannover). Das Potenzialgebiet ist durch einen gestrichelten Kreis markiert.

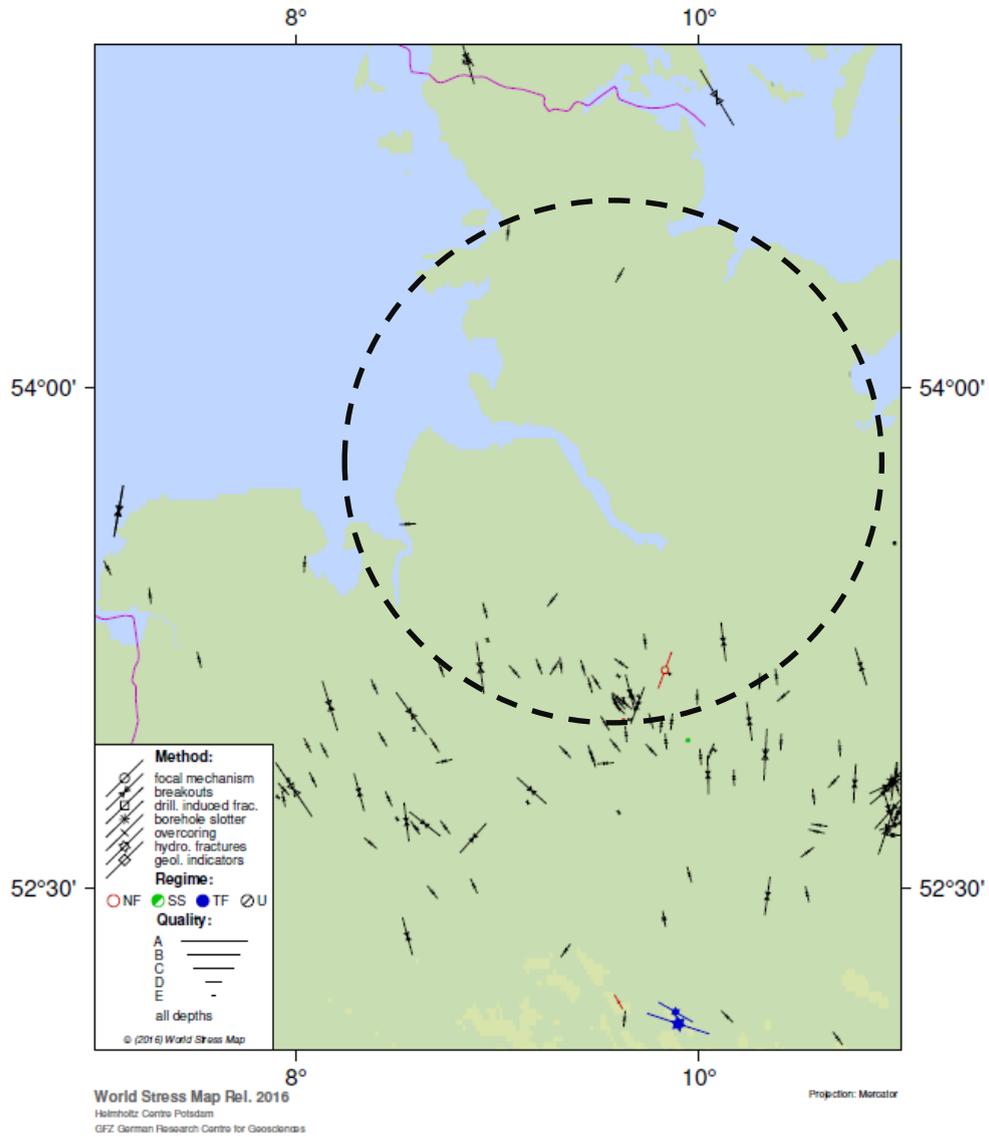


Abbildung 26: Orientierung des Spannungsfelds im Bereich des Potenzialgebiets 2. Datengrundlage ist die World Stress Map (Heidbach et al., 2016). Die Abbildung wurde mit CASMO (<http://www.world-stress-map.org/casmo>) erstellt. Das Potenzialgebiet ist durch einen schwarzen Kreis markiert.

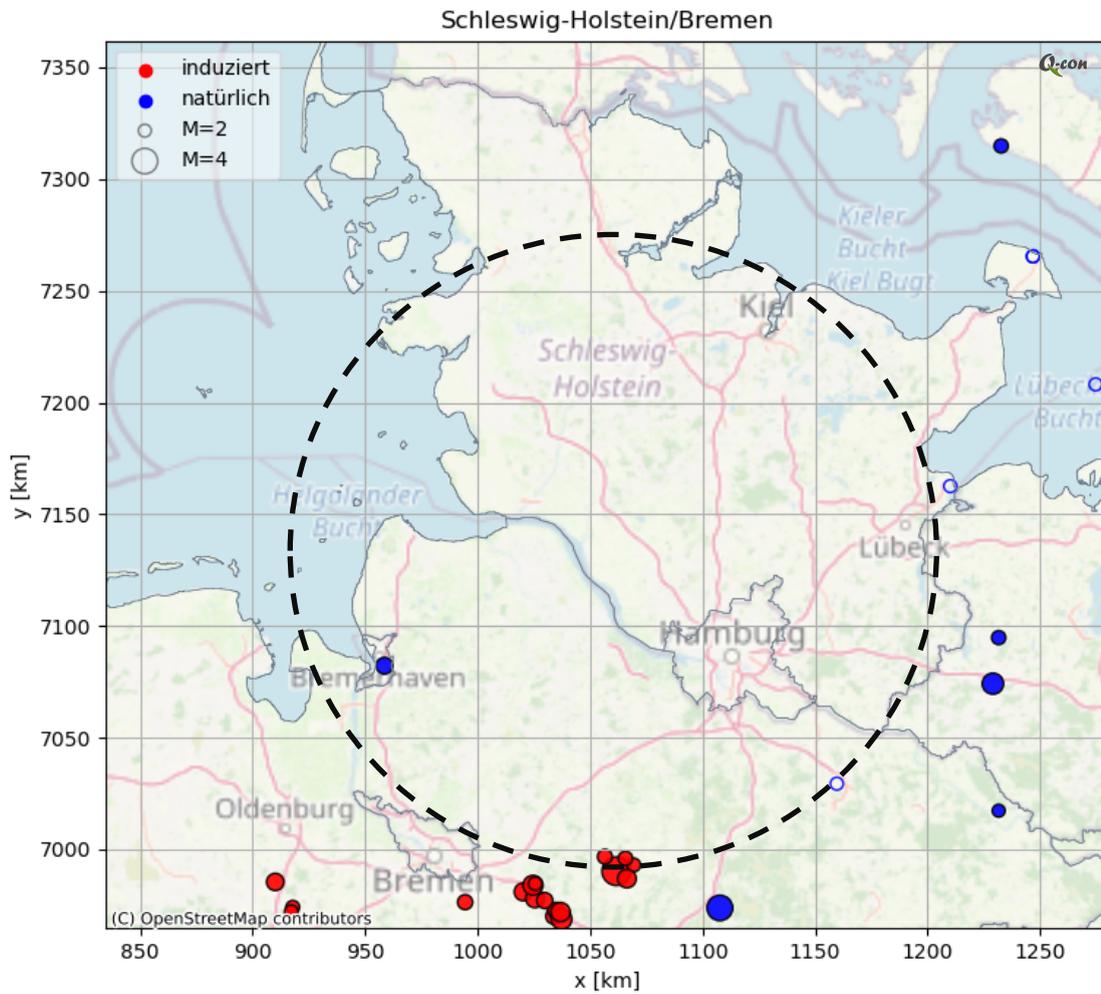


Abbildung 27: Natürliche (blau) und induzierte (rot) Erdbeben in der betreffenden Potenzialregion seit dem Jahr 800. Datengrundlage: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016 - Seismizitätskatalog, Stand 7.1.2021, heruntergeladen von geoviewer.bgr.de. Ungefüllte Marker weisen auf Erdbeben ohne Magnitudeninformation hin. Das Potenzialgebiet ist durch einen gestrichelten Kreis markiert.

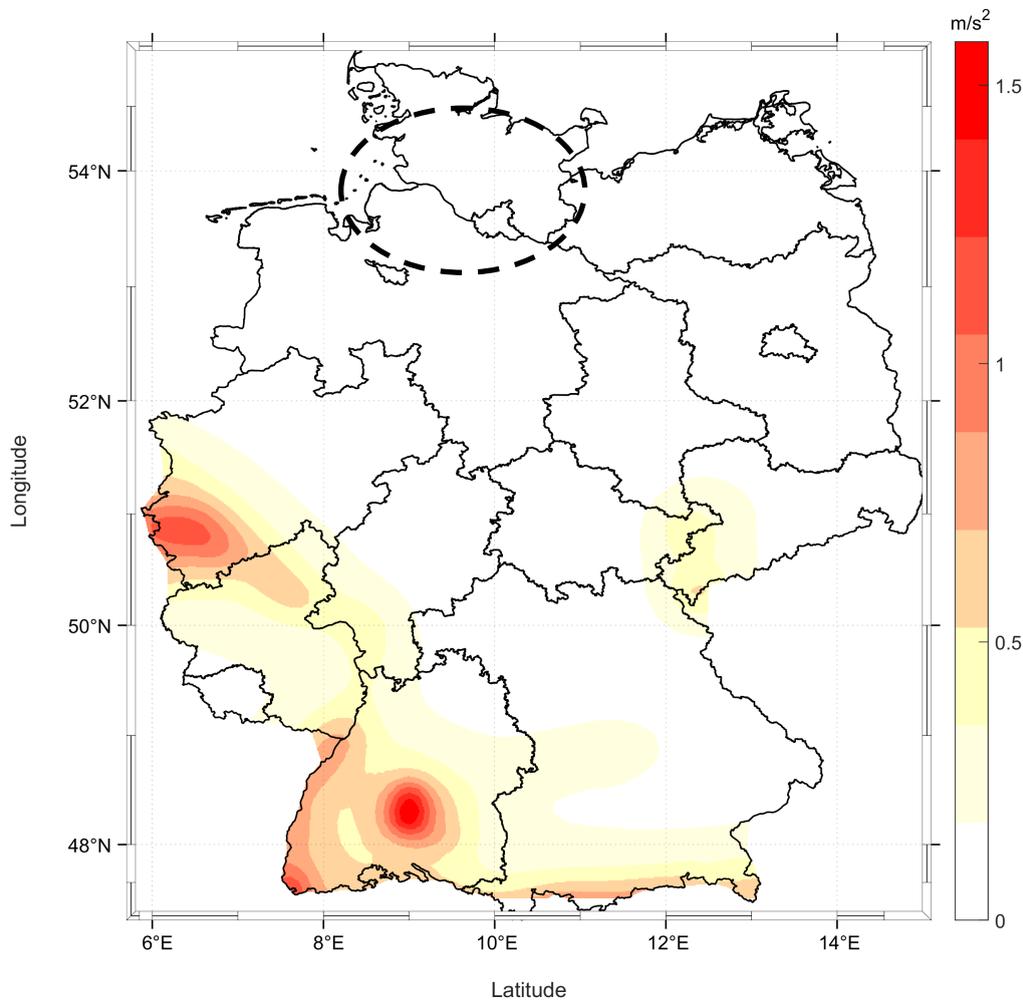


Abbildung 28: Seismische Gefährdungskarte für Deutschland nach Grünthal et al. (2018). Die Werte geben die mittlere Peak Ground Acceleration (PGA) in m/s^2 eines Erdbebens an, welche mit 10%-iger Wahrscheinlichkeit innerhalb 50 Jahren in den jeweiligen Gebieten überschritten wird. Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

8.2.1. Tongesteine des Mittleren Rhaetiums

Während des Rhät (Oberkeuper) war das Gebiet des heutigen Deutschlands in einen marin geprägten Bereich im Westen und einen kontinental geprägten Bereich im Osten unterteilt. Zwischen den zwei Bereichen befand sich eine Übergangszone aus Delta- und Strandsedimenten.

Eine Beckenfazies mit dem Vorkommen von Tongesteinen ist dabei auf Nordwestdeutschland beschränkt und erstreckt sich nördlich der Mittelgebirgsschwelle von der niederländischen Grenze nach Osten bis an eine Linie Hannover–Bremen. Diese Beckenfazies enthält auch organisch-reiche Tongesteine, deren Gesamtmächtigkeit lokal 20 m überschreitet. Die Formationen liegen in der Regel in größerer Tiefe und sind relativ horizontal gelagert. Lediglich im Bereich von Salzstöcken nimmt die geologische Komplexität aufgrund der salztektonischen Vorgänge zu (Zerblockung, Schichtausfälle, Schichtverdopplungen, wechselhaftes Schichteinfallen). Richtung Osten und Norden geht die tonige Fazies in eine eher sandige, litoral-deltaische Fazies über.

Die bituminöse Fazies ist Teil der Mittelrhätschiefer, die stratigrafisch den *contorta* - Schichten im mittleren Abschnitt der Exter-Formation (Rhät) angehören (Abbildung 29). Lithologisch sind die *contorta* - Schichten durch mittelgraue bis grauschwarze, pyritführende und teils feingeschichtete Tongesteine mit marinen Faunenelementen geprägt. Vor allem im Osten unterteilt der Mittelrhät-Hauptsandstein die Abfolge in einen Unteren Mittelrhätschiefer und Oberen Mittelrhätschiefer; zudem können gelegentlich noch weitere Silt- und Sandsteineinlagerungen vorkommen, die in westliche Richtung auskeilen. Im Norddeutschen Becken ist die Exter-Formation (Rhät) durchschnittlich 100 – 150 m und lokal über 250 m mächtig. Die Mächtigkeit der *contorta* - Schichten variiert im Becken und beträgt im Mittel rund 40 m. In Nordostdeutschland dagegen erreichen die *contorta* - Schichten nur noch maximale Gesamtmächtigkeiten im Meterbereich.

Für die Betrachtung potenzieller Lagerstätten wurden in der BGR Studie (BGR, 2016) nur bituminöse Tongesteinvorkommen mit einer Mindestmächtigkeit von 20 m sowie Vorkommen unterhalb 1.000 m ausgewählt. Die so ausgewählten gas- und ölführenden Vorkommen der bituminösen Tongesteine des Mittelrhät weist eine mittlere Mächtigkeit von 21-22 m auf (maximal 40 m) und liegen in einer Tiefe bis maximal 3.100 m (Öl) bzw. 3.300 m (Gas) (vgl. Tabelle 8 in Anhang 15.1).

Überlagert werden die Tongesteine von Ton- und Sandsteinen der *Triletes* - Schichten (Oberrhät), gefolgt von Ton- und Mergelsteinen des Unteren Jura (Abbildung 29). Unterhalb der Mittelrhätschiefer sind Ton- und Sandsteine der *postera* - Schichten (Unterhät) anstehend, die von Tonsteinen der Arnstedt-Formation unterlagert werden.

Messungen des C_{org} - Gehaltes wurden im Verbreitungsgebiet der tonig-marinen Beckenfazies nur an wenigen Bohrungsproben durchgeführt. Der ermittelte durchschnittliche C_{org} - Gehalt von 4,0 % für die Formation (Min: 1,3 %; Max: 17,4 %) lässt allerdings ein hohes Potenzial für die Öl- bzw. Gasbildung vermuten. Hohe thermische Reifen oberhalb des Gasfensters werden etwa zwischen Minden und Lingen erreicht. In diesem Bereich und nach Norden schließen sich größere zusammenhängende Flächen des Gasfensters und anschließend des Ölfensters an. Etwa ab Cloppenburg wird die thermische Reife zur Bildung von Erdöl nur noch in Teilgebieten erreicht.

Das hier betrachtete Potenzialgebiet 2 beinhaltet das Vorkommen der bituminösen Tongesteine des Mittelrhäts im Bereich um Bremen, dem ein Schieferölpotenzial zugeordnet wird.

Zur Abschätzung des Abstands der Formation zum Grundgebirge wurde für die Norddeutsche Tiefebene die Präperm-Oberfläche als Bezugsniveau angenommen (Reinhold, 2005). Die tatsächliche Tiefenlage des Grundgebirges im Norddeutschen Becken ist nur unzureichend verstanden, wohingegen die Präperm-Oberfläche durch zahlreiche Tiefbohrungen und geophysikalische Ergebnisse abgesichert ist (Reinhold, 2005).

Basierend auf Abbildung 4 in Reinhold (2005) und des angegebenen Tiefenbereichs der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8) kann eine ungefähre Abschätzung der Distanz zur Präperm-Oberfläche erfolgen. Für die hier betrachtete Zielformation im Mittelrhät ergibt sich ein Mindestabstand von ca. 1.700 – 1.900 m.

Alternativ kann das magnetisch wirksame Kristallin zur Definition des Bezugsniveaus verwendet werden. Modellierungen der Tiefenlage des magnetisch wirksamen Kristallins (Abbildung 19 in Reinhold, 2005) deuten auf einen Mindestabstand von 7.700-7.900 m zur Zielformation hin.

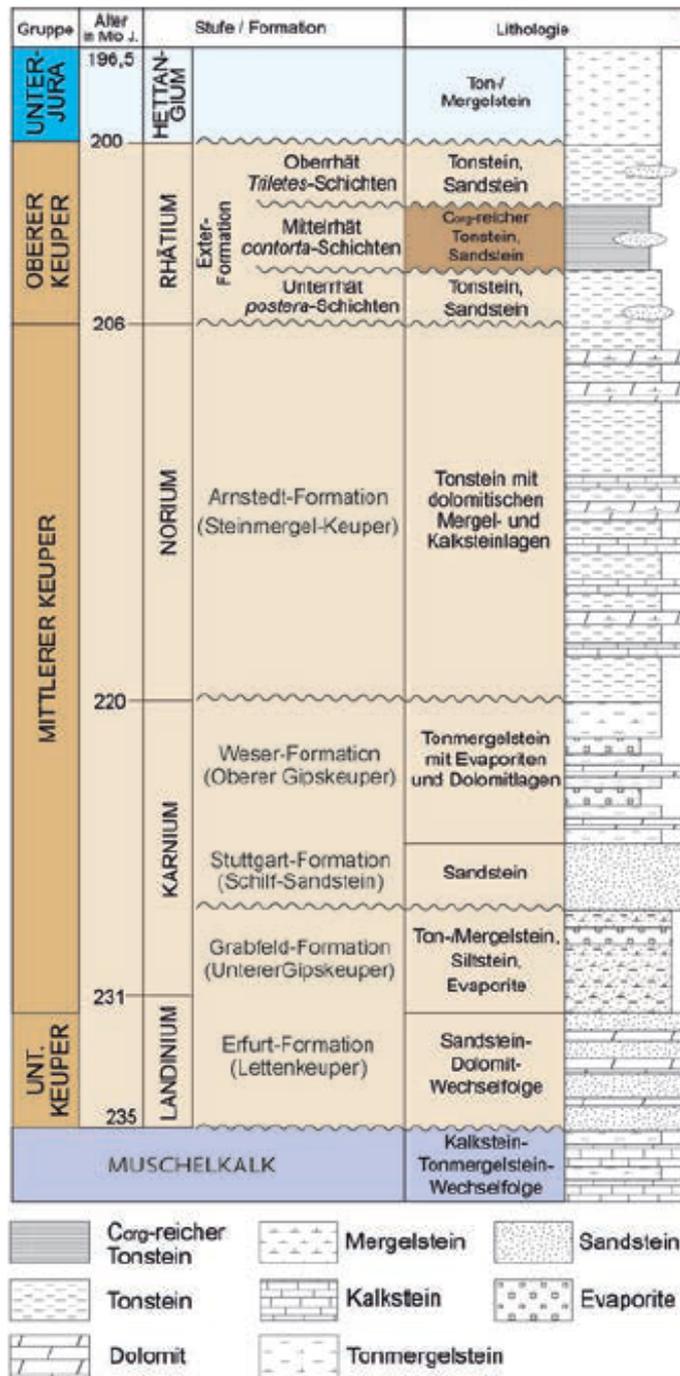


Abbildung 29: Stratigraphische Einstufung des Rhät in Nordwestdeutschland (Abbildung aus BGR, 2016).

8.2.2. Posidonienschiefer des Unterjura

Der Posidonienschiefer ist ein schwarzer, dünnblättriger Tonstein aus dem unteren Toarcium (später Unterjura, Abbildung 30) mit einem hohen Anteil an organischem Kohlenstoff. Während des Unterjura war Mitteleuropa von einem flachen, durch Inseln gegliederten Meer bedeckt. In den landfernen Bereichen lagerten sich während des späten Unterjura vom Nordwesten bis in den Süden Deutschlands unter sauerstoffarmen Bedingungen organisch-reiche Tone ab, aus denen der Posidonienschiefer hervorging. In Nordostdeutschland östlich der Elbe sind zeitgleiche Ablagerungen dagegen als vorwiegend sandige, küstennahe Sedimente ausgebildet.

Da die flächenhaft verbreiteten Ablagerungen des Posidonienschiefer durch Hebungsprozesse im Laufe der Zeit bereichsweise abgetragen wurden, beschränkt sich die rezente Verbreitung des Posidonienschiefers auf das Niedersächsische Becken sowie nordöstlich angrenzende Bereiche und kleinere Areale in Schleswig-Holstein (Nordwestdeutschland), dem Oberrheingraben und dem Bereich der schwäbischen und fränkischen Alb (Süddeutschland).

Der Posidonienschiefer weist allgemein hohe C_{org} - Konzentrationen auf und besteht aus relativ gleichbleibenden Quarzanteilen und variablen Tonmineral- und Karbonatgehalten (vgl. Tabelle 8 in Anhang 15.1).

In Nordwestdeutschland im Bereich des niedersächsischen Beckens weist der Posidonienschiefer ein weitgehend geschlossenes Verbreitungsgebiet auf. Er ist hier vorwiegend in Tiefen von 1.000-2.500 m zu finden, aufgrund der Salzstöcke im Untergrund und der damit verbundenen salztektonischen Prozesse jedoch in lateral wechselnden Tiefenlagen. Richtung Süden streicht der Posidonienschiefer entlang des Nordrandes der Deutschen Mittelgebirge aus. Im Bereich nördlich des Niedersächsischen Beckens (Potenzialgebiet 2) ist der Posidonienschiefer nur noch in einzelnen größeren Senkenstrukturen (Jade-Westholstein-Trog, Ostholstein-Trog und im Hamburger Raum) erhalten geblieben. Diese Vorkommen befinden sich in Tiefen von 1.000 – 4.500 m und weisen Mächtigkeiten im Bereich 30 – 100 m, lokal auch >100 m auf.

Zwar weisen produzierte Erdölvorkommen in diesem Verbreitungsgebiet darauf hin, dass Kohlenwasserstoffe gebildet wurden, denen der Posidonienschiefer als Muttergestein zugeordnet wird, jedoch erreicht die thermische Reife des organischen Materials des Posidonienschiefer oberhalb von 3.000 m größtenteils nicht das Öfenster von >0,6 % VR. Lediglich im mittleren Bereich des Ostholstein-Trogs liegt die mittlere thermische Reife bei 0,7 – 0,8% VR. Darauf basierend weist die Studie der BGR (BGR, 2016) lediglich die Vorkommen des Posidonienschiefers in Potenzialgebiet 2 ab einer Mindesttiefe von 3.000 m als mögliche Potenzialflächen für Schieferöl aus.

Überlagert wird der Posidonienschiefer von Ton- und Mergelsteinen des Obertoarciums, gefolgt von Opalinuston-Schichten des Mittleren Jura (Abbildung 30). Unterhalb des Posidonienschiefers sind Ton- und Mergelsteine des Pliensbachiums anstehend.

Analog zu Kapitel 8.2.1 wird auch hier zur Abschätzung des Abstands der Zielformation zum Grundgebirge konservativ die Präperm-Oberfläche als Bezugsniveau angenommen. Basierend auf Abbildung 4 in Reinhold (2005) und des angegebenen Tiefenbereichs der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8) ergibt sich für den hier betrachteten Posidonienschiefer ein Mindestabstand zur Präperm-Oberfläche von ca. 2.500 m. Der Mindestabstand zwischen Posidonienschiefer und dem magnetisch wirksamen Kristallin beträgt ca. 6.500 m, basierend auf Abbildung 19 in Reinhold (2005) und des angegebenen Tiefenbereichs der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8).

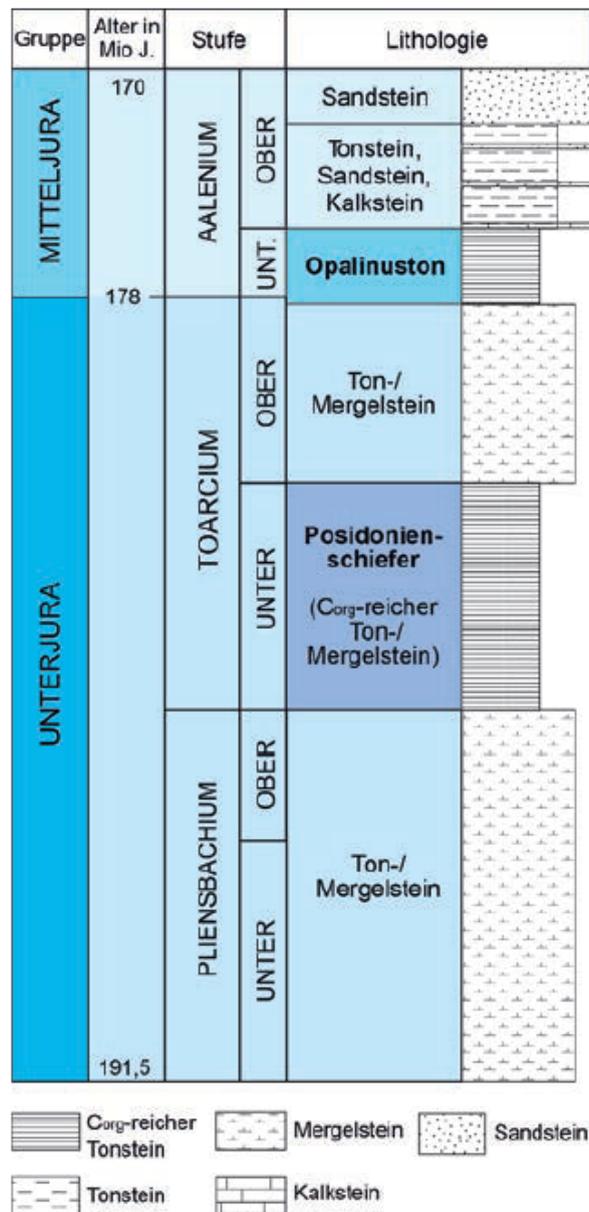


Abbildung 30: Stratigrafische Einstufung des Posidonienschiefer (Abbildung aus BGR, 2016).

8.2.3. Blättertonhorizonte der Unterkreide

Während der Unterkreide war das heutige Norddeutschland von den südlichen Ausläufern eines flachen Randmeeres bedeckt, dessen südliche Grenze sich vom Emsland über den Nordrand des Harzes und das südliche Brandenburg bis zur polnischen Grenze erstreckte. Dieser Sedimentationsraum war geprägt von einer Vielzahl von Inseln und größerer Festlandbereiche, welche einzelne flachere Becken und Teilbecken voneinander abtrennten. In diesem Zeitintervall wurden unter Einfluss von Meeresspiegelschwankungen sowie Salzbewegungen im Untergrund marine tonig-mergelige Sedimente mit 100 m bis maximal 400 m Mächtigkeit abgelagert, wobei räumlich schwer abgrenzbare laterale Mächtigkeitsschwankungen auftreten.

Innerhalb dieser Gesteinsabfolge sind bis zu 30 organisch-reiche Tonsteinhorizonte eingeschaltet, welche als Blättertone bezeichnet werden. Den Abschluss bildet der Fischschiefer des Unteraptiums (Abbildung 31). Während die meisten der Blättertonhorizonte regional nur über kurze Distanzen entwickelt sind, kann der bis zu 6 m mächtige Hauptblätterton und der bis zu 10 m mächtige Fischschiefer im gesamten Becken nachgewiesen werden.

Die Blättertone der Unterkreide sind auf einzelne, isoliert voneinander befindliche Vorkommen beschränkt und liegen überwiegend in den tektonisch ruhigeren Randsenkenbereichen der Salzstöcke, woraus eine vergleichsweise geringe geologische Komplexität resultiert. Am Südrand des Niedersächsischen Beckens sind die Blättertone aufgeschlossen und tauchen Richtung Norden ab. Unkonventionelle Ölvorkommen sind in der Blätterton-Abfolge in Tiefen von 1.000 – 2.600 m zu erwarten. Die Schichtmächtigkeit liegt hier im Bereich von 20-50 m (Mittel 35 m) (vgl. Tabelle 8 in Anhang 15.1).

Überlagert werden die Blättertonhorizonte von Mergelsteinen des unteren bis mittleren Aptiums, gefolgt von Ton- und Sandsteinlagen des Oberaptiums (Abbildung 31). Unterhalb der Blättertonhorizonte sind Ton-, Mergel- und Sandsteine des oberen und unteren Hauteriviums anstehend.

Die in den Tongesteinen des höheren Barremium eingeschalteten Blättertone haben einen durchschnittlichen C_{org} - Gehalt von 2-7 %. Der mittlere C_{org} - Gehalt der hier ausgewählten relevanten Muttergesteine liegt bei 4,9 %, wobei einzelne Horizonte Werte bis zu 12 % C_{org} aufweisen. Die Gesteine besitzen kein Schiefergaspotenzial, jedoch werden bereichsweise thermische Reifen im Ölfenster (0,60-0,83 % VR) erreicht. Die in der BGR-Studie untersuchten Blättertone beinhalten im Durchschnitt höhere Tonmineralgehalte als ein „mittlerer Tonschiefer“ sowie mittlere Quarzanteile von etwa 25-31 %.

Analog zu Kapitel 8.2.1 wird auch hier zur Abschätzung des Abstands der Zielformation zum Grundgebirge konservativ die Präperm-Oberfläche als Bezugsniveau angenommen.

Basierend auf Abbildung 4 in Reinhold (2005) und des angegebenen Tiefenbereichs der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8) ergibt sich für die hier betrachteten Blättertonhorizonte der Unterkreide ein Mindestabstand zur Präperm-Oberfläche von ca. 2.400 m.

Der Mindestabstand zwischen Posidonienschiefer und dem magnetisch wirksamen Kristallin be-

trägt ca. 8.400 m, basierend auf Abbildung 19 in Reinhold (2005) und des angegebenen Tiefenbereichs der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8).

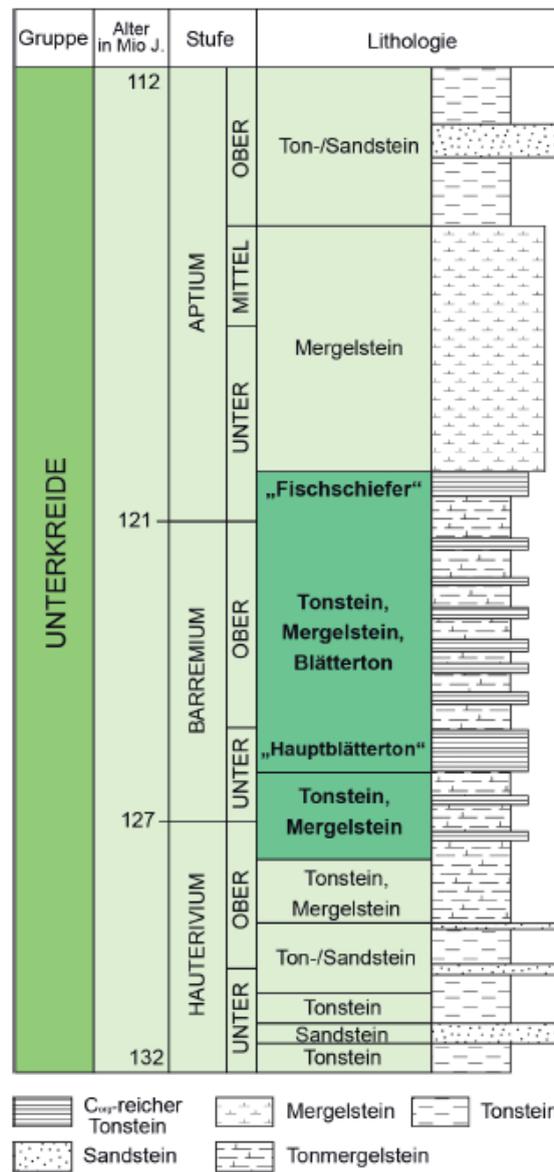


Abbildung 31: Stratigraphische Einstufung der Blättertone (Abbildung aus BGR, 2016).

8.3. Potenzialgebiet 3

Das Potentialgebiet 3 umfasst die Region des Niedersächsischen Beckens. Hier sind überwiegend WNW-ESE bis E-W gerichtete Störungszonen vorherrschend (Abbildung 32). Lediglich im äußersten Westen des Potenzialgebiets (Bereich Rheine bis Meppen) sind die Störungszonen eher NNW-SSE ausgerichtet.

Das Spannungsfeld ist im Bereich des Potenzialgebiets 3 vorwiegend NW-SE bis NNW-SSE orientiert (Abbildung 33).

Im Bereich des Potenzialgebiets 3 sind vorwiegend induzierte Erdbeben lokalisiert. Die Cluster im Bereich Ibbenbüren und Cloppenburg sind mit dem Kohleabbau und der Gasförderung in diesem Bereich assoziiert. Neben der induzierten Seismizität weist das Potenzialgebiet zudem zwei natürliche Beben ohne Magnitudeninformation auf (Abbildung 34). Die natürliche seismische Gefährdung im Potenzialgebiet 3 ist äußerst gering und in der seismischen Gefährdungskarte von Deutschland (Grünthal et al., 2018) nicht explizit ausgewiesen (Abbildung 35).

Im Potenzialgebiet 3 wurden drei Tongesteininformationen mit potenzieller Höffigkeit bzgl. Schieferöl/ Schiefergas identifiziert: der Posidonienschiefer des Unteren Jura, die Tongesteine des Mittleren Rhaetiums und die Tongesteine des Wealden (Berriasium). In Kapitel 8.3.1 bis 8.3.3 werden die einzelnen Zielformationen beschrieben.

Eine tabellarische Zusammenfassung aller untersuchten Parameter ist in Kapitel 15.1 zu finden.

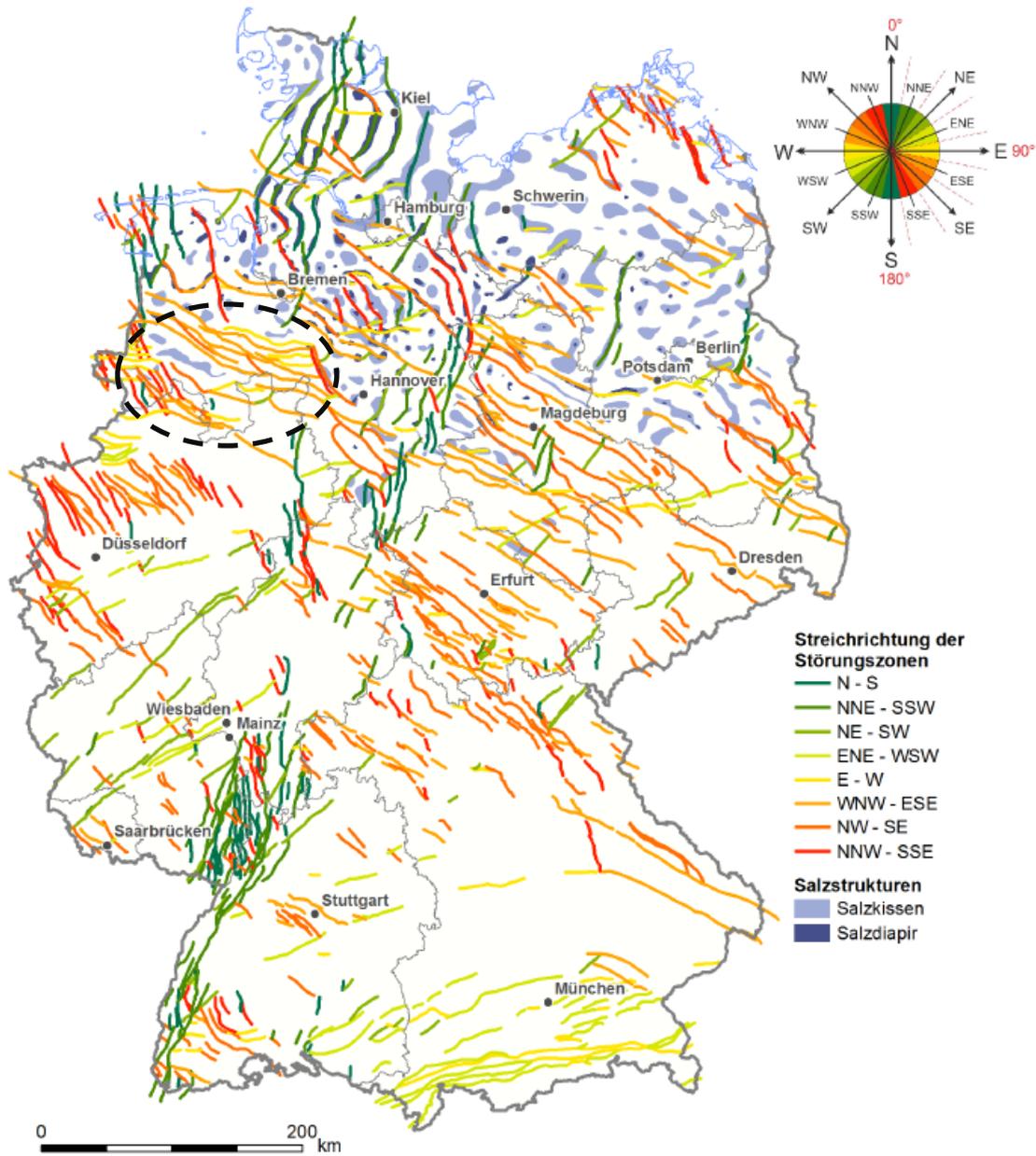


Abbildung 32: Übersichtskarte der generalisierten bedeutenden Störungszonen in Deutschland, farblich codiert nach ihrer Orientierung (Abbildung aus Schulz et al., 2013, © BGR Hannover). Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

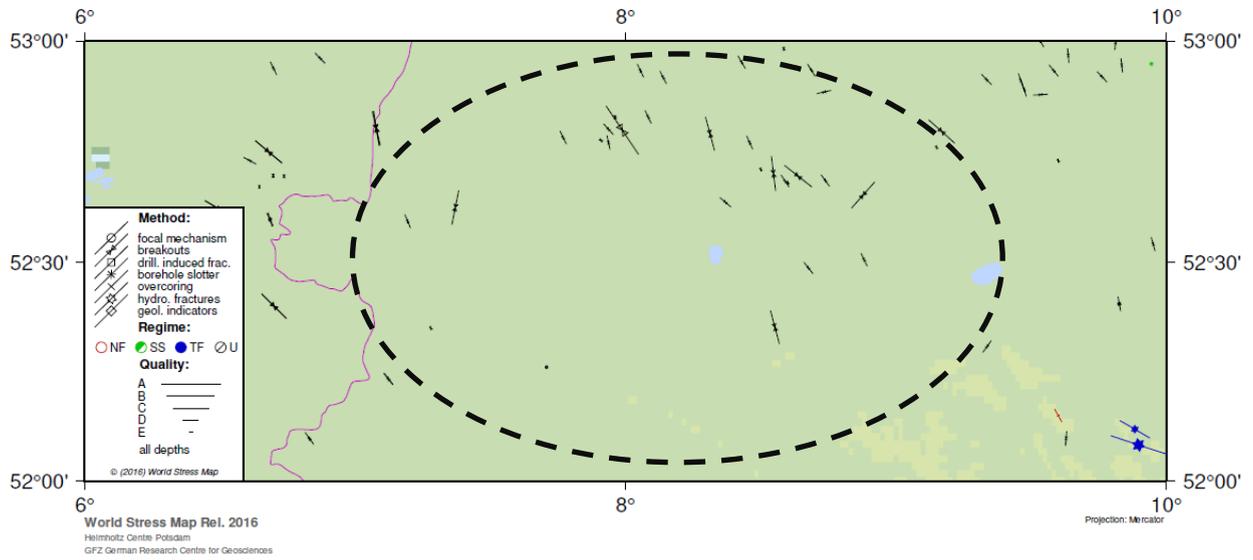


Abbildung 33: Orientierung des Spannungsfelds im Bereich des Potenzialgebiets 3. Datengrundlage ist die World Stress Map (Heidbach et al., 2016). Die Abbildung wurde mit CASMO (<http://www.world-stress-map.org/casmo>) erstellt. Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

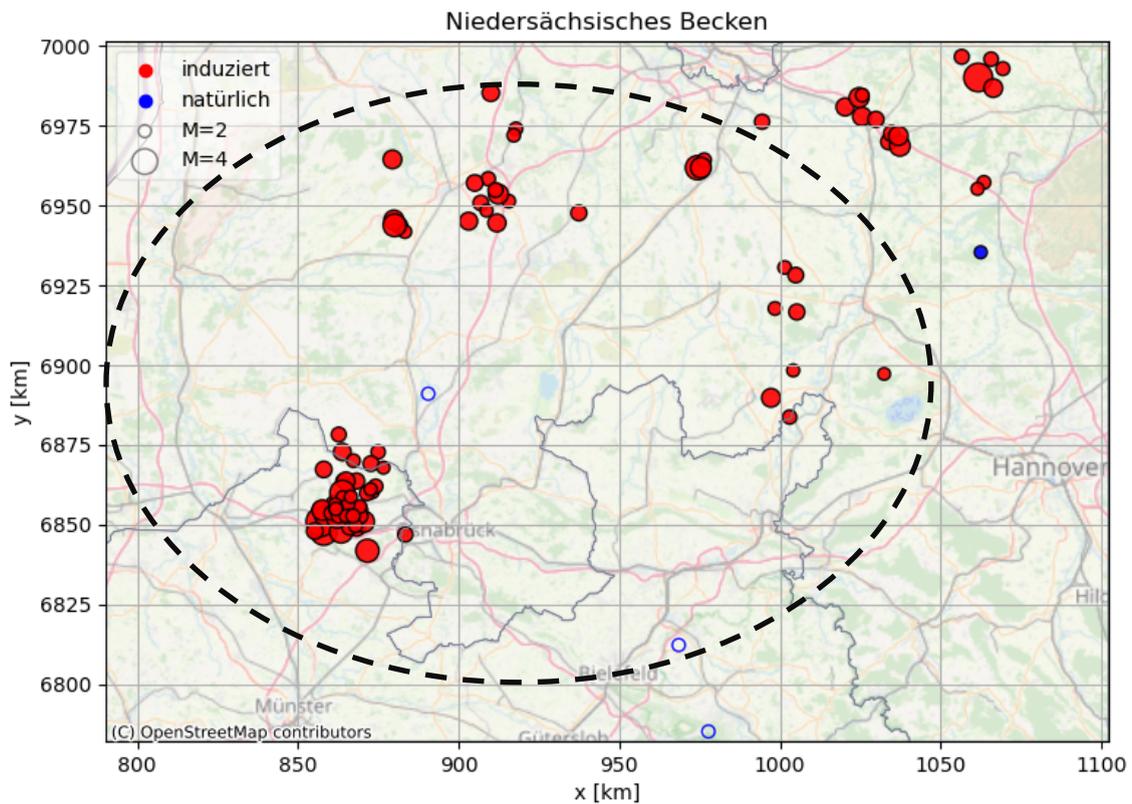


Abbildung 34: Natürliche (blau) und induzierte (rot) Erdbeben in der betreffenden Potenzialregion seit dem Jahr 800. Datengrundlage: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016 - Seismizitätskatalog, Stand 7.1.2021, heruntergeladen von geoviewer.bgr.de. Ungefüllte Marker weisen auf Erdbeben ohne Magnitudeninformation hin. Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

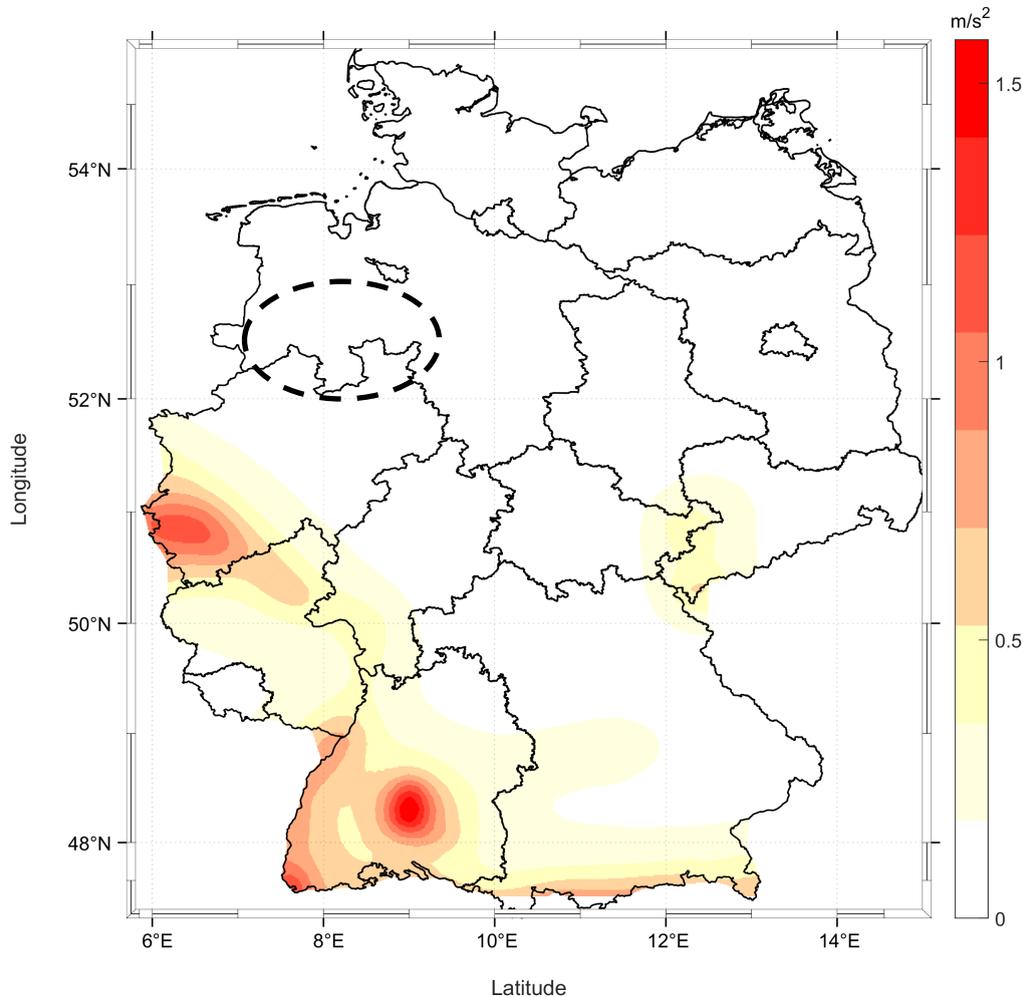


Abbildung 35: Seismische Gefährdungskarte für Deutschland nach Grünthal et al. (2018). Die Werte geben die mittlere Peak Ground Acceleration (PGA) in m/s^2 eines Erdbebens an, welche mit 10%-iger Wahrscheinlichkeit innerhalb 50 Jahren in den jeweiligen Gebieten überschritten wird. Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

8.3.1. Posidonienschiefer des Unterjura

Da der Posidonienschiefer bereits in Kapitel 8.2.2 allgemein beschrieben wurde, beinhaltet dieses Kapitel lediglich die regionale Einordnung des Posidonienschiefers in Potenzialgebiet 3.

Aufgrund seines hohen Anteils planktonischer Organismen im organischen Material und durch seine thermische Reife ist der Posidonienschiefer im Niedersächsischen Becken ein bedeutendes Muttergestein und weist regional Vorkommen im Bereich des Öl- und Gasfensters auf.

Bis auf einzelne Vorkommen am Südrand des Verbreitungsgebiets übersteigt der Posidonienschiefer im Niedersächsischen Becken generell eine Mächtigkeit von 20 m. Die durchschnittliche Mächtigkeit liegt nach Literaturangaben zwischen 25 und 40 m. Für die Evaluierung des Schiefergaspotenzials wurde in der BGR Studie (BGR, 2016) eine durchschnittliche Mächtigkeit von 35 m für die Tongesteine im Öl- und Gasfenster angesetzt (vgl. Tabelle 8 in Anhang 15.1). Nach Norden ist insgesamt eine Zunahme der Mächtigkeit erkennbar, welche in Randtrögen von Salzstöcken zusätzlich stark ansteigen kann. Die größte Mächtigkeit ist aus dem Nordoldenburg - Trog bekannt

(300 m), wobei der Posidonienschiefer im Verbreitungsgebiet des Öl- und Gasfensters auch lokal in Trögen nicht mächtiger als 100 m ist (mit der Ausnahme des Gifhorner Trogs).

Wie in Kapitel 8.2.2 beschrieben, wird der Posidonienschiefer von Ton- und Mergelsteinen des Obertoarcium und von Opalinuston-Schichten des Mittleren Jura überlagert (Abbildung 30). Unterhalb des Posidonienschiefers sind Ton- und Mergelsteine des Pliensbachium anstehend.

Analog zu dem vorhergehenden Kapitel wird auch hier zur Abschätzung des Abstands der Zielformation zum Grundgebirge konservativ die Präperm-Oberfläche als Bezugsniveau angenommen. Basierend auf Abbildung 18 in Reinhold (2005) und des angegebenen Tiefenbereichs der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8) ergibt sich für den hier betrachteten Posidonienschiefer ein Mindestabstand von ca. 0 - 2.500 m. Der Mindestabstand zwischen Posidonienschiefer und dem magnetisch wirksamen Kristallin beträgt ca. 7.500 m, basierend auf Abbildung 19 in Reinhold (2005) und des angegebenen Tiefenbereichs der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8).

8.3.2. Tongesteine des Mittleren Rhaetiums

Da die Tongesteine des Mittleren Rhaetiums bereits in Kapitel 8.2.1 allgemein beschrieben wurden, beinhaltet dieses Kapitel lediglich die regionale Einordnung der Zielformation in Potenzialgebiet 3.

Das hier betrachtete Potenzialgebiet 3 umfasst das komplette Vorkommen der bituminösen Tongesteine des Mittelrhäts im Niedersächsischen Becken. Lediglich das nordwestlich bei Bremen gelegene Vorkommen wird von Potenzialgebiet 2 abgedeckt und wurde bereits in Kapitel 8.2.1 behandelt. Dem hier betrachteten Vorkommen wird sowohl ein Schieferöl- als auch Schiefergaspotenzial zugeordnet.

Wie in Kapitel 8.2.1 beschrieben, werden die Tongesteine von Ton- und Sandsteinen des Oberrhät sowie Ton- und Mergelsteinen des Unteren Jura überlagert (Abbildung 29). Unterhalb der Mittelrhätschiefer sind Ton- und Sandsteine des Unterrhät und Tonsteinen der Arnstedt-Formation anstehend.

Analog zu den vorhergehenden Kapiteln wird auch hier zur Abschätzung des Abstands der Zielformation zum Grundgebirge die Präperm-Oberfläche als Bezugsniveau angenommen. Basierend auf Abbildung 18 in Reinhold (2005) und des angegebenen Tiefenbereichs der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8) ergibt sich für die hier betrachteten Tongesteinen im Mittelrhät ein Mindestabstand von ca. 0 – 2.700 m.

Der Mindestabstand zwischen den Tongesteinen des Mittelrhät und dem magnetisch wirksamen Kristallin beträgt ca. 7.500 m, basierend auf Abbildung 19 in Reinhold (2005) und dem angegebenen Tiefenbereich der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8).

8.3.3. Tongesteine des Wealden (Berriasium)

Zu Beginn der Kreidezeit befand sich in Teilen Norddeutschlands ein vom Weltmeer weitgehend abgeschlossener Binnensee mit einem zentralem Hauptbecken (Niedersächsisches Becken) und mehreren kleineren Nebenbecken. In küstennahen Bereichen dieser Becken sedimentierten damals vorwiegend sandige und auch kohleführende Ablagerungen, während im Beckenzentrum feinkörnig-tonige Gesteinsabfolgen dominierten, die auch dunkelgrau-schwarze, organisch-reiche Tongesteine führen (Abbildung 36).

Die Tongesteine des Wealden sind im Bereich des Osnabrücker Berglands und nördlich des Teutoburger Waldes und Wiehengebirges oberflächennah oder aufgeschlossen und tauchen Richtung Mittellandkanal unter jüngeren Deckschichten ab und liegen dort zwischen wenigen 100 m bis über 1.000 m Tiefe. Zwar ist die Wealden-Formation auch von salztektonischen Vorgängen betroffen, die zu einer geologischen Komplexität führt, im Vergleich zum Posidonienschiefer und Mittelrhätschiefer ist diese jedoch deutlich geringer ausgeprägt. Durch die verhältnismäßig hohen Mächtigkeiten der bituminösen Fazies relativieren sich vermutlich die Auswirkungen kleinmaßstäblicher vertikaler Versatzbeträge.

Im zentralen Niedersächsischen Becken erreichen die Ablagerungen des Wealden eine Mächtigkeit von über 700 m, wurden aber regional durch oberkretazische Hebungsprozesse auf geringere Mächtigkeiten erodiert. Bis zu mehrere hundert Meter mächtige Tongesteine mit organisch-reichen Horizonten sind aus Bohrungen westlich der Ems sowie aus dem Beckenzentrum bekannt. Ungefähr östlich der Leine nimmt der Anteil der organisch-reichen Tongesteine deutlich ab, so dass dort kein Schieferöl- oder Schiefergaspotenzial ausgewiesen wird.

Überlagert werden die Tongesteine des Wealden (Berriasium) von Sand- und Tonsteinen des unteren und oberen Valanginium (Abbildung 36). Unterhalb der Zielformation sind Kalk- und Mergelsteine des unteren Berriasium sowie des Tithonium anstehend.

Die Tongesteine des Wealden weisen allgemein geringe Quarzgehalte, höhere Tonmineral-Gehalte und variierende Karbonatgehalte auf (siehe Abbildung 2.3-15 in BGR, 2016). Der durchschnittliche C_{org} -Gehalt der Tongesteine liegt bei etwa 3,3 % (vgl. Tabelle 8 in Anhang 15.1).

Auch hier wird, analog zu den vorhergehenden Kapiteln, zur Abschätzung des Abstands der Zielformation zum Grundgebirge die Präperm-Oberfläche als Bezugsniveau angenommen. Basierend auf Abbildung 18 in Reinhold (2005) und des angegebenen Tiefenbereichs der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8) ergibt sich ein Mindestabstand von ca. 1.300 m.

Der Mindestabstand zum magnetisch wirksamen Kristallin beträgt ca. 9.300 m, basierend auf Abbildung 19 in Reinhold (2005) und dem angegebenen Tiefenbereich der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8).

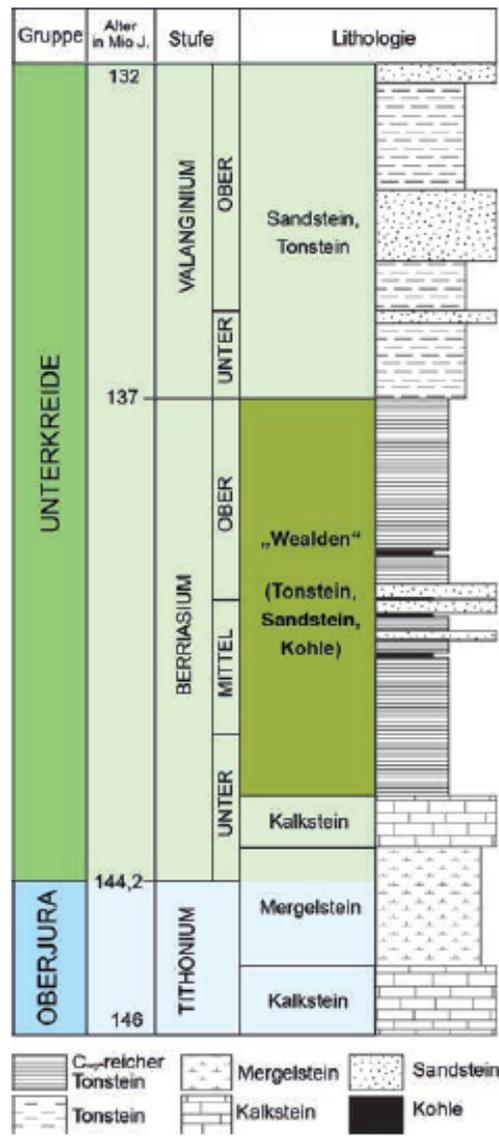


Abbildung 36: Stratigraphische Einstufung des Wealden (Abbildung aus BGR, 2016).

8.4. Potenzialgebiet 4

Das Potentialgebiet 4 umfasst die Region des östlichsten Teils des Niedersächsischen Beckens im Bereich Hannover. Hier sind überwiegend NE-SW bis NNE-SSW gerichtete Störungen vorherrschend, wobei vereinzelt auch WNW-ESE bzw. NNW-SSE gerichtete Störungen auftreten (Abbildung 37).

Dem Spannungsfeld ist im Bereich des Potenzialgebiets 4 keine eindeutige Orientierung zuzuordnen (Abbildung 38).

Nach Röckel und Lempp (2003) ist für die stratigraphischen Einheiten des Subsalinars (zu dem der in Kapitel 8.4.1 betrachtete Hangender Alaunschiefer gehört) im Bereich des Potenzialgebiets 4 eine vorwiegend N-S gerichtete Orientierung zu erwarten. Da die Hauptspannungsorientierungen im Suprasalar (zu dem der in Kapitel 8.4.2 betrachtete Posidonienschiefer gehört) und Subsalinar im Norddeutschen Becken weitgehend entkoppelt zu sein scheinen (Röckel und Lempp, 2003), kann dem Spannungsfeld des Suprasalar auf Basis der vorherrschenden Informationen keine eindeutige Orientierung zugeordnet werden.

Innerhalb des Potenzialgebiets sind vereinzelt natürliche und induzierte Erdbeben im Randbereich aufgetreten (Abbildung 39). Die natürliche seismische Gefährdung im Potenzialgebiet 4 ist äußerst gering und in der seismischen Gefährdungskarte von Deutschland (Grünthal et al., 2018) nicht explizit ausgewiesen (Abbildung 40).

Im Potenzialgebiet 4 wurden zwei Tongesteininformationen mit potenzieller Höflichkeit bzgl. Schieferöl/ Schiefergas identifiziert: der Hangende Alaunschiefer der Kulm-Fazies des Unterkarbons und der Posidonienschiefer des Unteren Jura. In Kapitel 8.4.1 bis 8.4.2 werden die einzelnen Zielformationen beschrieben.

Eine tabellarische Zusammenfassung aller untersuchten Parameter ist in Kapitel 15.1 zu finden.

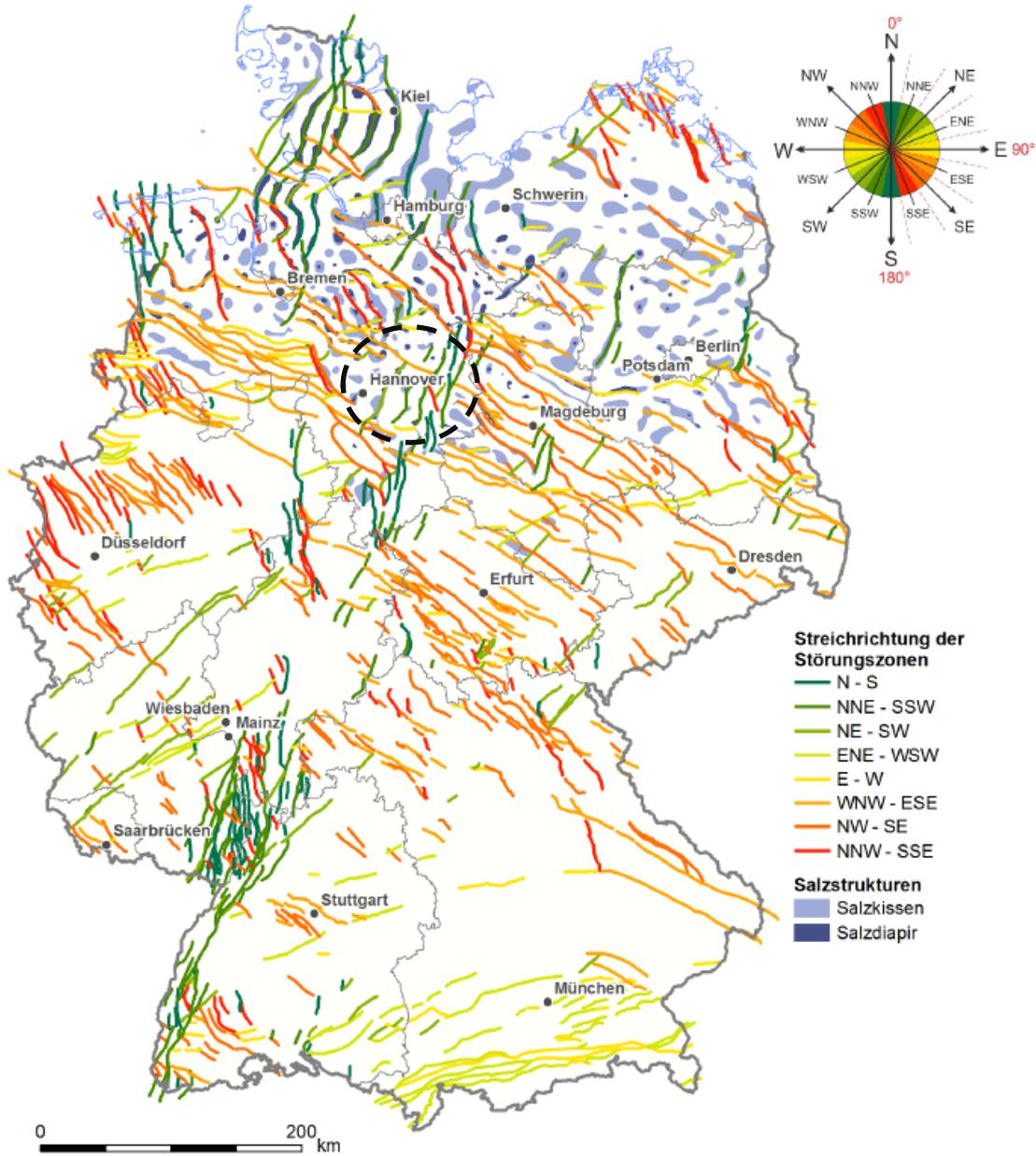


Abbildung 37: Übersichtskarte der generalisierten bedeutenden Störungszonen in Deutschland, farblich codiert nach ihrer Orientierung (Abbildung aus Schulz et al., 2013, © BGR Hannover). Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

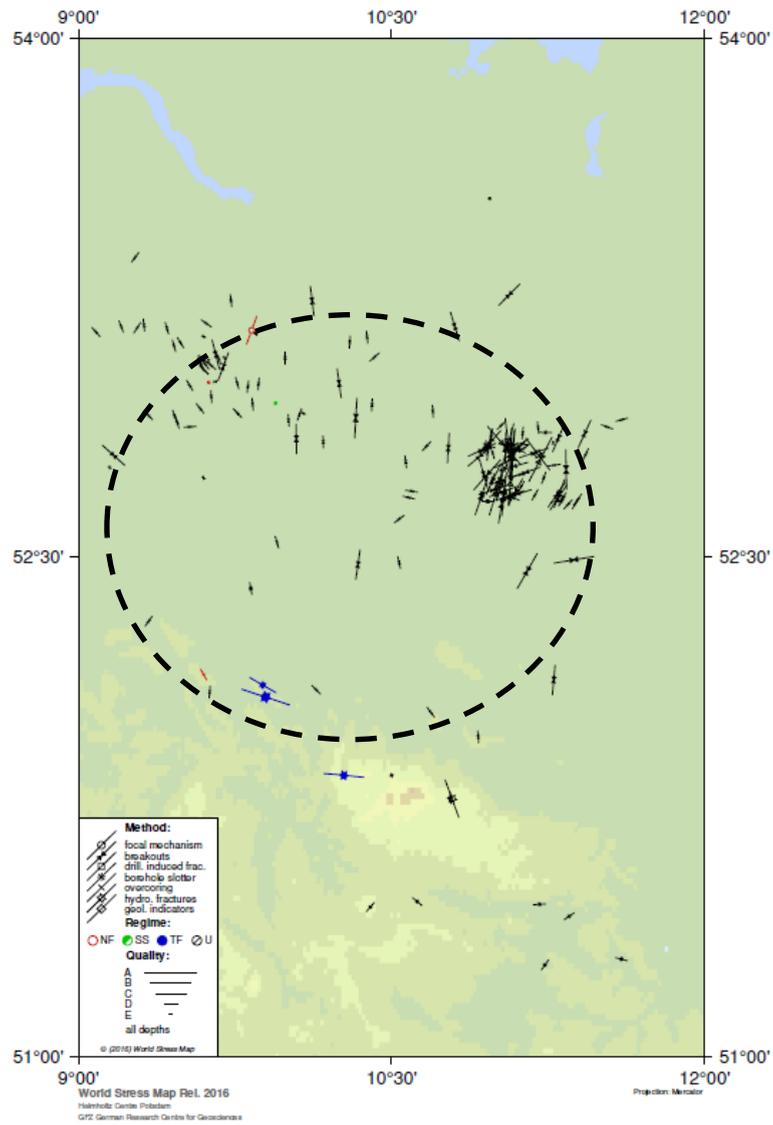


Abbildung 38: Orientierung des Spannungsfelds im Bereich des Potenzialgebiets 4. Datengrundlage ist die World Stress Map (Heidebach et al., 2016). Die Abbildung wurde mit CASMO (<http://www.world-stress-map.org/casmo>) erstellt. Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

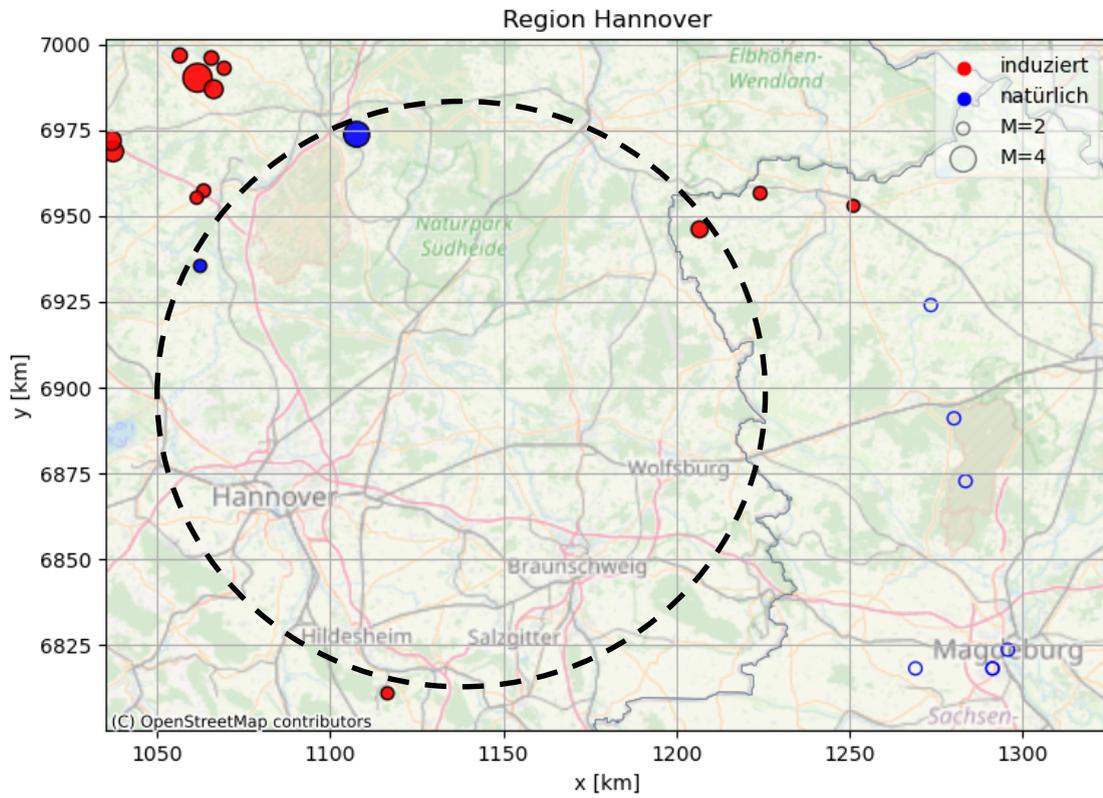


Abbildung 39: Natürliche (blau) und induzierte (rot) Erdbeben in der betreffenden Potenzialregion seit dem Jahr 800. Datengrundlage: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016 - Seismizitätskatalog, Stand 7.1.2021, heruntergeladen von geoviewer.bgr.de. Ungefüllte Marker weisen auf Erdbeben ohne Magnitudeninformation hin. Das Potenzialgebiet ist durch einen gestrichelten Kreis markiert.

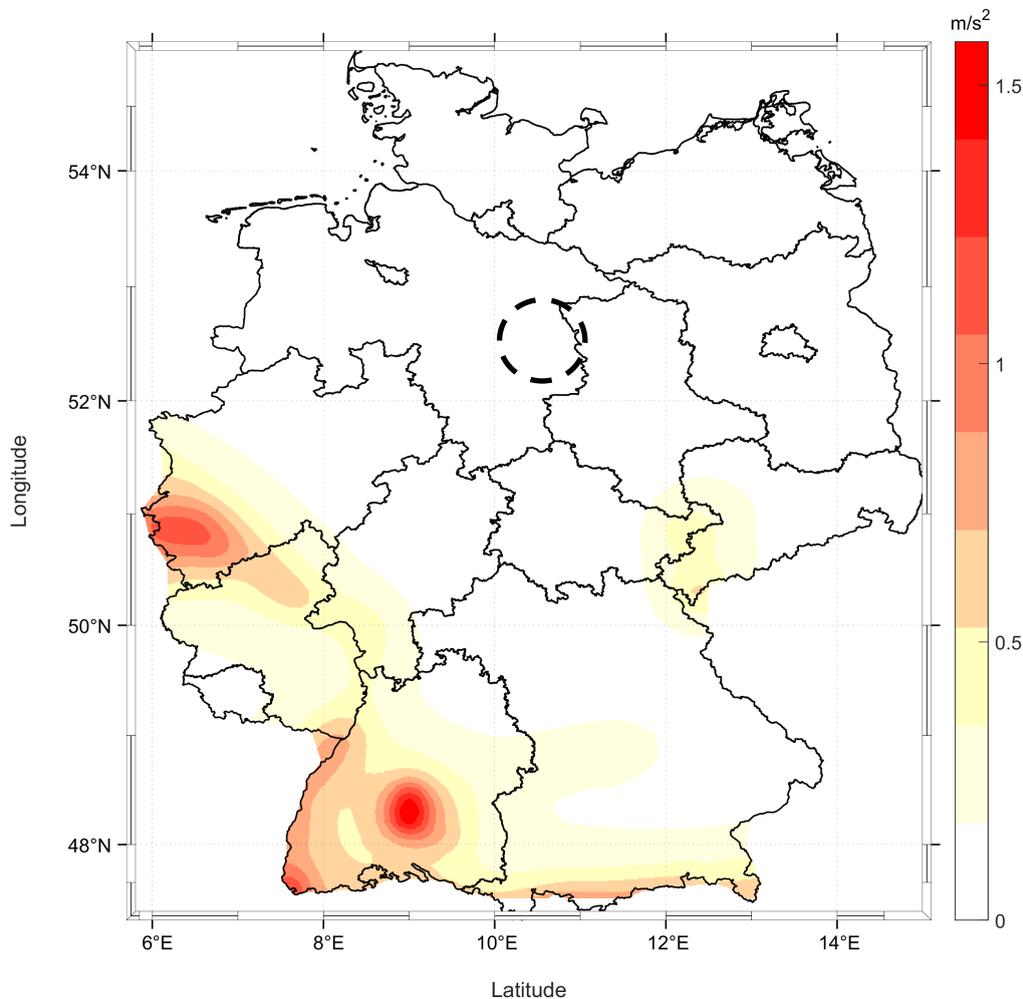


Abbildung 40: Seismische Gefährdungskarte für Deutschland nach Grünthal et al. (2018). Die Werte geben die mittlere Peak Ground Acceleration (PGA) in m/s^2 eines Erdbebens an, welche mit 10%-iger Wahrscheinlichkeit innerhalb 50 Jahren in den jeweiligen Gebieten überschritten wird. Das Potenzialgebiet ist durch einen gestrichelten Kreis markiert.

8.4.1. Tongesteine des Unterkarbons – Hangender Alaunschiefer

Da die Tongesteine des Unterkarbons bereits in Kapitel 8.1.1 allgemein beschrieben wurden, beinhaltet dieses Kapitel lediglich die allgemeine Beschreibung der Zielformation Hangender Alaunschiefer sowie dessen regionale Einordnung in Potenzialgebiet 4.

Der hier betrachtete Hangende Alaunschiefer ist überregional verbreitet und erstreckt sich westlich bis nach Belgien (Chokier-Formation) und in die Niederlande (Geverik-Schichtglied). Auch in Großbritannien sind im gleichen stratigrafischen Niveau organisch-reiche Tongesteine ausgebildet (Bowland Shale Formation). In östliche Richtung reichen äquivalente Sedimente vermutlich bis nach Polen. Aufgrund seines Auftretens als Zielformation im Bereich des südöstlichen Niedersachsen und im Bereich des Nordrandes des Rheinischen Schiefergebirges wird der Zielformationsname „Hangender Alaunschiefer“ zur besseren Zuordnung um den Zusatz „-Ost“ und“-West“ erweitert.

Die Tiefenverbreitung der Schichtenfolge des Unterkarbons im südöstlichen Niedersachsen basiert allein auf geophysikalischen Untersuchungen und Analogieschlüssen, da keine Tiefbohrung in diesem Gebiet das Unterkarbon erschlossen hat. Auf Basis anderer Tiefbohrungen und der Vorstellungen zur Faziesverbreitung während des Unterkarbons wird vermutet, dass das Potenzialgebiet den Übergang der küstenfernen zur küstennahen Kulmfazies umfasst und daher stärker von Sandstein-Einschaltungen beeinflusst ist. Analog zu anderen Regionen sind lithologisch dort auch Grauwacke-Tonschiefer-Wechselagerungen zu erwarten.

Der Hangende Alaunschiefer-Ost ist durch seine hohe Mächtigkeit als homogener Schichtkörper aufzufassen. Strukturell entspricht der Hangende Alaunschiefer-Ost seinem westlichen Pendant, wobei im Zuge der variszischen Gebirgsbildung der Hangende Alaunschiefer-Ost tektonisch stärker beansprucht wurde. Als Folge dessen ist eine lithologisch variierende Gesteinsformation zu erwarten, dessen geologische Komplexität durch permokarbone magmatische Ereignisse weiter erhöht wurde. Die Untersuchung verschiedener Tiefbohrungen zeigt, dass mächtige vulkanosedimentäre Abfolgen und/oder Intrusivkörper die Flächenverbreitungen des Hangenden Alaunschiefer durch Platznahme und Verdrängung allgemein reduzieren. Es ist zu vermuten, dass auch im Gebiet des östlichen Niedersachsens und der Altmark die räumliche Verbreitung des Hangenden Alaunschiefer-Ost eher lückenhaft ist.

Für die Potenzialgebiete im südöstlichen Niedersachsen wurde anhand paläogeographischer Annahmen eine mittlere Mächtigkeit von 100 m als wahrscheinlich erachtet und eine maximale Mächtigkeit von 250 m nicht ausgeschlossen. In Anbetracht der durch die variszische Gebirgsbildung verursachten Faltung, Verschuppung und Überschiebung der Formation ist in den Gebieten von einer deutlich höheren kumulativen Mächtigkeit auszugehen, bei der sogar eine Verdopplung der wahren Mächtigkeit als plausibel erachtet wird. Basierend auf verschiedenen Quellen wird angenommen, dass der Hangende Alaunschiefer im südöstlichen Niedersachsen flacher als 5.000 m liegt (vgl. Tabelle 8 in Anhang 15.1).

Überlagert wird der Hangende Alaunschiefer von Sand- und Tonsteinen des Bashkirium (Abbildung 41). Unterhalb des Hangenden Alaunschiefers sind Ton-, Kalk- und Sandsteine des unteren bis oberen Viseum anstehend.

Der C_{org} - Gehalt der Hangenden Alaunschiefer wird vor allem durch die Sandsteineinschaltungen beeinflusst. Daher ist die Abnahme des C_{org} - Gehalts von der beckenzentralen Fazies zur Beckenrandfazies plausibel. Für den Hangenden Alaunschiefer-Ost wird ein mittlerer C_{org} - Gehalt von 3,4 % als Muttergestein angenommen (vgl. Tabelle 8 in Anhang 15.1).

Es ist zu erwarten, dass im Hangenden Alaunschiefer im südöstlichen Niedersachsen durchgehend die thermische Reife des Gasfensters erreicht wird. Aufgrund der thermischen Überprägung der Hangenden Alaunschiefer im Bereich permokarbone magmatischer Aktivitäten ist zu erwarten, dass diese Bereiche überreif sind und kein Schiefergaspotenzial aufweisen.

Insgesamt ist die Flächenausweisung für das Schiefergaspotenzial des Hangenden Alaunschiefers

in dieser Region als vage anzusehen, da die Annahmen bezüglich Mächtigkeit, Tiefenlage etc. ausschließlich auf Interpolationen beruhen.

Aufgrund des prä-permischen Alters der Zielformation wird hier lediglich die Distanz zum magnetisch wirksamen Kristallin angegeben. Basierend auf Abbildung 19 in Reinhold (2005) und dem angegebenen Tiefenbereich der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8) ergibt sich für den Hangenden Alaunschiefer ein Mindestabstand zum magnetisch wirksamen Kristallin von ca. 4.000 m.

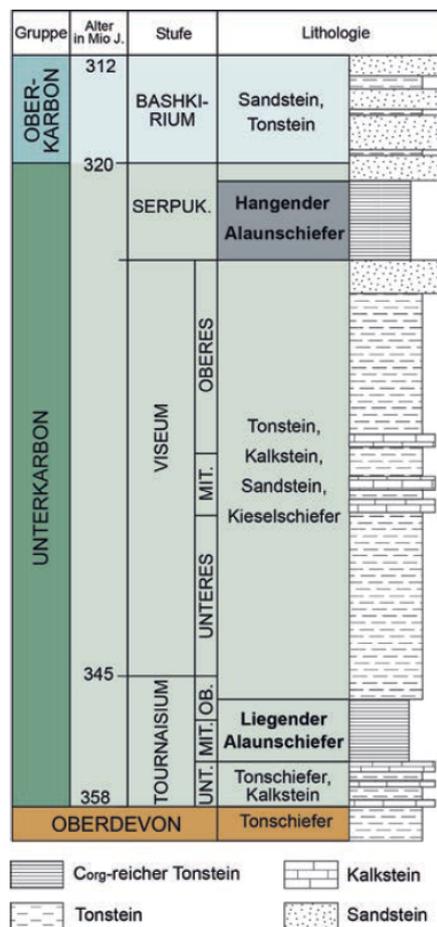


Abbildung 41: Stratigraphische Einstufung der Formationen der Kulmfazies im Unterkarbon (Abbildung aus BGR, 2016).

8.4.2. Posidonienschiefer des Unterjura

Da der Posidonienschiefer bereits in Kapitel 8.2.2 allgemein beschrieben wurde, beinhaltet dieses Kapitel lediglich die regionale Einordnung der Zielformation in Potenzialgebiet 4.

Das hier betrachtete Potenzialgebiet 4 umfasst das Vorkommen der bituminösen Posidonienschiefer im östlichsten Teil des Niedersächsischen Beckens in der Region Hannover. Das restliche Vor-

kommen innerhalb des Niedersächsischen Beckens wird von Potenzialgebiet 3 abgedeckt und wurde in Kapitel 8.3.1 behandelt. Dem hier betrachteten Vorkommen wird sowohl ein Schieferöl- als auch Schiefergaspotenzial zugeordnet.

Wie zuvor in Kapitel 8.2.2 beschrieben, wird der Posidonienschiefer nach Abbildung 30 von Ton- und Mergelsteinen des Obertoarcium und von Opalinuston-Schichten des Mittleren Jura überlagert. Unterhalb des Posidonienschiefers sind Ton- und Mergelsteine des Pliensbachium anstehend.

Analog zu den vorhergehenden Potenzialgebieten wird auch hier zur Untersuchung des Abstands der Zielformation zum Grundgebirge die Präperm-Oberfläche als Bezugsniveau angenommen. Basierend auf Abbildung 18 in Reinhold (2005) und des angegebenen Tiefenbereichs der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8) ergibt sich für den hier betrachteten Posidonienschiefer ein Mindestabstand von ca. 0 - 2.500 m. Der Mindestabstand zum magnetisch wirksamen Kristallin beträgt ca. 5.500 m, basierend auf Abbildung 19 in Reinhold (2005) und dem angegebenen Tiefenbereich der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8).

8.5. Potenzialgebiet 5

Das Potentialgebiet 5 umfasst die Region Nordrand Rheinisches Schiefergebirge und Niederrheinische Bucht. Hier sind überwiegend NW-SE bis NNW-SSE gerichtete Störungen vorherrschend (Abbildung 42).

Dem Spannungsfeld ist im Bereich des Potenzialgebiets keine eindeutige Orientierung zuzuordnen (Abbildung 43).

Im Bereich des Potenzialgebiets sind eine Vielzahl vorwiegend induzierter Erdbeben aufgetreten. Diese sind vornehmlich im nördlichen Potenzialgebiet im Bereich des Ruhrgebiets lokalisiert und sind eine Folge der Bergbauaktivitäten in dieser Region. Im Bereich der Zielformation am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges sind lediglich vereinzelte natürliche und induzierte Beben verortet (Abbildung 44). Die natürliche seismische Gefährdung im Potenzialgebiet 5 liegt gemäß der seismischen Gefährdungskarte von Deutschland (Grünthal et al., 2018) im mittleren Bereich mit einer mittleren PGA von maximal $0,6 \text{ m/s}^2$ für ein Erdbeben mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von 10% in 50 Jahren (Abbildung 45).

In diesem Gebiet ist der Hangende Alaunschiefer des Unterkarbons als relevante Zielformation anstehend. Kapitel 8.5.1 beinhaltet die allgemeine Beschreibung der Zielformation.

Eine tabellarische Zusammenfassung aller untersuchten Parameter ist in Kapitel 13.1 zu finden.

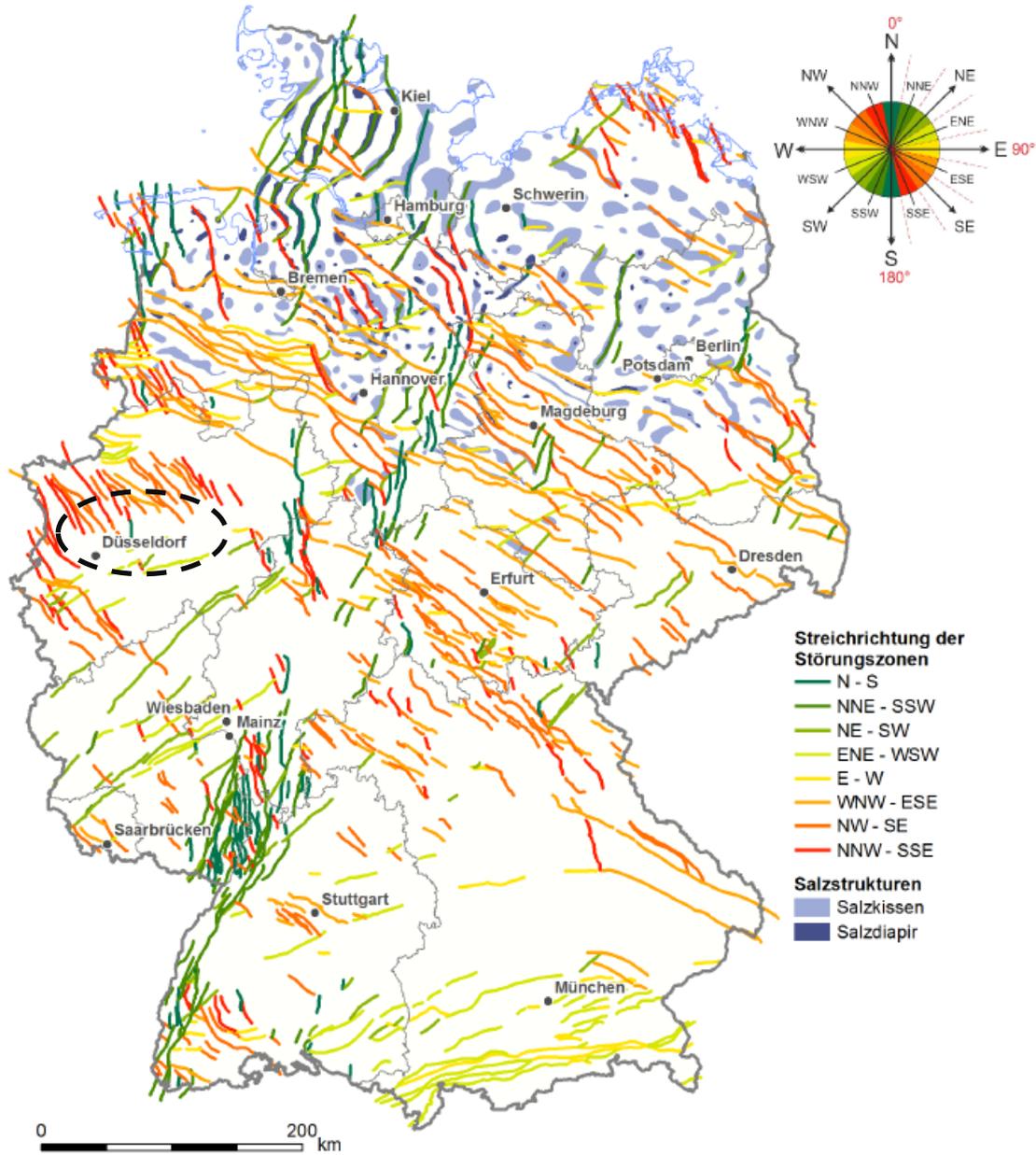


Abbildung 42: Übersichtskarte der generalisierten bedeutenden Störungszonen in Deutschland, farblich codiert nach ihrer Orientierung (Abbildung aus Schulz et al., 2013, © BGR Hannover). Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

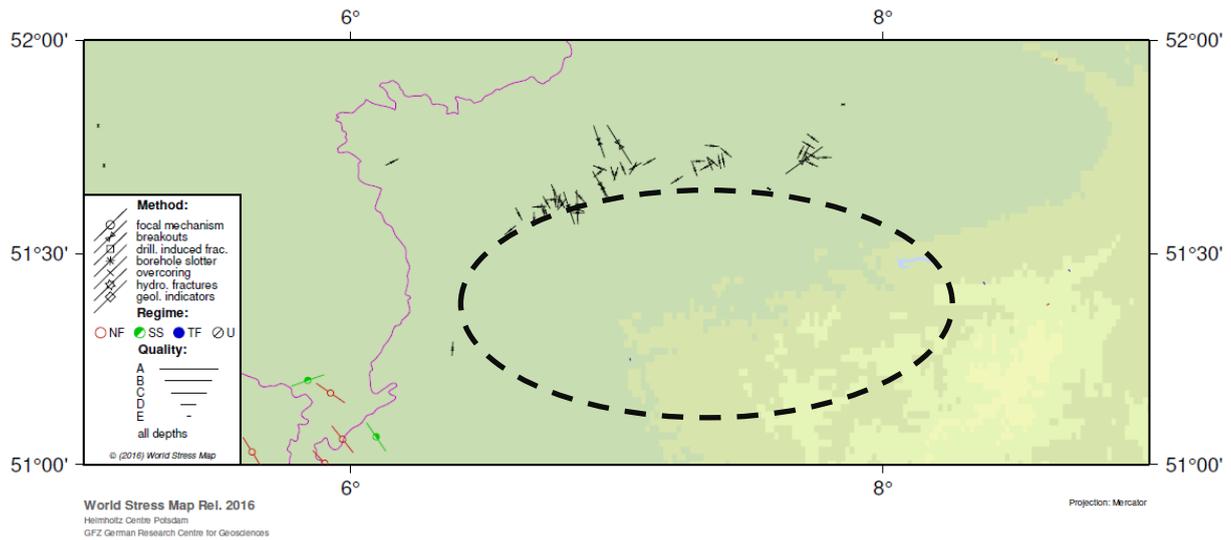


Abbildung 43: Orientierung des Spannungsfelds im Bereich des Potenzialgebiets 5. Datengrundlage ist die World Stress Map (Heidbach et al., 2016). Die Abbildung wurde mit CASMO (<http://www.world-stress-map.org/casmo>) erstellt. Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

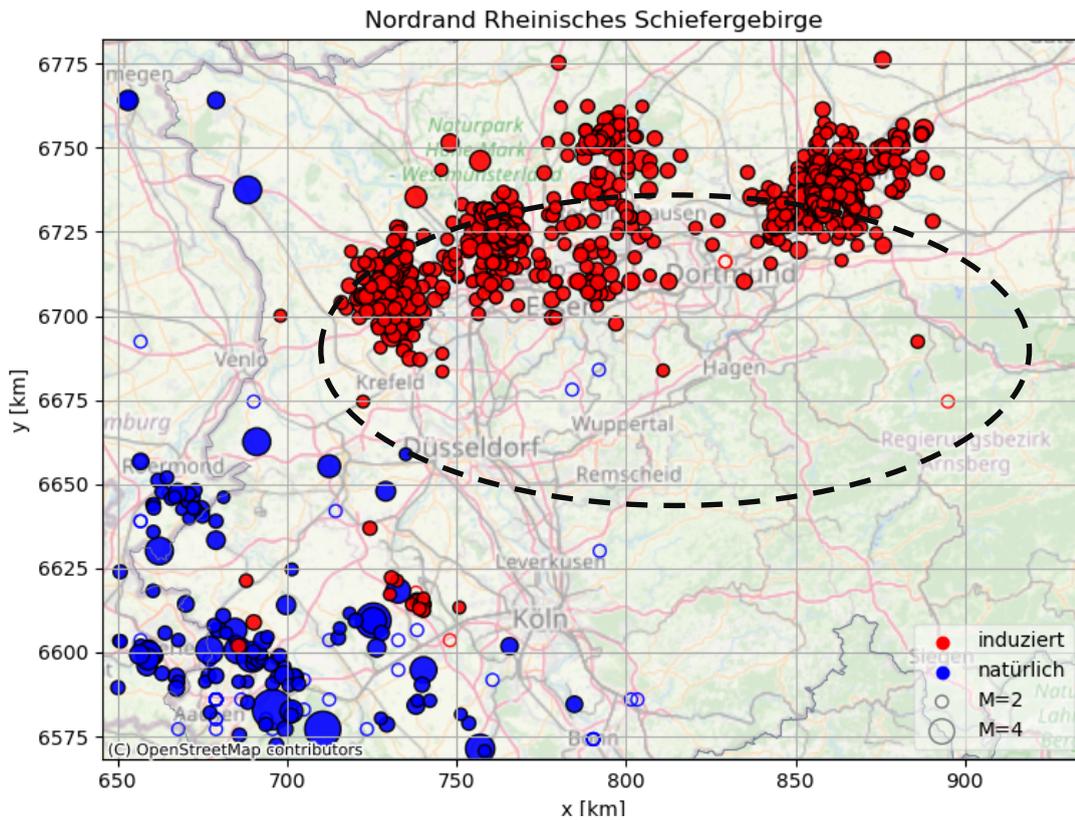


Abbildung 44: Natürliche (blau) und induzierte (rot) Erdbeben in der betreffenden Potenzialregion seit dem Jahr 800. Datengrundlage: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016 - Seismizitätskatalog, Stand 7.1.2021, heruntergeladen von geoviewer.bgr.de. Ungefüllte Marker weisen auf Erdbeben ohne Magnitudeninformation hin. Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

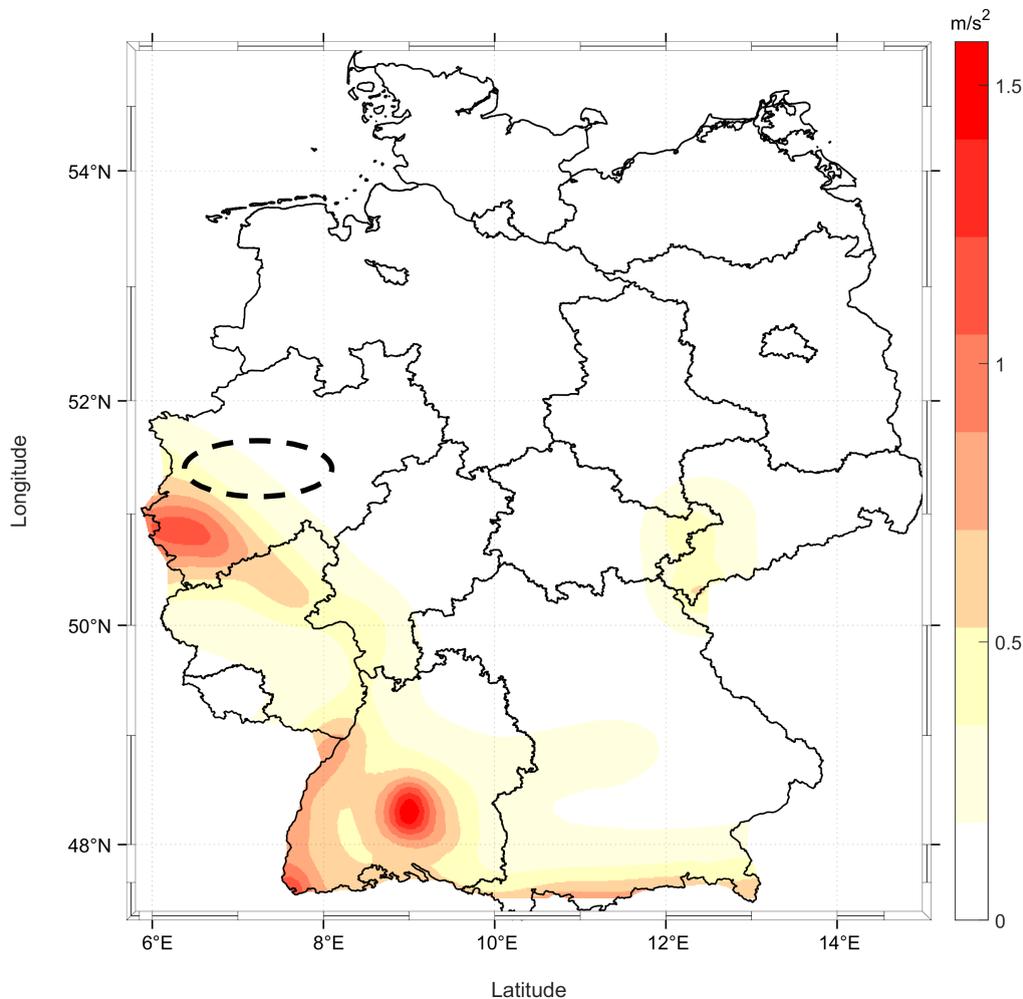


Abbildung 45: Seismische Gefährdungskarte für Deutschland nach Grünthal et al. (2018). Die Werte geben die mittlere Peak Ground Acceleration (PGA) in m/s^2 eines Erdbebens an, welche mit 10%-iger Wahrscheinlichkeit innerhalb 50 Jahren in den jeweiligen Gebieten überschritten wird. Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

8.5.1. Tongesteine des Unterkarbons – Hangender Alaunschiefer

Da die Tongesteine des Unterkarbons bereits in Kapitel 8.1.1 allgemein beschrieben wurden, beinhaltet dieses Kapitel lediglich die allgemeine Beschreibung der Zielformation Hangender Alaunschiefer sowie dessen regionale Einordnung in Potenzialgebiet 5.

Wie zuvor in Kapitel 8.4.1 beschrieben, ist der hier betrachtete Hangende Alaunschiefer überregional verbreitet und erstreckt sich westlich bis nach Belgien und in die Niederlande. Auch in Großbritannien sind im gleichen stratigrafischen Niveau organisch-reiche Tongesteine ausgebildet. In östliche Richtung reichen äquivalente Sedimente vermutlich bis nach Polen. Aufgrund seines Auftretens als Zielformation im Bereich des südöstlichen Niedersachsens und im Bereich des Nordrandes des Rheinischen Schiefergebirges wird, wie schon in Kapitel 8.4.1 erwähnt, der Zielformationsname Hangender Alaunschiefer zur besseren Zuordnung um den Zusatz „-Ost“ und“-West“ erweitert.

Der westlich gelegene Teil des Hangenden Alaunschiefers (Hangender Alaunschiefer-West) streicht am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges aus und taucht unter das Münsterländer Kreidebecken ab. Am Nordrand bzw. nördlich des Münsterländer Kreidebeckens liegt der Hangende Alaunschiefer-West bereits durchweg unterhalb der Tiefengrenze von 5.000 m. Die Mächtigkeit des Hangenden Alaunschiefer-West wurde durch Modellierungen auf durchschnittlich 30 m bestimmt, wobei die Mächtigkeit im Rheinischen Schiefergebirge regional relativ stark schwankt (4-110 m). Richtung Norden (Münsterland) nimmt die Mächtigkeit leicht ab.

Wie schon in Kapitel 8.4.1 beschrieben, wird der Hangende Alaunschiefer von Sand- und Tonsteinen des Bashkirium überlagert (Abbildung 41). Unterhalb des Hangenden Alaunschiefers sind Ton-, Kalk- und Sandsteine des unteren bis oberen Viseum anstehend.

Der Hangende Alaunschiefer-West weist eine während der variszischen Gebirgsbildung für das Rhenohercynikum typische tektonische Beanspruchung auf. Vorherrschend ist ein großräumiger Faltenbau mit herzynisch (NW-SE) streichenden Sattel- und Muldenachsen mit NW-vergenten Falten. Daraus resultieren ein vorherrschend herzynisch sowie ein dazu senkrecht verlaufendes Störungssystem. Abbildung 42 bestätigt die vorherrschende herzynische Störungsorientierung (überwiegend NW-SE bis NNW-SSE).

Der C_{org} - Gehalt des Hangenden Alaunschiefer-West beträgt am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges durchschnittlich 2,5 % (vgl. Tabelle 8 in Anhang 15.1) und ist damit konform mit publizierten Durchschnittswerten von 2,9 %. Das organische Material der Kulmfazies am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges zeigt eine durchweg hohe bis sehr hohe thermische Beanspruchung mit VR-Werten im Bereich von 2,5-5,1 %. Die Schichtenfolge des Unterkarbon im Sauerland und Rheinischen Schiefergebirge gilt daher als bereits überreif ohne nennenswertes Gaspotenzial, lediglich am Südrand des Ruhrgebiets, wo die Schichtenfolge des Unterkarbon nach Norden unter das Münsterländer Kreidebecken abtaucht, ist ein Schiefergaspotenzial zu erwarten. Die insgesamt hohe thermische Reife des Hangenden Alaunschiefer-West ist der limitierende Faktor für die entsprechende Ausweisung der Flächen mit Schiefergaspotenzial am Südrand des Ruhrgebiets.

Da der Hangende Alaunschiefer als Teil des variszischen Grundgebirges geführt wird, ist eine Bestimmung der Distanz zum Grundgebirge hinfällig. Die Distanzabschätzung der Zielformation zur Kristallinoberfläche ist aufgrund nicht gesicherter Erkenntnisse bzgl. der Tiefenlage des hochmetamorphen Kristallins (Reinhold, 2005) in dieser Region ebenfalls nicht möglich.

8.6. Potenzialgebiet 6

Das Potentialgebiet 6 umfasst den nördlichen bis mittleren Teil des Oberrheingrabens. Hier sind überwiegend N-S bis NNE-SSW gerichtete Störungszonen vorherrschend, wobei vereinzelt auch NE-SW orientierte Störungen vorzufinden sind (Abbildung 46). Hauptsächlich im nördlichen Bereich des Oberrheingrabens sind zudem NNW-SSE gerichtete Strukturen erkennbar.

Das Spannungsfeld ist im Bereich des Potenzialgebiets vorwiegend NW-SE ausgerichtet (Heidbach et al., 2016). Diese Hauptspannungsrichtung ist übereinstimmend mit der regionalen Spannungsorientierung, die bspw. von Schwarz und Henk (2005) dem Oberrheingraben für den Zeitraum Miozän bis heute zugewiesen wurde. Vereinzelt sind im Potenzialgebiet auch NNW-SSE gerichtete Orientierungen nachgewiesen (Abbildung 47).

Der Oberrheingraben zeichnet sich durch eine mittlere bis hohe seismische Aktivität aus (Abbildung 48). Der überwiegende Teil der aufgetretenen Seismizität besteht aus natürlichen Erdbeben kleinerer bis mittlerer Magnitude, wobei vereinzelt auch induzierte Seismizität im Zuge geothermischer Projekte aufgetreten ist. Die natürliche seismische Gefährdung im Potenzialgebiet 6 liegt gemäß der seismischen Gefährdungskarte von Deutschland (Grünthal et al., 2018) im mittleren Bereich mit einer mittleren PGA von maximal $0,8 \text{ m/s}^2$ für ein Erdbeben mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von 10 % in 50 Jahren (Abbildung 49).

Im Potenzialgebiet 6 wurden zwei Tongesteininformationen mit potenzieller Höffigkeit bzgl. Schieferöl/ Schiefergas identifiziert: der Posidonienschiefer des Unteren Jura und der Fischechiefer des Oligozäns. In Kapitel 8.6.1 bis 8.6.2 werden die einzelnen Zielformationen beschrieben.

Eine tabellarische Zusammenfassung aller untersuchten Parameter ist in Kapitel 15.1 zu finden.

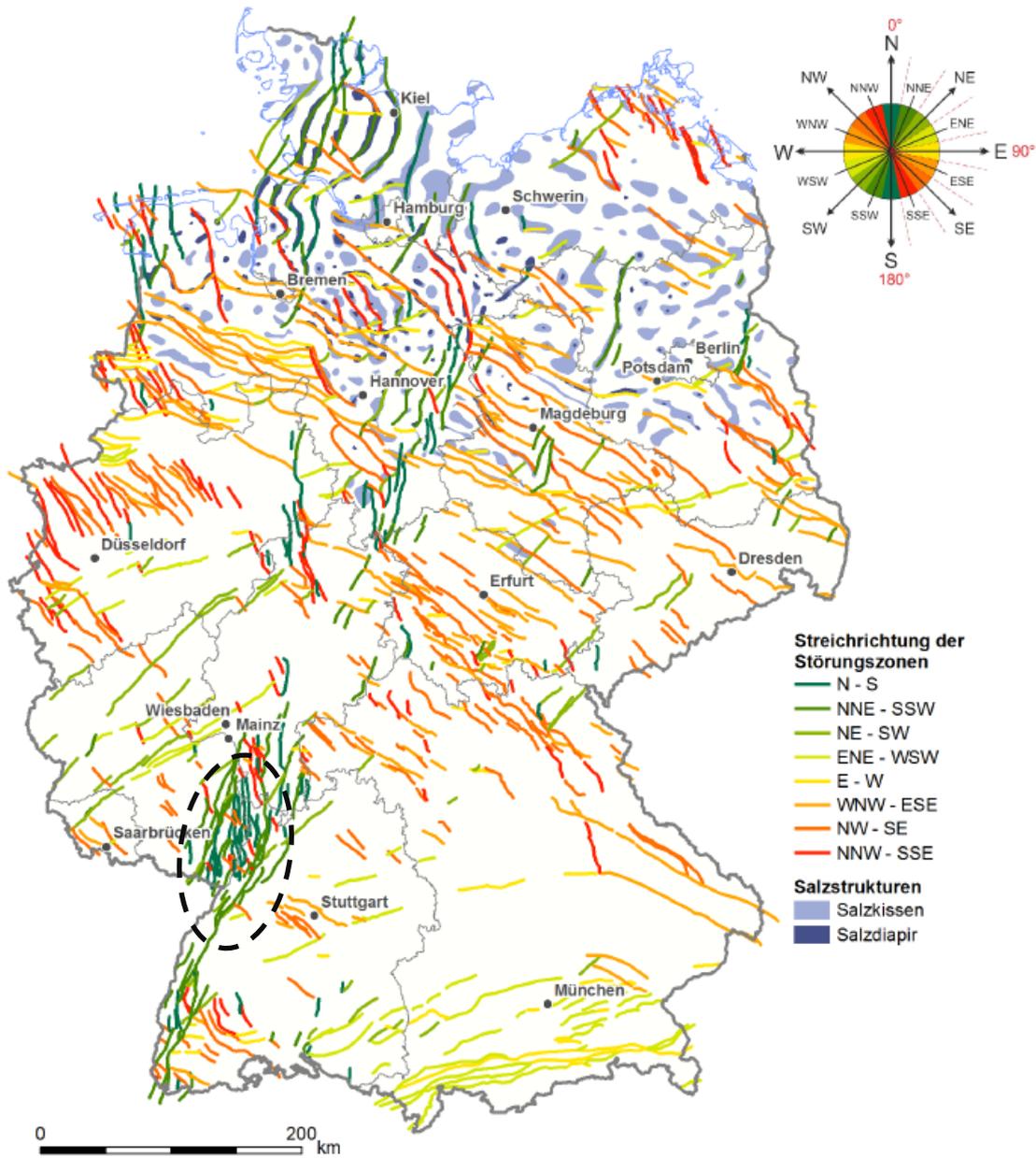


Abbildung 46: Übersichtskarte der generalisierten bedeutenden Störungszonen in Deutschland, farblich codiert nach ihrer Orientierung (Abbildung aus Schulz et al., 2013, © BGR Hannover). Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

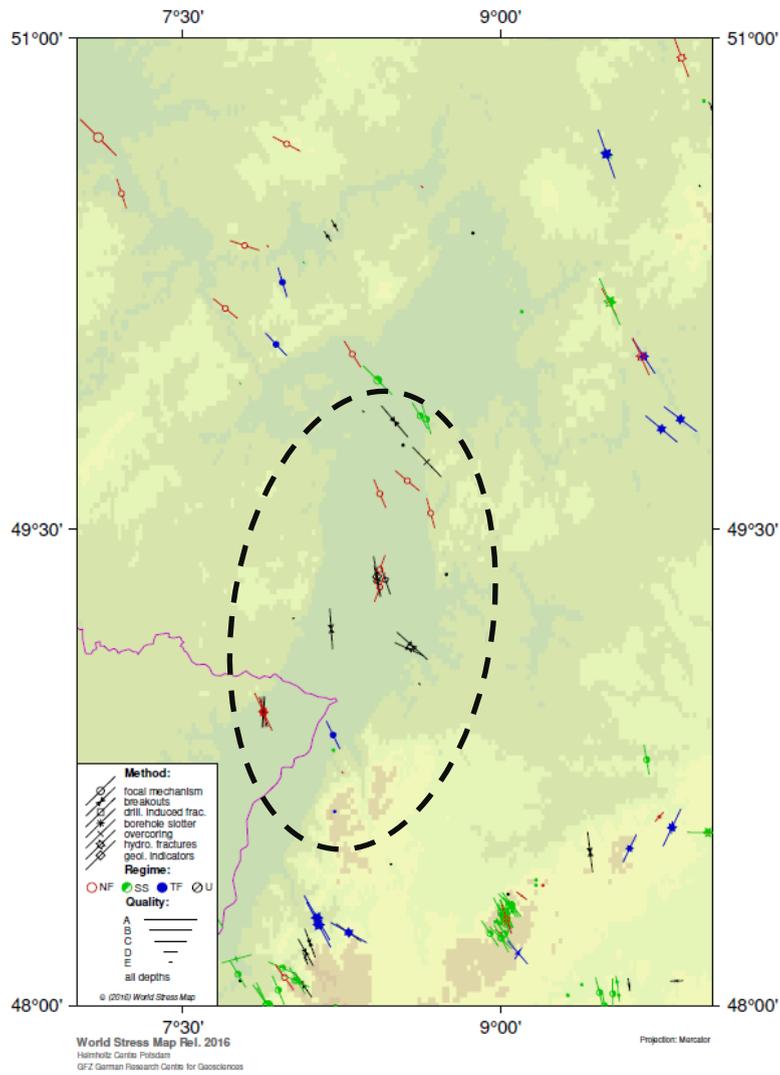


Abbildung 47: Orientierung des Spannungsfelds im Bereich des Potenzialgebiets 6. Datengrundlage ist die World Stress Map (Heidbach et al., 2016). Die Abbildung wurde mit CASMO (<http://www.world-stress-map.org/casmo>) erstellt. Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

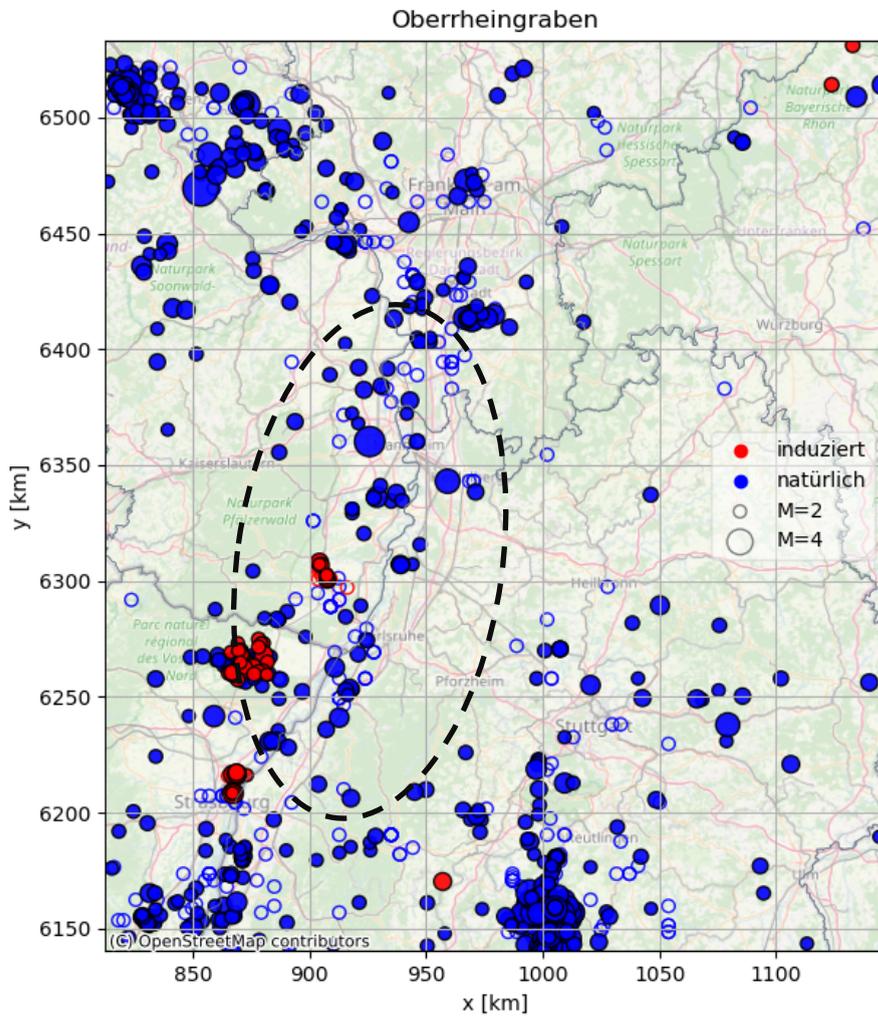


Abbildung 48: Natürliche (blau) und induzierte (rot) Erdbeben in der betreffenden Potenzialregion seit dem Jahr 800. Datengrundlage: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016 - Seismizitätskatalog, Stand 7.1.2021, heruntergeladen von geoviewer.bgr.de. Ungefüllte Marker weisen auf Erdbeben ohne Magnitudeninformation hin. Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

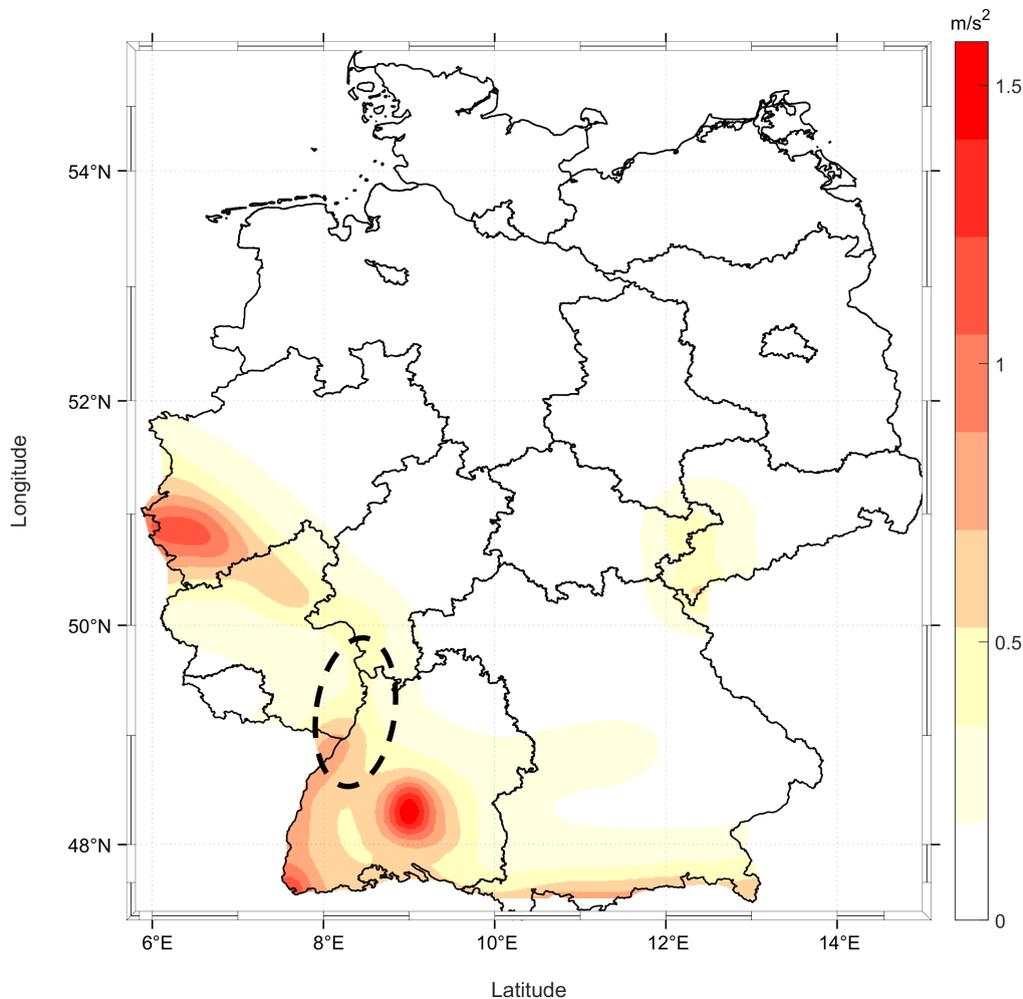


Abbildung 49: Seismische Gefährdungskarte für Deutschland nach Grünthal et al. (2018). Die Werte geben die mittlere Peak Ground Acceleration (PGA) in m/s^2 eines Erdbebens an, welche mit 10%-iger Wahrscheinlichkeit innerhalb 50 Jahren in den jeweiligen Gebieten überschritten wird. Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

8.6.1. Posidonienschiefer des Unterjura

Da der Posidonienschiefer bereits in Kapitel 8.2.2 allgemein beschrieben wurde, beinhaltet dieses Kapitel lediglich die regionale Einordnung des Posidonienschiefers in Potenzialgebiet 6.

Der Posidonienschiefer ist im Bereich des Oberrheingrabens als Teil der mesozoischen Grabenfüllung aufgrund der mächtigen jüngeren Überdeckung nur aus tiefen Bohrungen und seismischen Profilen bekannt. Lediglich an den Grabenschultern tritt er oberflächennah auf.

Die Mächtigkeit des Posidonienschiefers liegt in weiten Bereichen des Oberrheingrabens bei 20 - 25 m wobei im mittleren Oberrheingraben auch Mächtigkeiten um 30 m erreicht werden (vgl. Tabelle 8 in Anhang 15.1). In südlicher Richtung liegen die Mächtigkeiten unterhalb 20 m.

Wie zuvor in Kapitel 8.2.2 beschrieben, wird der Posidonienschiefer von Ton- und Mergelsteinen des Obertoarcium und von Opalinuston-Schichten des Mittleren Jura überlagert (Abbildung 30). Unterhalb des Posidonienschiefers sind Ton- und Mergelsteine des Pliensbachium anstehend.

Allgemein ist der Posidonienschiefer im Oberrheingraben durch das staffelartige Bruchsystem stark zerblockt. Die thermische Reife des organischen Materials des Posidonienschiefers im Oberrheingraben liegt bei Werten von über 1,0 % VR, was in erster Linie auf ein Gasbildungspotenzial in größerer Tiefe hinweist.

Zur Abschätzung der Distanz zwischen Zielformation und Grundgebirge wurden für das Potenzialgebiet 6 geologische Querprofile des Oberrheingrabens aus den Datenbeständen des EU-Projekts GeORG hinzugezogen (GeORG-Projektteam, 2013). Basierend auf den geologischen Querprofilen kann eine Distanz zum Grundgebirge von ca. 1.000 – 2.000 m abgeschätzt werden. Es ist jedoch anzumerken, dass aufgrund des Bruchschollensystems Störungen mit großem Versatz auftreten, die geringere Abstände zwischen Zielformation und Grundgebirge bis hin zu direktem Kontakt ermöglichen.

8.6.2. Fischeschiefer des Oligozäns

Im Unteroligozän trennten die deutschen Mittelgebirge das nördliche Randmeer (Nord- und Ostsee – Vorläufer) vom Paläo-Mittelmeer. Über die Hessische Senke bestand eine Verbindung zum Oberrheingraben und Mainzer Becken, die sich vermutlich nach Süden bis zum Molassebecken fortsetzte. Infolge mariner Vorstöße (Rupel-Transgression) kam es in den tiefen Beckenbereichen des Oberrheingrabens und des Mainzer Beckens zur Ablagerung organisch-reicher, dunkelgrau bis schwarzer, toniger Sedimente (Fischeschiefer der Bodenheim-Formation). Etwa zeitgleich lagerten sich auch im Molassebecken nördlich der Alpen ähnliche organisch-reiche Sedimente ab, die Fischeschiefer der älteren Unteren Meeresmolasse.

Während der Rupel-Transgression bildeten sich im Oberrheingraben und Mainzer Becken zwei Faziesbereiche aus. Zum einen entstand die vollmarine Bodenheim-Formation mit Tongesteinabfolgen, die im gesamten Oberrheingraben und Mainzer Becken verbreitet sind. Der mittlere Abschnitt der Bodenheim-Formation (Fischeschiefer) ist durch feingeschichtete bis laminierte, dunkelbraune bis grauschwarze, organisch-reiche mergelige Tongesteine und karbonatische Siltgesteine in Wechsellagerung gekennzeichnet. Auf kurze Distanz verzahnt sich die Bodenheim-Formation, und damit auch der Fischeschiefer, mit der auf Grabenrandbereiche beschränkten, grobklastischen Küstenfazies (Meeressande der Alzey-Formation).

Der Fischeschiefer der Bodenheim-Formation lagert im Oberrheingraben weitgehend horizontal, ist jedoch durch Staffelbrüche zerblockt und in verschiedene Tiefenniveaus abgesenkt. Die größten Versatzbeträge treten dabei an den Grabenrändern auf. Im zentralen und nördlichen Oberrheingraben lagert der Fischeschiefer der Bodenheim-Formation gewöhnlich unterhalb von 1.000 m und ist dort auch nur aus Tiefbohrungen bekannt. Die größten Tiefen werden mit über 3.000 m im Heidelberg-Mannheim-Teilgraben erreicht. Im südlichen Grabenbereich sind die maximalen Tiefen meistens deutlich geringer als 1.000 m. Im Mainzer Becken sind die maximalen Tiefen durchgehend flacher als 1.000 m.

Die Mächtigkeit des Fischeschiefer liegt zwischen 10 m und 30 m (minimal 3 m) im mittleren und

südlichen Oberrheingraben und bis 50 m im nördlichen Bereich des Oberrheingrabens. Im Zentrum des Mainzer Beckens erreichen sie je nach Lage im Mittel 25 m bzw. 40 m und maximal 80 m. Basierend auf den Angaben aus der Literatur ist davon auszugehen, dass der Fischechiefer im nördlichen Oberrheingraben wahrscheinlich flächendeckend sowie im mittleren Oberrheingraben lokal eine Mächtigkeit von mehr als 20 m erreicht (vgl. Tabelle 8 in Anhang 15.1). Eine verlässliche geografische Ausweisung der Bereiche mit Mächtigkeiten oberhalb 20 m ist aufgrund der Datenlage jedoch nicht möglich.

Überlagert wird der Fischechiefer von Mergel- und Sandsteinen des oberen Rupeliums (*Meletta*-Schichten und Cyrenenmergel, vergleiche Abbildung 50). Unterhalb des Fischechiefers sind Mergelsteine der Bodenheim-Formation anstehend, gefolgt von Mergel- und Sandsteinen sowie Salz des unteren Rupeliums.

Mit einem C_{org} - Gehalt von bis zu 10 % wird der Fischechiefer als potenzielles Muttergestein angesehen. Im zentralen Oberrheingraben weist die Literatur einen durchschnittlichen C_{org} - Gehalt von 4 % aus. Basierend auf den vorliegenden Daten zur thermischen Reife wird das Ölfenster in weiten Bereichen des mittleren und nördlichen Teils des Oberrheingrabens erreicht (Entstehung von zumeist kleinräumigen Erdöllagerstätten), während die thermische Reife zur Bildung von Erdgas nur lokal im Erdgasfeld Frankenthal erreicht wird. Im Bereich des Grabenrandes und der Grabenschultern weist der Fischechiefer nur niedrige Reifen außerhalb des Ölfensters auf.

Analog zu Kapitel 8.6.1 wurde auch hier zur Abschätzung der Distanz zwischen Zielformation und Grundgebirge die geologischen Querprofile des Oberrheingrabens aus den Datenbeständen des EU-Projekts GeORG hinzugezogen (GeORG-Projektteam, 2013). Basierend auf den geologischen Querprofilen kann eine Distanz zum Grundgebirge von ca. 1.000 m abgeschätzt werden. Es ist jedoch anzumerken, dass aufgrund des Bruchschollensystems Störungen mit großem Versatz am Grabenrand auftreten, die geringere Abstände zwischen Zielformation und Grundgebirge bis hin zu direktem Kontakt ermöglichen.

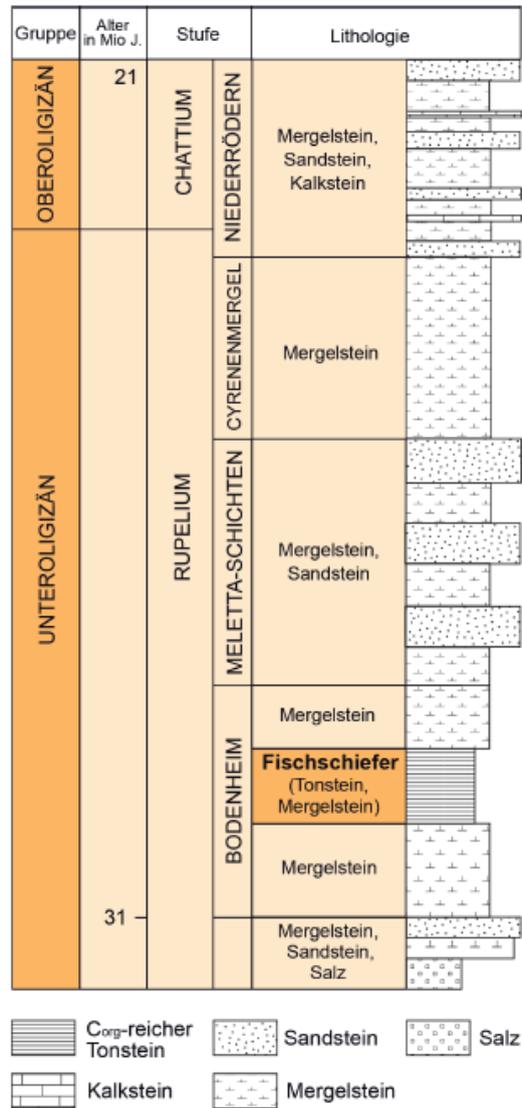


Abbildung 50: Stratigrafische Gliederung des Unteroligozän im Oberrheingraben und Mainzer Becken und Einstufung des Fischschiefers (Abbildung aus BGR, 2016).

8.7. Potenzialgebiet 7

Das Potentialgebiet 7 umfasst den Bereich des südwestlichen Molassebeckens sowie die nordöstliche Verlängerung des Nordschweizer Beckens. Im Bereich des südwestlichen Molassebeckens sind überwiegend ENE-WSW gerichtete Störungszonen vorherrschend (Abbildung 51). Im Bereich der nordöstlichen Fortsetzung des Nordschweizer Beckens sind dagegen nur wenige Störungen aufgeführt, welche größtenteils nur außerhalb des betrachteten Bereichs kartiert sind und verschiedene Orientierungen aufweisen. Nördlich des Bodensees liegende Störungen zeigen ebenfalls eine ENE-WSW gerichtete Orientierung auf, während im westlichen Teil vereinzelt NW-SE gerichtete Störungen das Potenzialgebiet schneiden.

Das Spannungsfeld ist im Bereich des Nordschweizer Beckens vorwiegend NNW-SSE ausgerichtet (Heidbach et al., 2016). Im Verbreitungsgebiet des potenziell höffigen tertiären Fischschiefers ist die Ausrichtung des Spannungsfelds durch Messwerte kaum belegt (Abbildung 52).

Potenzialgebiet 7 zeichnet sich durch eine mittlere bis hohe seismische Aktivität aus, wobei der überwiegende Teil der Seismizität natürlichen Ursprungs ist und im Bereich des Nordschweizer Beckens bzw. seiner nordöstlichen Verlängerung lokalisiert ist (Abbildung 53). Im südlichen Bereich des Potenzialgebiets sind zudem induzierte Erdbeben lokalisiert, welche mit dem Geothermieprojekt in St. Gallen assoziiert sind.

Die natürliche seismische Gefährdung im Potenzialgebiet 7 liegt gemäß der seismischen Gefährdungskarte für Deutschland (Grünthal et al., 2018) im mittleren Bereich mit einer mittleren PGA von maximal $0,8 \text{ m/s}^2$ für ein Erdbeben mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von 10 % in 50 Jahren (Abbildung 54).

Im Potenzialgebiet 7 wurden zwei Tongesteinformationen mit potenzieller Höffigkeit bzgl. Schieferöl/ Schiefergas identifiziert: der Fischschiefer des Oligozäns im Molassebecken und das Permo-karbon des Nordschweizer Beckens. In Kapitel 8.7.1 bis 8.7.2 werden die einzelnen Zielformationen beschrieben.

Eine tabellarische Zusammenfassung aller untersuchten Parameter ist in Kapitel 15.1 zu finden.

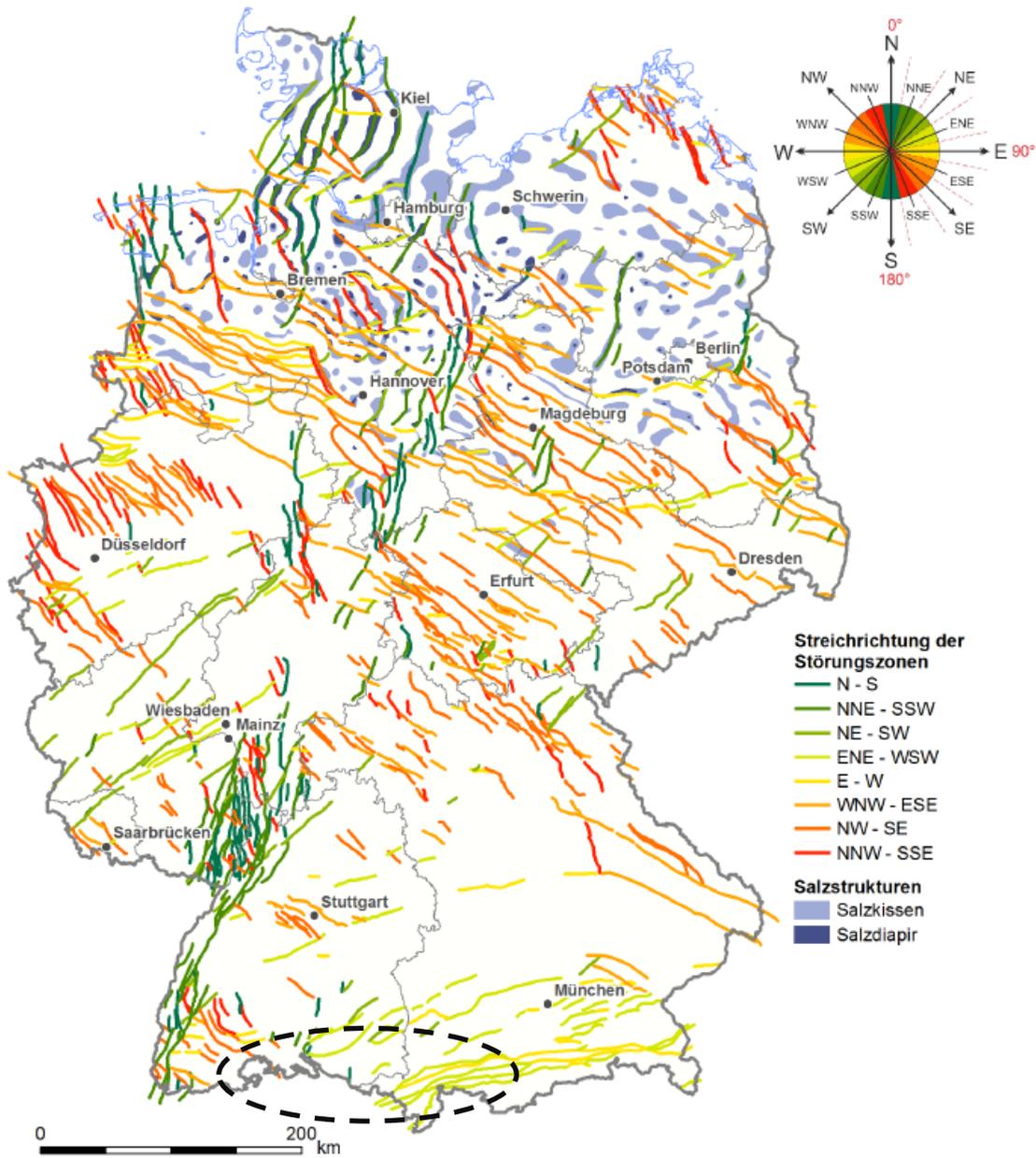


Abbildung 51: Übersichtskarte der generalisierten bedeutenden Störungszonen in Deutschland, farblich codiert nach ihrer Orientierung (Abbildung aus Schulz et al., 2013, © BGR Hannover). Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

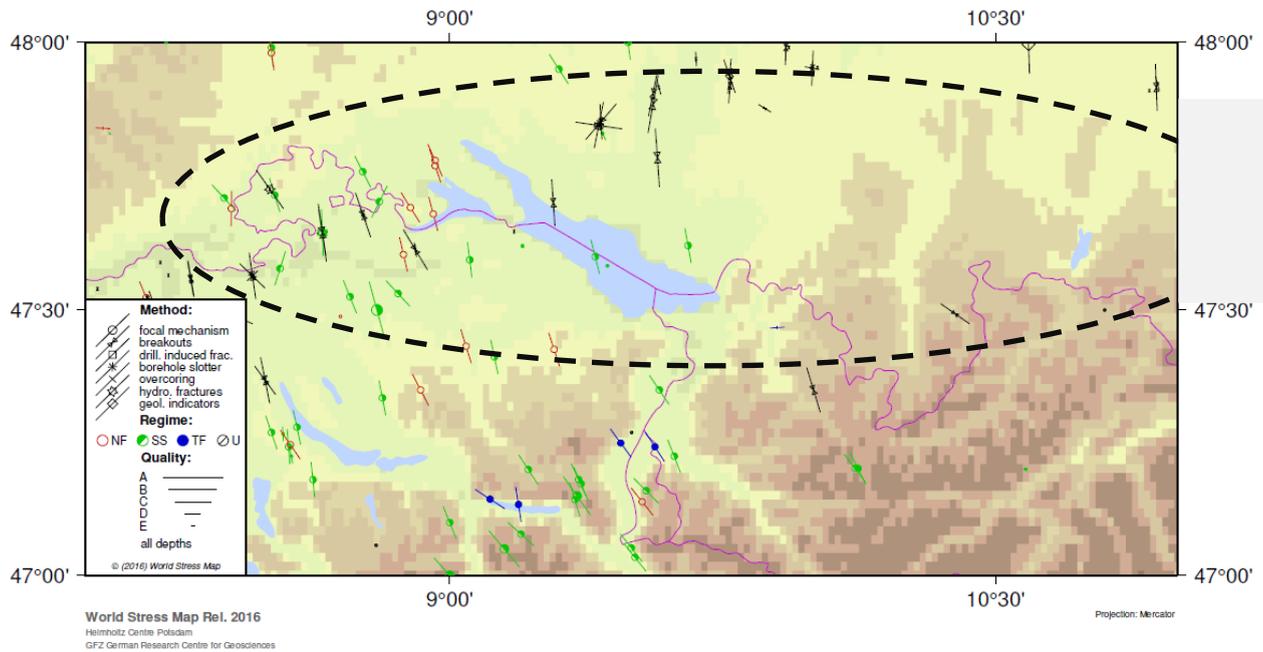


Abbildung 52: Orientierung des Spannungsfelds im Bereich des Potenzialgebiets 7. Datengrundlage ist die World Stress Map (Heidbach et al., 2016). Die Abbildung wurde mit CASMO (<http://www.world-stress-map.org/casmo>) erstellt. Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

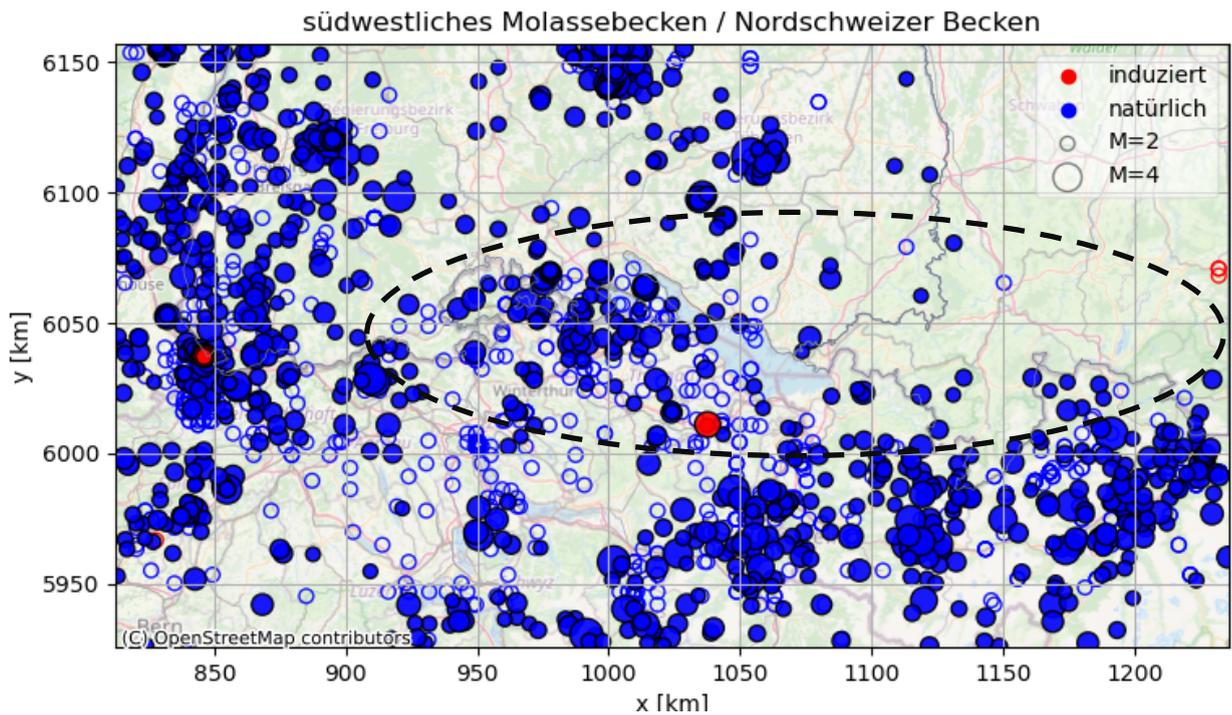


Abbildung 53: Natürliche (blau) und induzierte (rot) Erdbeben in der betreffenden Potenzialregion seit dem Jahr 800. Datengrundlage: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016 - Seismizitätskatalog, Stand 7.1.2021, heruntergeladen von geoviewer.bgr.de. Ungefüllte Marker weisen auf Erdbeben ohne Magnitudeninformation hin. Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

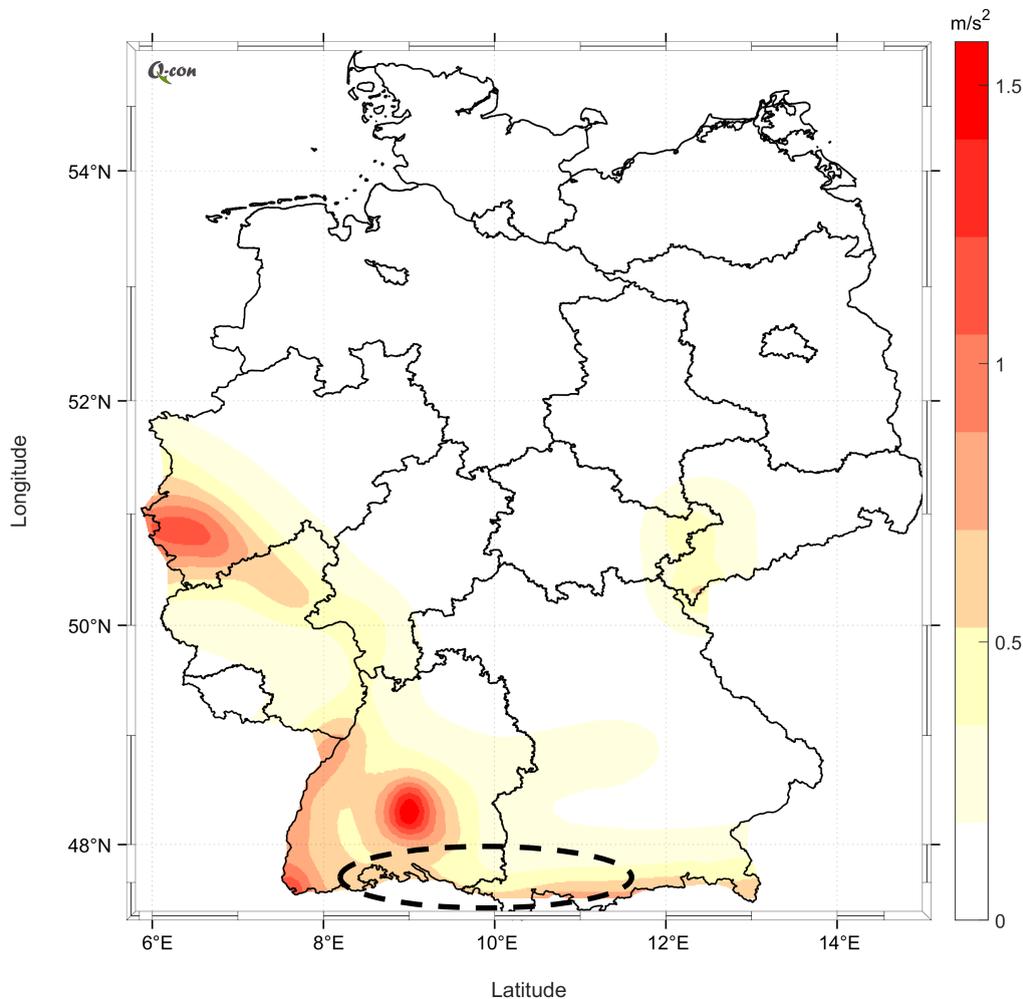


Abbildung 54: Seismische Gefährdungskarte für Deutschland nach Grünthal et al. (2018). Die Werte geben die mittlere Peak Ground Acceleration (PGA) in m/s^2 eines Erdbebens an, welche mit 10%-iger Wahrscheinlichkeit innerhalb 50 Jahren in den jeweiligen Gebieten überschritten wird. Das Potenzialgebiet ist durch eine gestrichelte Ellipse markiert.

8.7.1. Fischechiefer des Oligozäns

Da die Ablagerungsbedingungen des Fischechiefer bereits in Kapitel 8.6.2 allgemein beschrieben wurden, beinhaltet dieses Kapitel lediglich die allgemeine Beschreibung des Fischechiefers im südwestlichen Teil des Molassebeckens und dessen regionale Einordnung.

Der Fischechiefer der Unteren Meeresmolasse bildete sich während eines flachmarinen Vorstoßes des Tethys-Meeres von Osten in das nördlich der Alpen gelegene Molassebecken. Aufgrund Süßwassereintragen aus dem angrenzenden Festland entwickelte sich ein brackisches Milieu, in dem sich nach Westen bis zum Bodensee unter anoxischen Bedingungen feingeschichtete, teils feinsandige Mergel bis Tonmergel mit feinlaminierten Wechsellagerungen von bituminösen Ton- und Karbonatlagen ablagerten. Richtung WSW ist der Fischechiefer mit sandig-mergeligen Ablagerungen verzahnt, dessen Klastika als Schüttungen vom südlich gelegenen Festland zu sehen sind. Insgesamt ist die Schichtenfolge nur lückenhaft aus wenigen Bohrprofilen bekannt. Aufschlüsse der Unteren Meeresmolasse beschränken sich auf die subalpine Molassezone am Alpenrand.

Überlagert wird der Fischechiefer von Kalksteinen sowie Mergel- und Sandsteinen des mittleren und oberen Kiscellium (Abbildung 55). Unterhalb der Zielformation sind Kalksteine des Obereozäns anstehend.

Im Bereich der ungefalteten Vorlandmolasse taucht der Fischechiefer zum Alpenbogen hin ab. Seine Tiefenlage wird dort auf durchschnittlich 3.000 m geschätzt und es werden ruhige Lagerungsverhältnisse angenommen. Im Bereich der subalpinen Molassezone kommt es dagegen aufgrund der vorherrschenden Verschuppung sowie des Deckenbaus infolge der Raumverkürzungen zu Schichtwiederholungen. Ein oberflächliches Ausstreichen des Fischechiefers im Bereich der Schuppen und Mulden ist genauso möglich wie eine gleichzeitige Lagerung auch in größeren Tiefen von rund 4.000 m. Im Verbreitungsgebiet der überfahrenen Molasse (Faltenmolasse) ist ein weiteres Auftreten des Fischechiefer in einer Tiefe von etwa 4.000 – 5.000 m zu erwarten, welches die Fischechieferhorizonte in der subalpinen Molassezone in einem tieferen Stockwerk unterlagert. Unter dem Alpenorogen ist mit einer weiteren Fortsetzung des Fischechiefers in Tiefen größer 5.000 m zu rechnen. Aufgrund der Lithologie fungierten diese Schichten während der Deckenbewegungen vermutlich als Gleitbahn.

Die C_{org} - Gehalte in der Ostmolasse liegen zwischen 2 % und 4 %. Aufgrund der Zusammensetzung des organischen Materials ist der Fischechiefer in erster Linie als ein Muttergestein mit sehr gutem Ölbildungspotenzial und nur nachrangigem Gaspotenzial anzusehen. In der Westmolasse sind lokal aus dem stratigrafischen Niveau des Fischechiefers über 20 m mächtige Profilabfolgen teilweise mit C_{org} - Gehalten von über 2 % belegt.

Generell wird die für die Erdölbildung nötige Reife im Molassebecken erst in Tiefen von mehreren Kilometern erreicht. Bei der Betrachtung der thermischen Reife sind Ost- und Westmolasse getrennt zu betrachten. Während die extrapolierten Vitrinitreflexionswerte in der Ostmolasse deutlich unterhalb 0,5 % VR liegen, wird im Bereich der Westmolasse die thermische Reife zur Bildung von Erdöl im stratigrafischen Niveau des Fischechiefer lokal im Raum zwischen Bodensee und Isar erreicht. Somit liegen im Allgäu möglicherweise größere Flächenbereiche des Fischechiefers der überfahrenen Molasse im Ölfenster.

Aufgrund der variierenden Tiefenlage des Fischechiefers im Bereich des Potenzialgebiets ist der Abstand zur Kristallin-Oberfläche mit großen Unsicherheiten behaftet. Basierend auf Abbildung 14 in Reinhold (2005) und des angegebenen Tiefenbereichs der Zielformation (siehe Kapitel 15.1, Tabelle 8) beträgt der Mindestabstand zur Kristallin-Oberfläche ca. 800 - 900 m.

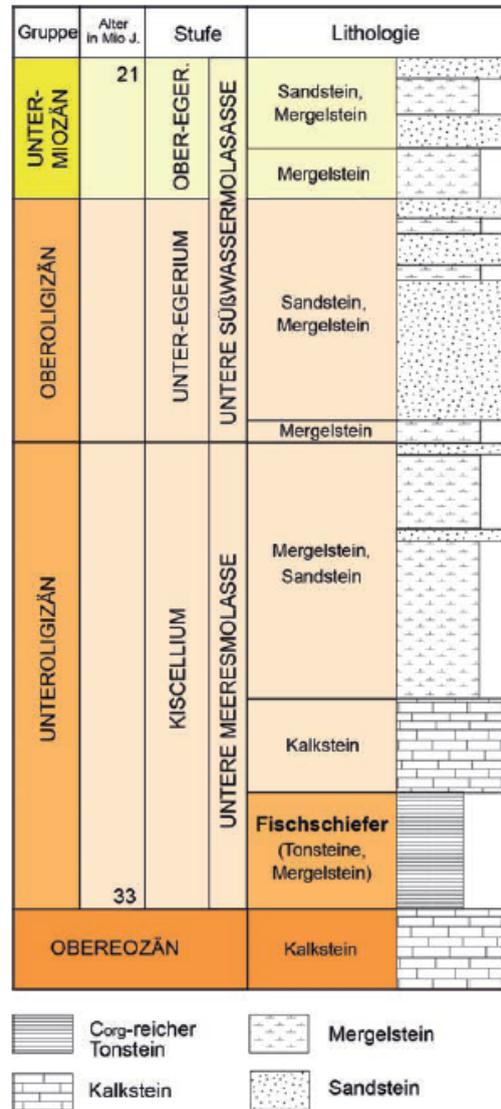


Abbildung 55: Stratigrafische Gliederung des Unteroligozän im Molassebecken und Einstufung des Fischschiefers (Abbildung aus BGR, 2016)

8.7.2. Tongesteine des Permokarbon

Das Permokarbon ist im Untergund des westlichen Süddeutschlands weit verbreitet und umfasst Ablagerungen des jüngsten Oberkarbon (Stefanium) und des Rotliegend (BGR, 2016; Nitsch und Zedler, 2009). Die Abfolgen entstanden in der Übergangsphase von der variskischen Gebirgsbildung mit dem variskisch deformierten Grundgebirge in die kimmerische intrakontinentale Plattformentwicklung mit dem flächenhaft ausgebreiteten Tafeldeckgebirge, das mit den Sedimenten des Zechsteins beginnt und sich im Mesozoikum fortsetzt (Nitsch und Zedler, 2009). Beginnend im frühen Stefanium werden im Gebiet Südwestdeutschlands mehrere tektonisch angelegte kleinere Depressionen zu Sedimentfallen, die sich bis in das frühe Perm zu immer größeren intramontanen Sedimentbecken weiterentwickeln (Nitsch und Zedler, 2009).

Das Permokarbon zeigt weitgehend ungestörte, horizontale Lagerungsverhältnisse. Größere Störungssysteme bleiben mit großer Wahrscheinlichkeit auf den Randbereich der intramontanen Becken beschränkt und liegen damit außerhalb der Potenzialgebiete.

Die im Süden Baden-Württembergs gelegene, ostnordöstliche Fortsetzung des Nordschweizer Beckens (auch Bodensee- Trog oder Nordschweizer Permokarbon-Trog genannt) ist von potenzieller Bedeutung für die Bildung von Schieferöl. Dieses intramontane Becken beinhaltet permokarbene terrestrische Ablagerungen und wird im Süden Baden-Württembergs nördlich durch die Südschwarzwald-Schwelle, östlich durch die Aulendorf-Schwelle und südlich durch die Allgäu-Faltenjuraschwelle begrenzt (siehe Abbildung 2 in Nitsch und Zedler, 2009). Die Mächtigkeit dieser terrestrischen Ablagerungen erreicht im Zentrum des Nordschweizer Beckens Werte über 1.000 m und im südlichen Baden-Württemberg ca. 600 m.

Relevant in Bezug auf das Schieferölpotenzial ist die Weiach-Formation der Kohle-Arkosen-Untergruppe des frühen bis oberen Stefanium (Abbildung 56). Diese weist eine Mächtigkeit von 850 m im Zentrum des Beckens auf und keilt Richtung ONO auf ca. 200 m Mächtigkeit aus. Die Weiach-Formation umfasst vor allem Ablagerungen eines Flusssystemes mit Mooreseen sowie am Top alluviale Schuttsedimente (Wechselfolgen von Konglomeraten, Sandsteinen und Tongesteinen mit eingeschalteten Kohleflözen). Die im höheren Profilabschnitt ausgebildete, rund 130 m mächtige Lakustrine Serie enthält laminierte organisch-reiche Silt-, Ton- bis Kalkmergelsteine. Während die potenziell schieferöl-höffigen, organisch-reichen Tongesteine der Weiach-Formation größtenteils nur als geringmächtige und lateral begrenzte Ablagerungen in die fluvialen Sedimentabfolgen eingeschaltet sind, können tonige Lagen in der Lakustrinen Serie eine Mächtigkeit von über 10 m aufweisen.

Auch benachbarte intramontane Becken wie das Schramberg-Becken weisen vergleichbare limnische Sedimentabfolgen mit tonigen Lagen auf (siehe Abbildung 2 in Nitsch und Zedler, 2009).

Für Süddeutschland lässt sich eine Tiefenverbreitung der Ablagerungen der Weiach-Formation (und der relevanten Lakustrinen Serie) zwischen 1.000 m und 3.000 m rekonstruieren.

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff (C_{org}) in den tonigen Lagen der Lakustrinen Serie liegen im Mittel bei 2,8 % mit Minimal- und Maximalwerten von 0,3 % und 10,3 %. Die thermische Reife der organischen Substanz für das Oberkarbon liegt im Bereich von 0,7 % und 1,2 % VR und damit im Bereich des späten Ölfensters. Daher wird in diesem Gebiet von einem Potenzial für Schieferöl ausgegangen (vgl. Tabelle 8 in Anhang 15.1).

Da im Nordschweizer Becken das Stefanium (Oberkarbon) direkt auf dem Kristallin lagert (Abbildung 56), ist eine Abschätzung der Distanz zum Basement/ Kristallin abhängig von der Mächtigkeit der Weiach-Formation bzw. der Lage der potenziell höffigen Schichten innerhalb der Weiach-Formation. Auf Basis der angegebenen Mächtigkeiten der Weiach-Formation im vorangegangenen Abschnitt ist von einer Distanz < 1.000 m auszugehen.

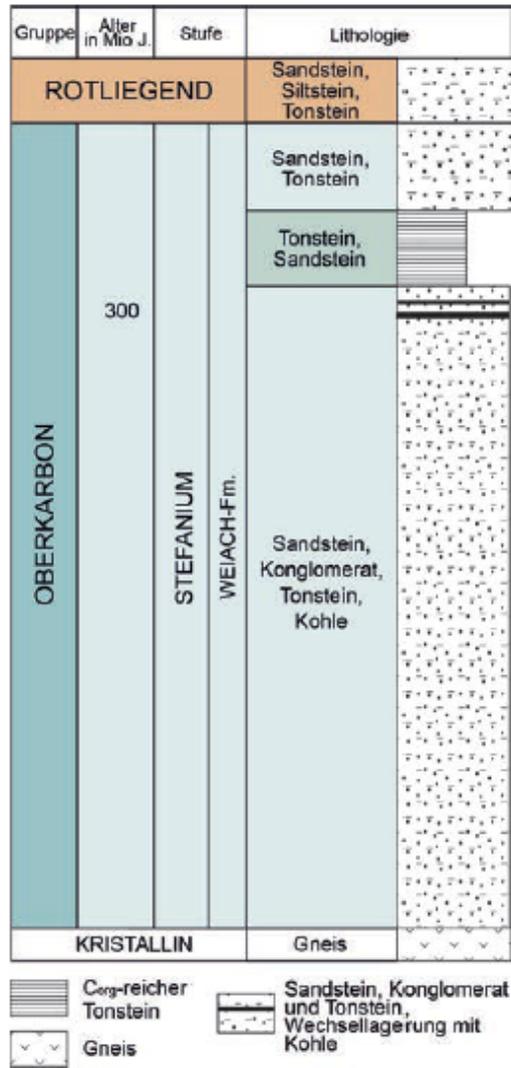


Abbildung 56: Stratigrafische Einstufung des Permokarbon im Nordschweizer Becken (Abbildung aus BGR, 2016).

9. Risikobewertung für mögliche Projekte in Deutschland

Kapitelübersicht

- Darlegung der gewählten Vorgehensweise zur Abschätzung des induzierten Seismizitätsrisikos eines Projekts zur Erschließung unkonventioneller Kohlenwasserstofflagerstätten in Deutschland.
- Definition eines hypothetischen Referenzprojekts und generische Modellierung des räumlichen Bereichs, in dem die mit den operativen Maßnahmen verbundenen Spannungsveränderungen Erdbeben induzieren können.
- Handlungsempfehlung, um durch geeignete Standortwahl eine Beeinflussung potenziell kritisch gespannter Störungen zu vermeiden. Hierbei wird auf die geologisch-tektonischen Bedingungen der Potenzialregionen Bezug genommen.
- Simulation von Erschütterungsszenarien, um Einwirkungsbereiche festzulegen. Hierbei wird die unterschiedliche Tiefenlage der Zielformationen berücksichtigt.
- Handlungsempfehlung, um kritische Infrastruktur innerhalb der Einwirkungsbereiche durch geeignete Standortwahl zu vermeiden. Hierbei wird die unterschiedliche Tiefenlage der Zielformationen berücksichtigt.
- Handlungsempfehlung zur Überwachung induzierter Seismizität und zur Festlegung eines Reaktionsschemas. Hierbei wird das unterschiedliche Risikopotenzial der Zielformationen berücksichtigt.
- Zusammenfassend Beurteilung des seismischen Risikos unter Berücksichtigung der Risikominderung durch die Standortwahl und das Reaktionsschema.

9.1. Übersicht

In der vorliegenden Studie wird eine Risikobewertung unter großen Unsicherheiten vorgenommen. Weder steht ein spezieller Standort für die Gewinnung von Kohlenwasserstoffen aus einer unkonventionellen Lagerstätte fest, noch liegt ein spezifisches Erschließungskonzept vor.

Um diesen Unsicherheiten gerecht zu werden, wird ein generisches Referenzprojekt definiert. Das Referenzprojekt hat keinen Bezug zu einer bestimmten Formation oder Erschließungstiefe. Es definiert lediglich Eckdaten eines hypothetischen Erschließungskonzepts, z.B. hinsichtlich der Fracking Maßnahmen. Basierend auf dem hypothetischen Referenzprojekt werden relative Spannungsveränderungen aufgrund der Erschließungsmaßnahmen numerisch modelliert. Darüber wird

ein Beeinflussungsbereich der untertägigen Maßnahmen generisch abgeschätzt. Das Referenzmodell ist bewusst konservativ ausgelegt, so dass Risiken tendenziell überschätzt werden.

Nachfolgend werden geologisch-tektonische Bedingungen auf regionaler Skala betrachtet, um die Einhaltung eines Sicherheitsabstandes zu potenziell kritisch gespannten Störungen zu untersuchen. Die Rahmenbedingungen unterscheiden sich für die Potenzialregionen und Zielformationen. Die Einhaltung der Sicherheitsabstände wird in Form einer Handlungsempfehlung (Abschnitt 10) festgeschrieben. Sollten Sicherheitsabstände nicht eingehalten werden können, wird eine erhöhte Empfindlichkeit der seismischen Überwachung empfohlen.

Für die seismische Überwachung werden Leistungsmerkmale definiert und darauf aufbauend eine Ampelsteuerung konzipiert. Diese Vorgaben werden in Form einer Handlungsempfehlung festgeschrieben und können für die verschiedenen Potenzialregionen und Zielformationen unterschiedlich ausfallen.

Des Weiteren werden hypothetische Schadensperimeter abgeschätzt, die sich auf einen äußerst unwahrscheinlichen Fall einer Eskalation der Seismizität trotz Ampelsteuerung beziehen. Die Schadensperimeter können für die verschiedenen Potenzialregionen und Zielformationen unterschiedlich ausfallen. Bei der Standortwahl des Projekts ist sicherzustellen, dass sich keine kritische Infrastruktur innerhalb des Schadensperimeters befindet. Dieses wird in Form einer Handlungsempfehlung festgeschrieben. Falls diese Vorgaben nicht erfüllbar sind, wird eine erhöhte Empfindlichkeit der seismischen Überwachung empfohlen.

In der abschließenden Bewertung wird das nach Erfüllung der Handlungsempfehlungen geminderte Risiko bewertet.

9.2. Metrik

In Anlehnung an die Ausführungen in Abschnitt 5.5 erfolgt die Risikobewertung über die maximale Bodenschwinggeschwindigkeit (PGV).

9.3. Bemessungsgrundlage

In Deutschland wird die Aufsuchung und Gewinnung von Bodenschätzen durch das Bundesberggesetz (BBergG) geregelt. Als Voraussetzung für eine Betriebsplanzulassung dürfen gemeinschädliche Auswirkungen durch die Aufsuchung und Gewinnung von Bodenschätzen nicht zu erwarten sein (§55 BBergG, Abs. 9). Dieser Aspekt gilt auch für etwaig induzierte Seismizität.

Hierbei ist zu berücksichtigen, dass der Begriff der gemeinschädlichen Auswirkung nicht exakt definiert ist. Ohne eingehende juristische Prüfung wird §55 BBergG (Abs. 9) in der vorliegenden Studie wie folgt ausgelegt:

- I. Kleine Schäden (Bagatellschäden) sind im Sinne der Zulassungsverordnung tolerierbar,

II. schwere Schäden dürfen nicht zu erwarten sein.

Gemäß Abschnitt 5.5 wird die Unbedenklichkeitsschwelle nach DIN4150-3 für kleine Schäden an besonders empfindlichen Bauwerken bei einer maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit von $PGV < 3$ mm/s angesetzt. Für normale Wohngebäude wird die entsprechende Unbedenklichkeitsschwelle bei $PGV < 5$ mm/s angesetzt.

Schwere Schäden werden in der vorliegenden Studie mit strukturellen Schäden gleichgesetzt. Für diese liegt die Unbedenklichkeitsschwelle nach DIN4150-3 bei einer maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit von $PGV < 20$ mm/s im hier betrachteten Frequenzbereich (Abschnitt 5.5).

9.4. Generisches Referenzprojekt

Beobachtungen (Kapitel 3.3) zeigen, dass induzierte Seismizität vornehmlich mit der Schiefergasgewinnung assoziiert wird und die Gewinnung von Flözgas oder Schieferöl nicht oder nur in geringerem Ausmaß mit Seismizität in Verbindung gebracht wird. Als Referenzprojekt wird daher ein Projekt zur Gewinnung von Schiefergas definiert.

Für die Definition des Referenzprojekts werden Parameter-Konstellationen angenommen, die von anderen Projekten zur Erschließung unkonventioneller Lagerstätten bekannt sind. Eine besondere Rolle spielen hierbei die Explorationsversuche auf Schiefergas im Bowland Shale (UK), deren Dimensionierung bereits auf eine kommerzielle Nutzung ausgelegt war. Daher orientiert sich das Referenzprojekt an den Eckwerten der Experimente im Bowland Shale (Clarke et al., 2019a, 2019b; De Pater und Baisch, 2011; Kettlety et al., 2020), die im Rahmen eines hypothetischen Erschließungskonzept kombiniert werden. Parameterwerte, die in der öffentlichen Literatur nicht dokumentiert sind, werden bewusst am oberen Ende ihrer Wertebereiche angesetzt. Dieses führt tendenziell zu einer Überschätzung des Risikos.

Das Referenzprojekt besteht aus einer horizontalen Bohrung mit 48 Fracking Intervallen (stages) im Abstand von 20 m (Abbildung 57). Für jeden der 48 radialsymmetrischen Risse wurden Parameter entsprechend Tabelle 3 angenommen.

Im Referenzprojekt werden benachbarte Intervalle (stages) systematisch nacheinander gefrackt. Es wird angenommen, dass sich die hydraulische Druckbeaufschlagung benachbarter Risse nicht überlagert. Das impliziert einen ausreichenden zeitlichen Versatz benachbarter Fracking Operationen, um Überdruck durch Diffusion (oder alternativ durch Produktionstests) abzubauen.

Nach Komplettierung der Bohrung wird eine kontinuierliche Produktion von 0.05 Mrd m^3 /Jahr Gas über einen Zeitraum von 10 Jahren angenommen. Das dabei anfallende Produktionswasser wird über eine separate Bohrung in eine poröse, hochleitende Schicht zurückgeführt. Basierend auf der Studie von Kondash et al. (2017) wird Produktionswasser im Gesamtvolumen von 15.000 m^3 in 10 Jahren angenommen.

Tabelle 3: Parameterwerte des hypothetischen Referenzprojekts. Die Werte beziehen sich auf jeden der insgesamt 48 Risse. Die effektive Matrix-Permeabilität wurde aus der Bedingung bestimmt, dass der Injektionsdruck an der Bohrung bei der vorgegebenen Fließrate etwa 50 MPa beträgt, entsprechend den Beobachtungen von De Pater und Baisch (2011). Die effektive Permeabilität berücksichtigt Risse und Klüftung und liegt deutlich über der ungestörten Gesteinspermeabilität.

Parameter	Wert
Injektionsvolumen (stage)	800 m ³
Pumprate	80 l/s
Effektive Matrix-Permeabilität	8,5 mD
Leak Off Rate	50 %
Rissradius	50 m
Rissöffnung während Initiierung	0,12 m
Abgestützte Rissöffnung	0,012 m

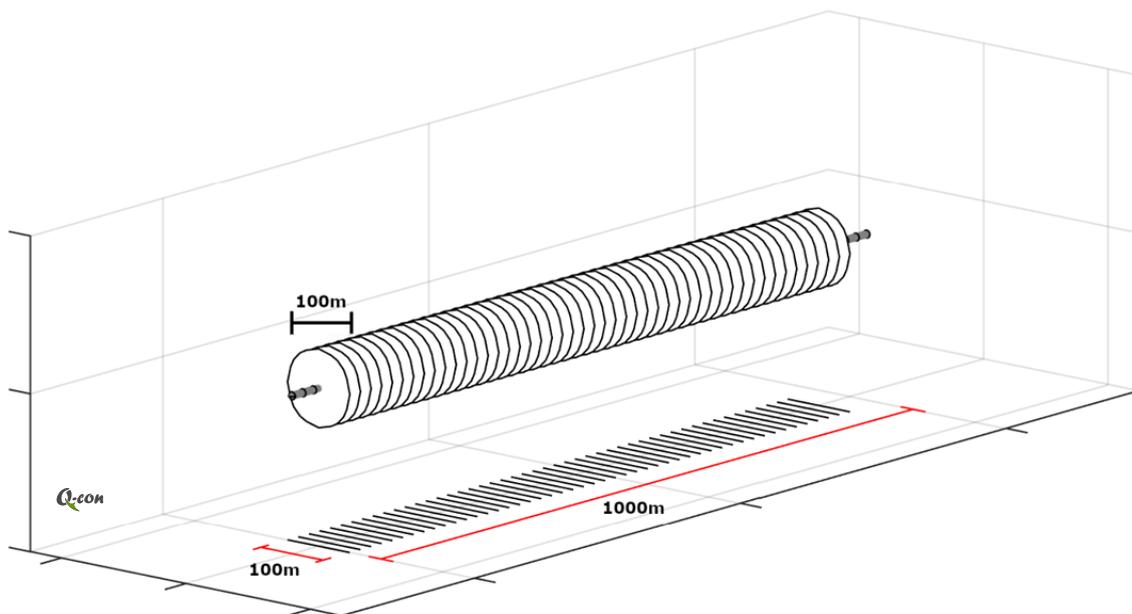


Abbildung 57: Schematische Darstellung der Horizontalbohrung im generischen Referenzprojekt. Insgesamt werden 48 Risse mit einem Radius von 50 m initiiert. Der Abstand der Fracking Intervalle (stages) beträgt 20 m und die gesamte Horizontalstrecke liegt bei etwa 1 km.

9.4.1. Spannungsveränderungen durch Fracking Maßnahmen

Zur Untersuchung des untertägigen Beeinflussungsbereichs von Fracking Maßnahmen werden Spannungsveränderungen numerisch simuliert. Grundlage dafür ist das generische Referenzprojekt aus dem letzten Abschnitt.

Zielsetzung der Modellierung ist eine Abschätzung der Größenordnung von Spannungsveränderungen und deren räumliche Erstreckung. Entsprechend Abschnitt 4.4.2 werden hydraulische Druckbeaufschlagung und mechanische Spannungsveränderungen als dominierende Prozesse betrachtet. Die Modellierung berücksichtigt keine Details untertägiger Bedingungen und beruht auf mehreren vereinfachenden Annahmen:

- Poro-elastische Prozesse sind häufig dem direkten Fluidanstieg untergeordnete Effekte (Buijze et al., 2019) und werden nicht modelliert.
- Hydraulischer Druckanstieg und mechanische Spannungsveränderungen werden entkoppelt simuliert.
- Die hydraulische Druckbeaufschlagung wird mit der Finite Elemente Software Comsol Multiphysics simuliert, unter Annahme eines effektiv porösen Mediums. Die Berechnung erfolgt ohne mechanische Kopplung, d.h. der im Modell vorhandene Riss ist initial vorhanden und wird nicht erst durch die Druckbeaufschlagung erzeugt, aufgeweitet oder ausgedehnt.
- Die Berechnung der hydraulischen Druckbeaufschlagung erfolgt in einem 2D-Horizontalschnittmodell. Die Strömungsberechnung erfolgt nach dem Darcy-Gesetz (linear laminar) und schließt somit Effekte turbulenter Strömung aus. Es wird keine zusätzliche Gasphase berücksichtigt.
- Die entkoppelte Berechnung der mechanischen Spannungsveränderungen erfolgt über semi-analytische Lösungen (Okada, 1992). Dabei wird die Geometrie jedes einzelnen Zirkularrisses über 315 (rechteckige) Quellen approximiert und die aus der Quellöffnung resultierenden Spannungsveränderungen superponiert.

Die numerischen Simulationen erfolgen mit den Parametern aus Tabelle 4. Als Bezugsgröße für relevante Coulombspannungs-Veränderungen wird hier der Wert von $\Delta CS=0,1$ MPa angesetzt (Abschnitt 4.4), was bei dem hier angenommenen Reibungskoeffizienten einer Druckänderung von $\Delta P=0,167$ MPa entspricht.

Abbildung 58 zeigt die räumliche Verteilung der modellierten Druckbeaufschlagung. Die Eindringtiefe der $\Delta P=0,167$ MPa Isobare liegt bei einer Entfernung von maximal 175 m von der Horizontalbohrung. Es sei allerdings angemerkt, dass hydraulisch hochleitende Strukturen und oder asymmetrisches Risswachstum den Beeinflussungsbereich vergrößern können.

Die durch Rissöffnung verursachten mechanischen Spannungen weisen aufgrund des tensoriellen Charakters ein komplexes räumliches Muster auf. Abbildung 59 und Abbildung 60 zeigen Spannungsveränderungen auf jeweils optimal orientierten Scherflächen in den drei verschiedenen Spannungsregimen. Spannungsveränderungen werden zum Zeitpunkt der hydraulischen Öffnung eines einzelnen Risses gezeigt (Abbildung 59) und zum Zeitpunkt nach Beendigung der Fracking Maßnahmen, unter Berücksichtigung der residualen Öffnung von 48 abgestützten Rissen (Abbildung 60). Übergeordnet ist festzustellen, dass der Entfernungsbereich, in dem Spannungsveränderungen $\Delta CS \geq 0,1$ MPa auftreten, in allen Fällen bei < 280 m liegt.

Für die Abschätzung eines Einwirkungsbereichs wird berücksichtigt, dass der Effekt der hydraulischen Druckbeaufschlagung mit dem Effekt der mechanischen Spannungen superponiert. Darüber hinaus superponieren Spannungen aufgrund der residualen Öffnung bereits erzeugter Risse mit den Spannungen eines neu erzeugten, hydraulisch offenen Risses. Unter Berücksichtigung dieser Faktoren wird aus den Modellierungsergebnissen konservativ abgeschätzt, dass Spannungsveränderungen $\Delta CS > 0,1$ MPa nur im Abstandsbereich < 500 m zur Bohrung auftreten. Darüber wird ein Sicherheitsabstand von 500 m zwischen Bohrung und einer potenziell kritisch gespannten Störung definiert. Der hier vorgeschlagene Sicherheitsabstand ist konsistent mit den Ergebnissen der Modellierungsstudie von Westwood et al. (2017).

2021

Tabelle 4: Parameterwerte zur Modellierung der mit Fracking Maßnahmen verbundenen Spannungsveränderungen. Vereinfachend werden konstante Fluid- und Gesteinsparameter angenommen, die weder druck- noch temperaturabhängig sind.

Parameter	Wert
Dynamische Viskosität Fluid	0,001 Pa·s
Dichte Fluid	1.000 kg/m ³
Kompressibilität Fluid	4e-10 1/Pa
Kompressibilität Matrix	1e-11 1/Pa
Porosität Matrix	2%
Bohrloch-Radius	0,1 m
Poissonzahl	0,25
Lamé-Parameter	20 GPa
Reibungskoeffizient	0,6

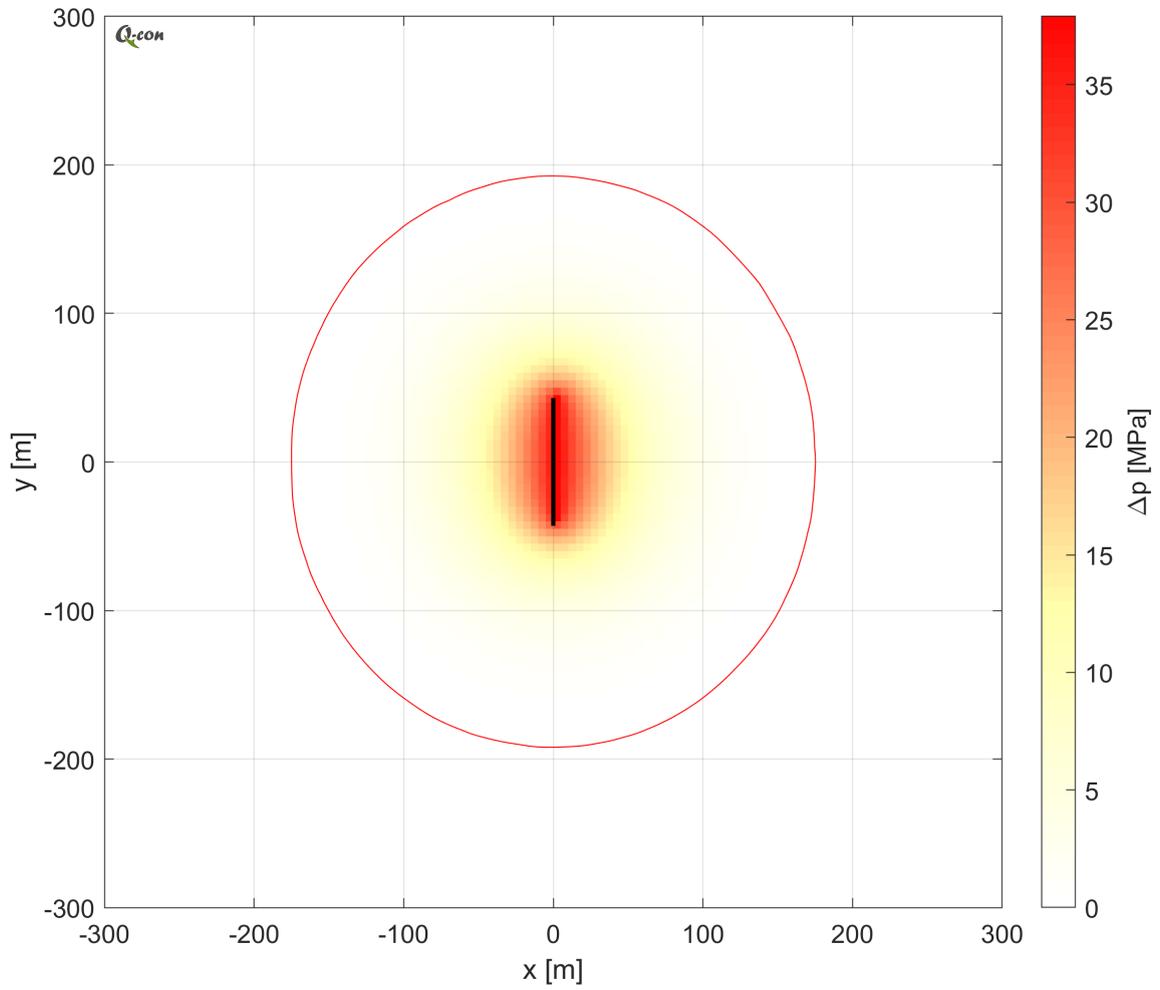


Abbildung 58: Modellierung der hydraulischen Druckbeaufschlagung während der Stimulation eines einzelnen Risses (schwarze Linie). Die räumliche Verteilung der Druckveränderung ist entsprechend der Farbskala in Aufsicht dargestellt. Die 0,167 MPa Isobare ist durch eine rote Linie gekennzeichnet. Nahe des Injektionspunkts liegt die Druckbeaufschlagung bei etwa 40 MPa. Aus der Abbildung ist ersichtlich, dass eine Druckbeaufschlagung von mehr als 0,167 MPa nur im Abstand von weniger als 200 m zur Bohrung auftritt.

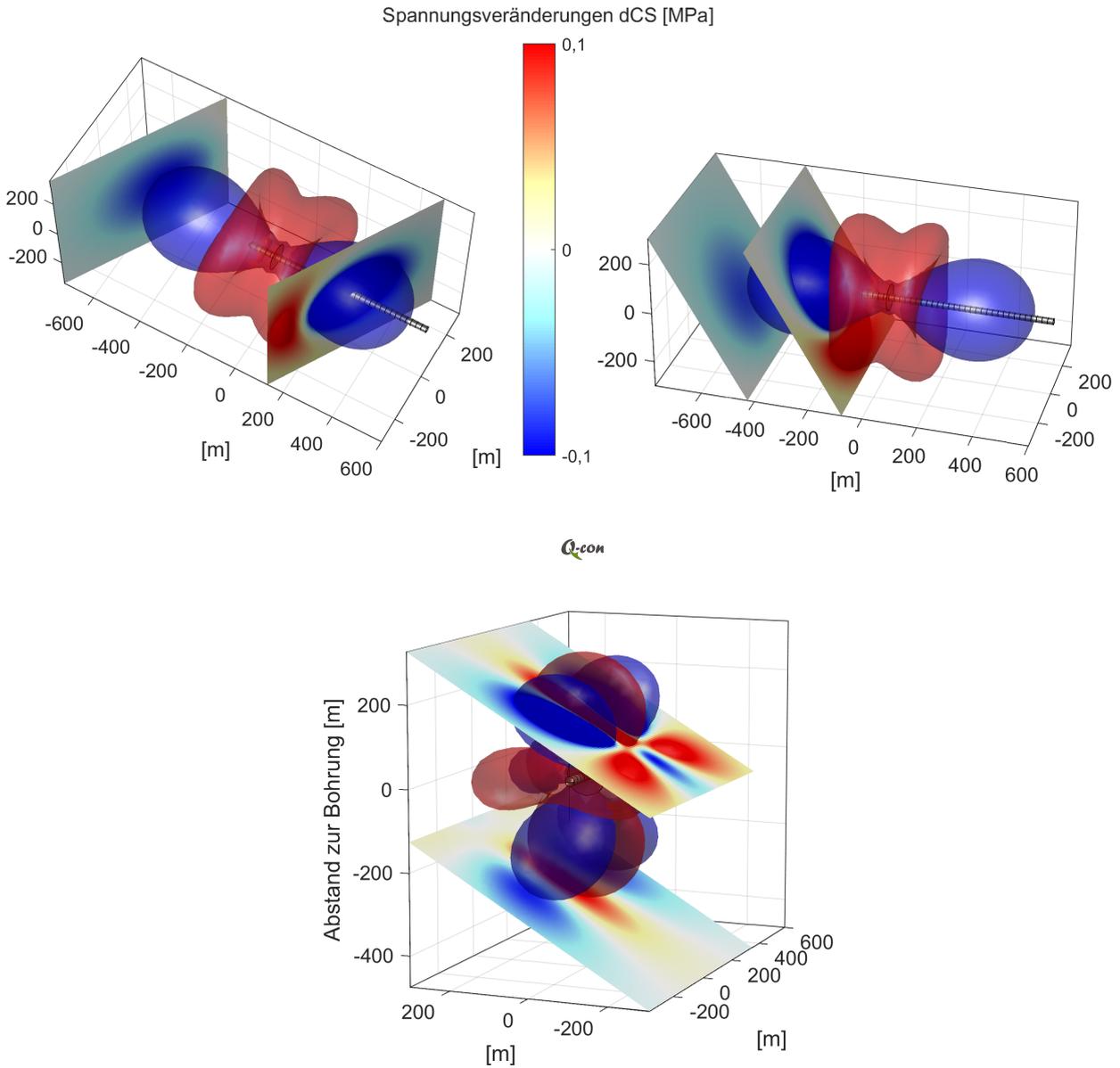


Abbildung 59: Modellierung der Spannungsveränderungen aufgrund der Rissöffnung während der Stimulation eines einzelnen Risses für ein Blattverschiebungs- (oben links), Abschiebungs- (oben rechts) und Aufschiebungsregime (unten). Der räumliche Bereich mit Spannungsveränderungen von +0,1 MPa und -0,1 MPa ist jeweils über eine rote bzw. blaue Isofläche gekennzeichnet. Der Verlauf der Spannungsveränderungen ist jeweils auf 2 Flächen dargestellt, die im Spannungsfeld optimal für Scherung orientiert sind. Aus den Abbildungen ist ersichtlich, dass Spannungsveränderungen von mehr als 0,1 MPa nur im Abstand von weniger als 280 m zur Bohrung auftreten.

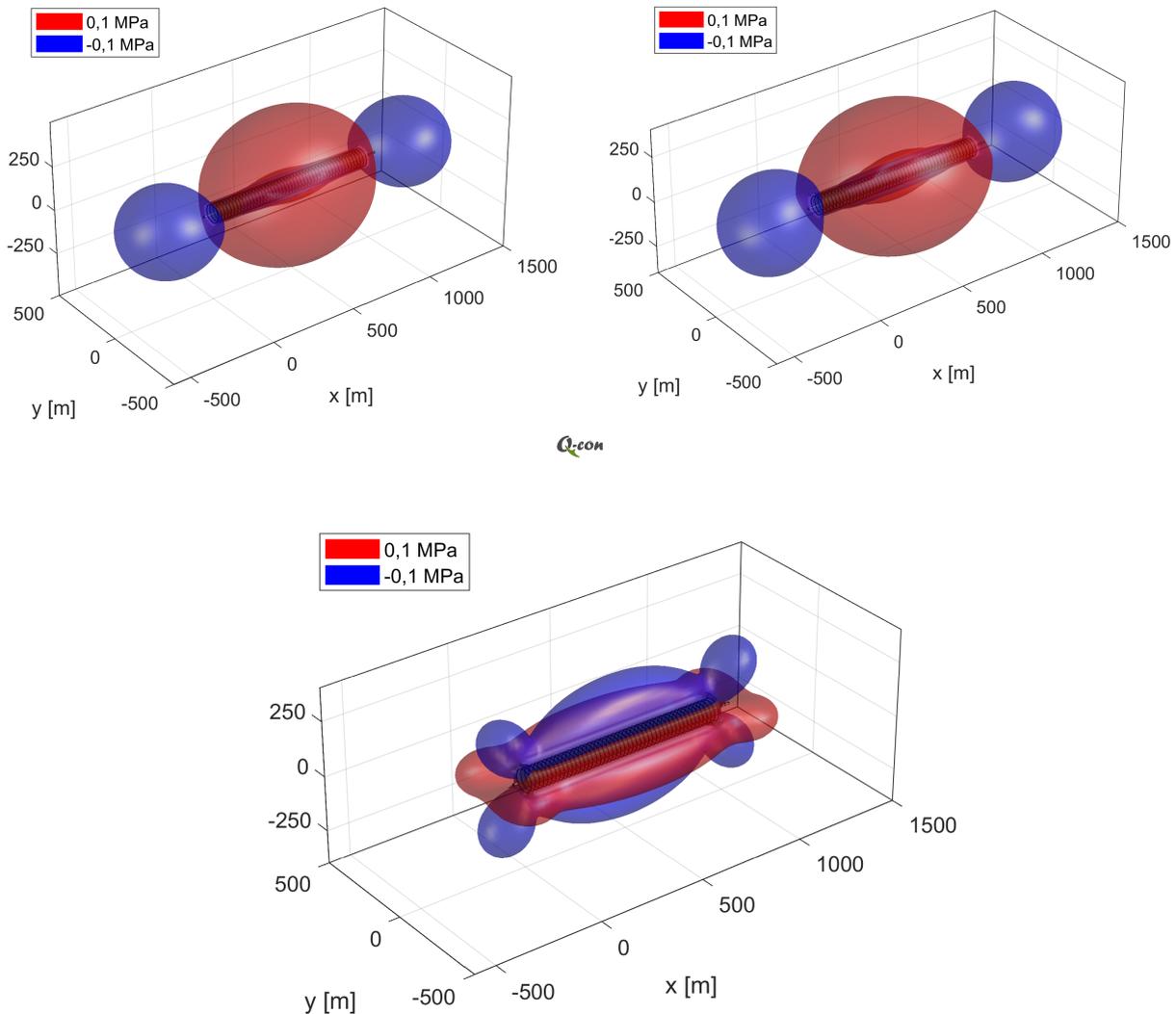


Abbildung 60: Modellierung der Spannungsveränderungen aufgrund der Öffnung von 48 abgestützten Rissen nach der Stimulation für ein Blattverschiebungs- (oben links), Abschiebungs- (oben rechts) und Aufschiebungsregime (unten). Der räumliche Bereich mit Spannungsveränderungen von +0,1 MPa und -0,1 MPa ist jeweils über eine rote bzw. blaue Isofläche gekennzeichnet. Aus den Abbildungen ist ersichtlich, dass Spannungsveränderungen von mehr als 0,1 MPa nur im Abstand von weniger als 100 m zur Bohrung auftreten.

9.4.2. Spannungsveränderungen durch Rückführung von Produktionswässern

Das hypothetische Erschließungskonzept (Abschnitt 9.4) beinhaltet die Rückführung von Produktionswasser in einem Gesamtvolumen von 15.000 m³ über einen Zeitraum von 10 Jahren. Der Studie von Kondash et al. (2017) folgend wird angenommen, dass etwa 50% des Produktionswassers im ersten halben Jahr der Produktion anfällt. Für diesen Zeitraum ergibt sich eine mittlere Produktionsrate von etwa 0,5 l/s. Es wird angenommen, dass produzierte Fluide mit derselben Rate in den Untergrund zurückgeführt werden.

Die Modellierung berücksichtigt keine Details untertägiger Bedingungen und beruht auf mehreren vereinfachenden Annahmen:

- Es wird ausschließlich die hydraulische Druckbeaufschlagung modelliert. Mechanische, poro-elastische und thermo-elastische Prozesse werden nicht berücksichtigt.
- Das Modell beinhaltet einen horizontalen Aquifer mit einer lateralen Erstreckung von 10 km x 10 km. Lateral wird das Modell über konstant-Druck Grenzen berandet. Über- und unterliegenden Gesteine sind impermeabel.
- Die Wasserrückführung erfolgt mittig im Modell über eine Linienquelle.
- Die hydraulische Druckbeaufschlagung wird mit der Finite Elemente Software Comsol Multiphysics simuliert, unter Annahme eines effektiv porösen Mediums.
- Die Berechnung der hydraulischen Druckbeaufschlagung erfolgt nach dem Darcy-Gesetz (linear laminar) und schließt somit Effekte turbulenter Strömung aus.

Die numerischen Simulationen erfolgen mit den Parametern aus Tabelle 5. Als Bezugsgröße für relevante Coulombspannungs-Veränderungen wird hier der Wert von $\Delta CS=0,1$ MPa angesetzt (Abschnitt 4.4), was bei dem hier angenommenen Reibungskoeffizienten einer Druckänderung von $\Delta P=0,167$ MPa entspricht.

Aufgrund des geringen Volumens und der geringen Fließrate kommt es nur zu einer geringen, räumlich begrenzten Druckbeaufschlagung und der Bezugswert von $\Delta P=0,167$ MPa wird nicht erreicht (Abbildung 61).

Tabelle 5: Parameterwerte zur Modellierung der mit der Rückführung von Produktionswässern verbundenen hydraulischen Druckbeaufschlagung. Vereinfachend werden konstante Fluidparameter angenommen, die weder druck- noch temperaturabhängig sind.

Parameter	Wert
Aquifermächtigkeit	10 m
Porosität	15 %
Transmissibilität	10 Dm
Dynamische Viskosität Fluid	0,001 Pa·s
Dichte Fluid	1.000 kg/m ³
Kompressibilität Fluid	4e-10 1/Pa

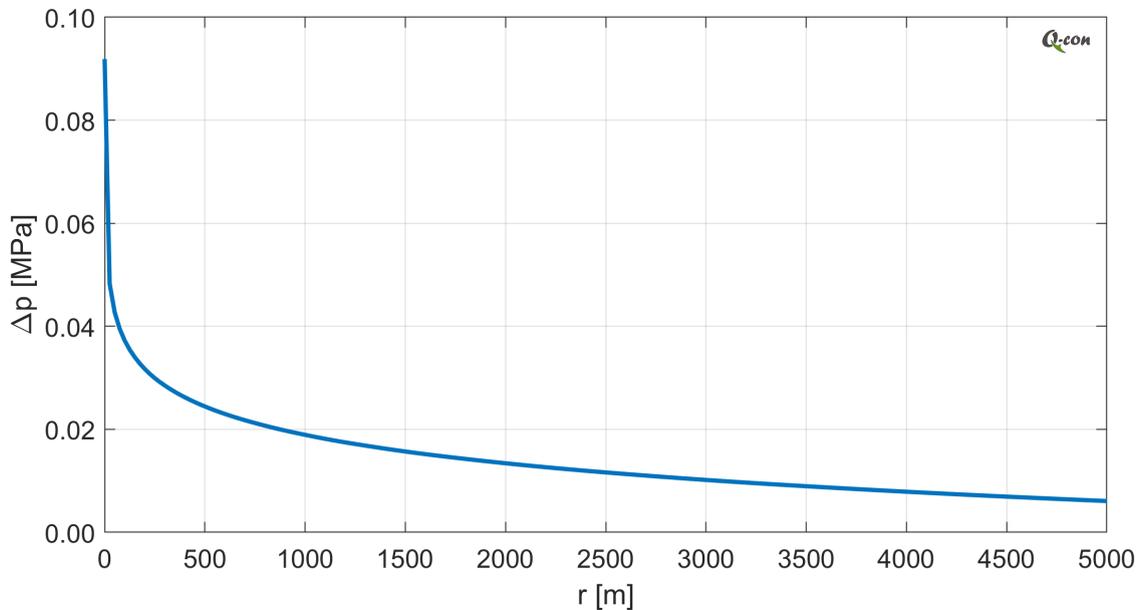


Abbildung 61: Modellierter hydraulischer Überdruck Δp als Funktion des radialen Abstands zur Injektionsbohrung.

9.5. Geologisch-Tektonische Rahmenbedingung

Die geologisch-tektonischen Rahmenbedingungen am Projektstandort haben einen erheblichen Einfluss auf das seismische Risiko. In der vorliegenden Studie werden Kriterien vorgegeben, um durch geeignete Auswahl des Reservoirziels die seismische Gefährdung zu reduzieren. Sollten Auswahlkriterien durch ein konkretes Projekt nicht erfüllt sein, so wird als alternative Maßnahme zur Gefährdungsminderung eine hochauflösende Überwachung der induzierten Seismizität empfohlen. Entsprechende Verweise finden Eingang in die Handlungsempfehlung (Abschnitt 10).

Generell zielen die Auswahlkriterien auf eine Vermeidung potenziell kritisch gespannter natürlicher Störungszonen ab, auf denen Scherung großflächig angeregt werden könnte.

Zur Charakterisierung des Untergrunds einschließlich der natürlichen Störungen wird eine 3D seismische Vorerkundung als notwendig erachtet. Zusätzlich kann das Auftreten natürlicher Seismizität ein Indikator für aktive Störungen sein.

Ob sich eine kritisch gespannte Störung im Beeinflussungsbereich operativer Maßnahmen befindet, kann mit Prospektionsmethoden nur bedingt untersucht werden (Schultz et al., 2020b). Allerdings lassen sich potenziell kritisch gespannte Störungen im Rahmen geomechanischer Betrachtungen identifizieren (Lewandowski 2018). Ausgehend von kartierten Störungstrajektorien (3D Seismik) und einem Spannungsfeldmodell lassen sich Störungssegmente auffinden, die günstig für

Scherung orientiert sind. Abbildung 62 gibt Anhaltspunkte, welche Orientierungen in unterschiedlichen Spannungsfeldern kritisch sind. Als Bezugsgröße für eine potenziell kritisch gespannte Störung wird hier eine Slip Tendency $ST \geq 0,6$ angenommen (vergleiche Abschnitt 4.2 zur Definition der Slip Tendency). Bei unzureichender Kenntnis des Spannungsfelds sind viele unterschiedliche Orientierung, entsprechend Abbildung 62, als potenziell kritisch zu erachten.

Unter Berücksichtigung der Spannungsveränderungen aufgrund von Fracking (Abschnitt 9.4.1) wird folgende Handlungsempfehlung ausgesprochen:

- Zwischen den Injektionsintervallen an der Bohrung und großräumigen Störungen (laterale Erstreckung > 1 km) mit $ST \geq 0,6$ sollte ein Mindestabstand von 500 m eingehalten werden.

Störungen im Grundgebirge werden durch die Seismik in der Regel nicht aufgelöst. Hier besteht allerdings die Sichtweise, dass die kristalline Kruste generell von kritisch gespannten Störungen durchzogen ist (Townend und Zoback, 2000). Unter Berücksichtigung des Einwirkungsbereichs von Spannungsveränderungen aufgrund von Fracking (Abschnitt 9.4.1) wird folgende Handlungsempfehlung ausgesprochen:

- Zwischen den Injektionsintervallen an der Bohrung und dem Grundgebirge sollte ein Mindestabstand von 500 m eingehalten werden.

Potenziell aktivierbare Scherflächen können auf die Gesteine beschränkt werden, deren rheologische Eigenschaften ein seismisches Versagen ermöglichen. Neben dem kristallinen Grundgebirge sind das auch die Reservoirgesteine, wohingegen Fluidinjektion in Sandsteinen häufig keine ausgeprägte Seismizität verursacht (Buijze et al., 2019).

Damit ein schadensrelevantes Erdbeben auf einer Störung in den Reservoirgesteinen stattfinden kann, muss die Ausdehnung der seismisch aktivierbaren Fläche hinreichend groß sein. Z.B. erfordert ein Magnitude $M_w=3$ Erdbeben eine Scherfläche in der Größenordnung von $0,1 \text{ km}^2$ (Abschnitt 4.3). Um ein Erdbeben dieser Stärke zu beherbergen, muss die Mächtigkeit der Reservoirgesteine (ggf. in Kombination mit einer Über- bzw. Unterlagerung einer weiteren seismisch aktivierbaren Schicht) etwa 150 m oder mehr betragen. Diese Abschätzung beruht auf dem Modell von Staatstoezicht op de Mijnen (2016b) unter der Annahme, dass die laterale Erstreckung der Scherfläche die vertikale Erstreckung um das doppelte überschreiten kann.

Unter der vereinfachenden Annahme, dass ein $M_w=3$ Erdbeben den Beginn der Sachschadensgrenze markiert, wird folgende Handlungsempfehlung ausgesprochen, um ein potenziell schadensrelevantes Erdbeben innerhalb der Reservoirgesteine zu vermeiden:

- Die Mächtigkeit der Zielformation sollte im Beeinflussungsbereich nicht mehr als 150 m betragen.

Falls eine oder mehrere der Handlungsempfehlungen nicht erfüllt sind, sollte die seismische Überwachung von Fracking Maßnahmen mit erhöhter Empfindlichkeit (Abschnitt 9.6.3) durchgeführt werden.

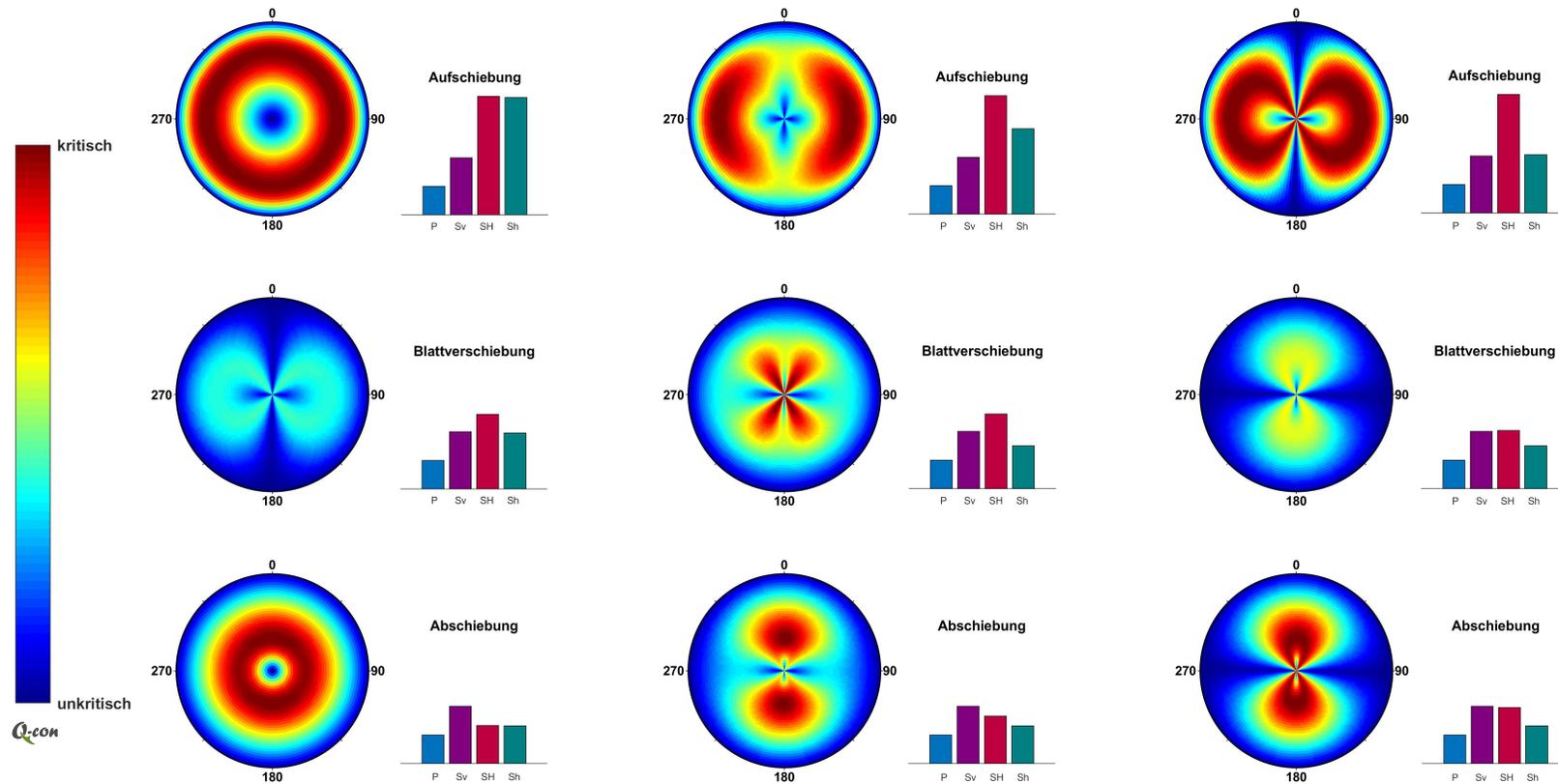


Abbildung 62: Modellierte Slip Tendency ST (vgl. Gleichung 3) für beliebig orientierte Störungen in 9 unterschiedlichen Spannungsfeldern. Für jedes Spannungsfeld ist ST in einem Polarkoordinatensystem entsprechend der Farbskala dargestellt. Kritische Orientierungen ($\mu \geq 0,6$) erscheinen in Rot. Der Azimut (gemessen von Nord über Ost) bezeichnet das Streichen der Störung und der Radius das Einfallen (gemessen von innen nach außen, wobei eine senkrecht stehende Störung im Mittelpunkt liegt). Jeweils rechts neben der Polarkoordinatendarstellung sind die relativen Spannungsmagnituden der Hauptnormalspannungen in einem Balkendiagramm dargestellt, wobei in allen Spannungsfeldern $P=20$ MPa und $S_v=40$ MPa gilt. In der obersten Zeile wird ein Aufschiebungsregime betrachtet, in der mittleren Zeile ein Blattverschiebungsregime und in der unteren Zeile ein Abschiebungsregime. In der mittleren Spalte haben die kleinste und größte Hauptnormalspannung jeweils denselben Abstand zur mittleren Hauptnormalspannung. In der linken und rechten Spalte liegen jeweils zwei der Hauptnormalspannungen dicht beieinander.

9.6. Überwachung und Kontrollmechanismen

Neben den risikomindernden Maßnahmen durch die Standortwahl stellt die Ampelsteuerung (Kapitel 7) das wichtigste Instrument zur Risikominderung dar.

Um eine Ampelsteuerung realisieren zu können, wird folgende Handlungsempfehlung ausgesprochen:

- Die induzierte Seismizität sollte während der gesamten Projektdauer (d.h. bereits vor der Bohrphase bis zum Rückbau der Bohrungen) mit lokalen Oberflächenseismometern entsprechend Abschnitt 9.6.2 in Echt-Zeit überwacht werden.
- Während der Fracking Operationen kann zusätzlich eine Überwachung mit erhöhter Empfindlichkeit mittels Bohrlochgeophonen erforderlich sein (vergleiche Abschnitt 9.6.3).

Als Beispiel einer kombinierten Überwachung bestehend aus einem Netzwerk von Oberflächenseismometern, Erschütterungsmessstationen und einer tiefen Geophonkette sei hier auf die Fracking Operationen im Bowland Shale verwiesen (Kettlety et al., 2020).

Die Erdbeben­tätigkeit in Deutschland wird von der BGR, verschiedenen geologischen Diensten und Erdbebendiensten der einzelnen Bundesländer, seismologischen Observatorien und geophysikalischen Instituten überwacht. In vielen Regionen existieren dadurch langjährige Erfahrungswerte bezüglich der Erdbebenaktivität oberhalb eines bestimmten, regionsspezifischen Detektionslevels. Um das Detektionslevel zu senken, wird folgende Handlungsempfehlung ausgesprochen:

- Im Vorfeld einer Projektentwicklung sollte die natürliche Erdbebenaktivität durch ein lokales Netzwerk entsprechend Abschnitt 9.6.2 erfasst werden. Dieses sogenannte „Baseline Monitoring“ sollte mindestens 6 Monate vor Beginn der Bohrmaßnahmen begonnen werden.

9.6.1. Ampelsteuerung

Ausgehend von den rechtlichen Rahmenbedingungen und der daraus abgeleiteten Bemessungsgrundlage (Abschnitt 9.3) werden die Designkriterien für die Ampelsteuerung wie folgt festgelegt:

- i. Spürbare Seismizität soll vermieden werden. Die Grenze zur Spürbarkeit wird bei Erschütterungen mit $PGV=0,3$ mm/s angesetzt (Abschnitt 5.5).
- ii. Kleine Schäden an normalen Bauwerken sollen mit großer Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden. Die Unbedenklichkeitsschwelle für kleine Schäden wird bei Erschütterungen mit $PGV<5$ mm/s angesetzt (Abschnitt 5.5).

- iii. Strukturelle Schäden sollen mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden. Die Unbedenklichkeitsschwelle für strukturelle Schäden wird bei Erschütterungen mit $PGV < 20$ mm/s angesetzt (Abschnitt 5.5).

Aufgrund der generellen Inkonsistenz unterschiedlicher Magnitudenskalen (z.B. Deichmann, 2017; Munafò et al., 2016) und der Schwierigkeit, die Lokalmagnitude über Messungen in kurzer Epizentraldistanz zu bestimmen (Butcher et al., 2017; Kao et al., 2018b), wird empfohlen, die Ampelsteuerung über Schwellenwerte der Bodenschwinggeschwindigkeit (PGV) zu definieren.

Unter Berücksichtigung des Konzepts und der Limitierungen von Ampelsteuerungen (Abschnitt 7), wird das Abbruchkriterium bei $PGV = 0,2$ mm/s angesetzt. Diese Wahl wird wie folgt begründet:

- Das Abbruchkriterium liegt unterhalb der Spürbarkeitsgrenze. Damit wird das Designkriterium (i) erfüllt.
- Entsprechend der Definition der Lokalmagnitude M_L (Richter, 1935) entspricht eine Magnitudeneinheit M_L einem Faktor 10 in der Amplitude der Bodenschwinggeschwindigkeit. Eskalation des vorgeschlagenen Abbruchkriteriums um 1 Magnitude M_L entspricht damit einer maximalen Bodenerschütterung von 2 mm/s und überschreitet die Unbedenklichkeitsschwelle selbst für empfindliche Gebäude nicht. Eine Eskalation um eine Magnitudeneinheit M_L kommt nur in seltenen Fällen vor (Verdon und Bommer, 2020). Damit wird das Designkriterium (ii) erfüllt.
- Eskalation des vorgeschlagenen Abbruchkriteriums um zwei Magnitudeneinheiten M_L entspricht einer maximalen Bodenerschütterung von 20 mm/s und liegt damit an der Unbedenklichkeitsschwelle für strukturelle Schäden. Entsprechend den Empfehlungen von Verdon und Bommer (2020) wird das Abbruchkriterium somit zwei Magnitudeneinheiten unterhalb der zu vermeidenden Erdbebenstärke angesetzt. Eine Eskalation um zwei Magnitudeneinheiten M_L ist nur in Ausnahmefällen bekannt (Verdon und Bommer, 2020). Damit wird das Designkriterium (iii) erfüllt.

Es sei angemerkt, dass die Studie von Verdon und Bommer (2020) nicht zwischen Lokalmagnitude M_L und Momentenmagnitude M_w differenziert. Theoretische Modelle zeigen, dass in dem hier relevanten Magnitudenbereich $M_w \sim 2/3 M_L$ gilt (Deichmann, 2017; Munafò et al., 2016). Damit läge eine Eskalation um zwei Magnitudeneinheiten M_w deutlich unter der Unbedenklichkeitsschwelle für strukturelle Schäden.

Bei Erreichen des Abbruchkriteriums werden folgende Reaktionsmaßnahmen empfohlen:

- i. Während der Bohrphase:
 - keine.

ii. Während der Fracking Operationen:

- Unverzögerlicher Abbruch der Fluid-Injektion.
- Wiederaufnahme von Fracking Maßnahmen nur nach vorheriger Druckentlastung der Formation (z.B. durch Öffnung der Bohrung, sogenanntes „Bleed Off“). Das Intervall (stage), welches zum Abbruch geführt hat, sollte nicht erneut gefrackt werden.

iii. Während der Produktion:

- Abbruch der Produktion innerhalb von 24 Stunden.
- Unverzögerlicher Abbruch der Wasser-Rückführung.
- Eine Neubewertung der seismischen Gefährdung ist erforderlich, bevor Produktionsmaßnahmen und Wasserrückführungsmaßnahmen wieder aufgenommen werden dürfen.

9.6.2. Überwachung mit normaler Empfindlichkeit

Stand der Technik bei der Überwachung induzierter Seismizität im Zusammenhang mit einer Ampelsteuerung ist ein Netzwerk von Oberflächenseismometern entsprechend Abschnitt 6.3.1, unter Berücksichtigung der FKPE Empfehlungen (Abschnitt 6.2).

Das an die Überwachung gekoppelte Reaktionsschema ist in Tabelle 6 dargestellt. Durch die FKPE Vorgabe hinsichtlich des maximalen Hintergrundrauschens liegt der Schwellenwert für Reaktionsmaßnahmen mindestens um den Faktor 100 über dem Hintergrundrauschen.

Zusätzlich wird empfohlen, einzelne Instrumente zur Erschütterungsmessung an ausgewählten Gebäuden in der Epizentralregion zu betreiben.

Tabelle 6: Reaktionsschema zur Begrenzung potenziell induzierter Seismizität. Die maximale Bodenerschütterung PGV bezieht sich auf die Seismometerkomponente mit der größten Amplitude.

		
Status	Ampel grün	Ampel rot
Schwellenwert	PGV < 0,2 mm/s	PGV ≥ 0,2 mm/s
Reaktion	keine	Stopp aller Operationen

9.6.3. Überwachung mit erhöhter Empfindlichkeit

Falls die lokalen Bedingungen eine Überwachung mit erhöhter Empfindlichkeit erfordern, entweder durch zu geringen Sicherheitsabstand zu potenziell seismogenen Strukturen (Abschnitt 9.5), oder durch kritische Infrastruktur in der Projektregion (Abschnitt 9.7), sollte neben dem Oberflächennetzwerk (Abschnitt 9.6.2) eine hochauflösende Überwachung induzierter Seismizität während der Fracking Operationen betrieben werden. Zielsetzung ist es, auch kleinste Erdbeben mit $M < 0$ lokalisieren zu können, mit Ortungsfehlern in der Größenordnung von wenigen 10er Metern.

Stand der Technik für diese Form der Überwachung sind Geophonketten, die in Bohrungen in unmittelbarer Nähe zu den Fracking Operationen betrieben werden (Abschnitt 6.4.3). Die hochauflösende Ortung sollte in Echt-Zeit erfolgen, um eine systematische Migration etwaiger Seismizität entlang von natürlichen Störungen frühzeitig erkennen zu können.

Es wird empfohlen, ein weiteres Abbruchkriterium zur Begrenzung der räumlichen Ausdehnung der seismischen Aktivität in den Reaktionsplan aufzunehmen. Dieser Ansatz zielt darauf ab, die maximal zur Verfügung stehenden Bruchflächen zu begrenzen.

Eine allgemein gültige Definition eines solchen Abbruchkriteriums kann mit dem heutigen Kenntnisstand nicht erfolgen (vergleiche Abschnitt 7.3). Für das hier betrachtete hypothetische Referenzprojekt (Abschnitt 9.4) wird vorgeschlagen, Fracking Maßnahmen zu stoppen, wenn die räumliche Ausdehnung der seismischen Aktivität in eine Richtung mehr als 300 m beträgt. Dieses Kriterium hätte bei den Fracking Operationen im Bowland Shale (Kettlety et al., 2020) zu einem vorzeitigen Abbruch geführt und dadurch möglicherweise das Auftreten des stärksten $M_L=2,9$ Erdbeben verhindern können.

Tabelle 7: Reaktionsschema zur Begrenzung potenziell induzierter Seismizität. Die maximale Bodenerschütterung PGV bezieht sich auf die Seismometerkomponente mit der größten Amplitude.

Status	 Ampel grün	 Ampel rot
Schwellenwert	PGV < 0,2 mm/s	PGV ≥ 0,2 mm/s oder räumliche Ausdehnung seismischer Aktivität > 300 m
Reaktion	keine	Stopp aller Operationen

9.7. Erschütterungen und Bebauung

Bisher zielten die Maßnahmen zur Risikominderung auf eine Minderung der seismischen Gefährdung ab. Darüber hinaus kann das Risiko über die exponierten Werte gemindert werden (vergleiche Abbildung 12).

Zu diesem Zweck wird ein Schadensperimeter um die Injektionspunkte entlang der Horizontalbohrung definiert, innerhalb dessen sich keine kritische Infrastruktur (z.B. Kraftwerke, Krankenhäuser) befinden sollte. Falls diese Vorgabe an einem Standort nicht erfüllbar sein sollte, so wird empfohlen, die Fracking Operationen mit erhöhter Empfindlichkeit zu überwachen (Abschnitt 9.6.3).

Die Definition des Schadensperimeters erfolgt über den Schwellenwert der Ampelsteuerung von $PGV=0,2$ mm/s und der Annahme einer Eskalation um zwei Magnitudeneinheiten (M_w). Dieses Szenario entspricht einem Extremfall, der sehr unwahrscheinlich ist.

Zur Modellierung des Schadensperimeters wird zunächst die Momenten-Magnitude M_{Rot} berechnet, bei der der Grenzwert von $PGV=0,2$ mm/s im Epizentrum exakt erreicht wird. Hierzu wird das Modell aus Abschnitt 5.4 verwendet. Die Magnitude M_{Rot} ist von der Herdtiefe und der oberflächennahen Bodenbeschaffenheit abhängig.

Nachfolgend wird ein Erschütterungsszenario für ein Erdbeben der Magnitude $M_{Rot}+2$ berechnet. Entsprechend Abschnitt 5.5 wird der Schadensperimeter über den Abstand definiert, in dem die maximale Bodenschwinggeschwindigkeit 5 mm/s beträgt.

Abbildung 63 zeigt den Schadensperimeter als Funktion der Reservoirtiefe. Es sei angemerkt, dass der Schadensperimeter nicht von der oberflächennahen Bodenbeschaffenheit abhängig ist.

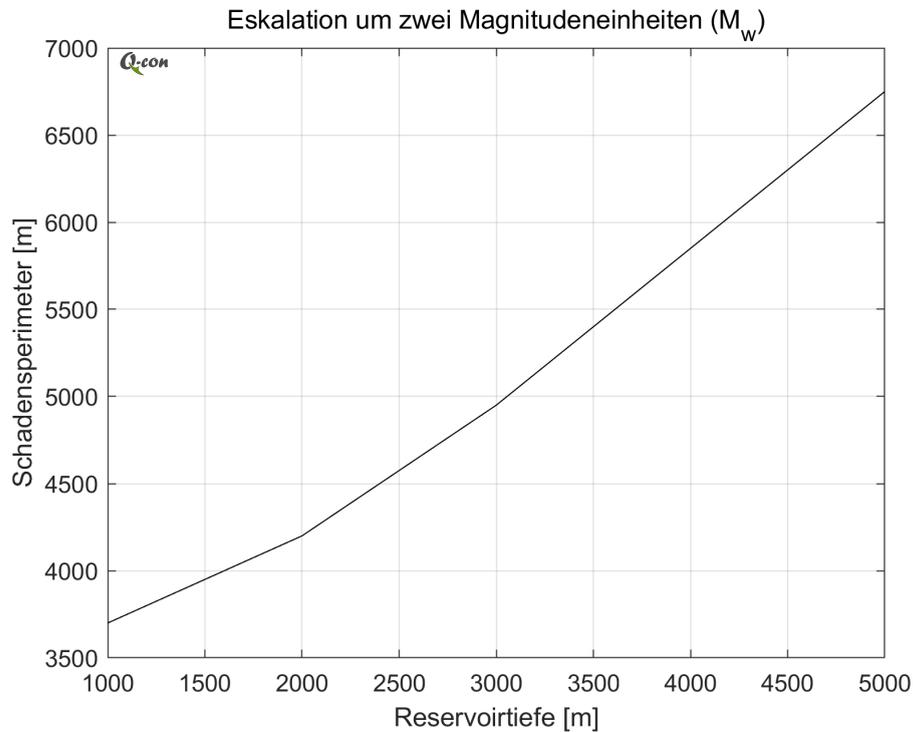


Abbildung 63: Modellierter Schadensperimeter für ein Erdbeben, welches das Abbruchkriterium von Erschütterungen mit $PGV=0,2$ mm/s um zwei Magnitudeneinheiten (M_w) überschreitet. Der Schadensperimeter ist als Funktion der Reservoirtiefe dargestellt und wächst mit der Reservoirtiefe an.

9.8. Zusammenfassende Bewertung des Risikos

Ein wesentlicher Bestandteil der hier vorgenommenen Risikobewertung sind Beobachtungen induzierter Seismizität und das daraus abgeleitete Prozessverständnis. Damit spiegelt die Risikobewertung den derzeitigen Kenntnisstand wider. Es ist nicht auszuschließen, dass zukünftige Beobachtungen zu einem veränderten Prozessverständnis führen können. Daher sollte die vorliegende Risikobewertung im Kontext eines konkreten Projekts auf Aktualität überprüft werden.

Die Risikobewertung erfolgt gesondert für die unterschiedlichen Projektphasen, unter Berücksichtigung der Handlungsempfehlungen. Bewertet wird das nach Erfüllung der Handlungsempfehlungen geminderte Risiko.

9.8.1. Bohrphase

Zunächst ist festzustellen, dass die in Abschnitt 4.4.1 dargelegten Prozesse im Prinzip auch schadensrelevante Erdbeben verursachen könnten. Weltweit wurden allerdings mehrere 10-Millionen Tiefbohrungen abgeteuft, davon mehrere zehntausend Horizontalbohrungen (King, 2012). Trotz dieser enorm großen Zahl ist den Autoren dieser Studie kein Fall bekannt, bei dem schadensrelevante Seismizität durch Bohrarbeiten verursacht wurde. Auch unter Berücksichtigung einer mögli-

chen, aber nicht quantifizierbaren Dunkelziffer, wird die Gefährdung durch induzierte Seismizität im Zusammenhang mit Bohrarbeiten als gering erachtet.

9.8.2. Fracking

Fracking ist eine reife Technologie, die bereits großskalig eingesetzt wurde. Potenziell schadensrelevante Erdbeben wurden nur in seltenen Fällen induziert (vergleiche Abschnitt 3.3), in einem Extremfall allerdings mit Todesfolgen (Abschnitt 3.3.5.1.3).

Bei der Übertragung der Erfahrungen auf den Standort Deutschland ist zu berücksichtigen, dass Fracking-Operationen sehr häufig in wenig besiedelten Regionen durchgeführt wurden. Aufgrund der Besiedlungsstruktur ist das seismische Risiko am Standort Deutschland generell höher einzuschätzen.

Daher sind die empfohlenen Maßnahmen zur Risikominderung (Abschnitt 10) bewusst konservativ ausgelegt. Auch nach Minderung bleibt festzustellen, dass ein Restrisiko einer unkontrollierten Bruchausbreitung (Abschnitt 5.3) verbleibt. Dennoch wird das Risiko, ein Erdbeben mit mehr als geringfügig schädigender Auswirkung durch Fracking zu induzieren, als äußerst gering eingeschätzt.

9.8.3. Produktion

Es ist nicht abschließend geklärt, in welchem Ausmaß Kompaktionsprozesse in den gering-porösen unkonventionellen Lagerstätten stattfinden und welche Relevanz diese im Hinblick auf induzierte Seismizität haben. In der Literatur wurden keine Hinweise auf produktionsinduzierte Seismizität in unkonventionellen Lagerstätten gefunden. Diese Sichtweise wurde von führenden Experten bestätigt (pers. Mitt. Ryan Schultz, Honn Kao und William Ellsworth, Januar 2021).

Unter Berücksichtigung der Ampelsteuerung wird das Risiko, ein Erdbeben mit mehr als geringfügig schädigender Auswirkung durch Produktion zu induzieren, als äußerst gering eingeschätzt.

9.8.4. Rückführung Produktionswässer

Auf globaler Skala wurden sehr starke Erdbeben mit der Rückführung von Produktionswässern assoziiert (vergleiche Abschnitt 3.3). Bei diesen Wässern handelt es sich allerdings nur in sehr geringem Maße um Produktionswässer aus unkonventionellen Lagerstätten. Die meisten Wässer sind im Zusammenhang mit der Sekundärförderung in Ölfeldern (Enhanced Oil Recovery, Zoback, 2012) angefallen.

Wird nur das geringe Fluidvolumen aus der unkonventionellen Lagerstätte berücksichtigt, so ist der räumliche Beeinflussungsbereich der hydraulischen Druckerhöhung in der Regel auf die unmittelbare Umgebung der Bohrung beschränkt (Abschnitt 9.4.2).

Unter Berücksichtigung der Ampelsteuerung wird das Risiko, ein Erdbeben mit mehr als geringfügig schädigender Auswirkung durch Rückführung von Produktionswässern zu induzieren, als äußerst gering eingeschätzt.

9.8.5. Post-Operative Phase

Den Autoren sind keine Studien bekannt, in denen post-operative Seismizität in unkonventionellen Lagerstätten untersucht wurde. In konventionellen Lagerstätten gibt es Hinweise, dass mit der Beendigung einer Gasproduktion auch die induzierte Seismizität zum Erliegen kommt (Baisch et al., 2019).

Dennoch ist nicht auszuschließen, dass im Zuge von post-operativer Spannungsumlagerung im Untergrund (z.B. durch Druckdiffusion, Setzungsbewegung oder Deformation durch Ausgleichsprozesse) auch Seismizität induziert werden könnte.

Daher wird empfohlen, eine elementare seismische Überwachung auch in der post-operativen Phase fortzuführen.

Das Risiko, dass ein induziertes Erdbeben mit mehr als geringfügig schädigender Auswirkung in der post-operativen Phase auftritt, wird als äußerst gering eingeschätzt.

10. Handlungsempfehlungen

In der vorliegenden Studie wurden verschiedene Handlungsempfehlungen ausgesprochen, die nachfolgend zusammengefasst werden.

Die Handlungsempfehlungen orientieren sich an dem in Abschnitt 9.4 dargelegten Erschließungskonzept. Bei einem abweichenden Erschließungskonzept sollte überprüft werden, ob die in Abschnitt 9.4.1 und 9.4.2 modellierten Einwirkungsbereiche überschritten werden. Gegebenenfalls sollten die Sicherheitsabstände angepasst werden.

- Die Projektregion sollte über eine 3D Seismik im Vorfeld erkundet werden (Abschnitt 9.5).
- Ein Mindestabstand von 500 m sollte zwischen Bohrung(en) und natürlichen Störungen mit $ST \geq 0,6$ eingehalten werden (Abschnitt 9.5).
- Ein Mindestabstand von 500 m sollte zwischen Bohrung(en) und dem Grundgebirge eingehalten werden (Abschnitt 9.5).
- Die Mächtigkeit der Zielformation sollte im Beeinflussungsbereich nicht mehr als 150 m betragen (Abschnitt 9.5).
- Innerhalb eines theoretischen (tiefenabhängigen) Einwirkungsbereiches sollte sich keine kritische Infrastruktur befinden (Abschnitt 9.7).

Alle operativen Maßnahmen sollten seismisch überwacht werden, in Kombination mit einer Ampelsteuerung (Abschnitt 9.6).

Falls Kriterien an einem Standort nicht erfüllbar sein sollten, wird eine seismische Überwachung mit erhöhter Empfindlichkeit empfohlen (Abschnitt 9.6.3).

11. Forschungsbedarf

In der vorliegenden Studie wurde an verschiedenen Stellen Forschungsbedarf identifiziert, der nachfolgend zusammengefasst wird.

Durch eine systematische Erfassung und Charakterisierung aller in einer bestimmten Region durchgeführten Eingriffe in den Untergrund in Kombination mit einer seismologischen Überwachung der Region könnten die folgenden Aspekte näher beleuchtet werden:

- Gibt es Hinweise auf induzierte Seismizität, die durch Kompaktion einer unkonventionellen Lagerstätte verursacht wird?
- Welchen Einfluss haben thermo-elastische und chemische Effekte auf die induzierte Seismizität in unkonventionellen Lagerstätten?
- Die Bedeutung der Nähe einer Fluidinjektion zum Grundgebirge und die hydraulische Verbindung durch eine Störung ist nicht vollständig verstanden. Wie groß sollte der Sicherheitsabstand sein, um eine seismische Aktivierung im Grundgebirge ausschließen zu können?
- Welche Gesteine können durch eine Fluidinjektion seismisch aktiviert werden?
- Mit welchen Methoden lassen sich kritisch gespannte Störungen besser identifizieren?
- Kann die maximale Erdbebenmagnitude im Vorfeld untertägiger Eingriffe bestimmt werden?
- Gibt es neben den in Abschnitt 5.2 genannten Faktoren weitere geologisch-tektonische Parameter, die das Auftreten induzierter Seismizität begünstigen könnten? Ist die beobachtete Korrelation induzierter Seismizität mit der rezenten tektonischen Deformationsrate (Kao et al., 2018a), der Lage fossiler Riffe (Schultz et al., 2016) oder verkarsteter Strukturen (Galloway et al., 2018) genereller Natur?

Die Effizienz von Ampelsteuerungen und Reaktionsmaßnahmen ist bisher nicht hinreichend verstanden:

- Ist es möglich, anhand induzierter Seismizitätsbeobachtungen zwischen kontrollierbarer und unkontrollierbarer Bruchausbreitung zu unterscheiden?
- Können adaptive Ampelsteuerungen (Király-Proag et al., 2016; Mignan et al., 2017) einen Vorteil gegenüber Ampelsteuerungen mit statischen Schwellenwerten bieten?

12. Glossar

acatech	Kurzbezeichnung der deutschen Wissenschaftsakademie: „Deutsche Akademie der Technikwissenschaften e.V.“
Adhäsion	Mechanischer Zusammenhalt zweier Phasen aufgrund molekularer Wechselwirkungen in der Grenzflächenschicht.
Ampelsteuerung	Im Zusammenhang mit einer Echtzeit-Überwachung der induzierten Seismizität werden operative Maßnahmen abgebrochen, sobald die Seismizität vordefinierte Schwellenwerte übersteigt.
Bleed off	Druckentlastung durch kontrolliertes Öffnen einer Bohrung und damit verbundenem Austritt von Fluid und/oder Gas.
Evaporit	<i>Eindampfungsgestein</i> . Sedimentgestein, welches durch Verdunstung saliner wässriger Lösungen entsteht. Dazu zählen u.a. Chloride (bspw. Halit) oder Sulfate (bspw. Gips oder Anhydrit).
exploitieren	Gewinnung von Bodenschätzen.
Flözgas	→ <i>Kohleflözgas</i> .
Formation	Gesteinseinheit zur Untergliederung einer Gesteinsabfolge.
Getriggerte Seismizität	→ <i>induzierte Seismizität</i> .
Ground Motion Prediction Equation (GMPE)	Empirische Beziehungen zur Berechnung einer Erschütterungsamplitude an der Erdoberfläche für ein Erdbeben einer bestimmten Stärke und Tiefe und ggf. weiterer Parameter.
Hydraulic Fracturing (<i>Fracking, HF</i>)	Technisches Verfahren zur Erzeugung künstlicher Fließwege im Gestein einer Lagerstätte mit dem Ziel, die Durchlässigkeit zu erhöhen. Dabei wird Flüssigkeit (Was-

	<p>ser und ggf. Additive) unter hohem Druck in die Formation gepresst.</p>
Induzierte Seismizität	<p>Durch anthropogene Eingriffe in den Untergrund ausgelöstes Erdbeben. Der Begriff „induziertes Erdbeben“ wird im Rahmen dieser Studie synonym mit dem Begriff „getriggertes Erdbeben“ verwendet (siehe auch Kapitel 4.1).</p>
Kohäsion	<p>Mechanischer Zusammenhalt zwischen Atomen und Molekülen innerhalb eines Stoffes.</p>
Kohleflözgas (<i>coalbed methane, CBM</i>)	<p>Gas, das während des Prozesses der Inkohlung entsteht und teilweise als sorbiertes und/ oder freies Gas im Kohleflöz zurückbleibt (siehe auch Kapitel 3.1).</p>
Konventionelle Lagerstätte	<p>Lagerstätte, bei der die Kohlenwasserstoffe aus dem Muttergestein migriert sind und sich in durchlässigen Speichergesteinen innerhalb von Fallenstrukturen angesammelt haben (siehe auch Kapitel 3.1).</p>
Konvolution	<p>Mathematische Operation, auch Faltung genannt.</p>
Kraton	<p>Präkambrischer Kernbereich der Kontinente.</p>
Lagerstätte	<p>Bereich der Erdkruste, in dem sich abbauwürdige feste, flüssige oder gasförmige Rohstoffe befinden.</p>
Leak-off	<p>Austritt von Flüssigkeit in eine Gesteinsformation durch Poren und Klüfte.</p>
Magnitudo	<p>Die Magnitudo ist ein Maß für die Stärke von Erdbeben. In Kapitel 3.3 werden je nach Datenquelle verschiedene Magnitudenskalen wie die Lokalmagnitudo M_L oder die Momentenmagnitudo M_w verwendet. Während die Momentenmagnitudo M_w auf dem seismischen Moment, einem physikalischen Maß für die Stärke eines Erdbebens, basiert und über verschiedenen Relationen aus diesem hergeleitet werden kann, basiert die Lokalmagnitudo M_L (allgemein auch als Magnitudo auf der Richterskala bekannt) auf einer rein empirischen Definition (siehe auch Kapitel 4.3).</p>

Metamorphe Überprägung	Änderung der mineralogischen Zusammensetzung eines Gesteins und/ oder dessen Gefüge durch Druck- und/oder Temperaturerhöhung.
Muttergestein	Sedimentgestein mit hohem Anteil an organischer Substanz, in dem sich im Zuge der Versenkung und damit einsetzenden diagenetischen Prozesse Erdöl und Erdgas bilden können.
Peak Ground Acceleration (PGA)	Maximale Bodenbeschleunigung, die während eines Erdbebens an einem Ort auftritt. Die maximale Bodenbeschleunigung wird in Einheiten von m/s^2 gemessen und häufig in g (Erdbeschleunigung) ausgedrückt, wobei $1 g = 9,81 m/s^2$ ist.
Peak Ground Velocity (PGV)	Maximale Bodenschwinggeschwindigkeit, die während eines Erdbebens an einem Ort auftritt. Die maximale Bodenschwinggeschwindigkeit wird in Einheiten von m/s gemessen.
Probabilistic Seismic Hazard Assessment (PSHA)	Probabilistische seismische Gefährdungsbeurteilung. Schätzung der Wahrscheinlichkeit, ein bestimmtes Maß an Erdbeben-Bodenerschütterungen an einem Standort in einem bestimmten Zeitraum zu überschreiten.
Probabilistic Seismic Risk Assessment (PSRA)	Probabilistische seismische Risikobewertung. Abschätzung des Schadensrisikos durch ein Erdbeben für Gebäude oder Infrastruktur. Eine PSRA kombiniert die Ergebnisse einer PSHA mit der Anzahl exponierter Gebäude und deren Vulnerabilität.
Proppant	Dem Fracfluid beigemischtetes Stützmittel, das dazu dient, die künstlich erzeugten Risse nach Druckentlastung offen zu halten. Häufig verwendete Stützmittel sind (beschichteter) Sand oder Keramikkügelchen.
Reibungskoeffizient	μ , dimensionsloses Maß für die Reibungskraft im Verhältnis zur Anpresskraft zwischen zwei Körpern.
Rückführung von Produktionswässern	Entsorgung von "Flowback" (zurückgefördertes Produktionswasser) durch Injektion in tiefe Gesteinsschichten.

Schermodul	<p>G, Materialkonstante, die die elastische Verformung eines Körpers infolge einer Scherkraft oder Schubspannung beschreibt. Das Schermodul wird in der Einheit Newton pro Quadratmeter (N/m^2) bzw. Pascal (Pa) angegeben.</p>
Schiefergas	<p>Erdgas, welches im Muttergestein verblieben ist und durch → <i>Hydraulic Fracturing</i> gefördert werden kann (siehe auch Kapitel 3.1).</p>
Schieferöl	<p>Erdöl, welches im Muttergestein verblieben ist und durch → <i>Hydraulic Fracturing</i> gefördert werden kann (siehe auch Kapitel 3.1).</p>
Seismische Gefährdung	<p>Maß für die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Erdbeben einer bestimmten Stärke in einer vorgegebenen Region und Zeitspanne.</p>
Seismisches Moment	<p>M_0, physikalisches Maß für die Stärke eines Erdbebens. Produkt aus → <i>Schermodul</i> G, Versatzfläche A („Herdfläche“) und mittlerem Versatzbetrag d. Das seismische Moment wird in der Einheit Newtonmeter ($N*m$) angegeben (siehe auch Kapitel 4.3).</p>
Seismisches Risiko	<p>Gemeinsame Betrachtung von → <i>seismischer Gefährdung</i>, betroffener Werte und deren Vulnerabilität.</p>
Sorptionskräfte	<p>Physikalische Wechselwirkungen, die zu einer Anreicherung eines Stoffes, bspw. auf einer Grenzfläche zwischen zwei Phasen, führen.</p>
Stage	<p>Während des → <i>Hydraulic Fracturing</i> Prozesses wird die Bohrung in Abschnitte, sogenannte <i>Stages</i>, aufgeteilt. Jeder Abschnitt wird separat hydraulisch stimuliert.</p>
Tight Gas	<p>Erdgas, welches sich in fast undurchlässigen sekundären Speichergesteinen (Sandsteine oder Karbonate) angereichert hat und dessen wirtschaftliche Förderung den Einsatz der Fracking Technologie erfordert (siehe auch Kapitel 3.1).</p>
Traffic Light System (TLS)	<p>Ampelsteuerung, bei der Operative Maßnahmen in Reaktion auf induzierte Seismizität verändert bzw. beendet</p>

werden.

Unkonventionelle Lagerstätte	Lagerstätte, in der sich die Kohlenwasserstoffe aufgrund der geringen hydraulischen Durchlässigkeit, aber auch aufgrund von Sorptionskräften weiterhin im Muttergestein (bspw. Ton-, Mergel- oder Kohleflözgestein) befinden und durch → <i>Hydraulic Fracturing</i> gefördert werden können (siehe auch Kapitel 3.1).
Vitrinitreflexion (VR)	Parameter, mit dem der Grad der thermischen Reife kohlenwasserstoffhaltiger Gesteine bestimmt wird (%).
„Zipper Frac“ Technologie	Fracking zweier benachbarter Horizontalbohrungen in abwechselnder Reihenfolge, mit dem Ziel, die Ausbreitungsrichtung der jeweils gegenüberliegenden Risse durch Spannungsinterferenz abzulenken und dadurch eine größere Risskomplexität zu erzielen (Rafiee et al., 2012)
Zugriss	Rissausbildung bei der ausschließlich eine Rissöffnung senkrecht zur Rissfläche stattfindet (sogenannter Mode 1 Riss).

13. Abkürzungsverzeichnis

ATLS	Adaptive Traffic Light System
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
CBM	Coalbed Methane, Kohleflözgas
FKPE	Forschungskollegium Physik des Erdkörpers
GMM	Ground Motion Model
GMPE	Ground Motion Prediction Equation
HF	Hydraulic Fracturing
M_w	Momentenmagnitude
M_L	Lokalmagnitude
PGA	Peak Ground Acceleration
PGV	Peak Ground Velocity
PSRA	Probabilistic Seismic Risk Assessment
TLS	Traffic Light System
VR	Vitrinitreflexion

14. Literaturverzeichnis

- Abbott, D., Neale, C., Lakings, J., Inc, M., Wilson, L., Close, J.C., Richardson, E., 2007. Hydraulic Fracture Diagnostics in the Williams Fork Formation, Piceance Basin, Colorado, Using Surface Microseismic Monitoring Technology. Society of Petroleum Engineers Journal SPE 108142, 10.
- A'Campo, Y.W.L., Baisch, S., Buter, E., Slob, S., Laenen, B., Besseling, F., Boter, E.L., 2020. Risk assessment for UDG and EGS and an inventory of preventive and mitigating measures (Final report project KEM-06 No. 105911/20–005.135). Witteveen&Bos.
- acatech, 2015. Hydraulic Fracturing. Eine Technologie in der Diskussion (acatech Position). acatech – Deutsche Akademie der Technikwissenschaften, München.
- Ader, T., Chendorain, M., Free, M., Saarno, T., Heikkinen, P., Malin, P.E., Leary, P., Kwiatek, G., Dresen, G., Bluemle, F., Vuorinen, T., 2020. Design and implementation of a traffic light system for deep geothermal well stimulation in Finland. J Seismol 24, 991–1014.
<https://doi.org/10.1007/s10950-019-09853-y>
- Aki, K., Richards, P., 2002. Quantitative Seismology, 2nd Ed.
- Alberta Energy Regulator, 2019. New Subsurface Order Institutes New Monitoring, Setback, and Response Requirements to Manage the Risk of Induced Seismicity Near the Brazeau Reservoir, Bulletin 2019-12. Alberta Energy Regulator.
- Alexeyenko, A.V., Bartko, K.M., Adebiyi, I.A., Faraj, O., Campo, C., 2013. First Shale Gas Experience in Saudi Arabia - lessons learned. Journal of Engineering Research Year 1, 29–42.
- Aloulou, F., Zaretskaya, V., 2019. Growth in Argentina's Vaca Muerta shale and tight gas production leads to LNG exports [WWW Document]. EIA - Today in Energy. URL <https://www.eia.gov/todayinenergy/detail.php?id=40093> (accessed 10.26.20).
- Andrews, I.J., 2013. The Carboniferous Bowland Shale gas study: geology and resource estimation. British Geological Survey for Department of Energy and Climate Change, London, UK.
- Anthonsen, K.L., Schovsbo, N., Britze, P., 2016. Overview of the current status and development of shale gas and shale oil in Europe (Report T3b of the EUOGA study (EU Unconventional Oil and Gas Assessment) commissioned by JRC-IET to GEUS).
- Askenazi, A., Biscayart, P., Cáneva, M., 2013. Analogía entre la Formación Vaca Muerta y Shale Gas/Oil Plays de EEUU. Presented at the 1er Concurso de Jovenes Profesionales de la SPE de Argentina., p. 20.

- Atkinson, G.M., 2015. Ground-Motion Prediction Equation for Small-to-Moderate Events at Short Hypocentral Distances, with Application to Induced-Seismicity Hazards. *Bulletin of the Seismological Society of America* 105, 981–992. <https://doi.org/10.1785/0120140142>
- Atkinson, G.M., Eaton, D.W., Ghofrani, H., Walker, D., Cheadle, B., Schultz, R., Shcherbakov, R., Tiampo, K., Gu, J., Harrington, R.M., Liu, Y., van der Baan, M., Kao, H., 2016. Hydraulic Fracturing and Seismicity in the Western Canada Sedimentary Basin. *Seismological Research Letters* 87, 631–647. <https://doi.org/10.1785/0220150263>
- Baisch, S., 2002. Probing the Crust to 9-km Depth: Fluid-Injection Experiments and Induced Seismicity at the KTB Superdeep Drilling Hole, Germany. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, 2369–2380. <https://doi.org/10.1785/0120010236>
- Baisch, S., Carbon, D., Dannwolf, U., Delacou, B., Devaux, M., Dunand, F., Jung, R., Koller, M., Martin, C., Sartori, M., Secanell, R., Vörös, R., 2009. Deep Heat Mining Basel - Seismic Risk Analysis. SERIANEX study prepared for the Departement für Wirtschaft, Soziales und Umwelt des Kantons Basel-Stadt, Amt für Umwelt und Energie.
- Baisch, S., Koch, C., Muntendam-Bos, A., 2019. Traffic Light Systems: To What Extent Can Induced Seismicity Be Controlled? *Seismological Research Letters* 90, 1145–1154. <https://doi.org/10.1785/0220180337>
- Baisch, S., Koch, C., Stang, H., Pittens, B., Drijver, B., Buik, N., 2016. Defining the Framework for Seismic Hazard Assessment in Geothermal Projects V0.1 - Technical Report (No. 161005).
- Baisch, S., McMahon, A., 2014. Seismic Real-Time Monitoring of a Massive Hydraulic Stimulation of a Geothermal Reservoir in the Cooper Basin, Australia. Presented at the EAGE/DGG Workshop on Microseismic Monitoring, Karlsruhe, Germany, p. 5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20140005>
- Baisch, S., Rothert, E., Stang, H., Vörös, R., Koch, C., McMahon, A., 2015. Continued Geothermal Reservoir Stimulation Experiments in the Cooper Basin (Australia). *Bulletin of the Seismological Society of America* 105, 198–209. <https://doi.org/10.1785/0120140208>
- Baisch, S., Vörös, R., Rothert, E., Stang, H., Jung, R., Schellschmidt, R., 2010. A numerical model for fluid injection induced seismicity at Soultz-sous-Forêts. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 47, 405–413. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2009.10.001>
- Baisch, S., Weidler, R., Vörös, R., Jung, R., 2006a. A Conceptual Model for Post-Injection Seismicity at Soultz-sous-Forêts. *GRC Transactions* 30, 601–605.
- Baisch, S., Weidler, R., Vörös, R., Wyborn, D., de Graaf, L., 2006b. Induced Seismicity during the Stimulation of a Geothermal HFR Reservoir in the Cooper Basin, Australia. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96, 2242–2256. <https://doi.org/10.1785/0120050255>

Bardainne, T., Dubos-Sallée, N., Sénéchal, G., Gaillot, P., Perroud, H., 2008. Analysis of the induced seismicity of the Lacq gas field (Southwestern France) and model of deformation. *Geophysical Journal International* 172, 1151–1162. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03705.x>

Baria, R., Michelet, S., Baumgärtner, J., Dyer, B.C., Gerard, A., Nicholls, J., Hettkamp, T., Teza, D., Soma, N., Asanuma, H., Garnish, J., Megel, T., 2004. Microseismic Monitoring of the World's Largest Potential HDR Reservoir, in: *Proceedings 29th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Presented at the 29th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, p. 8.

Barth, A., Schmidt, B., Joswig, M., Baisch, S., Fritschen, R., Gaucher, E., Kracht, M., Lehmann, K., Rueter, H., Schlittenhardt, J., Spies, T., 2015. Empfehlungen zur Erstellung von Stellungnahmen zur seismischen Gefährdung bei tiefergeothermischen Projekten. *Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft* 1, 5–7.

Baumgärtner, J., Teza, D., Wahl, G., 2013. Gewinnung geothermischer Energie durch Entwicklung und Zirkulation eines Störungssystems im Kristallin und deren mikroseismische Überwachung am Beispiel des Geothermieprojektes Insheim (Schlussbericht No. 0325158). BESTEC GmbH, Landau.

BC Oil and Gas Commission, 2014. Investigation of Observed Seismicity in the Montney Trend. BC Oil and Gas Commission.

BC Oil and Gas Commission, 2012. Investigation of Observed Seismicity in the Horn River Basin. BC Oil and Gas Commission.

Beaven, B., 2019. Gas Giant: the Star Align for the Haynesville Shale [WWW Document]. *Oil & Gas 360°* by Enercom. URL <https://www.oilandgas360.com/gas-giant-the-stars-align-for-the-haynesville-shale/> (accessed 11.11.20).

Bentz, S., Kwiatek, G., Martínez-Garzón, P., Bohnhoff, M., Dresen, G., 2020. Seismic Moment Evolution During Hydraulic Stimulations. *Geophys. Res. Lett.* 47. <https://doi.org/10.1029/2019GL086185>

BGR, 2016. Schieferöl und Schiefergas in Deutschland - Potenziale und Umweltaspekte. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover.

Bohnhoff, M., Dresen, G., Ellsworth, W.L., Ito, H., 2009. Passive Seismic Monitoring of Natural and Induced Earthquakes: Case Studies, Future Directions and Socio-Economic Relevance, in: Cloetingh, S., Negendank, J. (Eds.), *New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 261–285. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2737-5_7

Bommer, J.J., Crowley, H., Pinho, R., 2015. A risk-mitigation approach to the management of induced seismicity. *J Seismol* 19, 623–646. <https://doi.org/10.1007/s10950-015-9478-z>

- Bommer, J.J., Oates, S., Cepeda, J.M., Lindholm, C., Bird, J., Torres, R., Marroquín, G., Rivas, J., 2006. Control of hazard due to seismicity induced by a hot fractured rock geothermal project. *Engineering Geology* 83, 287–306. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.11.002>
- Bönnemann, C., Milestonegruppe 6, 2018. FKPE Leitfaden EinwirkungsBergV (Leitfaden No. 20180702).
- Bosman, K., Baig, A., Viegas, G., Urbancic, T., 2016. Towards an improved understanding of induced seismicity associated with hydraulic fracturing. *First Break*, *First Break* 34, 6.
- Bourne, S.J., Oates, S.J., van Elk, J., 2018. The exponential rise of induced seismicity with increasing stress levels in the Groningen gas field and its implications for controlling seismic risk. *Geophysical Journal International* 213, 1693–1700. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy084>
- Bourne, S.J., Oates, S.J., van Elk, J., Doornhof, D., 2014. A seismological model for earthquakes induced by fluid extraction from a subsurface reservoir. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 8991–9015. <https://doi.org/10.1002/2014JB011663>
- British Geological Survey, 2020. Bowland Shale Formation [WWW Document]. The BGS Lexicon of Named Rock Units. URL <https://webapps.bgs.ac.uk/lexicon/lexicon.cfm?pub=BSG> (accessed 11.12.20).
- Broccardo, M., Mignan, A., Grigoli, F., Karvounis, D., Rinaldi, A.P., Danciu, L., Hofmann, H., Milkereit, C., Dahm, T., Zimmermann, G., Hjörleifsdóttir, V., Wiemer, S., 2020. Induced seismicity risk analysis of the hydraulic stimulation of a geothermal well on Geldinganes, Iceland. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 20, 1573–1593. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-1573-2020>
- Broothaers, M., Wijnen, P., 2014. Action plan in case of detection of a seismic event 09-2014 (Internal report No. Version 0.3).
- Brudzinski, M.R., Kozłowska, M., 2019. Seismicity induced by hydraulic fracturing and wastewater disposal in the Appalachian Basin, USA: a review. *Acta Geophys.* 67, 351–364. <https://doi.org/10.1007/s11600-019-00249-7>
- Buijze, L., van Bijsterveldt, L., Cremer, H., Paap, B., Veldkamp, H., Wassing, B.B.T., van Wees, J.-D., van Yperen, G.C.N., ter Heege, J.H., Jaarsma, B., 2019. Review of induced seismicity in geothermal systems worldwide and implications for geothermal systems in the Netherlands. *Netherlands Journal of Geosciences* 98, e13. <https://doi.org/10.1017/njg.2019.6>
- Bulut, F., Bohnhoff, M., Ellsworth, W.L., Aktar, M., Dresen, G., 2009. Microseismicity at the North Anatolian Fault in the Sea of Marmara offshore Istanbul, NW Turkey. *J. Geophys. Res.* 114, B09302. <https://doi.org/10.1029/2008JB006244>

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016. BGR Geoviewer [WWW Document]. BGR Geoviewer. URL

<https://geoviewer.bgr.de/mapapps4/resources/apps/geoviewer/index.html?lang=de> (accessed 12.16.20).

Butcher, A., Lockett, R., Verdon, J.P., Kendall, J.-Michael, Baptie, B., Wookey, J., 2017. Local Magnitude Discrepancies for Near-Event Receivers: Implications for the U.K. Traffic-Light Scheme. *Bulletin of the Seismological Society of America* 107, 532–541. <https://doi.org/10.1785/0120160225>

Cantoni, R., 2018. Second Galicia? Poland's shale gas rush through historical lenses. *Geological Society, London, Special Publications* 465, 201–217. <https://doi.org/10.1144/SP465.16>

Carter, A.V., Eaton, E., 2016. Saskatchewan's "Wild West" approach to fracking. *Monitor* 23, 20–24.

Cesca, S., Grigoli, F., Heimann, S., González, Á., Buforn, E., Maghsoudi, S., Blanch, E., Dahm, T., 2014. The 2013 September–October seismic sequence offshore Spain: a case of seismicity triggered by gas injection? *Geophysical Journal International* 198, 941–953.

<https://doi.org/10.1093/gji/ggu172>

Chambers, K., Kendall, J.-M., Brandsberg-Dahl, S., Rueda, J., 2010. Testing the ability of surface arrays to monitor microseismic activity: Testing the ability of surface arrays. *Geophysical Prospecting* 58, 821–830. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2010.00893.x>

Chen, Z., Lavoie, D., Malo, M., 2014. Geological characteristics and petroleum resource assessment of Utica Shale, Quebec, Canada (No. 7606). <https://doi.org/10.4095/293793>

Cheney, A., 2015. Impactogen tectonic origin for formation of the Permian Basin of West Texas and New Mexico. Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Houston, Houston, TX.

Clarke, H., Soroush, H., Wood, T., 2019a. Preston New Road: The Role of Geomechanics in Successful Drilling of the UK's First Horizontal Shale Gas Well, in: SPE Europec Featured at 81st EAGE Conference and Exhibition. Presented at the 81st EAGE Conference and Exhibition, Society of Petroleum Engineers, London, England, UK. <https://doi.org/10.2118/195563-MS>

Clarke, H., Verdon, J.P., Kettlety, T., Baird, A.F., Kendall, J., 2019b. Real-Time Imaging, Forecasting, and Management of Human-Induced Seismicity at Preston New Road, Lancashire, England. *Seismological Research Letters*. <https://doi.org/10.1785/0220190110>

Commonwealth of Australia, 2014. Hydraulic fracturing ('fracking') techniques, including reporting requirements and governance arrangements (Background review).

Cornell, C.A., 1968. Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America* 58, 1583–1606.

Correa-Otto, S., 2018. Intraplate seismicity recorded by a local network in the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10.

Cremen, G., Werner, M.J., Baptie, B., 2020. A New Procedure for Evaluating Ground-Motion Models, with Application to Hydraulic-Fracture-Induced Seismicity in the United Kingdom. *Bulletin of the Seismological Society of America* 110, 2380–2397. <https://doi.org/10.1785/0120190238>

Cunningham, N., 2020. Surviving the Onslaught of Fracking in Argentina [WWW Document]. The Real News Network. URL <https://therealnews.com/columns/surviving-the-onslaught-of-fracking-in-argentina> (accessed 10.23.20).

Curia, D., Duncan, P.M., Grealy, M., McKenna, J., Hill, A., 2018. Microseismic monitoring of Vaca Muerta completions in the Neuquén Basin, Argentina. *The Leading Edge* 37, 262–269. <https://doi.org/10.1190/tle37040262.1>

Dahm, T., Becker, D., Bischoff, M., Cesca, S., Dost, B., Fritschen, R., Hainzl, S., Klose, C.D., Kühn, D., Lasocki, S., Meier, Th., Ohrnberger, M., Rivalta, E., Wegler, U., Husen, S., 2013. Recommendation for the discrimination of human-related and natural seismicity. *J Seismol* 17, 197–202. <https://doi.org/10.1007/s10950-012-9295-6>

D'Amico, L., 2020. Después de tres meses sin fracking, volvió a temblar Añelo [WWW Document]. vaconfirma.com.ar - un plus sobre la información. URL https://vaconfirma.com.ar/?articulos_seccion_714/id_12122/despues-de-tres-meses-sin-fracking-volvio-a-temblar-anelo (accessed 10.23.20).

Davis, S.D., Frohlich, C., 1993. Did (Or Will) Fluid Injection Cause Earthquakes? - Criteria for a Rational Assessment. *Seismological Research Letters* 64, 207–224. <https://doi.org/10.1785/gssrl.64.3-4.207>

De Pater, C.J., Baisch, S., 2011. Geomechanical Study of Bowland Shale Seismicity (Synthesis Report).

Deichmann, N., 2017. Theoretical Basis for the Observed Break in ML/Mw Scaling between Small and Large Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 107, 505–520. <https://doi.org/10.1785/0120160318>

Deichmann, N., Giardini, D., 2009. Earthquakes Induced by the Stimulation of an Enhanced Geothermal System below Basel (Switzerland). *Seismological Research Letters* 80, 784–798. <https://doi.org/10.1785/gssrl.80.5.784>

Deutsches Institut für Normung e.V. (Ed.), 2011. DIN EN 1998-1/NA:2011-01 - Nationaler Anhang - National festgelegte Parameter - Eurocode 8: Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben - Teil 1: Grundlagen, Erdbebeneinwirkungen und Regeln für Hochbau. <https://doi.org/10.31030/1738038>

Deutsches Institut für Normung e.V., 1999a. DIN 4150-3:1999-02 - Erschütterungen im Bauwesen - Teil 3: Einwirkungen auf bauliche Anlagen. Beuth Verlag GmbH.

Deutsches Institut für Normung e.V., 1999b. DIN 4150-2:1999-06 - Erschütterungen im Bauwesen - Teil 2: Einwirkungen auf Menschen in Gebäuden. Beuth Verlag GmbH.
<https://doi.org/10.31030/8067954>

Dobson, P., Houseworth, J., 2014. Inventory of Shale Formations in the US, Including Geologic, Geochemical, Hydrological, Mechanical, and Thermal Characteristics (No. LBNL-6749E, 1156579). <https://doi.org/10.2172/1156579>

Dong, D., Shi, Z., Guan, Q., Jiang, S., Zhang, M., Zhang, C., Wang, Shuyan, Sun, S., Yu, R., Liu, D., Peng, P., Wang, Shiqian, 2018. Progress, challenges and prospects of shale gas exploration in the Wufeng–Longmaxi reservoirs in the Sichuan Basin. *Natural Gas Industry B* 5, 415–424.
<https://doi.org/10.1016/j.ngib.2018.04.011>

Dong, D., Wang, Y., Li, X., Zou, C., Guan, Q., Zhang, C., Huang, J., Wang, S., Wang, H., Liu, H., Bai, W., Liang, F., Lin, W., Zhao, Q., Liu, D., Qiu, Z., 2016. Breakthrough and prospect of shale gas exploration and development in China. *Natural Gas Industry B* 3, 12–26.
<https://doi.org/10.1016/j.ngib.2016.02.002>

Douglas, J., 2017. Ground motion prediction equations 1964-2016. Department of Civil and Environmental Engineering - University of Strathclyde, Glasgow, United Kingdom.

Douglas, J., Edwards, B., Convertito, V., Sharma, N., Tramelli, A., Kraaijpoel, D., Cabrera, B.M., Maercklin, N., Troise, C., 2013. Predicting Ground Motion from Induced Earthquakes in Geothermal Areas. *Bulletin of the Seismological Society of America* 103, 1875–1897.
<https://doi.org/10.1785/0120120197>

Drummond, B., 2013. Background Paper on Seismicity (Prepared for the New South Wales Chief Scientist and Engineer as part of the Review of coal seam gas activities in NSW). Government of New South Wales.

Drummond, B.J., 2016. Review of hydrofracturing and induced seismicity (No. Record 2016/02). Geoscience Australia.

Duncan, P.M., Eisner, L., 2010. Reservoir characterization using surface microseismic monitoring. *GEOPHYSICS* 75, 75A139-75A146. <https://doi.org/10.1190/1.3467760>

Eaton, D.W., Igonin, N., 2018. What controls the maximum magnitude of injection-induced earthquakes? *The Leading Edge* 37, 135–140. <https://doi.org/10.1190/tle37020135.1>

Eaton, D.W., Schultz, R., 2018. Increased likelihood of induced seismicity in highly overpressured shale formations. *Geophysical Journal International* 214, 751–757. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy167>

Edwards, B., Crowley, H., Pinho, R., Bommer, J.J., 2021. Seismic Hazard and Risk Due to Induced Earthquakes at a Shale Gas Site. *Bulletin of the Seismological Society of America*. <https://doi.org/10.1785/0120200234>

Eisner, L., Staněk, F., 2018. Microseismic data interpretation — what do we need to measure first? *First Break* 36, 55–58.

El Gamal, R., Webb, S., 2020. Saudi Aramco launches largest shale gas development outside U.S. [WWW Document]. Reuters. URL <https://uk.reuters.com/article/us-saudi-shale-gas/saudi-aramco-launches-largest-shale-gas-development-outside-u-s-idUKKCN20I29A> (accessed 10.23.20).

Farahbod, A.M., Kao, H., Cassidy, J.F., Walker, D., 2015. How did hydraulic-fracturing operations in the Horn River Basin change seismicity patterns in northeastern British Columbia, Canada? *The Leading Edge* 34, 658–663. <https://doi.org/10.1190/tle34060658.1>

Fasola, S.L., Brudzinski, M.R., Skoumal, R.J., Langenkamp, T., Currie, B.S., Smart, K.J., 2019. Hydraulic Fracture Injection Strategy Influences the Probability of Earthquakes in the Eagle Ford Shale Play of South Texas. *Geophys. Res. Lett.* 46, 12958–12967. <https://doi.org/10.1029/2019GL085167>

Foulger, G.R., Wilson, M.P., Gluyas, J.G., Julian, B.R., Davies, R.J., 2018. Global review of human-induced earthquakes. *Earth-Science Reviews* 178, 438–514. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.008>

Franke, D., Hoffmann, N., 1988. Der Bruchschollenbau Rügens – ein Beispiel tafelrandparalleler Strukturentwicklung. *WTI (Wissenschaftlich Technischer Informationsdienst des Zentralen Geologischen Instituts)* 29, 50–59.

Frohlich, C., 2012. A survey of earthquakes and injection well locations in the Barnett Shale, Texas. *The Leading Edge* 31, 1446–1451. <https://doi.org/10.1190/tle31121446.1>

Frohlich, C., Brunt, M., 2013. Two-year survey of earthquakes and injection/production wells in the Eagle Ford Shale, Texas, prior to the MW4.8 20 October 2011 earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* 379, 56–63. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.07.025>

Frydman, M., Acevedo, A., Castellanos, J.M., Casanova, O., Hasbani, J., Gutierrez, O., Giroto, G., 2018. Reducing Drilling Risks in Highly Over-Pressurized Quintuco-Vaca Muerta Formation, a Case History in Neuquén Basin /Argentina, in: *SPE Argentina Exploration and Production of Unconven-*

tional Resources Symposium. Presented at the SPE Argentina Exploration and Production of Unconventional Resources Symposium, Society of Petroleum Engineers, Neuquen, Argentina.
<https://doi.org/10.2118/191839-MS>

Gajek, W., Trojanowski, J., Malinowski, M., Jarosiński, M., Riedel, M., 2018. Results of the down-hole microseismic monitoring at a pilot hydraulic fracturing site in Poland — Part 1: Event location and stimulation performance. *Interpretation* 6, SH39–SH48. <https://doi.org/10.1190/INT-2017-0205.1>

Galis, M., Ampuero, J.-P., Mai, P.M., Kristek, J., 2019. Initiation and arrest of earthquake ruptures due to elongated overstressed regions. *Geophysical Journal International* 217, 1783–1797.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggz086>

Galloway, E., Hauck, T., Corlett, H., Paná, D., Schultz, R., 2018. Faults and associated karst collapse suggest conduits for fluid flow that influence hydraulic fracturing-induced seismicity. *Proc Natl Acad Sci USA* 115, E10003–E10012. <https://doi.org/10.1073/pnas.1807549115>

Gandossi, L., Von Estorff, U., 2015. An overview of hydraulic fracturing and other formation stimulation technologies for shale gas production: Update 2015. (JRC Science for Policy Report No. EUR 26347 EN). Publications Office, Luxembourg.

Garagash, D.I., Germanovich, L.N., 2012. Nucleation and arrest of dynamic slip on a pressurized fault: Nucleation on pressurized fault. *J. Geophys. Res.* 117.
<https://doi.org/10.1029/2012JB009209>

Gaucher, E., 2012. Effective sensitivity estimate of the microseismic monitoring network deployed in Bruchsal geothermal field, in: *Geophysical Research Abstracts*. Presented at the EGU General Assembly 2012, p. 1.

GeORG-Projektteam, 2013. Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben: Fachlich-Technischer Abschlussbericht des INTERREG-Projekts GeORG - Teil 4: Atlas.

Ghofrani, H., Atkinson, G.M., 2020. Activation Rate of Seismicity for Hydraulic Fracture Wells in the Western Canada Sedimentary Basin. *Bulletin of the Seismological Society of America* 110, 2252–2271. <https://doi.org/10.1785/0120200002>

Giardini, D., 2009. Geothermal quake risks must be faced. *Nature* 462, 848–849.
<https://doi.org/10.1038/462848a>

Giardini, D., Grünthal, G., Shedlock, K.M., Zhang, P., 2003. The GSHAP Global Seismic Hazard Map, in: Lee, W., Kanamori, H., Jennings, P., Kisslinger, C. (Eds.), *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology*, International Geophysics Series. Academic Press, Amsterdam, pp. 1233–1239.

Gischig, V.S., 2015. Rupture propagation behavior and the largest possible earthquake induced by fluid injection into deep reservoirs: Largest possible induced Earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 42, 7420–7428. <https://doi.org/10.1002/2015GL065072>

Gischig, V.S., Wiemer, S., 2013. A stochastic model for induced seismicity based on non-linear pressure diffusion and irreversible permeability enhancement. *Geophysical Journal International* 194, 1229–1249. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt164>

Glanville, H., Allen, T., Stepin, B., Bugden, C., 2020. Seismic monitoring of NSW CGS areas: monitoring of seismic activity in the CGS production area of Camden and the seismicity of the region. *Geoscience Australia*. <https://doi.org/10.11636/Record.2020.020>

Gomez Jr., C., 2014. Shale Gas Development in Latin America, Energy Issues in the Americas. Americas Society and Council of the Americas - Energy Action Group.

Government of Canada, 2020. Shale and Tight Resources in Canada [WWW Document]. National Ressources Canada. URL <https://www.nrcan.gc.ca/our-natural-resources/energy-sources-distribution/clean-fossil-fuels/natural-gas/shale-tight-resources-canada/17669> (accessed 9.16.20).

Griffith, A.A., 1920. The Phenomena of Rupture and Flow in Solids. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A221*, 163–198.

Groos, J.C., Fritschen, R., Ritter, J.R.R., 2013. Untersuchung induzierter Erdbeben hinsichtlich ihrer Spürbarkeit und eventueller Schadenswirkung anhand der DIN 4150. *Bauingenieur* 88, 11.

Ground Water Protection Council and Interstate Oil and Gas Compact Commission, 2015. Potential Injection-Induced Seismicity Associated with Oil & Gas Development: A Primer on Technical and Regulatory Considerations Informing Risk Management and Mitigation.

Grünthal, G., 2014. Induced seismicity related to geothermal projects versus natural tectonic earthquakes and other types of induced seismic events in Central Europe. *Geothermics* 52, 22–35. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2013.09.009>

Grünthal, G., Stromeyer, D., Bosse, C., Cotton, F., Bindi, D., 2018. The probabilistic seismic hazard assessment of Germany—version 2016, considering the range of epistemic uncertainties and aleatory variability. *Bulletin of Earthquake Engineering*. <https://doi.org/10.1007/s10518-018-0315-y>

Guo, X., 2019. Major factors controlling the shale gas accumulations in Wufeng-Longmaxi Formation of the Pingqiao Shale Gas Field in Fuling Area, Sichuan Basin, China. *Journal of Natural Gas Geoscience* 4, 129–138. <https://doi.org/10.1016/j.jnggs.2019.06.002>

Hanks, T.C., Kanamori, H., 1979. A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.* 84, 2348–2350. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>

Häring, M.O., Schanz, U., Ladner, F., Dyer, B.C., 2008. Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system. *Geothermics* 37, 469–495.

<https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2008.06.002>

Healy, J.H., Rubey, W.W., Griggs, D.T., Raleigh, C.B., 1968. The Denver Earthquakes. *Science* 161, 1301–1310. <https://doi.org/10.1126/science.161.3848.1301>

Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K., Ziegler, M., WSM Team, 2016. World Stress Map Database Release 2016. <https://doi.org/10.5880/wsm.2016.001>

Henni, A., 2018. Algeria Aims To Develop Shale Gas Despite Challenges [WWW Document].

HartEnergy. URL <https://www.hartenergy.com/exclusives/algeria-aims-develop-shale-gas-despite-challenges-30695> (accessed 10.26.20).

Hillers, G., T. Vuorinen, T.A., Uski, M.R., Kortström, J.T., Mäntyniemi, P.B., Tiira, T., Malin, P.E., Saarno, T., 2020. The 2018 Geothermal Reservoir Stimulation in Espoo/Helsinki, Southern Finland: Seismic Network Anatomy and Data Features. *Seismological Research Letters*.

<https://doi.org/10.1785/0220190253>

Hincks, T., Aspinall, W., Cooke, R., Gernon, T., 2018. Oklahoma’s induced seismicity strongly linked to wastewater injection depth. *Science* 359, 1251–1255. <https://doi.org/10.1126/science.aap7911>

Hornbach, M.J., Jones, M., Scales, M., DeShon, H.R., Magnani, M.B., Frohlich, C., Stump, B., Hayward, C., Layton, M., 2016. Ellenburger wastewater injection and seismicity in North Texas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 261, 54–68. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.06.012>

Horton, S., 2012. Disposal of Hydrofracking Waste Fluid by Injection into Subsurface Aquifers Triggers Earthquake Swarm in Central Arkansas with Potential for Damaging Earthquake. *Seismological Research Letters* 83, 250–260. <https://doi.org/10.1785/gssrl.83.2.250>

Hsieh, P.A., Bredehoeft, J.D., 1981. A reservoir analysis of the Denver earthquakes: A case of induced seismicity. *J. Geophys. Res.* 86, 903–920. <https://doi.org/10.1029/JB086iB02p00903>

Instituto Argentino del Petroleo y del Gas, 2019. Argentina’s Hydrocarbon Industry - 2019 Outlook. Instituto Argentino del Petroleo y del Gas.

Irwin, G.R., 1957. Analysis of Stresses and Strains Near the End of a Crack Traversing a Plate. *Journal of Applied Mechanics* 24, 361–364.

Jarzyna, J.A., Bała, M., Krakowska, P.I., Puskarczyk, E., Strzępowicz, A., Wawrzyniak-Guz, K., Więclaw, D., Ziętek, J., 2017. Shale Gas in Poland, in: Al-Megren, H.A., Altamimi, R.H. (Eds.), *Advances in Natural Gas Emerging Technologies*. InTech. <https://doi.org/10.5772/67301>

- Jeanne, P., Rutqvist, J., Dobson, P.F., 2017. Influence of injection-induced cooling on deviatoric stress and shear reactivation of preexisting fractures in Enhanced Geothermal Systems. *Geothermics* 70, 367–375. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.08.003>
- Jiang, T., Bian, X., Wang, H., Li, S., Jia, C., Liu, H., Sun, H., 2017. Volume fracturing of deep shale gas horizontal wells. *Natural Gas Industry B* 4, 127–133. <https://doi.org/10.1016/j.ngib.2017.07.018>
- Jost, M., Büßelberg, T., Jost, Ö., Harjes, H.-P., 1998. Source parameters of injection-induced micro-earthquakes at 9 km depth at the KTB Deep Drilling site, Germany. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88.
- Kaka, S.I., Reyes-Montes, J.M., Al-Shuhail, A., Al-Shuhail, A.A., Jervis, M., 2017. Analysis of micro-seismic events during a multistage hydraulic stimulation experiment at a shale gas reservoir. *Petroleum Geoscience* 23, 386–394. <https://doi.org/10.1144/petgeo2016-086>
- Kao, H., Hyndman, R., Jiang, Y., Visser, R., Smith, B., Babaie Mahani, A., Leonard, L., Ghofrani, H., He, J., 2018a. Induced Seismicity in Western Canada Linked to Tectonic Strain Rate: Implications for Regional Seismic Hazard. *Geophys. Res. Lett.* 45. <https://doi.org/10.1029/2018GL079288>
- Kao, H., Visser, R., Smith, B., Venables, S., 2018b. Performance assessment of the induced seismicity traffic light protocol for northeastern British Columbia and western Alberta. *The Leading Edge* 37, 117–126. <https://doi.org/10.1190/tle37020117.1>
- Keppler, H., Leydecker, G., Seidl, D., 1988. Seismic Events from Hydraulic Fracturing in Hot Dry Rock Experiments, in: Eisenblätter, J. (Ed.), *Acoustic Emission*. DGM Informationsgesellschaft - Verlag, Oberursel, pp. 261–274.
- Keranen, K.M., Weingarten, M., Abers, G.A., Bekins, B.A., Ge, S., 2014. Sharp increase in central Oklahoma seismicity since 2008 induced by massive wastewater injection. *Science* 345, 448–451. <https://doi.org/10.1126/science.1255802>
- Kettlely, T., Verdon, J.P., Butcher, A., Hampson, M., Craddock, L., 2020. High-Resolution Imaging of the ML 2.9 August 2019 Earthquake in Lancashire, United Kingdom, Induced by Hydraulic Fracturing during Preston New Road PNR-2 Operations. *Seismological Research Letters*. <https://doi.org/10.1785/0220200187>
- King, G.E., 2012. Hydraulic Fracturing 101: What Every Representative, Environmentalist, Regulator, Reporter, Investor, University Researcher, Neighbor and Engineer Should Know About Estimating Frac Risk and Improving Frac Performance in Unconventional Gas and Oil Wells, in: *SPE Hydraulic Fracturing Technology Conference*. Presented at the SPE Hydraulic Fracturing Technology Conference, Society of Petroleum Engineers, The Woodlands, Texas, USA. <https://doi.org/10.2118/152596-MS>

Király-Proag, E., Zechar, J.D., Gischig, V., Wiemer, S., Karvounis, D., Doetsch, J., 2016. Validating induced seismicity forecast models-Induced Seismicity Test Bench: INDUCED SEISMICITY TEST BENCH. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 6009–6029. <https://doi.org/10.1002/2016JB013236>

Kondash, A.J., Albright, E., Vengosh, A., 2017. Quantity of flowback and produced waters from unconventional oil and gas exploration. *Science of The Total Environment* 574, 314–321. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.09.069>

Konieczńska, M., Adamczak-Biały, T., Brodecki, Ms., Brzezińska, Ms., Janica, R., Dziekan-Kamińska, E., Fajfer, P., Feldman-Olszewska, A., Felter, A., Frydel, J., Głuszyński, A., Gryczko-Gostyńska, P., Jarosinski, M., Józwiak, K., Kordalski, Ms., Kowalewski, Ms., Kijewska, Ms., Lichtarski, Ms., Lidbarski, M., Lipinska, O., Mikolajkow, J., Nidental, M., Otwinowski, J., Pasierowska, O., Pergol, S., Podhalanska, T., Roman, M., Rosowiecka, O., Sobien, K., Starzycka, A., Stec, B., Sliwinski, L., Waksmundzka, M., Woznicka, M., Dzieńiewicz, M., Guzy, P., Izydor, G., Konopka, E., Kotarba, M., Kowalski, T., Lewkiewicz-Malysa, A., Macuda, J., Nagy, S., Sechman, H., Bernaciak, M., Grzelak, W., Janicki, W., Korkosz, A., Kozak, K., Kudlak, B., Mecik, M., Zabiegala, Zabiegala, B., 2015. *The Environment and Shale Gas Exploration: Results of Studies on the Soil-Water Environment, Ambient Air, Acoustic Climate, Process Fluids and Wastes (Technical Report)*. Directorate General for Environmental Protection, Warsaw.

Konieczynska, M., Woznicka, M., Antolak, O., Janica, R., Lichtarski, G., Nidental, M., Otwinowski, J., Starzycka, A., Stec, B., Wrobel, G., Potrykus, R., Rohde, B.G., Wlodarski, T., 2011. *Environmental Aspects of Hydraulic Fracturing Treatment Performed on the Łebień LE-2H Well*. Polish Geological Survey, Warsaw.

Kornpihl, K., 2004. *Tectono-sedimentary Evolution of the NE German Variscan Foreland Basin*. Rheinische Friedrich–Wilhelms–Universität Bonn, Bonn.

Küperkoch, L., Olbert, K., Meier, T., 2018. Long-Term Monitoring of Induced Seismicity at the Insheim Geothermal Site, Germany. *Bulletin of the Seismological Society of America*. <https://doi.org/10.1785/0120170365>

Langenbruch, C., Ellsworth, W.L., Woo, J., Wald, D.J., 2020. Value at Induced Risk: Injection-Induced Seismic Risk From Low-Probability, High-Impact Events. *Geophys. Res. Lett.* 47. <https://doi.org/10.1029/2019GL085878>

Lavia, M., 2016. *Aspectos Técnicos de los Reservorios No Convencionales*.

Lei, X., Huang, D., Su, J., Jiang, G., Wang, X., Wang, H., Guo, X., Fu, H., 2017. Fault reactivation and earthquakes with magnitudes of up to Mw4.7 induced by shale-gas hydraulic fracturing in Sichuan Basin, China. *Sci Rep* 7, 7971. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-08557-y>

- Lei, X., Su, J., Wang, Z., 2020. Growing seismicity in the Sichuan Basin and its association with industrial activities. *Sci. China Earth Sci.* <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9646-x>
- Lei, X., Wang, Z., Su, J., 2019. The December 2018 ML 5.7 and January 2019 ML 5.3 Earthquakes in South Sichuan Basin Induced by Shale Gas Hydraulic Fracturing. *Seismological Research Letters* 90, 1099–1110. <https://doi.org/10.1785/0220190029>
- Levandowski, W., Weingarten, M., Walsh, R., 2018. Geomechanical Sensitivities of Injection-Induced Earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 45, 8958–8965. <https://doi.org/10.1029/2018GL077551>
- Li, W., Ni, S., Zang, C., Chu, R., 2020. Rupture Directivity of the 2019 Mw 5.8 Changning, Sichuan, China, Earthquake and Implication for Induced Seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America* 110, 2138–2153. <https://doi.org/10.1785/0120200013>
- Li, X., Zhang, J., Wang, Y., Zhao, P., Wang, Z., Xu, H., Wang, G., Wang, F., 2016. Accumulation conditions of Lower Paleozoic shale gas from the southern Sichuan Basin, China. *Journal of Natural Gas Geoscience* 1, 101–108. <https://doi.org/10.1016/j.jnggs.2016.05.007>
- Liu, W., 2018. Effective Coalbed Methane (CBM) Recovery Technologies for APEC Developing Economies (No. EWG 17 2016A). APEC Energy Working Group, Singapore.
- Lomax, A., Savvaidis, A., 2019. Improving Absolute Earthquake Location in West Texas Using Probabilistic, Proxy Ground-Truth Station Corrections. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124, 11447–11465. <https://doi.org/10.1029/2019JB017727>
- López-Comino, J.A., Cesca, S., Jarosławski, J., Montcoudiol, N., Heimann, S., Dahm, T., Lasocki, S., Gunning, A., Capuano, P., Ellsworth, W.L., 2018. Induced seismicity response of hydraulic fracturing: results of a multidisciplinary monitoring at the Wysin site, Poland. *Sci Rep* 8, 8653. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-26970-9>
- Mahani, A.B., Schultz, R., Kao, H., Walker, D., Johnson, J., Salas, C., 2017. Fluid Injection and Seismic Activity in the Northern Montney Play, British Columbia, Canada, with Special Reference to the 17 August 2015 M_w 4.6 Induced Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* 107, 542–552. <https://doi.org/10.1785/0120160175>
- Majer, E., Nelson, J., Robertson-Tait, A., Savy, J., Wong, I., 2012. Protocol for Addressing Induced Seismicity Associated with Enhanced Geothermal Systems (No. DOE/EE--0662, 1219482). <https://doi.org/10.2172/1219482>
- Mastalerz, M., Drobniak, A., 2020. Coalbed Methane: Reserves, Production, and Future Outlook, in: Letcher, T.M. (Ed.), *Future Energy*. Elsevier, pp. 97–109. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102886-5.00005-0>

- Maurer, V., Cuenot, N., Gaucher, E., Grunberg, M., Vergne, J., Wodling, H., Lehujeur, M., Schmittbuhl, J., 2015. Seismic Monitoring of the Rittershoffen EGS Project (Alsace, France), in: Proceedings World Geothermal Congress. Presented at the World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, p. 5.
- Maurer, V., Gaucher, E., Grunberg, M., Koepke, R., Pestourie, R., Cuenot, N., 2020. Seismicity induced during the development of the Rittershoffen geothermal field, France. *Geotherm Energy* 8, 5. <https://doi.org/10.1186/s40517-020-0155-2>
- McGarr, A., 2014. Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection: Limits on fluid injection earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 1008–1019. <https://doi.org/10.1002/2013JB010597>
- McGarr, A., 1976. Seismic Moments and Volume Changes. *Journal of Geophysical Research* 81, 8.
- McGarr, A.F., Simpson, D., 1997. A broad look at induced and triggered seismicity, in: Gibowicz, S.J., Lasocki, S. (Eds.), *Rockbursts and Seismicity in Mines*, Proceedings of the 4th International Symposium on Rockbursts and Seismicity in Mines, Krakow, Poland. Balkema, Rotterdam, p. 13.
- McGuire, R.K., 1995. Probabilistic seismic hazard analysis and design earthquakes: Closing the loop. *Bulletin of the Seismological Society of America* 85, 1275–1284.
- Meagher, M., 2017. Hydraulic Fracturing – Does Fracking have a Place in Australia’s Energy Future? (Strategic Analysis Paper). Future Directions International.
- Megies, T., Wassermann, J., 2014. Microseismicity observed at a non-pressure-stimulated geothermal power plant. *Geothermics* 52, 36–49. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.01.002>
- Meng, L., McGarr, A., Zhou, L., Zang, Y., 2019. An Investigation of Seismicity Induced by Hydraulic Fracturing in the Sichuan Basin of China Based on Data from a Temporary Seismic Network. *Bulletin of the Seismological Society of America* 109, 348–357. <https://doi.org/10.1785/0120180310>
- Mignan, A., Broccardo, M., Wiemer, S., Giardini, D., 2017. Induced seismicity closed-form traffic light system for actuarial decision-making during deep fluid injections. *Sci Rep* 7, 13607. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-13585-9>
- Miller, S.A., 2008. Note on rain-triggered earthquakes and their dependence on karst geology. *Geophysical Journal International* 173, 334–338. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03735.x>
- Milner, K.R., Shaw, B.E., Goulet, C.A., Richards-Dinger, K.B., Callaghan, S., Jordan, T.H., Dieterich, J.H., Field, E.H., 2021. Toward Physics-Based Nonergodic PSHA: A Prototype Fully Deterministic Seismic Hazard Model for Southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*. <https://doi.org/10.1785/0120200216>

Ministerio de Obras Publicas Argentina, 2020. Instituto Nacional de Prevencion Sismica [WWW Document]. Instituto Nacional de Prevencion Sismica. URL <http://contenidos.inpres.gob.ar/sismos> (accessed 10.29.20).

Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V.A., Alarcón, M., Zubiri, M., 2011. La estructura de la Dorsal de Huincul. Presented at the Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, p. 15.

Mulargia, F., Stark, P.B., Geller, R.J., 2017. Why is Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA) still used? *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 264, 63–75.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.12.002>

Munafò, I., Malagnini, L., Chiaraluce, L., 2016. On the Relationship between M_w and M_L for Small Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 106, 2402–2408.
<https://doi.org/10.1785/0120160130>

Muntendam-Bos, A.G., Roest, J.P.A., de Waal, J.A., 2015. A guideline for assessing seismic risk induced by gas extraction in the Netherlands. *The Leading Edge* 34, 672–677.
<https://doi.org/10.1190/tle34060672.1>

NAM, 2016. Technical Addendum to the Winningsplan Groningen 2016 - Production, Subsidence, Induced Earthquakes and Seismic Hazard and Risk Assessment in the Groningen Field.

National Research Council, 2013. *Induced Seismicity Potential in Energy Technologies*. The National Academies Press, Washington, D.C. <https://doi.org/10.17226/13355>

Nederlandse Aardolie Maatschappij BV (NAM), 2017. Ondergrondse Gasopslag Norg seismisch risicobeheerssysteem (No. EP201703226547). Nederlandse Aardolie Maatschappij BV (NAM).

Niobrara News, 2014. Who's Who in the Niobrara [WWW Document]. The Niobrara News. URL [Who's Who in the Niobrara](#) (accessed 11.4.20).

Nitsch, E., Zedler, H., 2009. Oberkarbon und Perm in Baden-Württemberg, in: LGRB Baden-Württemberg (Ed.), *Beiträge zur Lithostratigraphie in Baden-Württemberg*, LGRB-Informationen. Freiburg i. Breisgau, pp. 7–102.

North Dakota Department of Mineral Resources, 2020. North Dakota - Mineral Resources [WWW Document]. URL <https://www.dmr.nd.gov/> (accessed 11.4.20).

Ogwari, P.O., Horton, S.P., Ausbrooks, S., 2016. Characteristics of Induced/Triggered Earthquakes during the Startup Phase of the Guy–Greenbrier Earthquake Sequence in North–Central Arkansas. *Seismological Research Letters* 87, 620–630. <https://doi.org/10.1785/0220150252>

Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82, 1018–1040.

Pawley, S., Schultz, R., Playter, T., Corlett, H., Shipman, T., Lyster, S., Hauck, T., 2018. The Geological Susceptibility of Induced Earthquakes in the Duvernay Play. *Geophys. Res. Lett.* 45, 1786–1793. <https://doi.org/10.1002/2017GL076100>

Pawlowicz, R., 2020. M_Map: A mapping package for MATLAB.

Pennsylvania State University, 2020. Marcellus Center for Outreach and Research (MCOR) - Resources: Maps, Graphics and Videos [WWW Document]. Marcellus Center for Outreach and Research (MCOR). URL <http://www.marcellus.psu.edu/resources-maps-graphics-videos.html> (accessed 11.5.20).

Pesicek, J.D., Child, D., Artman, B., Cieřlik, K., 2014. Picking versus stacking in a modern micro-earthquake location: Comparison of results from a surface passive seismic monitoring array in Oklahoma. *GEOPHYSICS* 79, KS61–KS68. <https://doi.org/10.1190/geo2013-0404.1>

Poggi, V., Edwards, B., Fah, D., 2011. Derivation of a Reference Shear-Wave Velocity Model from Empirical Site Amplification. *Bulletin of the Seismological Society of America* 101, 258–274. <https://doi.org/10.1785/0120100060>

Pollastro, R.M., Jarvie, D.M., Hill, R.J., Adams, C.W., 2007. Geologic framework of the Mississippian Barnett Shale, Barnett-Paleozoic total petroleum system, Bend arch–Fort Worth Basin, Texas. *Bulletin* 91, 405–436. <https://doi.org/10.1306/10300606008>

Ponce, J., 2019. Hydraulic Fracturing in Unconventional Reservoirs - Overview, Recent Trends and Challenges.

Pyssa, J., 2017. The influence of shale gas mining activities on the natural environment in Poland. *E3S Web Conf.* 19, 02024. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20171902024>

Rabbia, N.S., 2020. Shale gas in South America. From the United States' Energy Security to the promises of a regional boom. *NEIBA* 9. <https://doi.org/10.12957/neiba.2020.44899>

Rafiee, M., Soliman, M., Pirayesh, E., 2012. Hydraulic Fracturing Design and Optimization: A Modification to Zipper Frac. *SPE Eastern Regional Meeting* 4. <https://doi.org/10.2118/159786-MS>

Rapoza, K., 2019. Putin: 'We'll Never Frack' [WWW Document]. *Forbes - Editor's Pick*. URL <https://www.forbes.com/sites/kenrapoza/2019/11/20/putin-well-never-frack/#1cf83b713f01> (accessed 10.23.20).

Reinhold, K., 2005. Tiefenlage der "Kristallin - Oberfläche" in Deutschland (Abschlussbericht No. 9Y3200020000). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Berlin.

Rice, J.R., Lapusta, N., Ranjith, K., 2001. Rate and state dependent friction and the stability of sliding between elastically deformable solids. *J. Mech. Phys. Solids* 34.

Richter, C.F., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale*. *Bulletin of the Seismological Society of America* 25, 1–32.

Ries, R., Brudzinski, M.R., Skoumal, R.J., Currie, B.S., 2020. Factors Influencing the Probability of Hydraulic Fracturing-Induced Seismicity in Oklahoma. *Bulletin of the Seismological Society of America* 110, 2272–2282. <https://doi.org/10.1785/0120200105>

Ripperger, J., Kästli, P., Fäh, D., Giardini, D., 2009. Ground motion and macroseismic intensities of a seismic event related to geothermal reservoir stimulation below the city of Basel - observations and modelling. *Geophysical Journal International* 179, 1757–1771. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04374.x>

Ritter, J., Baisch, S., Fritschen, R., Groos, J., Kraft, T., Plenefisch, T., Plenkens, K., Wassermann, J., 2012. Empfehlungen zur Überwachung induzierter Seismizität – Positionspapier des FKPE. *Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft e.V.* 2012/3, 17–31.

Röckel, T., Lempp, C., 2003. Der Spannungszustand im Norddeutschen Becken. *ERDÖL ERDGAS KOHLE* 119, 8.

Rosa, L., D’Odorico, P., 2019. The water-energy-food nexus of unconventional oil and gas extraction in the Vaca Muerta Play, Argentina. *Journal of Cleaner Production* 207, 743–750. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2018.10.039>

Ryder, R.T., Crangle, R.D., Trippi Jr., M.H., Swezey, C.S., Lentz, E.E., Rowan, E.L., Hope, R.S., 2009. Geologic Cross Section D-D’ Through The Appalachian Basin From The Findlay Arch, Sandusky County, Ohio, To The Valley and Ridge Province, Hard County, West Virginia.

Sands, M., 2019. MRP 28: DJ Basin Overview [WWW Document]. The Mineral Rights Podcast. URL <https://mineralrightspodcast.com/mrp-28-dj-basin-overview/> (accessed 11.4.20).

Scanlon, B.R., Weingarten, M.B., Murray, K.E., Reedy, R.C., 2019. Managing Basin-Scale Fluid Budgets to Reduce Injection-Induced Seismicity from the Recent U.S. Shale Oil Revolution. *Seismological Research Letters* 90, 171–182. <https://doi.org/10.1785/0220180223>

Schoenball, M., Walsh, F.R., Weingarten, M., Ellsworth, W.L., 2018. How faults wake up: The Guthrie-Langston, Oklahoma earthquakes. *The Leading Edge* 37, 100–106. <https://doi.org/10.1190/tle37020100.1>

Scholz, C.H., 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511818516>

Schultz, R., Atkinson, G., Eaton, D.W., Gu, Y.J., Kao, H., 2018. Hydraulic fracturing volume is associated with induced earthquake productivity in the Duvernay play. *Science* 359, 304–308. <https://doi.org/10.1126/science.aao0159>

- Schultz, R., Beroza, G., Ellsworth, W., Baker, J., 2020a. Risk-Informed Recommendations for Managing Hydraulic Fracturing–Induced Seismicity via Traffic Light Protocols. *Bulletin of the Seismological Society of America*. <https://doi.org/10.1785/0120200016>
- Schultz, R., Corlett, H., Haug, K., Kocon, K., MacCormack, K., Stern, V., Shipman, T., 2016. Linking fossil reefs with earthquakes: Geologic insight to where induced seismicity occurs in Alberta. *Geophys. Res. Lett.* 43, 2534–2542. <https://doi.org/10.1002/2015GL067514>
- Schultz, R., Skoumal, R.J., Brudzinski, M.R., Eaton, D., Baptie, B., Ellsworth, W., 2020b. Hydraulic Fracturing-Induced Seismicity. *Rev. Geophys.* 58. <https://doi.org/10.1029/2019RG000695>
- Schultz, R., Stern, V., Novakovic, M., Atkinson, G., Gu, Y.J., 2015. Hydraulic fracturing and the Crooked Lake Sequences: Insights gleaned from regional seismic networks: Crooked Lake earthquakes and fracking. *Geophys. Res. Lett.* 42, 2750–2758. <https://doi.org/10.1002/2015GL063455>
- Schulz, R., Knopf, S., Suchi, E., Dittmann, J., 2013. Geothermie-Atlas zur Darstellung möglicher Nutzungskonkurrenzen zwischen CCS und Tiefer Geothermie (No. 0131310). Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG); Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR).
- Schwarz, M., Henk, A., 2005. Evolution and structure of the Upper Rhine Graben: insights from three-dimensional thermomechanical modelling. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 94, 732–750. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0451-2>
- Schweitzer, J., Fyen, J., Mykkeltveit, S., Gibbons, S.J., Pirli, M., Kühn, D., Kværna, T., 2012. Chapter 9: Seismic Arrays. *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP2) Version December 2011*, 80. https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP-2_CH9
- Scientific Hydraulic Fracturing Review Panel (B.C.), 2019. *Scientific Review of Hydraulic Fracturing in British Columbia*. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources.
- Secretaría de Energía Argentina, 2020. Producción de petróleo y gas por pozo (Capítulo IV) [WWW Document]. Secretaría de Energía Argentina. URL <http://datos.minem.gob.ar/dataset/produccion-de-petroleo-y-gas-por-pozo> (accessed 10.15.20).
- Segall, P., Fitzgerald, S.D., 1998. A note on induced stress changes in hydrocarbon and geothermal reservoirs. *Tectonophysics* 289, 117–128. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00311-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00311-9)
- Seidle, J., 2011. *Fundamentals of coalbed methane reservoir engineering*. PennWell Corp, Tulsa, Okla.
- Shale Experts, 2020. *Anadarko Basin Resource*.

- Shapiro, S.A., Dinske, C., Langenbruch, C., Wenzel, F., 2010. Seismogenic index and magnitude probability of earthquakes induced during reservoir fluid stimulations. *The Leading Edge* 29, 304–309. <https://doi.org/10.1190/1.3353727>
- Shapiro, S.A., Krüger, O.S., Dinske, C., Langenbruch, C., 2011. Magnitudes of induced earthquakes and geometric scales of fluid-stimulated rock volumes. *GEOPHYSICS* 76, WC55–WC63. <https://doi.org/10.1190/geo2010-0349.1>
- Sick, B., Joswig, M., 2017. Combining network and array waveform coherence for automatic location: examples from induced seismicity monitoring. *Geophys. J. Int.* 208, 1373–1388. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw468>
- Silva, A.H., Pita, G.L., Inaudi, J.A., Vieira, L.C., 2021. Induced earthquake damage assessment methodology for potential hydraulic fracturing sites: Application to Manaus, Brazil. *Earthquake Spectra* 37, 180–203. <https://doi.org/10.1177/8755293020944178>
- Skoumal, R.J., Barbour, A.J., Brudzinski, M.R., Langenkamp, T., Kaven, J.O., 2020. Induced Seismicity in the Delaware Basin, Texas. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 125. <https://doi.org/10.1029/2019JB018558>
- Skoumal, R.J., Brudzinski, M.R., Currie, B.S., 2018a. Proximity of Precambrian basement affects the likelihood of induced seismicity in the Appalachian, Illinois, and Williston Basins, central and eastern United States. *Geosphere* 14, 1365–1379. <https://doi.org/10.1130/GES01542.1>
- Skoumal, R.J., Brudzinski, M.R., Currie, B.S., 2015. Earthquakes Induced by Hydraulic Fracturing in Poland Township, Ohio. *Bulletin of the Seismological Society of America* 105, 189–197. <https://doi.org/10.1785/0120140168>
- Skoumal, R.J., Ries, R., Brudzinski, M.R., Barbour, A.J., Currie, B.S., 2018b. Earthquakes Induced by Hydraulic Fracturing Are Pervasive in Oklahoma. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 10,918–10,935. <https://doi.org/10.1029/2018JB016790>
- Smith, K.H., 2015. Codell Sandstone, DJ Basin.
- Smith, M., 2020. The Quiet Destruction Of Colombia's Shale Oil Potential [WWW Document]. Oilprice.com - The No.1 Source for Oil and Energy News. URL <https://oilprice.com/Energy/Crude-Oil/The-Quiet-Destruction-Of-Colombias-Shale-Oil-Potential.html> (accessed 10.26.20).
- Sorkhabi, R., 2019. Shale Plays of the Middle East. *GeoExPro, Exploration Middle East* 16.
- Spetzler, J., Dost, B., 2017. Hypocenter Estimation of Induced Earthquakes in Groningen. *Geophys. J. Int.* ggx020. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx020>

Staatstoezicht op de Mijnen, 2016a. Advies - Winningsplan Groningen 2016. Staatstoezicht op de Mijnen.

Staatstoezicht op de Mijnen, 2016b. Methodiek voor Risicoanalyse omtrent geïnduceerde Bevingen door Gaswinning - tijdelijke Leidraad voor Adressering MBB. 24.1.P (No. Versie 1.2). Staatstoezicht op de Mijnen, Den Haag.

TAQA Energy BV, 2011. Plan van maatregelen ter voorkoming of beperking van bodembeweging gebaseerd op microseismische monitoring in het Bergermeerveld (No. 11001-TEBV- L- JWvH/DN-msn). TAQA Energy BV, Den Haag.

Terlizzese, F., 2016. Recent regulation on monitoring of onshore and offshore hydrocarbons activities in Italy.

Thakur, P., Schatzel, S.J., Aminian, K. (Eds.), 2014. Coal bed methane: from prospect to pipeline, First edition. ed. Elsevier, Amsterdam ; Boston.

The Energy Consulting Group, 2015. Montney Geological Setting [WWW Document]. The Energy Consulting Group - Business strategy for upstream oil and gas producers and service companies. URL http://energy-cg.com/Canada/Montney/Canada_Montney_GeologicalSetting.html (accessed 11.12.20).

Townend, J., Zoback, M.D., 2000. How faulting keeps the crust strong. *Geology* 28, 399–402.

Trutnevyte, E., Wiemer, S., 2017. Tailor-made risk governance for induced seismicity of geothermal energy projects: An application to Switzerland. *Geothermics* 65, 295–312. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.10.006>

University of Oklahoma, 2020. Oklahoma Geological Survey [WWW Document]. Oklahoma Geological Survey. URL <https://www.ou.edu/ogs> (accessed 11.6.20).

U.S. Energy Information Administration (EIA), 2020a. U.S. Energy Information Administration [WWW Document]. URL <https://www.eia.gov/> (accessed 11.4.20).

U.S. Energy Information Administration (EIA), 2020b. Drilling Productivity Report for key tight oil and shale gas regions.

U.S. Energy Information Administration (EIA), 2020c. Permian Basin Part 1: Wolfcamp, Bone Spring, Delaware Shale Plays of the Delaware Basin - Geology review. U.S. Department of Energy, Washington, DC 20585.

U.S. Energy Information Administration (EIA), 2020d. Maps: Oil and Gas Exploration, Resources, and Production [WWW Document]. Maps: Oil and Gas Exploration, Resources, and Production. URL <https://www.eia.gov/maps/maps.htm> (accessed 11.6.20).

U.S. Energy Information Administration (EIA), 2015. Technically Recoverable Shale Oil and Shale Gas Resources: Canada.

U.S. Energy Information Administration (EIA), 2013. Technically Recoverable Shale Oil and Shale Gas Resources: An Assessment of 137 Shale Formations in 41 Countries Outside the United States. U.S. Department of Energy, Washington, DC 20585.

U.S. Energy Information Administration (EIA), 2011. Review of Emerging Resources: U.S. Shale Gas and Shale Oil Plays. U.S. Department of Energy, Washington, DC 20585.

U.S. Environmental Protection Agency - EPA, 2016. Hydraulic Fracturing for Oil and Gas: Impacts from the Hydraulic Fracturing Water Cycle on Drinking Water Resources in the United States - Executive Summary (Executive Summary No. EPA-600-R-16-236ES).

van der Baan, M., Calixto, F.J., 2017. Human-induced seismicity and large-scale hydrocarbon production in the USA and Canada. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 18, 2467–2485. <https://doi.org/10.1002/2017GC006915>

van der Elst, N.J., Page, M.T., Weiser, D.A., Goebel, T.H.W., Hosseini, S.M., 2016. Induced earthquake magnitudes are as large as (statistically) expected. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 4575–4590. <https://doi.org/10.1002/2016JB012818>

van der Voort, N., Vanclay, F., 2015. Social impacts of earthquakes caused by gas extraction in the Province of Groningen, The Netherlands. *Environmental Impact Assessment Review* 50, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.eiar.2014.08.008>

van Thienen-Visser, K., Roholl, J.A., van Kempen, B.M.M., Muntendam-Bos, A.G., 2018. Categorizing seismic risk for the onshore gas fields in the Netherlands. *Engineering Geology* 237, 198–207. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.02.004>

Verdon, J.P., Bommer, J.J., 2020. Green, yellow, red, or out of the blue? An assessment of Traffic Light Schemes to mitigate the impact of hydraulic fracturing-induced seismicity. *J Seismol.* <https://doi.org/10.1007/s10950-020-09966-9>

Walter, J.I., Dotray, P.J., Frohlich, C., Gale, J.F.W., 2016. Earthquakes in Northwest Louisiana and the Texas–Louisiana Border Possibly Induced by Energy Resource Activities within the Haynesville Shale Play. *Seismological Research Letters* 87, 285–294. <https://doi.org/10.1785/0220150193>

Wandycz, P., Świąch, E., Eisner, L., Pasternacki, A., Wcisło, M., Maćkowski, T., 2019. Estimation of the quality factor based on the microseismicity recordings from Northern Poland. *Acta Geophys.* 67, 2005–2014. <https://doi.org/10.1007/s11600-019-00362-7>

- Wang, B., Harrington, R.M., Liu, Y., Kao, H., Yu, H., 2020. A Study on the Largest Hydraulic-Fracturing-Induced Earthquake in Canada: Observations and Static Stress-Drop Estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*. <https://doi.org/10.1785/0120190261>
- Wang, J.P., Huang, D., 2014. Deterministic seismic hazard assessments for Taiwan considering non-controlling seismic sources. *Bull Eng Geol Environ* 73, 635–641. <https://doi.org/10.1007/s10064-013-0491-6>
- Wang, M., Yang, H., Fang, L., Han, L., Jia, D., Jiang, D., Yan, B., 2020. Shallow Faults Reactivated by Hydraulic Fracturing: The 2019 Weiyuan Earthquake Sequences in Sichuan, China. *Seismological Research Letters*. <https://doi.org/10.1785/0220200174>
- Wang, R., Gu, Y.J., Schultz, R., Zhang, M., Kim, A., 2017. Source characteristics and geological implications of the January 2016 induced earthquake swarm near Crooked Lake, Alberta. *Geophysical Journal International* 210, 979–988. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx204>
- Wang, Z., 2015. Predicting or Forecasting Earthquakes and the Resulting Ground-Motion Hazards: A Dilemma for Earth Scientists. *Seismological Research Letters* 86, 1–5. <https://doi.org/10.1785/0220140211>
- Warpinski, N.R., Du, J., Zimmer, U., Service, A.H., 2012. Measurements of Hydraulic-Fracture-Induced Seismicity in Gas Shales. *SPE* 151597 19.
- Weber, G., 2020. Argentinien: Fracking am Ende? [WWW Document]. *Telepolis - Ein Angebot von heise online*. URL <https://www.heise.de/tp/features/Argentinien-Fracking-am-Ende-4664249.html> (accessed 10.23.20).
- Weijermars, R., Sorek, N., Sen, D., Ayers, W.B., 2017. Eagle Ford Shale play economics: U.S. versus Mexico. *Journal of Natural Gas Science and Engineering* 38, 345–372. <https://doi.org/10.1016/j.jngse.2016.12.009>
- Weingarten, M., Ge, S., Godt, J.W., Bekins, B.A., Rubinstein, J.L., 2015. High-rate injection is associated with the increase in U.S. mid-continent seismicity. *Science* 348, 1336–1340. <https://doi.org/10.1126/science.aab1345>
- Wessels, S.A., De La Peña, A., Kratz, M., Williams-Stroud, S., Jbeili, T., 2011. Identifying faults and fractures in unconventional reservoirs through microseismic monitoring. *First Break* 29, 99–104.
- West Virginia GIS Technical Center, Dept. of Geology and Geography, West Virginia University (WVU), 2020. Unconventional Hydrocarbon Resources (UCR) - Atlas [WWW Document]. Unconventional Energy Resources. URL <http://unconventionalenergyresources.com/viewer/index.html> (accessed 9.18.20).

West Virginia GIS Technical Center, Dept. of Geology and Geography, West Virginia University (WVU), 2014. Unconventional Hydrocarbon Resources Map of World.

Westwood, R.F., Toon, S.M., Styles, P., Cassidy, N.J., 2017. Horizontal respect distance for hydraulic fracturing in the vicinity of existing faults in deep geological reservoirs: a review and modelling study. *Geomech. Geophys. Geo-energ. Geo-resour.* 3, 379–391. <https://doi.org/10.1007/s40948-017-0065-3>

Wiemer, S., Kraft, T., Trutnevyte, E., Roth, P., 2017. “Good Practice” Guide for Managing Induced Seismicity in Deep Geothermal Energy Projects in Switzerland. ETH Zurich. <https://doi.org/10.3929/ETHZ-B-000254161>

Wilson, M.P., Foulger, G.R., Gluyas, J.G., Davies, R.J., Julian, B.R., 2017. HiQuake : The Human-Induced Earthquake Database. *Seismological Research Letters* 88, 1560–1565. <https://doi.org/10.1785/0220170112>

Witten, B., Habiger, R.M., Artman, B., 2013. A technical and economic value analysis of shallow borehole arrays for microseismic monitoring, in: SEG Technical Program Expanded Abstracts 2013. Presented at the SEG Technical Program Expanded Abstracts 2013, Society of Exploration Geophysicists, pp. 2109–2113. <https://doi.org/10.1190/segam2013-1305.1>

Wong, I., Nemser, E., Bott, J., Dober, M., 2015. White Paper - Induced Seismicity and Traffic Light Systems as Related to Hydraulic Fracturing in Ohio (Report prepared for the Ohio Oil and Gas Association). Seismic Hazards Group - URS Corporation, Oakland.

Yang, H., Zhou, P., Fang, N., Zhu, G., Xu, W., Su, J., Chu, R., 2020. A Shallow Shock: The 25 February 2019 ML 4.9 Earthquake in the Weiyuan Shale Gas Field in Sichuan, China 13.

Yeo, I.W., Brown, M.R.M., Ge, S., Lee, K.K., 2020. Causal mechanism of injection-induced earthquakes through the Mw 5.5 Pohang earthquake case study. *Nat Commun* 11, 2614. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16408-0>

Yoon, C.E., Huang, Y., Ellsworth, W.L., Beroza, G.C., 2017. Seismicity During the Initial Stages of the Guy-Greenbrier, Arkansas, Earthquake Sequence: INDUCED SEISMICITY IN GUY, ARKANSAS. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 9253–9274. <https://doi.org/10.1002/2017JB014946>

Zagora, I., Zagora, K., 2004. Stratigraphisch-lithologische Übersicht des Devons von Rügen und Hiddensee, in: *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*. Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, Germany.

Zhai, G., Wang, Y., Zhou, Z., Yu, S., Chen, X., Zhang, Y., 2018. Exploration and research progress of shale gas in China. *China Geology* 1, 257–272. <https://doi.org/10.31035/cg2018024>

Zoback, M.D., 2012. Managing the seismic risk posed by wastewater disposal. *Earth Magazine* p.4.

2021

Zoback, M.D., Barton, C.A., Brudy, M., Castillo, D.A., Finkbeiner, T., Grollmund, B.R., Moos, D.B., Peska, P., Ward, C.D., Wiprut, D.J., 2003. Determination of stress orientation and magnitude in deep wells. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 40, 1049–1076.
<https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2003.07.001>

15. Anhang

15.1. Tabellarische Übersicht Parameter Potenzialgebiete Deutschland

Tabelle 8: Parameter der in Kapitel 8 identifizierten Potenzialgebiete bzw. Zielformationen. Parameterwerte, die nicht recherchiert werden konnten, sind mit k. A. (keine Angabe) gekennzeichnet.

Potenzialgebiet	Vorpommersche Ostseeküste	Schleswig-Holstein bis Bremen	Schleswig-Holstein bis Bremen	Schleswig-Holstein bis Bremen
Nummer des Potenzialgebiets	1	2	2	2
Reservoirformation	Tongesteine des Kohlenkalks (Unterkarbon) (BGR, 2016)	Tongesteine des Mittleren Rhaetiums (Oberkeuper, Trias) (BGR, 2016)	Posidonienschiefer (Unterjura) (BGR, 2016)	Blättertongehorizonte der Unterkreide (BGR, 2016)
Potenzial Schieferöl/ Schiefergas	Schieferöl/ Schiefergas (BGR, 2016)	Schieferöl (BGR, 2016)	Schieferöl (möglich) (BGR, 2016)	Schieferöl (BGR, 2016)
Reservoirtiefe [m] (Min-Max)	Öl:1800-3000 Gas: 2500-5000 (BGR, 2016)	Öl:1000-3100 (BGR, 2016)	Öl:1000-4500 (BGR, 2016)	Öl:1000-2600 (BGR, 2016)
Reservoirmächtigkeit [m] (Mittel/ Min/ Max)	Öl: 117 / 67/ 233 Gas: 193 /83/333 (BGR, 2016)	Öl: 22 / 20/ 40 (BGR, 2016)	Öl: 50 / 30/ 100 (BGR, 2016)	Öl: 35 / 20/ 50 (BGR, 2016)
Tonmineralgehalt [%]	größtenteils ~20-50% (nur wenige Proben) (BGR, 2016)	k.A.	größtenteils ~20-80% (BGR, 2016)	k.A.

Potenzialgebiet	Vorpommersche Ostseeküste	Schleswig-Holstein bis Bremen	Schleswig-Holstein bis Bremen	Schleswig-Holstein bis Bremen
C_{org} [%] (Mittel/ Min/ Max)	2,4/ 1,4/ 3,3 (BGR, 2016)	4,0/ 1,3/ 17,4 (BGR, 2016)	4,3/ 1,0/ 16,2 (BGR, 2016)	4,9/ 1,0/ 11,9 (BGR, 2016)
Störungsfamilien	NW-SE bis NNW-SSE GeotIS (Schulz et al., 2013)	NNE-SSW bis N-S (vereinzelt NNW-SSE/ NW-SE) GeotIS (Schulz et al., 2013)	NNE-SSW bis N-S (vereinzelt NNW-SSE/ NW-SE) GeotIS (Schulz et al., 2013)	NNE-SSW bis N-S (vereinzelt NNW-SSE/ NW-SE) GeotIS (Schulz et al., 2013)
Abstand Basement/ Grundgebirge	1000 – 2000 m (kaled. Grund- gebirge; unsicher) nördlich des Wieker Tiefen- bruchs direkt anstehend (BGR, 2016; Reinhold, 2005)	1700 – 1900 m (Präperm) 7700 – 7900 m (magn. Kristal- lin) (BGR, 2016; Reinhold, 2005)	min. 2500 m (Präperm) min. 6500 m (magn. Kristallin) (BGR, 2016; Reinhold, 2005)	min. 2400 m (Präperm) min. 8400 m (magn. Kristallin) (BGR, 2016; Reinhold, 2005)
Unter-/ Überlagern- de Schichten	siehe Kapitel 8.1.1	siehe Kapitel 8.2.1 bzw. Abbil- dung 29	Siehe Kapitel 8.2.2 bzw. Abbil- dung 30	Siehe Kapitel 8.2.3 bzw. Abbil- dung 31
Orientierung regio- nales Spannungsfeld	N-S bis NNE-SSW (Heidbach et al., 2016)	N-S bis NNW-SSE (südlicher Bereich) Keine Informationen für den Bereich S-H (Heidbach et al., 2016)	N-S bis NNW-SSE (südlicher Bereich) Keine Informationen für den Bereich S-H (Heidbach et al., 2016)	N-S bis NNW-SSE (südlicher Bereich) Keine Informationen für den Bereich S-H (Heidbach et al., 2016)
Natürliche Erdbe- bengefährdung [10% in 50 Jahren]	äußerst gering (nicht ausge- wiesen) (Grünthal et al., 2018)	äußerst gering (nicht ausge- wiesen) (Grünthal et al., 2018)	äußerst gering (nicht ausge- wiesen) (Grünthal et al., 2018)	äußerst gering (nicht ausge- wiesen) (Grünthal et al., 2018)
Seismizität	vereinzelt natürliche Erdbeben	vereinzelt natürliche Erdbeben + induzierte Erdbeben im südl.	vereinzelt natürliche Erdbeben + induzierte Erdbeben im südl.	vereinzelt natürliche Erdbeben + induzierte Erdbeben im südl.

Potenzialgebiet	Vorpommersche Ostseeküste	Schleswig-Holstein bis Bremen	Schleswig-Holstein bis Bremen	Schleswig-Holstein bis Bremen
	(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016)	Randbereich (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016)	Randbereich (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016)	Randbereich (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016)

Potenzialgebiet	Niedersächsisches Becken	Niedersächsisches Becken	Niedersächsisches Becken	Region Hannover
Nummer des Potenzialgebiets	3	3	3	4
Reservoirformation	Posidonienschiefer (Unterjura) (BGR, 2016)	Tongesteine des Mittleren Rhaetiums (Oberkeuper, Trias) (BGR, 2016)	Tongesteine des Wealden (Berriasium, Unterkreide) (BGR, 2016)	Hangender Alaunschiefer (Unterkarbon) (BGR, 2016)
Potenzial Schieferöl/ Schiefergas	Schieferöl/ Schiefergas (BGR, 2016)	Schieferöl (BGR, 2016)	Schieferöl/ Schiefergas (BGR, 2016)	Schiefergas (BGR, 2016)
Reservoirtiefe [m] (Min-Max)	Öl:1000-3250 Gas: 1000-3500 (BGR, 2016)	Öl:1000-3100 (BGR, 2016)	Öl: 1000-1700 Gas: 1000-1700 (BGR, 2016)	Gas: 3500-5000 (BGR, 2016)
Reservoirmächtigkeit [m] (Mittel/ Min/ Max)	Öl: 35 / 20/ 50 Gas: 35 / 20/ 50 (BGR, 2016)	Öl: 22 / 20/ 40 (BGR, 2016)	Öl: 71 / 30/ 166 Gas: 94 / 30/ 220 (BGR, 2016)	Gas: 200 / 20/ 500 (BGR, 2016)
Tonmineralgehalt [%]	größtenteils ~20-80% (BGR, 2016)	k.A.	größtenteils~50-80% (BGR, 2016)	größtenteils ~20-50% (nur wenige Proben) (BGR, 2016)
C _{org} [%] (Mittel/ Min/ Max)	4,3 / 1,0/ 16,2 (BGR, 2016)	4,0 / 1,3/ 17,4 (BGR, 2016)	3,3 / 1,1/ 14,4 (BGR, 2016)	3,4 / 2,3/ 5,2 (BGR, 2016)
Störungsfamilien	WNW-ESE bis E-W NNW-SSE im äußersten Wes-	WNW-ESE bis E-W NNW-SSE im äußersten Wes-	WNW-ESE bis E-W NNW-SSE im äußersten Wes-	NE-SW bis NNE-SSW (vereinzelt WNW-ESE/ NNW-

Potenzialgebiet	Niedersächsisches Becken	Niedersächsisches Becken	Niedersächsisches Becken	Region Hannover
	ten des Potenzialgebiets GeotIS (Schulz et al., 2013)	ten des Potenzialgebiets GeotIS (Schulz et al., 2013)	ten des Potenzialgebiets GeotIS (Schulz et al., 2013)	SSE) GeotIS (Schulz et al., 2013)
Abstand Basement/ Grundgebirge	0 – 2500 m (Präperm) min. 7500 m (magn. Kristallin) (BGR, 2016; Reinhold, 2005)	0 – 2700 m (Präperm) min. 7500 m (magn. Kristallin) (BGR, 2016; Reinhold, 2005)	min. 1300 m (Präperm) min. 9300 m (magn. Kristallin) (BGR, 2016; Reinhold, 2005)	min. 4000 m (magn. Kristallin) (BGR, 2016; Reinhold, 2005)
Unter-/ Überlagern- de Schichten	siehe Kapitel 8.3.1 bzw. Abbil- dung 30	siehe Kapitel 8.3.2 bzw. Abbil- dung 29	siehe Kapitel 8.3.3 bzw. Abbil- dung 36	siehe Kapitel 8.4.1 bzw. Abbil- dung 41
Orientierung regio- nales Spannungsfeld	vorwiegend NW-SE bis NNW- SSE (Heidbach et al., 2016)	vorwiegend NW-SE bis NNW- SSE (Heidbach et al., 2016)	vorwiegend NW-SE bis NNW- SSE (Heidbach et al., 2016)	keine vorwiegende Orientie- rung in der WSM (Heidbach et al., 2016) Subsalinar vorwiegend N-S (Röckel und Lempp, 2003)
Natürliche Erdbe- bengefährdung [10% in 50 Jahren]	äußerst gering (nicht ausge- wiesen) (Grünthal et al., 2018)			
Seismizität	vorwiegend induzierte Erdbe- ben (Bundesanstalt für Geowissen- schaften und Rohstoffe (BGR), 2016)	vorwiegend induzierte Erdbe- ben (Bundesanstalt für Geowissen- schaften und Rohstoffe (BGR), 2016)	vorwiegend induzierte Erdbe- ben (Bundesanstalt für Geowissen- schaften und Rohstoffe (BGR), 2016)	vereinzelt natürliche und in- duzierte Erdbeben (Bundesanstalt für Geowissen- schaften und Rohstoffe (BGR), 2016)

Potenzialgebiet	Region Hannover	Nordrand Rheinisches Schiefergebirge	Oberrheingraben	Oberrheingraben
Nummer des Potenzialgebiets	4	5	6	6
Reservoirinformation	Posidonienschiefer (Unterjura) (BGR, 2016)	Hangender Alaunschiefer (Unterkarbon) (BGR, 2016)	Posidonienschiefer (Unterjura) (BGR, 2016)	Fischschiefer des Oligozäns (Tertiär) (BGR, 2016)
Potenzial Schieferöl/ Schiefergas	Schieferöl/ Schiefergas (BGR, 2016)	Schiefergas (BGR, 2016)	Schiefergas (BGR, 2016)	Schieferöl/ Schiefergas (möglich) (BGR, 2016)
Reservoirtiefe [m] (Min-Max)	Öl:1000-3250 Gas: 1000-3500 (BGR, 2016)	Gas:1000-3500 (BGR, 2016)	Gas: 1000-5000 (BGR, 2016)	Öl: 1000-3150 Gas: 3000-3300 (BGR, 2016)
Reservoirmächtigkeit [m] (Mittel/ Min/ Max)	Öl: 35/ 20/ 50 Gas: 35/ 20/ 50 (BGR, 2016)	Gas: 35/ 20/ 50 (BGR, 2016)	Gas: 22/ 20/ 25 (BGR, 2016)	Öl: 25/ 3/ 50 Gas: 20/ 10/ 30 (BGR, 2016)
Tonmineralgehalt [%]	größtenteils ~20-80% (BGR, 2016)	größtenteils ~20-50% (nur wenige Proben) (BGR, 2016)	größtenteils~20-80% (BGR, 2016)	k.A.
C _{org} [%] (Mittel/ Min/ Max)	4,3/ 1,0/ 16,2 (BGR, 2016)	2,5/ 1,3/ 4,4 (BGR, 2016)	4,3/ 1,0/ 16,2 (BGR, 2016)	4,0/ 2,5/ 10 (BGR, 2016)

Potenzialgebiet	Region Hannover	Nordrand Rheinisches Schiefergebirge	Oberrhingraben	Oberrhingraben
Störungsfamilien	NE-SW bis NNE-SSW (vereinzelt WNW-ESE/ NNW-SSE) GeotIS (Schulz et al., 2013)	NW-SE bis NNW-SSE GeotIS (Schulz et al., 2013)	N-S bis NNE-SSW im nördlichen Bereich auch NNW-SSE GeotIS (Schulz et al., 2013)	N-S bis NNE-SSW im nördlichen Bereich auch NNW-SSE GeotIS (Schulz et al., 2013)
Abstand Basement/ Grundgebirge	0 - 2500 m (Präperm) min. 5500 m (magn. Kristallin) (BGR, 2016; Reinhold, 2005)	k. A.	1000 - 2000 m (Grundgebirge) geringere Abstände zwischen Zielformation und Grundgebirge bis hin zu direktem Kontakt an Störungen mit großem Versatz möglich (GeORG-Projektteam, 2013)	ca. 1000 m (Grundgebirge) geringere Abstände zwischen Zielformation und Grundgebirge bis hin zu direktem Kontakt an Störungen mit großem Versatz möglich (GeORG-Projektteam, 2013)
Unter-/ Überlagernde Schichten	siehe Kapitel 8.4.2 bzw. Abbildung 30	siehe Kapitel 8.5.1 bzw. Abbildung 41	siehe Kapitel 8.6.1 bzw. Abbildung 30	siehe Kapitel 8.6.2 bzw. Abbildung 50
Orientierung regionales Spannungsfeld	Keine vorwiegende Orientierung in der WSM (Heidbach et al., 2016)	keine eindeutige Orientierung in der WSM (Heidbach et al., 2016)	vorwiegend NW-SE (Heidbach et al., 2016; Schwarz und Henk, 2005) vereinzelt NNW-SSE (Heidbach et al., 2016)	vorwiegend NW-SE (Heidbach et al., 2016; Schwarz und Henk, 2005) vereinzelt NNW-SSE (Heidbach et al., 2016)
Natürliche Erdbebengefährdung [10% in 50 Jahren]	äußerst gering (nicht ausgewiesen) (Grünthal et al., 2018)	mittel (0.6 m/s ²) (Grünthal et al., 2018)	mittel (0.8 m/s ²) (Grünthal et al., 2018)	mittel (0.8 m/s ²) (Grünthal et al., 2018)

Potenzialgebiet	Region Hannover	Nordrand Rheinisches Schiefergebirge	Oberheingraben	Oberheingraben
Seismizität	<p>vereinzelt natürliche und induzierte Erdbeben</p> <p>(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016)</p>	<p>vereinzelt Beben im Bereich der Zielformation</p> <p>Nördlich der Zielformation</p> <p>Vielzahl vorwiegend bergbau-induzierter Beben</p> <p>(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016)</p>	<p>hohe Anzahl natürlicher Erdbeben</p> <p>mehrere Cluster induzierter Seismizität (Geothermie)</p> <p>(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016)</p>	<p>hohe Anzahl natürlicher Erdbeben</p> <p>mehrere Cluster induzierter Seismizität (Geothermie)</p> <p>(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016)</p>

Potenzialgebiet	Molassebecken/ Nordschweizer Becken	Molassebecken/ Nordschweizer Becken
Nummer des Potenzialgebiets	7	7
Reservoirinformation	Fischschiefer des Oligozäns (Tertiär) (BGR, 2016)	Tongesteine der Weiach-Formation (Permokarbon) (BGR, 2016)
Potenzial Schieferöl/ Schiefergas	Schieferöl (möglich) (BGR, 2016)	Schieferöl (BGR, 2016)
Reservoirtiefe [m] (Min-Max)	Öl:2600-5000 (BGR, 2016)	Öl:1000-3000 (BGR, 2016)
Reservoirmächtigkeit [m] (Mittel/ Min/ Max)	Öl: 25 / 20/ 30 (BGR, 2016)	Öl: 45 / 20/ 135 (BGR, 2016)
Tonmineralgehalt [%]	k.A.	k.A.
C _{org} [%] (Mittel/ Min/ Max)	3,4 / 0,9/ 14,7 (BGR, 2016)	2,8 / 1,0/ 10,3 (BGR, 2016)
Störungsfamilien	ENE-WSW GeotIS (Schulz et al., 2013)	k.A. GeotIS (Schulz et al., 2013)
Abstand Basement/	min. 800 m (Kristallin)	< 1000 m (abhängig von Mächtigkeit der Weiach-

Potenzialgebiet	Molassebecken/ Nordschweizer Becken	Molassebecken/ Nordschweizer Becken
Grundgebirge	(BGR, 2016; Reinhold, 2005)	Formation) (BGR, 2016; Reinhold, 2005)
Unter-/ Überlagernde Schichten	siehe Kapitel 8.7.1 bzw. Abbildung 55	siehe Kapitel 8.7.2 bzw. Abbildung 56
Orientierung regionales Spannungsfeld	k.A. (Heidbach et al., 2016)	vorwiegend NNW-SSE (Heidbach et al., 2016)
Natürliche Erdbebengefährdung [Maximalwert 10% in 50 Jahren]	mittel (0.8 m/s ²) (Grünthal et al., 2018)	mittel (0.8 m/s ²) (Grünthal et al., 2018)
Seismizität	Vereinzelt natürliche Seismizität im Zielgebiet; erhöhte Anzahl an Erdbeben südlich des Zielgebiets Induzierte Seismizität im Süden des Potentialgebiets (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016)	Größere Anzahl natürlicher Erdbeben im Zielgebiet Induzierte Seismizität im Süden des Potentialgebiets (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2016)

15.2. Tabellarische Übersicht induzierte Seismizität

Tabelle 9: Charakterisierung seismogener Becken/Formationen nach Parametern, die das Auftreten induzierter Seismizität potenziell beeinflussen können. Die Bedeutung der geologisch-tektonischen Parameter ist in Abschnitt 5.2 erläutert. Der Parameter ¹Natürliche Erdbebengefährdung wurde der Global Seismic Hazard Map (Giardini et al., 2003) entnommen. ²Der Parameter „Seismische Überwachung“ bezieht sich auf öffentlich zugängliche Messdaten. ³Der Parameter „Reglementierung“ kennzeichnet, ob operative Maßnahmen nach dem Auftreten besonders starker Seismizität modifiziert bzw. eingestellt werden müssen (sogenannte Ampelsteuerung, TLS, vergleiche Kapitel 7). Parameterwerte, die nicht recherchiert werden konnten, sind mit k. A. (keine Angabe) gekennzeichnet.

Becken	Appalachen Becken	Anadarko Becken	Golf Becken	Delaware/Perm Becken
Land	USA	USA	USA	USA
Natürliche Erdbebengefährdung ¹	niedrig	niedrig	niedrig	niedrig
Reservoirtiefe	Marcellus: 600-3.000 m Utica: 600-4.000 m (Pennsylvania State University, 2020)	Woodford: 3.000-8.000 m (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2020d)	Eagle Ford: 1.000-4.000 m (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2020d)	Wolfcamp : 900-3.000 m Bone Spring: 300-2.000 m (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2020c)
Reservoirmächtigkeit	Marcellus: 0-100 m Utica: 60-150 m (Pennsylvania State University, 2020)	Woodford: 50-120 m (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2020d)	Eagle Ford: 30–100 m (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2020d)	Bone Spring und Wolfcamp: jeweils 100-500 m (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2020c)
Reservoirformation	Marcellus Utica (Point Pleasant)	Woodford	Eagle Ford Austin Chalk	Wolfcamp Bone Spring
Reservoirgestein	Mitteldevonischer Schwarzschiefer, heller Schieferton und Kalkstein (Marcellus) Ordovizischer, kalkhaltige Ton-	Spätdevonische silikatreiche-Tonsteine	Spätkretazischer Tonsteine (Eagle Ford). Karbonate und Tonmergel (Austin Chalk)	Permische Tonsteine und Karbonate (Wolfcamp) Permische kalkhaltige, siliziklastische Ablagerungen (Bone

Becken	Appalachen Becken	Anadarko Becken	Golf Becken	Delaware/Perm Becken
	steine (Utica)			Spring)
Formationsdruck	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.
Maximale Erdbebenmagni- tude	M _L 3,7 (Brudzinski und Kozłowska, 2019)	M _L 3,5 (Skoumal et al., 2018b)	M _L 3.5/M _w 4,0 (Fasola et al., 2019)	M _L 3,7/M _w 3,4 (Skoumal et al., 2018b)
Abstand zum Grundgebir- ge	Utica: Fracking nahe Grundge- birge, die stärksten Beben lagen im Grundgebirge Marcellus: deutlich größerer Abstand zum Basement (Brudzinski und Kozłowska, 2019)	meist 1-2 km in Regionen mit seismischer Aktivität (Skoumal et al., 2018b)	Eagle Ford: 2-4km (Weijermars et al., 2017)	bis zu 4 km in Regionen mit seismischer Aktivität (Cheney, 2015)
Seismische Überwachung ²	Regionale Messnetze	Regionale Messnetze	Regionale Messnetze	Regionale Messnetze
Reglementierung (TLS) ³	ja	nein	nein	nein

Becken/Formation	WCSB/Montney	WCSB/Duvernay	WCSB/Horn River	WCSB/Exshaw Shales
Land	Kanada	Kanada	Kanada	Kanada
Natürliche Erdbebengefährdung ¹	niedrig	niedrig	niedrig	niedrig
Reservoirtiefe	500 – 4250 m (The Energy Consulting Group, 2015)	1.000 – 5.000 m (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2015)	Evie: 2.000 – 3.000 m Otter Park/Muskwa: 2.000 – 3.000 m (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2015)	1.000 – 2.000 m (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2015)
Reservoirmächtigkeit	80 – 400 m (The Energy Consulting Group, 2015)	10 – 20 m (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2015)	Evie: ~ 50 m Otter Park/Muskwa: ~128 m (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2015)	~20 m (U.S. Energy Information Administration (EIA), 2015)
Reservoirformation	Montney	Duvernay	Evie Otter Park/Muskwa	Exshaw
Reservoirgestein	triassische Schluffsteine (Mahani et al., 2017)	devonisch feinkörniger Tonstein (Schultz et al., 2020b)	devonischer Tonstein (Schultz et al., 2020b)	devonische Tonsteine und dolomitisierte Schluffsteine (Schultz et al., 2020b)
Formationsdruck	z.T. artesischer Überdruck (Eaton und Schultz, 2018)	k.A.	z.T. artesischer Überdruck (Government of Canada, 2020)	k.A.

Becken/Formation	WCSB/Montney	WCSB/Duvernay	WCSB/Horn River	WCSB/Exshaw Shales
injiziertes Flüssigkeitsvolumen (Beispiele)	65.000 m ³ vor dem 17. Aug. 2015 Beben (M _w 4,6) (Mahani et al., 2017)	i.d R. pro Bohrung ~20.000 m ³ (Schultz et al., 2020b)	bis zu 138.000 m ³ pro Bohrung (BC Oil and Gas Commission, 2012)	~7.000 m ³ in Bohrung (Schultz et al., 2015)
Maximale Erdbebenmagnitude	M _w 4,6 (Schultz et al., 2020b)	M _w 4,1 (Wang et al., 2017)	M _L 3,8 (Schultz et al., 2020b)	M _L 3,0 (Schultz et al., 2015)
Abstand zum Grundgebirge	~1km (Mahani et al., 2017)	Fracking nahe Grundgebirge, die stärksten Beben lagen im Grundgebirge (Schultz et al., 2016)	Fracking z.T. unmittelbar über Grundgebirge (BC Oil and Gas Commission, 2012)	Fracking nahe Grundgebirge, die stärksten Beben lagen im Grundgebirge (Schultz et al., 2016)
Seismische Überwachung ²	Regionale Messnetze; vereinzelt lokale Netzwerke seit 2013 (Schultz et al., 2020b)	Regionale Messnetze	Regionale Messnetze; vereinzelt lokale Netzwerke von Entwicklerfirmen	Regionale Messnetze (Schultz et al., 2015)
Reglementierung (TLS) ³	Ja	Ja	Ja	k.A.

Becken	Central Sichuan - West-Weiyuan (Region Weixi)	Central Sichuan - Ost-Weiyuan (Region Weidong)	South Sichuan – Changning Block	South Sichuan - Zhaotong
Land	China	China	China	China
Natürliche Erdbebengefährdung ¹	mittel-hoch	mittel	mittel	mittel
Reservoirtiefe	2.700 - 3.000 m (Lei et al., 2020)	2.500 - 3.500 m (Lei et al., 2020)	2.500 - 3.000 m (Lei et al., 2019)	1.700 – 2.400 m (Meng et al., 2019)
Reservoirmächtigkeit	200 - 300 m (Li et al., 2016)	200 - 300 m (Li et al., 2016)	300 - 400 m (Li et al., 2016)	~200 m (Meng et al., 2019)
Reservoirformation	Longmaxi Shale	Longmaxi Shale	Longmaxi Shale	Longmaxi Shale
Reservoirgestein	silurische Tonsteine	silurische Tonsteine	silurische Tonsteine	silurische Tonsteine
Formationsdruck	artesischer Überdruck (Dong et al., 2018)	artesischer Überdruck (Dong et al., 2018)	artesischer Überdruck (Dong et al., 2018)	artesischer Überdruck (Dong et al., 2018)
injiziertes Flüssigkeitsvolumen (Beispiele)	27.763 m ³ bzw. 37.154 m ³ pro Bohrung (Jiang et al., 2017)	27.763 m ³ bzw. 37.154 m ³ pro Bohrung (Jiang et al., 2017)	k.A.	20.000-25.000 m ³ pro Bohrung (Meng et al., 2019)
Maximale Erdbebenmagnitude	M _L 5,0 (M. Wang et al., 2020)	M _L 5,4 (Lei et al., 2020)	M _L 5,7 (Lei et al., 2019)	M _L 5,0 (Meng et al., 2019)
Abstand zum Grundgebirge	~ 2.500 m (M. Wang et al., 2020)	~ 3.700 m (Lei et al., 2020)	k.A.	~ 1.800 m (Meng et al., 2019)

Becken	Central Sichuan - West-Weiyuan (Region Weixi)	Central Sichuan - Ost-Weiyuan (Region Weidong)	South Sichuan – Changning Block	South Sichuan - Zhaotong
Seismische Überwachung ²	Regionale Messnetze (Lei et al., 2020; Yang et al., 2020)	Regionale Messnetze; Bohrlochgeophone (Lei et al., 2020)	Regionale Messnetze (Lei et al., 2019; Meng et al., 2019)	Regionale Messnetze (Meng et al., 2019)
Reglementierung (TLS) ³	Nein	Nein	Nein	Nein

Becken	Bowland	Neuquén
Land	England	Argentinien
Natürliche Erdbebengefährdung ¹	niedrig	mittel
Reservoirtiefe	2.300 m	2.000 – 3.500 m im Bereich der Förderung (Askenazi et al., 2013) anstehend am Rande des Beckens bis 2.830 m im Zentrum des Beckens (Curia et al., 2018)
Reservoirmächtigkeit	bis 5.000 m	Im Bereich der Förderung 200 – 400 m, vom Beckenrand in Richtung Beckenzentrum zunehmend (Lavia, 2016) generell 63 – 535 m (Curia et al., 2018)
Reservoirformation	Bowland Shale (Karbon)	Vaca Muerta Fm.
Reservoirgestein	Tonsteinen mit untergeordneten Kalk- und Sandstein-Einschaltungen	Mergel mit Schwarzschiefer
Formationsdruck	artesischer Überdruck	artesischer Überdruck

Becken	Bowland	Neuquén
	(Clarke et al., 2019a)	(Frydman et al., 2018)
injiziertes Flüssigkeitsvolumen	1.000 m ³ ‚stage‘ 5-7 (Kettlety et al., 2020)	22.538 m ³ im Schnitt pro Bohrung in 2017 (Rosa und D’Odorico, 2019)
Maximale Erdbebenmagnitude	M _L 2,9 (Kettlety et al., 2020; Schultz et al., 2020b)	M _L 3,8 (Correa-Otto, 2018)
Abstand zum Grundgebirge	k.A.	2.500 m (Mosquera et al., 2011)
Seismische Überwachung ²	Regionale Messnetze; lokales Stationsnetz	Regionale Messnetze (Correa-Otto, 2018)
Reglementierung (TLS) ³	Ja	Nein