

Abschlussbericht

Abgrenzung von Erdbeben als mögliche Schadensursache für Hebungen/Setzungen

von
Gregor Mokolke, Manfred Joswig

Universität Stuttgart
Institut für Geophysik

Förderkennzeichen: L75 15007

Laufzeit: 01.07.2015 - 30.09.2016

Die Arbeiten dieses Projekts wurden mit Mitteln
des Landes Baden-Württemberg durchgeführt.

Juni 2017



Baden-Württemberg

MINISTERIUM FÜR UMWELT, KLIMA UND ENERGIEWIRTSCHAFT

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung

- 1.1 *Ein größerer Zusammenhang*
- 1.2 Motivation
- 1.3 Relevante hydrogeochemische Prozesse
- 1.4 Relevante seismologische Prozesse

2. Prozess A: Der unmittelbare Bruch eines Aquifer-Aquitard-Verbunds

- 2.1 Eingrenzung von relevanten Erdbeben und Störungen
- 2.2 Verwerfungen als Ausdruck oberflächlich ausstreichender Herdflächen
- 2.3 Der Zusammenhang zwischen Herdflächengröße und Erdbeben-Magnitude
- 2.4 Welche Herdflächen pausen sich bis zur Oberfläche durch ?
- 2.5 Erkennbarkeit im Gelände
- 2.6 Nachweisbarkeit eines direkten Bruchs
- 2.7 Umfang und Variabilität des Versatzes innerhalb einer Bruchzone
- 2.8 Beispiel eines Sonderfalls
- 2.9 Der Aufbau von Bruch- und Störungszonen
 - 2.9.1 Definition einer Störungszone
 - 2.9.2 Die Größe von Schadenszonen
 - 2.9.3 Entwicklung einer Störungszone und ihrer Bruchflächen
 - 2.9.4 Hydrologische Eigenschaften von Störungszonen
 - 2.9.5 Struktureller Aufbau einer Störungszone im Kontext der Permeabilität
 - 2.9.6 Permeabilitäten aktiver und inaktiver Störungsflächen
 - 2.9.7 Größenordnungen von Permeabilitäten
- 2.10 Fazit

3. Prozess B: Spannungszustands-Änderungen im Umfeld von Störungen

- 3.1 „strain-cycling“
- 3.2 Hydrogeochemische Indikatoren
- 3.3 „fault-valving“

4. Prozess C: Fernfeldwirkungen infolge der Passage seismischer Wellen

4.1 Einleitung

4.2 Beobachtungen

4.3 Hydrologische Veränderungen (Wasserstände)

4.4 Mechanismus Freispülen von versiegelten Aquiferen

4.5 Mechanismus Aktivierung und Neubildung von Rissen und Brüchen

5. Zusammenfassende Darstellung der Auswirkungen von Erdbeben im hydrogeologischen Kontext

6. Anwendung auf die Region Böblingen

6.1 Geologie und Seismologie

6.1.1 Geologischer und tektonischer Rahmen

6.1.2 Seismizität und Erdbebenstatistik in der Region Böblingen

6.1.3 Vollständigkeit des Erdbebenkatalogs

6.2 Anwendbarkeit von Prozess A

6.3 Anwendbarkeit von Prozess B

6.4 Anwendbarkeit von Prozess C

7. Fazit und Zusammenfassung

Literatur

Zusätzliche Literatur

Anhang

1. Einleitung

In den vergangenen Jahren sind in Baden-Württemberg mehrere Fälle von Gebäudeschäden bekannt geworden, die ursächlich in Zusammenhang mit vorab durchgeführten Erdwärmesondenbohrungen und deren fehlerhafte Zementierung gebracht werden. Dabei kam es zu Hebungerscheinungen infolge von Anhydritquellung. Anhydrit Horizonte finden sich innerhalb der sedimentären Abfolgen größerer Teile Baden-Württembergs. Infolge von Störungen der unter- oder überlagernden Schichtfolgen kann es zu Wasserzutritten in diese an sich „trockenen“ Gebirgsbereiche kommen und die Quellvorgänge auslösen. Ähnliches gilt auch für quellfähige Tonminerale sowie Gemische aus Ton und Anhydrit, sofern sie zuvor unter Wasserabschluss lagerten. Prinzipiell besteht auch die Möglichkeit, dass durch den Zutritt von Wasser in bislang „trockene“ Bereiche dort vorhandene Sulfate und Salze gelöst und abtransportiert werden, was zu Setzungen führen kann.

In diesem Vorhaben wird untersucht, unter welchen Umständen der Wasserzutritt alternativ oder zusätzlich durch Klüftigkeiten geschehen kann, die durch rezente Erdbeben geschaffen oder geöffnet werden. Der Schadensfall Böblingen (hier traten Bodenbewegungen nach Erdwärmesondenbohrungen auf) kann beispielhaft anhand der erarbeiteten Erkenntnisse einer näheren Betrachtung unterzogen werden. Das Projekt zielt jedoch nicht auf eine gutachterliche Rolle hinsichtlich solcher Schadensfälle hin, sondern sollte vielmehr als Grundlagenforschung die momentanen Erkenntnisse festhalten, vergleichen, weiterführen und vertiefen.

Sachstandsberichte zu Schadensfällen in Baden-Württemberg in den vergangenen Jahren sind seitens des LGRB zu Staufen, Rudersberg und Böblingen publiziert (LGRB, 2010, 2013, 2015).

1.1 „Ein größerer Zusammenhang“:

Wasser bildet in seiner Eigenschaft als mobiles Fluid den Dreh- und Angelpunkt bei vielen tektonischen und geologischen (und natürlich auch den hydrogeologischen) Prozessen im obersten Bereich des Erdkörpers. Zum einen beeinflusst die Anwesenheit von Wasser das Verhalten von Störungszonen im Festgestein: ein erhöhter Wasserdruck kann bereits unter kritischer Spannung stehende Partien im Gestein an das Bruchkriterium gemäß Mohr-Coulomb'scher Gesetzmäßigkeiten heranführen, was zu bruchhaftem Versagen des Gesteins führt. Zum anderen aber beeinflusst auch der Aufbau und die Zahl von tektonischen Störungen und beigeordneten Klüften den Wasserfluss selbst, sodass sich das eine und das andere bedingt.

Aufgrund der Eigenschaft von Wasser, gelöste Stoffe wie Ionen, aber auch kolloidale Partikel, zu transportieren und abzulagern, können Risse, Porenräume und Klüfte im durchströmten Gestein nach einem Bruch wiederum versiegelt werden. Solche Wechselwirkungen verleihen dem System Wasser-Gestein-Tektonik eine umfassende und erst in den vergangenen, etwa 30 Jahren, allmählich verstandene und erforschte Dynamik und Komplexität. Die Erforschung von Erdbeben-Fernwirkungen hat bereits wesentliche Erkenntnisgewinne gebracht, aber dennoch existiert nach wie vor ein Forschungsbedarf angesichts vieler offener Fragen.

1.2 Motivation:

Die Autoren Chi-Yuen Wang und Michael Manga lassen sich aus ihrem umfassenden Werk „Earthquakes and Water“ (Wang & Manga, 2010) folgendermaßen zusammenfassen:

Auswirkungen von Erdbeben auf hydrologische Systeme sind seit Tausenden von Jahren dokumentiert. Darunter fallen die sogenannte Bodenverflüssigung (Liquifaktion), Änderungen von Quellschüttungen und Eigenschaften von Brunnenwässern sowie der Ausbruch von Schlammvulkanen. Neben der rein akademischen Interessenlage ist die Forschung im Bereich der Erdbeben-induzierten hydrogeologischen Effekte für wasserwirtschaftliche und geotechnische Fragestellungen von Bedeutung. Als Folge von Erdbeben können Brunnenpegelstände und Quellschüttungen (negative) Veränderungen erfahren und somit die Versorgung der lokalen

Bevölkerung beeinträchtigen.

Eine forensische Erdbeben-Hydrologie wurde beispielsweise auch angewandt, um die kausalen Zusammenhänge für die desaströse Eruption eines Schlammvulkans in der westjavanesischen Stadt Sidoarjo im Jahre 2006 zu ergründen, infolgedessen enorme Beschädigungen an Gebäuden und der Infrastruktur auftraten. Nicht zuletzt ist auch die Frage nach der Sicherheit von Standorten für nukleare Abfälle im Zusammenhang mit Grundwasserspiegeländerungen von Bedeutung. Es besteht ein Nachholbedarf bei der Bestandsdichte und der Häufigkeit hydrogeochemischer und hydrologischer Messungen sowie der Erfassung tektonischer Parameter (Spannungsfeldanalysen).

Die unten stehende Grafik, Abbildung 1, veranschaulicht grundsätzliche Mechanismen und Wirkungen, die während eines Erdbebens wirken und infolge eines solchen auftreten können. Hierbei sollte die Betonung tatsächlich auf *können* liegen, da es in der dokumentierten Historie von Erdbebenwirkungen auf hydrologische Systeme sowohl allgemein gültige Regeln als auch eine nicht geringe Zahl von Ausnahmen und Sonderfällen gibt. Die Aufzählung beziehungsweise Darstellung ist nicht komplett, wie in den folgenden Kapiteln noch dargelegt wird.

Anmerkung: Die überwiegende Zahl der Abbildungen in dieser Arbeit wurde direkt aus den zitierten und angegebenen Arbeiten übernommen. Eine deutsche Übersetzung der teilweise sehr komplexen und von den Autoren stringent und teilweise sehr kleinräumig strukturierten Erläuterungen innerhalb der Graphen oder Schaubilder ist im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich.

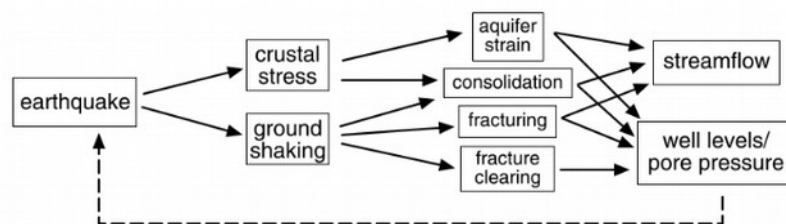


Abbildung 1: Interaktionen zwischen Erdbeben und mit ihnen assoziierten hydrologischen Prozessen (aus Montgomery & Manga, 2003)

1.3 Relevante hydrogeochemische Prozesse:

In der vorliegenden Arbeit werden zwei grundsätzlich verschiedene Prozesse im Kontext von Erdbebenaktivität und Störungszonen-Dynamik behandelt werden. Gemeinsam ist beiden Prozessen, dass ein Fluid, hier Wasser, als dominierender Faktor steuernd wirkt und das tektonische Umfeld die geographischen Ausmaße bestimmt und strukturelle Grenzen setzt.

Umwandlung von Anhydrit zu Gips:

Für die Umwandlung von Anhydrit in Gips sollten niedrige Überlagerungsdrücke herrschen, da Quellprozesse ansonsten verhindert werden (Reimann, 1991). Von Bedeutung für diese Arbeit sind daher Störungen beziehungsweise Erdbeben, deren Bruchflächen bis nahe an die Oberfläche oder bis zu dieser reichen (siehe Abschnitt 2.1). Bereits hier kann und sollte festgehalten werden, dass es in der recherchierten Literatur keine Hinweise auf Quellprozesse im Zusammenhang mit Erdbeben gibt.

Lösung von Evaporiten:

Hier besitzt die Tiefenlage einen weniger stark einschränkenden Charakter. Lösungsvorgänge, welche nicht zu einer Erhöhung der Volumina einzelner Schichten im Gebirge führen, erfolgen prinzipiell nur in Abhängigkeit von der Verfügbarkeit eines Transportfluids. Bei größerer Tiefenlage (mehrere km) führt der Umgebungs- und Überlagerungsdruck allerdings in der Regel zu einer Kompaktion und Schließung des durch Bruchprozesse (bei Erdbeben) bereitgestellten Kluftraums. Im zeitlich begrenzten Rahmen dieser Arbeit konnte auf diesen Prozess nicht genauer eingegangen werden.

1.4 Relevante seismologische Prozesse

Es lassen sich drei verschiedene Prozesse A, B und C unterscheiden, die das Potential besitzen, Fluide zu mobilisieren beziehungsweise Fluid-Wegsamkeiten zu verändern:

Prozess A: Der unmittelbare Bruch eines Aquifer-Aquitard-Verbunds

Prozess B: Spannungszustands-Änderungen im Umfeld von Störungen

Prozess C: Fernfeldwirkungen infolge der Passage seismischer Wellen

Im folgenden wird auf die drei verschiedenen Prozesse im Einzelnen eingegangen. Es werden Beispiele aus der Literatur zitiert, welche die Gültigkeit der Vorgänge belegen.

2. Prozess A: Der unmittelbare Bruch eines Aquifer-Aquitard-Verbunds

Der unmittelbare Bruch eines Gesteinsverbands bietet die Möglichkeit, Wasser in bisher trockene Gebirgsbereiche zu verbringen oder die Zusammensetzung von (Grund)wässern in der Hinsicht zu verändern, dass sie einer Veränderung des lokalen, bislang stabilen lithologischen Bestands förderlich sind. Es können hierbei verschiedene Mechanismen unterschieden werden, welche in unterschiedlicher Art und Weise hydrologisch wirksam sind:

a) Reaktivierung alter Brüche: „stick & slip“- Verhalten

b) Die Aktivierung neuer Brüche

Die Betrachtung dieser geotektonischen Phänomene ist jedoch nicht vollzählig, sofern nicht auch beigeordnete Prozesse und deren Mechanismen involviert werden. Um diese Aspekte zu berücksichtigen, werden im Rahmen von Prozess A drei weitere Themenpunkte angesprochen:

c) Der Aufbau von Bruch- und Störungszonen, Generelle Aspekte

d) Hydrologische Eigenschaften und Wegsamkeiten von Bruch- und Störungszonen

e) Die Neu-Versiegelung von Bruch- und Störungszonen

2.1 Eingrenzung von relevanten Erdbeben und Störungen:

Von Bedeutung für diesen Prozess sind nur Erdbeben, und mit ihnen assoziierte Störungen, deren (Bruch)flächen bis nahe an die Oberfläche oder bis zu dieser reichen. Denn für die Umwandlung von Anhydrit in Gips (und die Quellung von quellfähigen Tonmineralen) müssen niedrige Überlagerungsdrücke herrschen, da ansonsten der Quellprozess gestoppt wird. Die vorliegende Arbeit stützt sich auf die Annahme einer maximalen Tiefenlage von 100 Metern.

Hier sei aus dem Sachstandbericht zum Schadensfall Stauffen i. Brsg. (LGRB, 2010) zitiert: „Ab einer Gebirgsauflast um 100 m bis max. 110 m kann nach Reimann (1991) keine Volumenzunahme mehr auftreten, da dann der Kristallisationsdruck des Gipses hierfür nicht mehr ausreicht. Bei einer durchschnittlichen Deckgebirgswichte von $\gamma = 25 \text{ kN/m}^3$ ruht dann eine Gesteinssäule von 2,5 MPa auf dem Sulfatkörper. Dieser Grenzwert ist aus Studien an natürlichen Gips-/Anhydritvorkommen abgeleitet und liegt deutlich unter den in Laborversuchen festgestellten maximalen Quelldrücken von 7 Mpa.“.

Eine Tiefenlage von nur 100 Meter wird in dieser Arbeit im Kontext der Möglichkeiten eines Einflusses von Erdbeben vereinfachend als „oberflächenberührend“ angesehen. Die seismotektonisch aktive Erdkruste besitzt in Mitteleuropa eine Mächtigkeit von etwa 30 km, was dem 300fachen der Tiefenlage von 100 Meter entspricht.

Ähnliche Einschränkungen hinsichtlich der Tiefenlage gelten, wenn auch bedingt durch einen anderen Mechanismus, für die Lösung von Evaporiten oder Kalkstein im Rahmen von tiefgreifenden Verkarstungsprozessen. In großer Tiefe sind naturgemäß nur wenige und kleine Hohlräume erhaltungsfähig, da der Über- und Umlagerungsdruck diese schnell verschließt beziehungsweise eindrückt. Dennoch kann bei diesen Lösungsprozessen eine größere Tiefenerstreckung – also Toleranz - bezüglich der Tiefe angenommen werden.

Auf die genuinen Merkmale von Störungszonen und deren Entstehung im Zuge von Erdbeben, oder auch: des bruchhaften Versatzes / der Scherung eines Gesteinskörpers, wird im Folgenden eingegangen.

2.2 Verwerfungen als Ausdruck oberflächlich ausstreichender Herdflächen

Stewart & Hancock (1990) stellen die einfache, aber doch zu komplexeren Überlegungen hinleitende Frage, was genau eine Verwerfungslinie ist und was sie auszeichnet („What is a fault scarp?“). Sie definieren eine Verwerfungslinie als eine „tektonische Geländeform, die (weitestgehend) mit einer Störungsfläche zusammenhängt, welche den Untergrund versetzt hat.“. Das Störungsmuster, welches sich an der Oberfläche zeigt, muss nicht zwangsläufig mit dem Störungsmechanismus korrelieren, wie unten stehende Grafik (Abbildung 2) aus Stewart & Hancock (1990) zeigt.

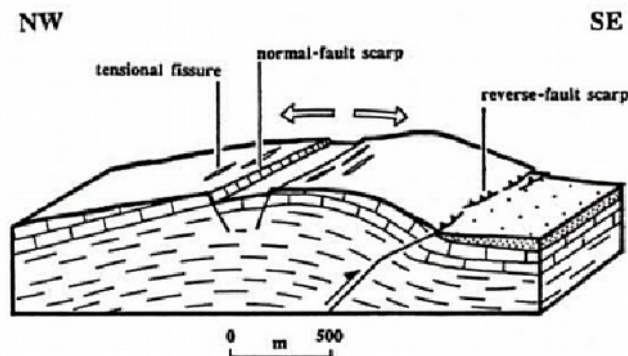


Abbildung 2: Darstellung von Strukturen, welche sich während des El-Asnam-Erdbebens ($M = 7,3$) im Jahr 1980 in Algerien bildeten. Während die eigentliche Verwerfungslinie (rechts) eher schwach ausgeprägt war, bildete sich im Scheitel der Aufwölbung eine deutliche, extensionale Störung (aus Stewart & Hancock, 1990).

Generelle Formen von Verwerfungslinien, also unterschiedliche morphologische Gegebenheiten und Merkmale, sind in Abbildung 3 wiedergegeben (ebenfalls aus Stewart & Hancock, 1990). Sie beziehen sich auf die drei grundlegenden Herdmechanismen, die ein Erdbeben kennzeichnen. Unter einem (Erdbeben-)Herd versteht man den Ausgangspunkt seismischer Wellen. Die dazugehörige, sogenannte Herdfläche stellt die im dreidimensionalen Raum des Erdkörpers verortete Fläche dar, an der ein bruchhafter Versatz stattgefunden hat. Wiederholte Bruchereignisse können sich sukzessive flächig überlagern und komplexe Störungszonenmuster verursachen. In den nachfolgenden Kapiteln wird unter anderem auch darauf eingegangen.

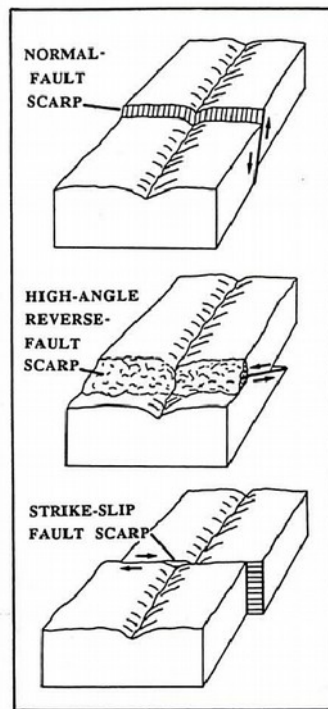


Abbildung 3: Mögliche Ausbildungen von Oberflächenformen bei Abschiebungen, Aufschiebungen und Seitenverschiebungen (aus Stewart & Hancock, 1990).

2.3 Der Zusammenhang zwischen Herdflächengröße und Erdbeben-Magnitudo:

Der folgende Abschnitt wurde mit wenigen Abänderungen aus Schneider (2004) übernommen: Die Größe einer Herdfläche korreliert mit der Magnitudo des Erdbebens. Daneben ist auch der Umfang des Versatzes entlang dieser Fläche sowie ein gesteinspezifischer Parameter, das sogenannte Schermodul, von Bedeutung. Das Schermodul repräsentiert den Widerstand, den ein Gestein gegenüber einer scherenden Kraft aufbietet. Die Werte lassen sich über die folgende, einfache Gleichung miteinander in Beziehung setzen:

$$M_0 = \mu \times d \times L \times B \quad [1]$$

Hierbei steht M_0 für das Herdmoment in Nm, μ für das Schermodul in Pa, d für den durchschnittlichen Versatz in Metern und L und B für Länge und Breite der Bruchzone beziehungsweise Herdfläche in Metern. Die zugehörige Erdbebenmagnitudo (Momentmagnitudo) M_w lässt sich dann aus folgender Beziehung herleiten:

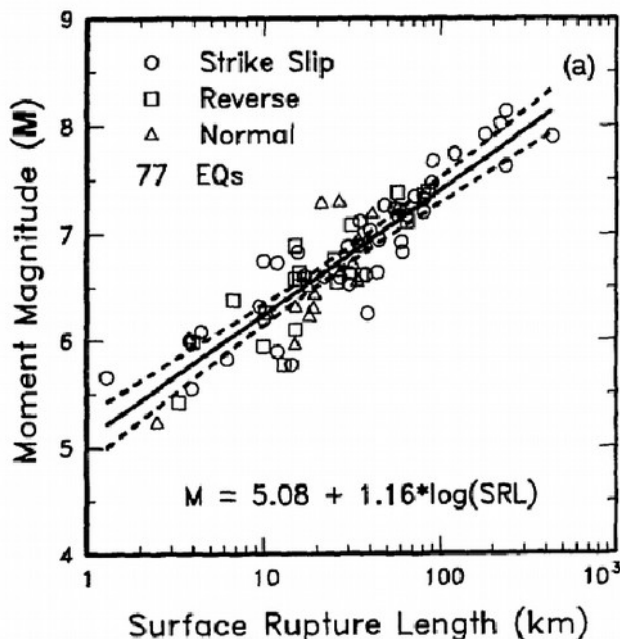
$$M_w = (2/3) \times \lg M_0 - 6,0 \quad [2]$$

Die häufig, gerade in regionalen Bulletins, verwendete Lokal- oder Nahbebenmagnitude (M_L) entspricht im wesentlichen der Momentmagnitude, weicht jedoch gerade bei größeren Erdbebenstärken (ab M_w 7,0) von dieser ab. In der hier vorliegenden Arbeit wird, je nach Quelle, die eine oder andere Magnitude genannt. In einigen Arbeiten wird keine genaue Angabe zur Art der Magnitude gemacht. Dann wird lediglich ein M als Magnitudenkürzel verwendet.

M_w	Herdlänge [km]	mittl. Verschiebung [cm]
2,0	0,15	0,375
3,0	0,5	1,25
4,0	1,5	3,75
5,0	5	12,5

Tabelle 1: Beziehung zwischen Momentmagnitude, Herd-verschiebung und Herdgröße bei einem Intraplatten-Erdbeben in einer typischen Tiefenlage von rund 10 km. Für die Herdfläche wurde eine rechteckige Form mit einem Seitenverhältnis Länge:Breite von 2:1 angenommen. Für das Schermodul 3×10^{10} Pa. Die mittlere Verschiebung wurde von Schneider (2004) mittels $d = 2,5 \times 10^{-5} \times L$ ermittelt. Dies entspricht auch dem Wert, den Liu-Zeng et al. (2005) empirisch ermittelt haben. Aus Schneider (2004).

2.4 Welche Herdflächen pausen sich bis zur Oberfläche durch ?



Wells & Coppersmith (1994) haben in ihrer Arbeit empirische Zusammenhänge zwischen der Momentmagnitude und der Bruchlänge von Erdbeben, welche sich bis zur Oberfläche durchgepaust haben, zusammengestellt. Es ergibt sich - im halb-logarithmischen Maßstab - eine Regressionsgerade, welche eine klare Korrelation zwischen Magnitude und der Länge der an der Erdoberfläche sichtbaren Verwerfungs- oder Bruchlinie aufzeigt (siehe Abbildung 4). Die empirische Formel

$$M = 5,08 + 1,16 \cdot \log(\text{SRL}) \quad [3]$$

mit M als Momentmagnitude und SRL als Bruchlänge an der Oberfläche beschreibt das Verhalten der Gerade.

Abbildung 4: Zusammenhang zwischen Moment-magnitude und der Länge der oberflächlich sichtbaren Verwerfungen (aus Wells & Coppersmith, 1994).

Im Zusammenhang mit Pipeline-Brüchen und weiteren ingenieur-geologischen Aspekten (wie Brücken-bauwerks-Stabilität) war das Thema schon in der Vergangenheit von Bedeutung. Youngs et al. (2003) bearbeiten die Fragestellung unter dem Gesichtspunkt der Standort-Sicherheit eines nuklearen Endlagers in den Yucca-Mountains (USA). Sie führten den Begriff der probabilistischen Störungsversatz-Schadens-Analyse (probabilistic fault displacement hazard analysis (PFDHA)) ein. Hierbei geht es um die grundsätzliche Methodik und die Verfahren, welche es ermöglichen, die Wahrscheinlichkeit ko-seismischer bruchhafter Versätze an der Erdoberfläche zu bestimmen.

Coppersmith & Youngs (2000) gehen in ihrer Arbeit auf diese Methodik sowie auf die Art und den Umfang von Daten ein, die benötigt werden, um eine PFDHA durchzuführen. Abbildung 5 zeigt das Ergebnis der Arbeiten zur PFDHA von Youngs et al. (2003) für verschiedene Datensätze:

Daten von Pezzopane & Dawson (1996) mit Abschiebungsbeben:

- 32 „Great Basin“ (USA) - Erdbeben
- 47 „northern Basin & Range“ (USA) - Erdbeben
- 105 „extensional cordillera“ (USA) - Erdbeben

Daten von Wells & Coppersmith (1993) aus verschiedenen tektonischer Regimes:

- 276 weltweite Erdbeben

Aus untenstehender Abbildung 5 wird ersichtlich, dass für Erdbeben mit Magnituden kleiner 4 die Wahrscheinlichkeit eines offen zugate tretenden Bruchs gegen Null geht, im Magnitudenbereich zwischen 5,5 und 7 jedoch extrem ansteigt. Die Ergebnisse lassen den Autoren zufolge auch den Schluß zu, dass der Herdmechanismus (Auf-, Ab- oder Seitenverschiebungen) einen vernachlässigbaren Einfluss auf die Wahrscheinlichkeit des Durchpausens der Bruchfläche bis zur Oberfläche hat.

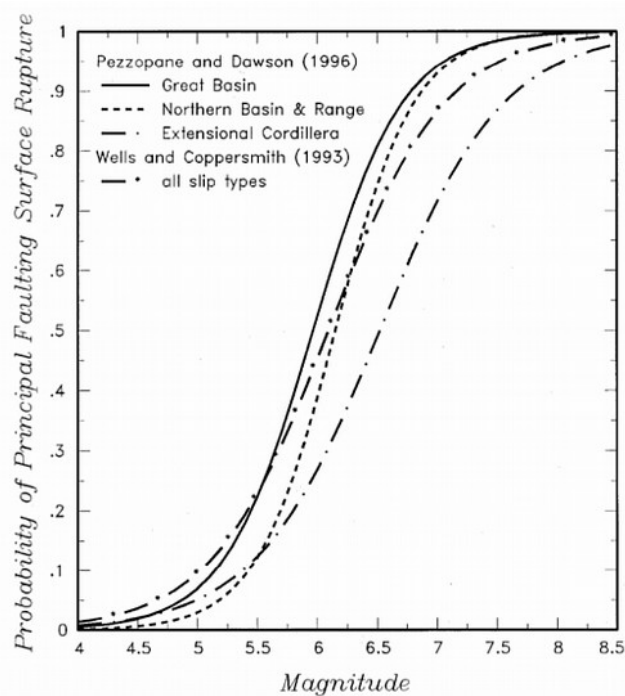


Abbildung 5: Empirische Auswertung von Erdbeben, bei denen die Herdfläche die Erdoberfläche erreichte (aus Youngs et al., 2003).

Untenstehende Abbildung 6 aus Bonilla (1988) soll schematisch eine kleine Zahl von Möglichkeiten veranschaulichen, die sich hinsichtlich der räumlichen Ausprägung einer Bruchfläche ergeben.

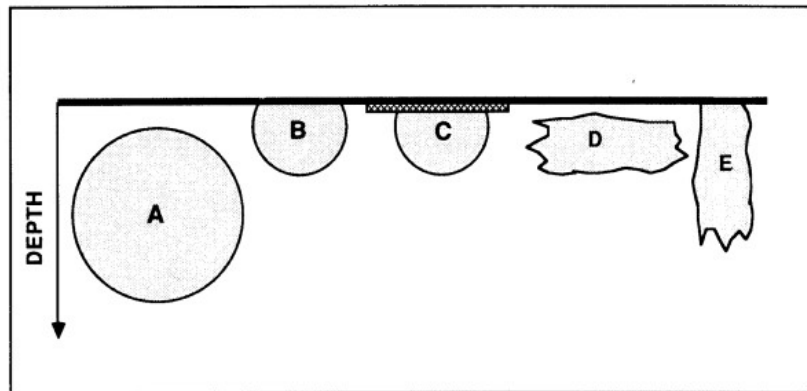


Abbildung 6: Schematische Darstellung von Herdflächen, welche zum einen die Oberfläche erreichen, zum anderen aber, trotz geeigneter Herdgröße, diese nicht berühren. A: Großer Herd, jedoch zu tief gelegen; B: Kleine Herdfläche, aber oberflächennah; C: Dasselbe, jedoch durch eine absorbierende, gering-kompetente Oberfläche maskiert; D: Ausreichend große Bruchfläche, jedoch ungünstig orientiert; E: Dasselbe, jedoch günstig orientiert (aus Bonilla, 1988).

Nicol et al. (1996) gehen auf die Form, Orientierung und Versätze entlang von Störungszonen ein und geben ein Beispiel für eine fast rundsymmetrische Störungsfläche, welche durch seismische Erkundung kartiert wurde (siehe Abbildung 7). Auf Störungsflächen und -zonen wird weiter unten eingegangen. Sie sind Folge wiederholter Erdbeben, doch das resultierende Bild gibt im wesentlichen auch die einzelnen Bruchvorgänge wieder.

2.5 Erkennbarkeit im Gelände

Eine statistische Erhebung, welche Erdbebenstärken denn auch oberflächennahe Wirkungen zeigen, kann lückenhaft sein (Bonilla, 1988). Es ist fraglich, inwiefern schwächere ko-seismische Bruchstrukturen auch als solche an der Erdoberfläche erkannt werden.

Brune & Allen (1967) haben eine umfangreiche Sammlung von Erdbebenaten zusammengestellt, bei denen sich die Bruchflächen an der Erdoberfläche beobachten und nachverfolgen ließen. Sie zeigen ein Beispiel von Bodenverschiebungen in Begleitung eines Erdbebens mit $M_L = 3,6$ (Kalifornien, 1966) mit 10 km

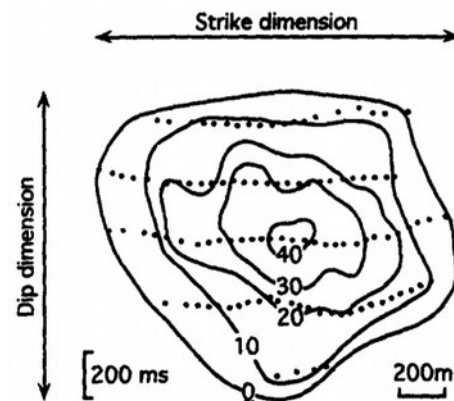


Abbildung 7: Darstellung einer Störungsfläche aus Nicol et al. (1996). Die Größe der Störungsfläche ist rund 1,5 x 1,5 km. Der maximale Versatz (mittig) beträgt 53 m. Die Abbildung beruht auf der Auswertung von aktiv-seismischen Profilen im Golf von Mexiko.

Länge und bis maximal 1,5 cm lateralem Versatz. Mehr zur Nachweisbarkeit im folgenden Kapitel.

2.6 Nachweisbarkeit eines direkten Bruchs

Hier soll der Frage nachgegangen werden, inwiefern ko-seismische Bruchstrukturen, auch als solche an der Erdoberfläche erkannt werden. Bonilla (1988) schreibt hierzu: „Daten aus Beobachtungen legen den Schluss nahe, dass die kleinsten Magnituden, bei denen Verschiebungen an der Erdoberfläche erfassbar sind, rund M 5,0 betragen.“ Gleichzeitig weist der Autor aber auch darauf hin, dass dies auch ein Artefakt der lückenhaften oder fehlenden Beobachtung am Ort eines Erdbebens sein kann. Nicht jedes Epizentrum eines Erdbeben der Magnitude 3 oder auch 4 wird im Nachgang auf Anzeichen kleinster Bodenverwerfungen geprüft. Dies müsste zudem zeitnah durchgeführt werden, und es sind qualitativ hochwertige, also freie, unbewachsene Festgesteins-Aufschlüsse erforderlich. Die Herdfläche sollte zudem ein steiles Einfallen aufweisen und natürlich sehr oberflächennah sein. Eine Übersicht, übernommen aus Bonilla (1988), über wichtige Details und Faktoren zur Erkennung und Bestimmung von Bruchzonen, findet sich im Anhang.

Bonilla (1988) setzt eine einfache Rechnung auf, um die Erdbebenmagnitude zu bestimmen, bis zu der noch Spuren an der Oberfläche erkennbar sein könnten. Der Autor geht hierbei davon aus, dass, unter optimalen Bedingungen, ein durchschnittlicher Versatz von 1 mm als Mindestanforderung für die Beobachtbarkeit gilt. Aus diesem durchschnittlichen Versatz lässt sich nach Bonilla et al. (1984) auf einen maximalen Versatz von 3 mm und eine Bruchlänge von rund 1,3 km schließen. Dies geschieht mittels der unten stehenden empirischen Formel aus Bonilla (1988), welche aus Daten für oberflächenwirksame Beben bis Magnitude 6,0 hergeleitet wurde:

$$\log L = 1.03 \pm 0.13 + (0.37 \pm 0.11)\log D \quad [4]$$

Hier stellt L die Bruchlänge in km und D den maximalen Versatz in m dar. Unter Annahme einer quadratischen Bruchfläche von 1,3 x 1,3 km und gängigen Schermodulen lässt sich dem Autor zufolge eine Momenten-Magnitude (M_w) von 2,9 - 3,1 herleiten.

Liu-Zeng et al. (2005) setzen für den Zusammenhang zwischen durchschnittlichem Versatz und Bruchlänge - unter Verwendung eigener Erhebungen und Daten aus Wells & Coppersmith (1994) - folgende Beziehung in einer doppelt-logarithmischen Darstellung an:

$$D = 2.5 \times 10^{-5} L \quad [5]$$

Die Regressionsgeraden im doppelt logarithmischen Graphen für beide Formeln unterscheiden sich deutlich (siehe Abbildung 8). Für die Bruchlänge von 1,3 km würden Liu-Zeng et al. (2005) zufolge bereits rund 3 cm durchschnittlicher Versatz auftreten. Man vergleiche hierzu auch die Werte aus Tabelle 1.

Die Datengrundlage bei Liu-Zeng et al. (2005) umfasst jedoch auch stärkste Erdbeben (nur Seitenverschiebungen), mit Bruchlängen von bis zu 400 km, während in den Daten von Bonilla (1988) maximal 30 km vertreten ist, wobei auch Auf- und Abschiebungen berücksichtigt werden.

Es zeigt sich, dass bei statistischen Untersuchungen zu Herdparametern die Einschränkungen bei der Wahl der einbezogenen Erdbeben einen nicht unerheblichen Einfluss auf die daraus gewonnenen empirischen Gleichungen besitzen. Aus Abbildung 8 wird zudem deutlich, dass die Werte für Intraplatten-Beben („non interplate“) eine starke Streuung im Bereich einer Zehnerpotenz aufweisen.

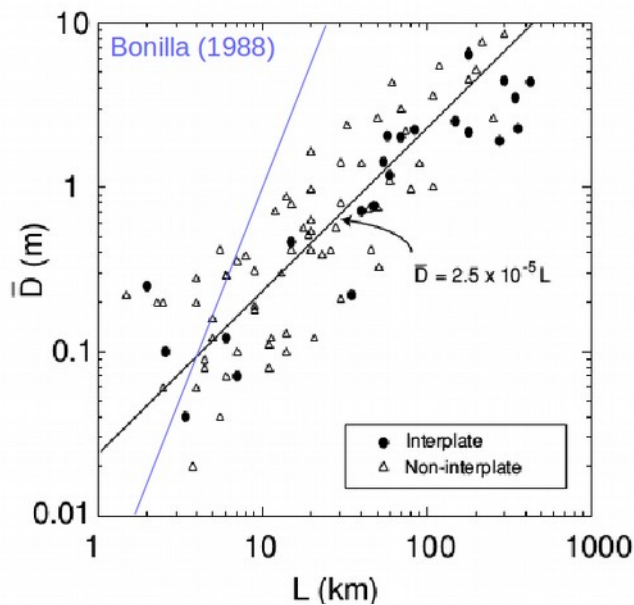


Abbildung 8: Zusammenhang zwischen sichtbarer Bruchlänge und Versatz (leicht verändert aus Liu-Zeng et al. (2005)). Für die blaue Gerade von Bonilla (1988) wurden die Mittelwerte in der Gleichung [4] verwendet. Sie bildet eine obere Grenze, das sie für maximale Versätze gilt, während Liu-Zeng et al. (2005) von durchschnittlichen Versatzbeträgen ausgehen. Weitere Erläuterungen im Text.

Beim Thema nach dem Zusammenhang zwischen sichtbaren Verwerfungen und seismischer Aktivität erklärt schon Wight (1979) rund zehn Jahre vor Bonilla (1988) in einem Bericht zur Bewertung von Standorten radioaktiver Endlager in den USA:

„Welche Aussagekraft besitzt die geologische Kartierung im Vergleich zu Messungen der Mikroseismizität, oder, mit anderen Worten: wie groß ist die Wahrscheinlichkeit, dass mikroseismische Beobachtungen eine Aktivität an Stellen belegen, die keine kartierten Störungen aufweisen?“. Im Original: „How reliable is geologic surface mapping, relative to microseismic surveys...“.

Der Autor führt Untersuchungen im US-Bundestaat Montana und Washington an, die zeigen, dass nur rund 20 beziehungsweise 10 Prozent der gemessenen seismischen Aktivität mit auskartierten Störungen in Übereinstimmung gebracht werden kann. Für den Osten der USA, in dem die Hypozentren tiefer liegen, kann dem Autor zufolge keine seismische Aktivität (die lokal sogar sehr umfassend sein kann) mit Störungen in Verbindung gebracht werden. Störungszonen existieren somit, zumindest vom Standpunkt eines Kartierers aus gesehen, faktisch nicht.

2.7 Umfang und Variabilität des Versatzes innerhalb einer Bruchzone:

Der Versatz innerhalb einer Bruchzone variiert in der Regel mit der Tiefe (King, 1986). Während im oberflächennahen Bereich das sogenannte „creeping“, also ein langsames, relativ gleichmäßiges Kriechen, die kristallinen Spannungen kompensiert, wirken in der Tiefe, aufgrund der erhöhten

Temperaturen andere Mechanismen. Hier verhält sich beispielsweise Quarz duktil und es bilden sich Fließstrukturen, wie etwa beim Gneis, aus. Auch hierbei spricht man von „creeping“. Zur Variabilität des Bewegungsverhaltens mit der Tiefe im Falle einer Seitenverschiebung hier eine schematische Übersicht (Abbildung 9) aus King (1986):

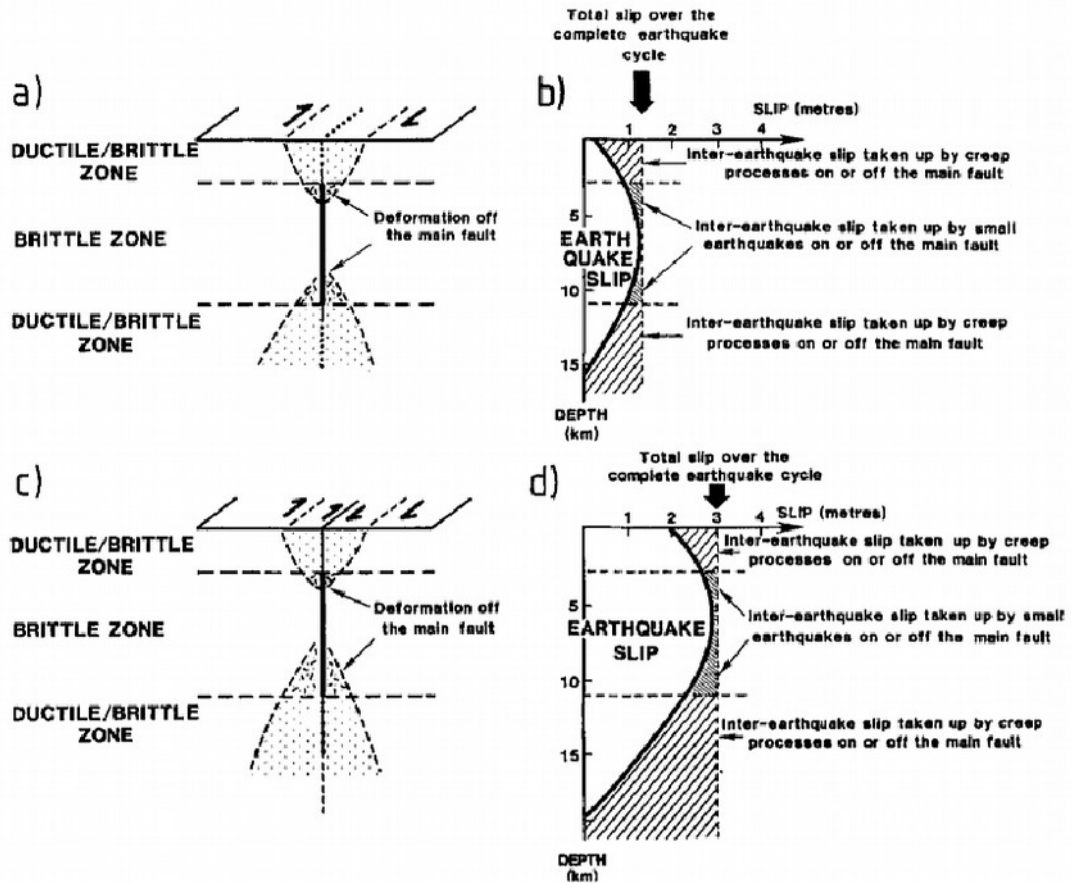


Abbildung 9: Darstellung der Variabilität von Versätzen mit der Tiefe und in Abhängigkeit der Erdbebenstärke. a) Schematischer Schnitt quer zu einer Seitenverschiebung. Zwischen der oberen und unteren breit aufgefächerten Störungszone befindet sich die während eines Erdbebens aktive seismogene Zone; b) Zugehöriges, schematisches Versatz-Tiefen-Diagramm für ein Erdbeben, welches einen maximalen Versatz von einem Meter besitzt; c) gleich wie (a), jedoch mit einer die Oberfläche durchschlagender Bruchfläche; d) Das zugehörige Versatz-Tiefen-Diagramm für ein Erdbeben mit einem Versatz von drei Metern und einer oberflächennah austreichenden Bruchfläche.

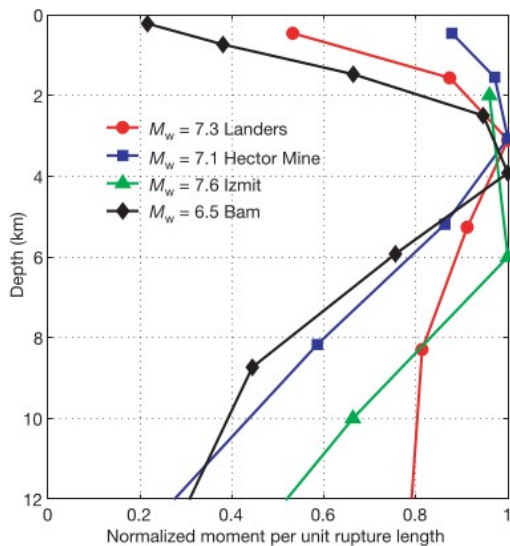


Abbildung 10: Tiefen-Moment-Darstellung verschiedener Starkbeben. Die größte Teil der Energie wird in Tiefen unterhalb eines Kilometers freigesetzt (aus Fialko et al., (2005)).

Fialko et al. (2005) beschreiben anhand des Bam-Erdbebens (Iran) im Jahr 2003 die Eigenschaften des „shallow slip deficit“. Das Fehlen oder die Unterdrückung von Zeichen einer flach-krustalen Seismizität ist ihnen zufolge ein bedeutender Faktor, der die Bewertung und Einstufung einer Seitenverschiebungs-Zone anhand von geologischen oder paläoseismologischen Untersuchungen stark erschwert und weiterer Untersuchung bedürfte. Die Ursachen liegen den Autoren zufolge entweder in umfassender und weiträumig verteilter Spröd-Deformation flach-krustaler Bereiche – was dazu führt, dass keine größeren Spannungen aufgebaut werden können („creeping“). Oder, alternativ, in der Entkopplung einzelner sedimentärer Abfolgen vom tieferliegendem Gestein, beispielsweise durch niedrig-kompetente Evaporitlagen. Abbildung 10 aus Fialko et al (2005) zeigt die Verteilung des seismischen Moments über die obere Kruste für verschiedene Starkbeben.

Das Ausmaß des Versatzes in Abhängigkeit von der Magnitude und der Herdflächengröße wird beispielsweise von Kim & Sanderson (2005) untersucht. Der Versatz ist in der Hinsicht von Bedeutung, als dass ein größerer Versatz eine in der Regel größere Schadenszone und somit eine potentiell größere Permeabilitätssteigerung mit sich bringt (siehe Kapitel 2.9.2 - „Die Größe von Störungszonen“ weiter unten). Ein größerer Versatz ist zudem leichter im Gelände zu beobachten und ist daher für die PFDHA in niedrigeren Magnitudenbereichen von Bedeutung.

Die Verschiebung entlang der Bruchfläche eines ko-seismischen Versatzes ist nicht gleich verteilt, sondern variiert stark und kann, beispielsweise durch Segmentierung der Hauptstörung, sehr komplex ausfallen. Clark & Cox (1996) sowie Kim & Anderson (2005) untersuchen und beschreiben die Zusammenhänge zwischen Bruchlänge und Versatz. Abbildung 11 zeigt die Versätze entlang einer komplexen, segmentierten Bruchzone.

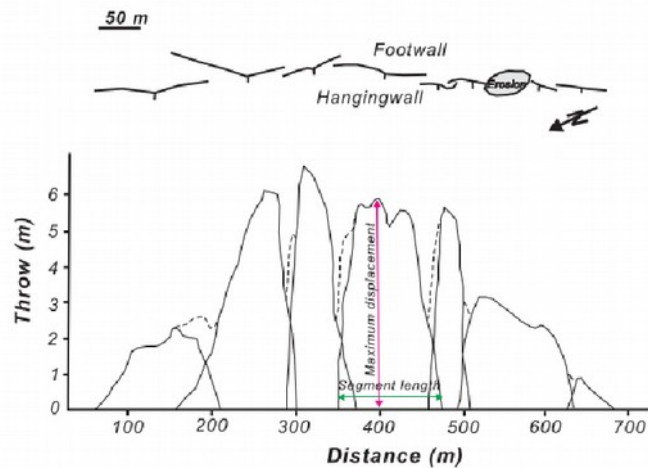


Abbildung 11: Versätze entlang einer segmentierten Bruchzone im „Bishop Tuff“ in Kalifornien. Die größten Werte von bis zu sechs Metern werden in den zentralen Bereichen jedes einzelnen Abschnitts erreicht (aus Kim & Anderson, 2005)

Liu-Zeng et al. (2005) gehen in ihrer Arbeit auf den Einfluss der Heterogenität des Versatzes auf die Gesamtbewegung und die resultierende Erdbebenstatistik dieser Bruchzone ein. Wesnousky (2008) untersucht die Verteilung des Versatzes über die sichtbare Bruchlänge im Detail für 37 Erdbeben: Sie schlussfolgern aus ihren Beobachtungen, dass das Maxima der Oberflächenversätze in der Regel nicht in der Herdflächenmitte verortet ist, sondern abseits (davor oder dahinter) davon liegt. Zudem korrelieren die Erdbeben-Epizentren nicht mit den Bereichen des größten Versatzes an der Oberfläche.

2.8 Beispiel eines Sonderfalls

Auch relativ schwache tiefere Beben können oberflächennah wirken, ohne dass dies auf die grundsätzlichen Fernwirkungen zurückgeführt werden kann. Bonilla (1988) beschreibt einen Fall, in dem an der Erdoberfläche Merkmale (Brüche) sichtbar waren, die einen nicht geklärten Zusammenhang mit der eigentlichen Bruchfläche im tieferen Untergrund besitzen: Nach dem Ridgecrest-Beben in Kalifornien (USA) im Jahr 1982 konnten Öffnungsbrüche ohne lateralen oder vertikalen Versatz beobachtet werden. Diese Brüche erstreckten sich in bis zu zwei Kilometer langen Einzelgruppen über rund sieben Gesamt-Kilometer. Die Herdtiefe wird mit rund 8 km angegeben. Angesichts der Magnituden, die mit rund 4,9 bis 5,4 angegeben werden, wäre das Durchpausen einer Bruchfläche bis zur Oberfläche nicht zu erwarten gewesen.

2.9 Der Aufbau von Bruch- und Störungszonen

In diesem Kapitel soll ein Überblick über den Aufbau von Störungszonen verschafft werden. Auf die Permeabilitäten solcher Störungszonen wird weiter unten ab Kapitel 2.9.4 eingegangen.

Gemäß einer Abschätzung von Kim & Sanderson (2005) sind für die Ausbildung einer Störung 100te bis 1000de Erdbeben kumulativ aufzusummieren, da das Verhältnis von Versatz zu Störungslänge beziehungsweise Versatz zu (Einzel-)Bruchlänge um rund drei Zehner-Potenzen hinsichtlich der Größenordnung differiert. Eine Störungszone stellt somit ein übereinandergelegtes

Mosaik einzelner Bruchereignisse dar, welche über geologisch relevante Zeiträume in demselben Gebiet und in einem weitgehend stabilen tektonischen Milieu auftraten. Ein frischer, neuer Bruch bildet sich in einem Gesteinskörper nur dann, wenn für das aktuelle Spannungsfeld ungünstig orientierte Bruchflächen oder Störungszonen vorliegen, oder diese gänzlich fehlen (Sibson, 1990). Günstig orientierte Spannungsfelder bilden Winkel zwischen 20° und 40° mit der Bruch- oder Störungsfläche.

Ähnlich wie bei einem sogenannten Spurenfossil ist in einer Störungszone ein Zeugnis der geologischen Vergangenheit überliefert. Dabei ist die Unterscheidung zwischen ko-seismisch und aseismisch entstandenen Störungsmerkmalen von Bedeutung. Shipton et al. (2006) schreiben hierzu, dass es noch weiterer Studien bedarf, um diese Vorgänge allein anhand von Störungszonen-Merkmalen zu unterscheiden.

2.9.1 Definition einer Störungszone

Caine et al. (1996) zufolge lässt sich eine Störungszone in zwei Bereiche gliedern. Es existiert eine Kern- und eine Schadenszone innerhalb des umhüllenden Protolithen, also des ungestörten Gebirgskörpers:

- Die Kernzone lässt sich als strukturelle, lithologische und morphologische Einheit auffassen, in der die größten Versätze auftreten. Caine et al. (1996) fassen das Inventar einer Kernzone folgendermaßen zusammen: Die Kernzone kann einzelne Gleitflächen, Bereiche mit unverfestigtem tonmineralreichem „Störungsmehl“, brekziierte und geochemisch veränderte Bereiche oder hochgradig verfestigte Kataklastite enthalten. Mineralausfällungen und Korngrößenreduktion führen Caine et al. (1996) zufolge dazu, dass eine solche Zone als hydrologische Barriere wirken kann.

- Die Schadenszone ist als Netzwerk untergeordneter Strukturen zu verstehen, welche die Kernzone begrenzen und unter Umständen die Permeabilität der Störungszone erhöhen können. Zu diesen Strukturen gehören kleine Störungen, Brüche, Risse, Verfaltungen. Sie alle fördern die Heterogenität und Anisotropie und verändern somit hydraulische und gesteinsmechanische Eigenschaften. Weit ausgedehnte Schadenszonen könnten als Indikator für wiederholt aufgetretene Scherung und die sukzessive Überprägung älterer Strukturen aufgefasst werden, wie bereits in der Einleitung zu diesem Kapitel angeführt. Änderungen im Spannungsfeld können zur Ausbildung unterschiedlich orientierter Riss-systeme führen (siehe Abbildung 12).

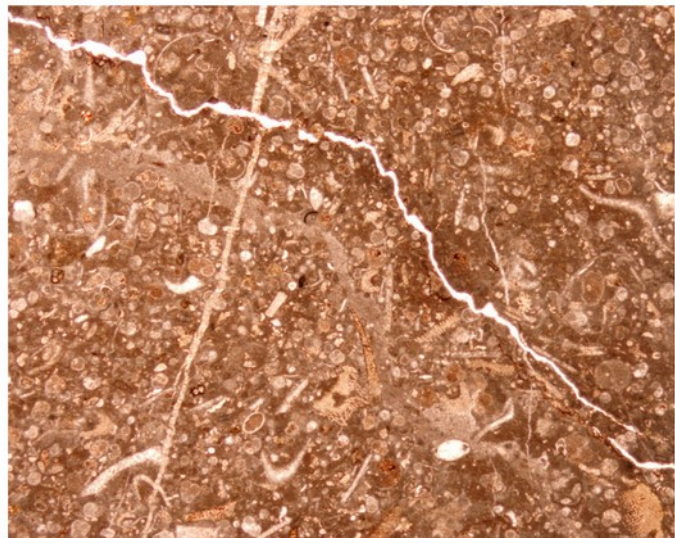


Abbildung 12: Dünnschliffaufnahme eines jurassischen Kalksteins. Es existieren mindestens zwei Rissgenerationen. Der Riss, welcher links der Mitte von oben nach unten durchläuft, wurde an dem leicht gekräuselten Bruch, welcher von links oben nach rechts unten verläuft, leicht versetzt. Bildbreite rund 5 mm. Bildbesitz des Autors dieser Arbeit.

Kim et al. (2004) erweitern diese Definition noch um verschiedene Aspekte. Ihnen zufolge gibt die Ausprägung der verschiedenen Strukturen der Schadenszone Aufschluß über Wanderung und Wachstum der Störung, den Fluid-Fluss sowie den Start- und Endpunkt eines Erdbebens.

Die unten stehende Abbildung 13 von Kim et al. (2004) zeigt schematisch die Anordnung von Schadenszonen entlang einer Störung:

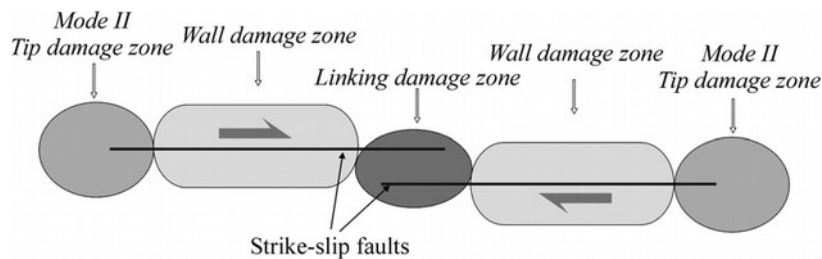


Abbildung 13: Schema und Terminologie der Schadenszonen entlang und am Ende von Störungen. Aus Kim et al. (2004)

Schadenszonen existieren nach Kim et al. (2004) somit

- Am „tip“ der Störung
- Entlang der Bruchfläche selbst („wall“)

Knott et al. (1996) zeigen in ihrer Arbeit, dass die Größe dieser Schadenszone im Bereich der extensionalen Segmente einer Abschiebung am größten ist. Dies wäre der oberste Bereich des Hangend-Blocks und der unterste Bereich des Liegend-Blocks.

2.9.2 Die Größe von Schadenszonen:

Kim & Sanderson (2005) untersuchen das Verhältnis zwischen der Länge einer Seitenverschiebungs-Störung und der Fläche der Schadenszone an den Enden („tips“) dieser Störung. Es zeigt sich, dass beide Größen miteinander gekoppelt sind und die Größenordnungen vergleichbar sind. Wie aus Abbildung 14 (b) deutlich wird, bildet beispielsweise eine Störung mit einem Kilometer Länge Störungszonen mit Seitenlängen von ebenfalls rund einem Kilometer aus. Die Regressionsgerade schneidet den Nullpunkt jedoch nicht exakt, so dass bei kürzeren Störungslängen die Schadenszonen verhältnismäßig kleiner ausfallen.

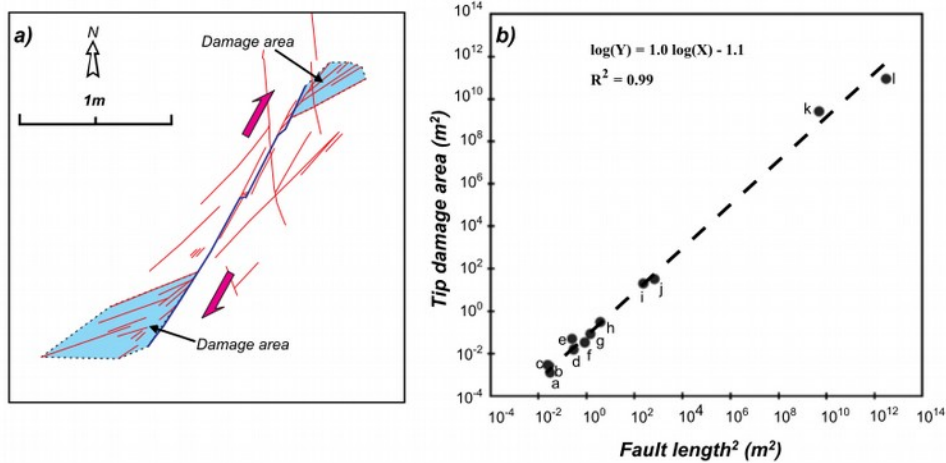


Abbildung 14: Links: Schematische Zeichnung einer im Gelände beobachteten Kleinst-Störung mit in blau markierten Schadenszonen. Rechts: empirisch bestimmtes Verhältnis zwischen Störungslänge und der Schadenszonengröße am „tip“ von Störungen. Aus Kim & Sanderson (2005).

Die Statistik in Abbildung 15 zeigt die Zahl untergeordneter Brüche / Klüftungen in der Nachbarschaft einer großen Störungszone mit 140 m Versatz. Es ergibt sich ein schneller Abfall ab einer Entfernung von 20-30 m von der Hauptstörung hin zu einem „Hintergrundwert“ der Kluftabstände.

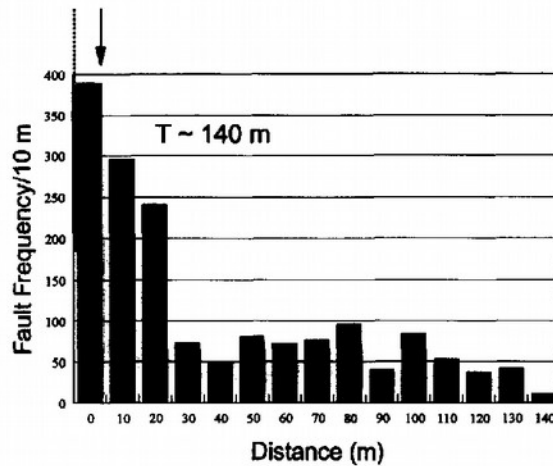


Abbildung 15: Histogramm-Darstellung der Häufigkeit (jeder Balken vertritt eine Messstrecke von 10 m) von untergeordneten Brüchen in Abhängigkeit von der Distanz zur Hauptstörung. Aus Knott et al. (1996).

Shipton et al. (2006) gehen auf die Variabilität der Störungszonen-Mächtigkeit (also der Schadenszone plus der Kernzone) je nach Gesteinstyp, Druck, Temperatur und Deformationsrate - und teilweise auch des Bearbeiters - ein (siehe Abbildung 16). Ihre einfache, aber wichtige Frage lautet: „Wie breit ist eine Störung?“ („How Thick is a Fault?“). Sie schreiben hierzu:

Die Art der Deformationen innerhalb einer Störungszone sind in hohem Maße vom Gesteinstyp, dem Druck, der Temperatur und der Deformationsrate abhängig. Es existieren keine Standard-Kriterien, anhand derer man strukturelle Elemente für jede Störungszone gleichermaßen definieren könnte, da die Definition des Störungskerns und der Schadenszone wiederum von eben diesen Konstituenten abhängt. Dies führt zu einem gewissen Maß an Subjektivität bei der Einteilung in Kern- und Schadenszone und der Ziehung ihrer Grenzen.

Die Autoren verweisen hierbei auch auf die Arbeiten von Schultz & Evans (1998). Diese zeigten, dass die Mächtigkeit einer Schadenszone, je nach Auswahl der Deformationselemente, Variabilitäten im Bereich einer Zehnerpotenz aufweisen kann.

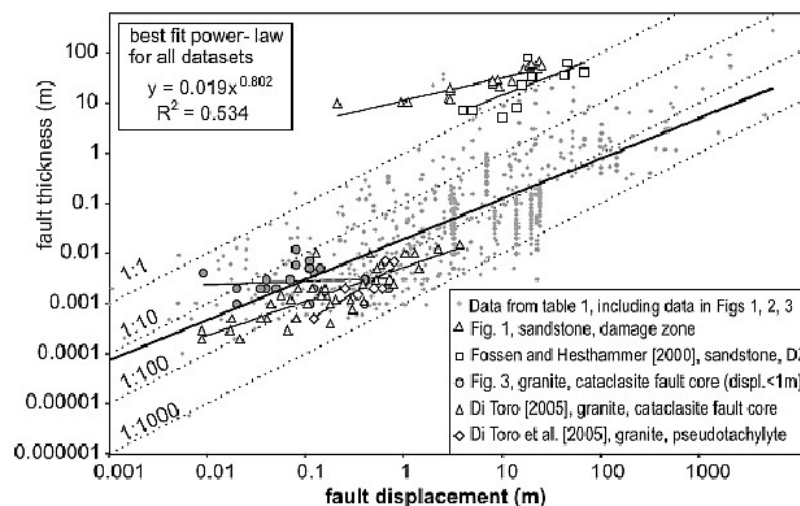


Abbildung 16: Das Verhältnis zwischen Störungsversatz und Störungsmächtigkeit. Für 16 verschiedene Datensätze werden in sich relativ kongruente, positive, Regressionen aufgestellt, insgesamt streuen die Datenpunkte jedoch stark. Aus Shipton et al. (2006).

2.9.3 Entwicklung einer Störungszone und ihrer Bruchflächen:

Shipton & Cowie (2001) zeigen in ihrer Arbeit eine illustrative Darstellung (siehe Abbildung 17) der Entwicklung einer Störungszone. Einzelne kleinere Bruchzonen verbinden sich zu einem Netzwerk aus ineinandergreifenden und letztendlich durchgehenden Flächen.

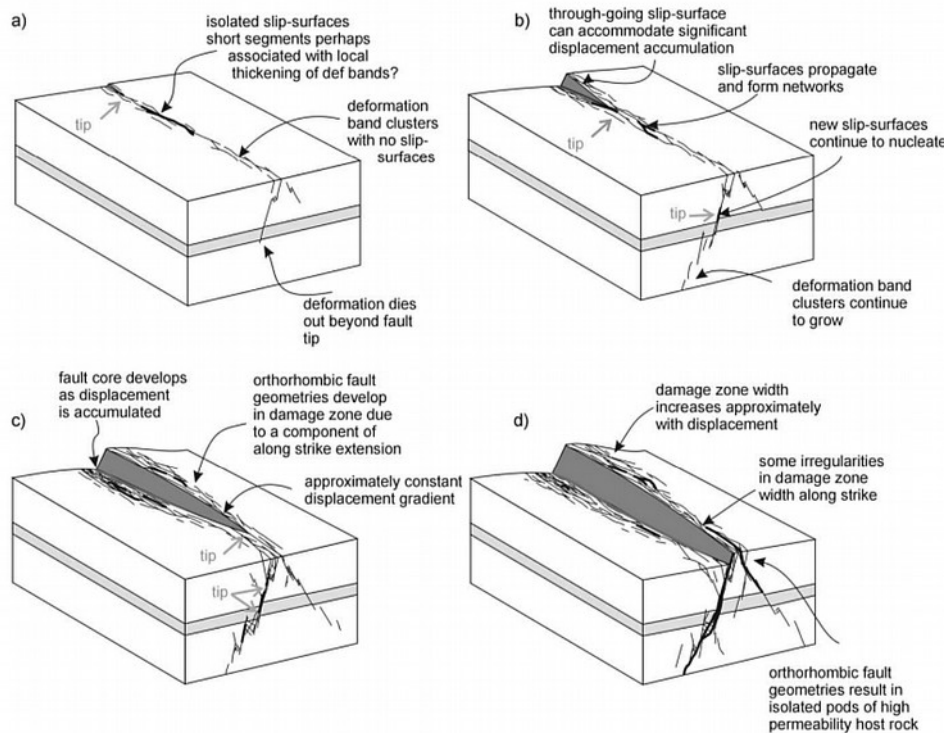


Abbildung 17: Entwicklungsstadien einer fiktiven Störung. Aus isolierten Brüchen (a) entwickelt sich sukzessive eine umfangreiche Störungszone (d). Innerhalb dieser können orthorhombische Einheiten mit hoher Permeabilität weiterexistieren, während die Schadenszonen ansonsten versiegelt werden. Aus Shipton & Cowie (2001).

2.9.4 Hydrologische Eigenschaften von Störungszone:

Claesson et al. (2007) fassen die hydrologisch bedeutsamen Effekte, welche prä- oder ko-seismisch, also im Vorfeld oder während eines Erdbebens, auftreten können, wie folgt zusammen:

- Öffnung, Vergrößerung, Neuausrichtung und Verbindung von Rissen
- Vorübergehende Verbesserung der Permeabilität
- Aquiferbruch oder Verbindung von benachbarten Aquiferen
- Grundwasserspiegel-Änderungen
- Bodenverflüssigung oder Sedimentkompaktion

In der interseismischen Zeitspanne (zwischen zwei Erdbeben) sind die folgenden Prozesse wirksam beziehungsweise können wirksam sein (Claesson et al., 2007):

a) Verheilung von Brüchen durch Versiegelung

b) Versiegelung von Umgebungsgestein

c) Kompaktion/Verfestigung von Störungslette/Störungsmehl („fault gouge“)

Den oben genannten Autoren zufolge haben experimentelle Studien zur Permeabilität gezeigt, dass große Bereiche einer Störung durch Ausfällung von Mineralen wie Kalzit, Quarz und Tonmineralen und durch Kompaktion versiegelt werden können.

Ngwenya et al. (2000) fassen die physiko-chemikalischen Prozesse der Versiegelung folgendermaßen zusammen: Physikalische Prozesse beinhalten den Verlust an Porosität aufgrund der Kataklyse, also der Korngrößenreduktion durch Zerschernung und Brechen von Gesteinskomponenten wie etwa Quarzkörnern bei Sandstein, sowie dem Aufbrechen von intergranulären Bindungen und Neu-Anordnung der Komponenten. Chemische Prozesse umfassen die Drucklösung und die diagenetische Zementation durch Wasser-Durchfluss und dem Ausfällen von Mineralen.

Bruhn et al. (1990) führen für die Versiegelungsgeschwindigkeiten von Rissen durch quarzgesättigte Lösungen eine starke Abhängigkeit von einer Temperatursenkung und/oder einem Druckabfall an. Beide Prozesse lassen Quarz aus übersättigter Lösung ausfallen und sind infolge von Bruchprozessen mit dem nachfolgendem Aufstieg von Tiefenwässern (mit höherer Temperatur und unter höherem Druck stehend) möglich. Ein Riss von 1 mm lichter Weite lässt sich den Autoren zufolge bei einem Temperaturabfall der anströmenden Wässer um 3 Kelvin in 1000 Jahren versiegeln. Ein Riss mit einer Weite von nur 1 µm wäre in einem Jahr versiegelt. Voraussetzung ist die beständige Zufuhr ausreichend quarzgesättigter Wässer. Die Versiegelungsgeschwindigkeit durch Zufuhr von Kalzit-reichen Wässern liegt höher und kann, je nach Sättigungsgrad, im Bereich von Jahrzehnten oder Jahrhunderten für einen Riss von 1 mm Breite liegen (Noiriel et al, 2012). Die Ausfällungsrate ist zudem von den Faktoren Druck, Temperatur und CO₂-Partialdruck abhängig und daher hochvariabel. Es ist daher in der Regel nicht davon auszugehen, dass die Versiegelung von Wasserwegsamkeiten in Sandstein- oder Kalkstein-dominierten Gesteinsverbänden schnell genug abläuft, um das Quellen von Anhydrit zu verhindern.

Ngwenya et al. (2000) zeigen allerdings anhand von Laborexperimenten mit Bohrkernproben, dass die Neu-Versiegelung von Rissen durch die Lösung von Silikat auch ohne die zwingende Zufuhr von Silikat-gesättigtem Fluid von außerhalb der Störungszone funktioniert. Hierbei wird das Material, sprich die Silikate, in situ bereitgestellt.

Die Auswirkung von Versiegelungsprozessen, primär der Mineralausfällung, wird beispielsweise für Sandsteine von Antonellini & Aydin (1994) untersucht. Es zeigt sich, dass die nähere Umgebung einer Störung, die Schadenszone des „wall rock“ um bis zu sieben Zehnerpotenzen geringere Permeabilitäten gegenüber dem Protolithen, dem Umgebungsgestein, besitzt. Dies liegt in der Ausbildung von sogenannten kataklasischen Bruchflächen begründet. Dies sind sehr effektiv/gründlich versiegelte, relativ geringmächtige (mm- bis cm-Bereich) Bruchflächen. Ursprünglich aus Gesteinsmehl bestehende Füllungen dieser Bruchzonen werden lithifiziert und kompaktiert und ergeben so hoch-impermeable Strukturen. Bemerkenswert ist, dass der Kapillardruck dadurch innerhalb des „wall rock“ um 10 bis 100 fach höher liegen kann als im Umgebungsgestein.

Es lässt sich somit feststellen, dass ein- und dieselbe Störungszone sowohl als Barriere als auch als Leiter von Fluiden fungieren kann. Ngwenya et al. (2000) fassen die Schwierigkeiten zusammen, die das Erkennen und Verstehen der komplexen Interaktionen des Gestein-Wasser-Systems begleiten:

Das Verständnis für die Rolle von Störungszonen bei der Verteilung und dem Transport von Fluiden ist stetig gewachsen. Der praktische Nutzen (Rohstoffgewinnung, Grundwasser- und Schadstofffluss-Überwachung und Geothermie) und die geologischen Erkenntnisgewinne (Erdbebenzyklizität) haben die Forschung angetrieben. Dennoch ist das Verständnis für die kontrollierenden Faktoren, welche die hydrologischen Eigenschaften des Festgesteins beeinflussen noch unvollständig. Die hydraulischen Eigenschaften einer Störung variieren deutlich in Raum und Zeit und sie kann in Folge sowohl als hydraulischer Leiter als auch als Nichtleiter fungieren. Das vollständige Verständnis der Eigenschaften jeder einzelnen Störung erfordert die Kenntnis des gesamten Spannungs-/Verformungszyklus sowie der in-situ stattfindenden mechanischen und chemischen Prozesse und das Ausmaß ihrer Wechselwirkungen. Ähnlich äußern sich Caine et al. (1996), welche umfangreiche Feldarbeiten und detaillierte Probennahmen über ein großes Spektrum an Störungs-Größenklassen und Störungs-Lithologien für notwendig erachten.

2.9.5 Struktureller Aufbau einer Störungzone im Kontext der Permeabilität:

Caine et al. (1996) charakterisieren eine Störungzone anhand des Anteils von Schadenszone und Kernzone innerhalb eines Protoliths, also des Umgebungsgesteins (siehe Abbildung 18). Beide Zonen können als Leiter oder Nicht-Leiter fungieren, je nach Ausmaß der Versiegelung. Es ergeben sich vier Endglieder je nach volumenmäßigem Anteil der zwei Zonen:

- a) Begrenzter Wasserleiter: Einzelne schmale klar begrenzte Kluft (ggf. versiegelt durch Mineralausfällungen) ohne Schadenszone
- b) Weiträumiger Wasserleiter: Einzelne schmale klar begrenzte Kluft (ggf. versiegelt durch Mineralausfällungen) aber mit einer großen Schadenszone. Diese ermöglicht hier den Fluid-Transport.
- c) Weiträumige, aber geschlossene Kluft: Wirkt durch die Versiegelung als Aquitard innerhalb des Protoliths.
- d) Kombiniertes Leiter/Nicht-Leiter: Eine große durchlässige Schadenszone um einen Nicht-Leiter.

Caine et al. (1996) zufolge bilden Risse, und nicht, wie in Laboruntersuchungen ermittelt, durchlässige Poren- beziehungsweise Kornverteilungen im Gestein, den Hauptträger der Durchlässigkeit. Ihnen zufolge bilden a) die hochgradig fragmentierte Schadenszone, b) der ungestörte Protolith und c) der versiegelte Störungskern eine kontrastreiche Melange mit (in o.g. Reihenfolge) sinkender Permeabilität. Diese umfasst bei den von ihnen untersuchten Störungen eine Variabilität in der Größenordnung von vier bis sechs Zehnerpotenzen. Daher spielt sie, so vermuten die Autoren, im Zusammenhang mit der räumlichen Verteilung der drei Komponenten (a, b, c), eine wesentliche Rolle bei der Frage, ob die Störung als Leiter oder Nichtleiter funktioniert. Der Faktor Zeit spielt gleichwohl eine bedeutende Rolle, denn im Zuge von Versiegelungsprozessen kann die fragmentierte Schadenszone in eine gering- oder impermeable Zone umgewandelt werden; mit Durchlässigkeiten weit unterhalb der des Protolithen.

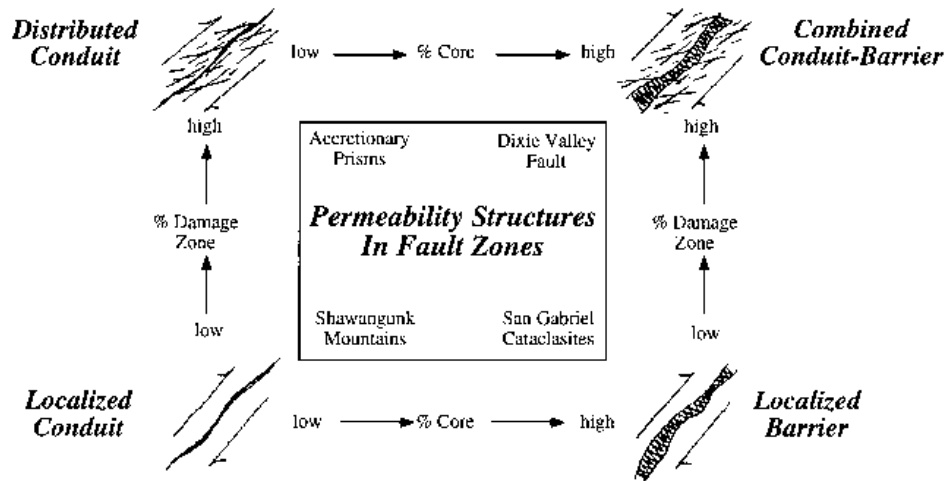


Abbildung 18: Die vier Endglieder in der Ausbildung von Störungszonen. Die Kernzonen-Größe nimmt von links nach rechts zu, während die Schadenszonen-Größe nach oben hin zunimmt. Im Kasten in der Mitte sind Namen von Störungen angegeben, welche repräsentativ für die vier Typen stehen. Aus Caine et al. (1996).

Wie im Kapitel über die Form und Ausbildung von Schadenszonen beschrieben, existieren nach Kim et al. (2004) zwei distinktive Schadenszonen :

- Am „tip“ der Störung
- Entlang der Bruchfläche selbst („wall“)

Beide ermöglichen Wasserwegsamkeiten. Sofern sie an Bereich, den „tips“ auftraten, können an zwei weit auseinanderliegenden Stellen, jeweils am Ende einer Bruchzone, Wasserwegsamkeiten entstehen. Wie weiter oben beschrieben, zeigen Knott et al. (1996) in ihrer Arbeit, dass die Größe dieser Schadenszone im Bereich der extensionalen Segmente einer Abschiebung am größten ist. Dies wäre der oberste Bereich des Hangend-Blocks und der unterste Bereich des Liegend-Blocks. Hier treten die größten Zugkräfte auf und das Gestein erfährt dadurch die größte Schwächung entlang der Bruchfläche. Dies führt primär zu einer Permeabilitätserhöhung, im Zuge von Versiegelungsmechanismen aber auch zur deutlichen Reduktion der Permeabilität.

Gudmundsson (2000) beschreibt qualitativ die Permeabilität an aktiven Störungsflächen anhand einfacher Seitenverschiebungen in Grundwasser-beeinflussten Gebirgsbereichen. Er weist darauf hin, dass der Einfluss auf die Stärke des Grundwasserstroms von der Ausrichtung der Störungsfläche relativ zur Ausrichtung des Grundwasserstroms abhängt.

Aus Abbildung 19 geht hervor, dass zwei Quadranten existieren, in denen die Dilatation von Mikrorissen im geohydrologischen Kontext besondere Bedeutung zukommt. Eine gleichzeitige Beeinflussung von lateral weit auseinander liegenden Evaporit-Schichten durch zu-strömendes Wasser könnte so erklärt werden.

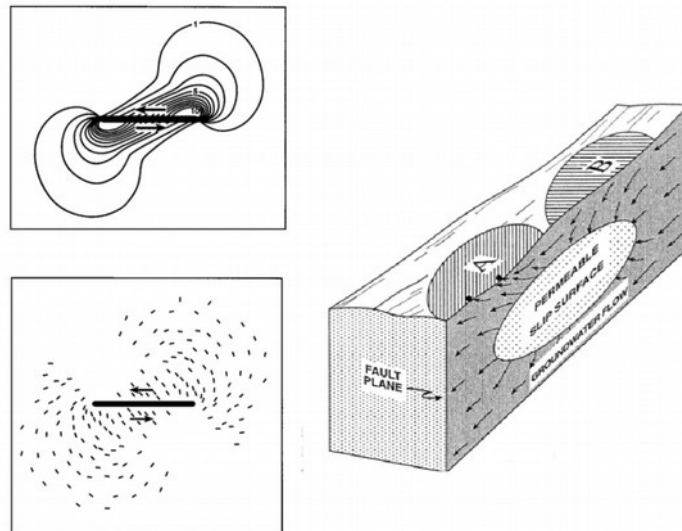


Abbildung 19: Links oben: Isolinien-Darstellung des Spannungsfeldes einer Seitenverschiebung. Links unten: Darstellung der möglichen Ausbildung von Rissen im Umfeld der Störung. Rechts: Blockbild, welches die mögliche Grundwasser-Fliessrichtung im Bereich einer offenen Störungsfläche wiedergibt (Im Bereich B wird Grundwasser versenkt; im Bereich A wieder abgegeben). Aus Gudmundsson (2000).

2.9.6 Permeabilitäten aktiver und inaktiver Störungsflächen:

Im Folgenden wird auf die Permeabilitätsunterschiede zwischen kritisch gespannten (und somit gegebenenfalls aktiven) und nicht-kritisch gespannten (also in der Regel inaktiven) Störungszonen eingegangen.

Der vorherrschende hydrostatische Druck innerhalb einer Störungzone ist hierbei von großer Bedeutung. Dieser senkt den effektiven Umspannungsdruck im Gefüge der Hauptnormalspannungen und kann so Bruchprozesse anstoßen. Wie in den vorigen Kapiteln gezeigt, sind aufgrund von Versiegelungs-Prozessen Bruchflächen und Risse, welche nicht ständigen Reaktivierungsprozessen unterworfen sind, nicht geeignet, relevante Wassermengen zu transportieren. Es ergibt sich daher eine Wechselwirkung und gegenseitige Beeinflussung der hydraulischen und tektonischen Parameter.

Barton et al (1995) stellen in ihrer Arbeit fest, dass in tektonisch gestörtem Kristallingestein eine signifikante Korrelation zwischen dem Auftreten kritisch gespannter Störungen einerseits und der hydraulischen Leitfähigkeit andererseits existiert. In Abbildung 20 wird anhand von Bohrlochmessungen an drei verschiedenen Orten gezeigt, wie sich die Leitfähigkeit in Abhängigkeit des Spannungszustands, und der damit verbundenen Aktivität der Kleinst-Störungen, verhält. Die linke Spalte zeigt Messungen des Spannungszustands hydraulisch „offener“ Risse, die mittlere Spalte Messungen des Spannungszustands „geschlossener“ Risse. In die Grafiken sind zwei verschiedene Möglichkeiten eines inneren Reibungskoeffizienten (Geraden mit $\mu=0.6$ and $\mu=1.0$) eingezeichnet. Es wird deutlich, dass kritisch gespannte Risse (Messpunkte liegen über der Geraden mit $\mu \geq 0.6$) ein deutlich anderes, besseres, Potential der Leitfähigkeit besitzen als nicht-kritisch gespannte (Messpunkte liegen unter der Geraden mit $\mu < 0.6$) .

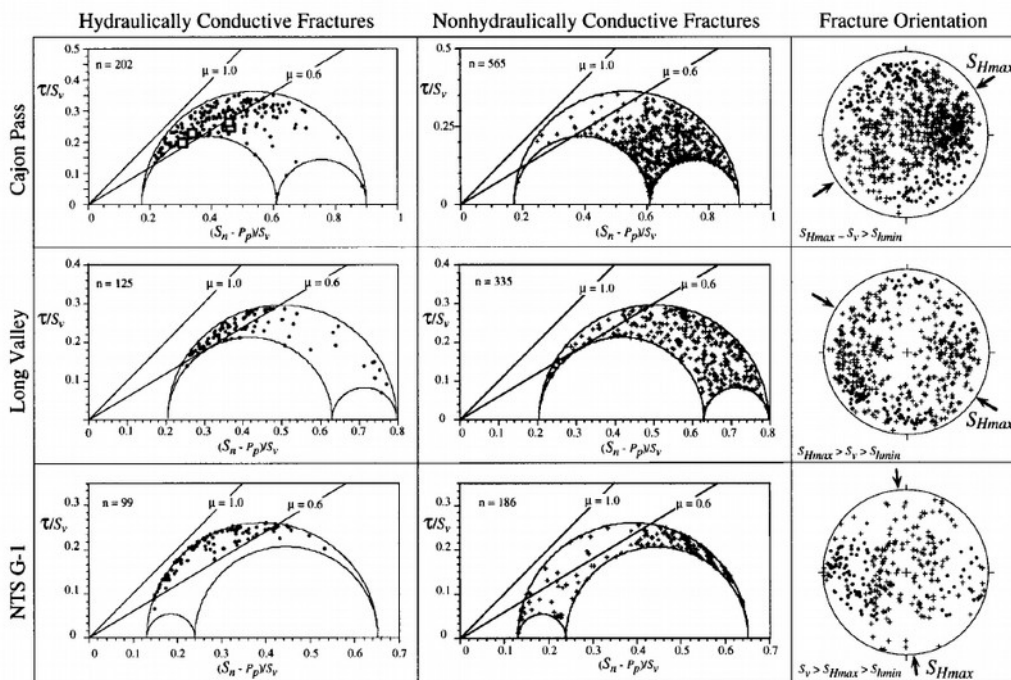


Abbildung 20: Zusammenstellung von Messergebnissen des Spannungszustands und der Permeabilität in drei verschiedenen Bohrlöchern mit unterschiedlicher Lithologie in den USA (Cajon Pass – Granite und Granodiorite, Long Valley – Rhyolithe und Tuffe, NTS G-1 (Yucca Mountain) – vulkanische Abfolgen). Die Messungen wurden in Tiefenbereichen von rund 800 – 2100 m durchgeführt. Die drei Graphen links geben Messpunkte für hydraulisch leitfähige Partien im Bohrloch an, die drei Graphen in der Mitte die Messpunkte für hydraulisch undurchlässige Gebirgspartien. Zusätzlich sind die Mohr-Coulombschen Spannungskreise angegeben. Rechts sind die Riss-Ausrichtungen abgebildet. Aus Barton et al. (1995).

2.9.7 Größenordnungen von Permeabilitäten:

Gudmundsson (2000) zeigt mit einfachen Transmissivitätsrechnungen, dass die Transmissivität einer aktiven, beziehungsweise aktivierten Störungszone gegenüber der Transmissivität einer inaktiven, versiegelten Störung extrem stark erhöht sein kann. Die Transmissivität leitet sich aus dem Durchlässigkeitsbeiwert k_f eines von Wasser durchflossenen Gesteinskörpers und der Mächtigkeit M desselben her. Im Falle einer Störungszone bezieht sich M auf deren Querschnitt.

Gudmundsson (2000) gehen in ihrer Beispielrechnung von einem einzigen Bruch oder Riss innerhalb der Störungszone aus. Dieser habe eine Apertur - also den Abstand zwischen zwei Bruchflächen - von nur 1 mm. Dann liegt der Unterschied der Transmissivitäten bereits in der Größenordnung von sechs Zehnerpotenzen (Faktor 10^6): Die Transmissivitäten liegen für den „Ein-Riss-Fall“ im Bereich von $T = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, während dieselbe, versiegelte Störungszone, für dessen Mächtigkeit M der Autor in seiner Rechnung den nicht unrealistischen Wert von zehn Metern annehmen, Transmissivitäten von $T = 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ aufweisen würde.

Caine et al. (1996) verweisen auf von Smith et al. (1990) labortechnisch ermittelte Permeabilitätswerte mit Variabilitäten im Bereich von 10 Zehnerpotenzen ($10^{-12} - 10^{-22} \text{ m}^2$) und vermuten darin die Abhängigkeit der Leitfähigkeit von der Lithologie und der Art und Weise, in der

das Gestein im Bereich der Störungszone chemisch überprägt ist. Sie gehen davon aus, dass die Gesteine mit dem geringsten Schichtsilikat-Anteilen (Glimmer, Tonminerale) dazu neigen, die höheren Permeabilitäten aufzuweisen.

Die eindeutige Abhängigkeit des Grundwasserflusses von tektonischen Störungszone wird von Mayer&Sharp (1998) anhand permischer Karbonate in einer Region im Südwesten der USA nachgewiesen.

McCaig (1989) weist auf die Gefahren hin, die von Wässern herrühren können, die durch Anreicherung von hochsalinaren, toxischen oder radioaktiven Stoffen geprägt sind, und durch seismo-tektonische Prozesse in oberflächennahe Gebirgsbereiche eindringen (zum Beispiel durch Prozess B; siehe Kapitel 3).

2.10 Fazit:

a) Das Ausmaß des Versatzes entlang einer ko-seismischen, bruchhaften Verschiebung des Gesteins ist sehr variabel. Er kann jedoch auch bei schwachen Erdbeben mit Magnituden unter $M_L = 5$ groß genug sein, um Wasserwegsamkeiten innerhalb von Aquifer-Aquitard-Verbunden zu bewirken.

b) Auch schwache Erdbeben unter $M_L = 5$ können sich bis zur Erdoberfläche durchpausen.

c) Eine Wasserführung entlang von Störungszone ist nur gegeben, wenn die Wiederkehrhäufigkeit von bruchhaften Verschiebungen groß genug ist, um eine Versiegelung der Rissysteme in der Kern- und Schadenszone zu verhindern.

Wenn $t_{\text{Umwandlung}} < t_{\text{Versiegelung}}$ kann eine Evaporit-Lösung oder -Umwandlung nicht abgeschlossen werden. $t_{\text{Umwandlung}}$ ist hierbei die Zeit um Anhydrit, oder quellfähige Tonminerale quellen zu lassen oder Evaporite in Lösung zu bringen und zu transportieren.

Folgende Faktoren sind zusätzlich von Bedeutung:

Die Lösungs- und Transportfähigkeit (LTF) des Fluids (i.d.R. Wasser). Diese LTF ist wiederum abhängig von:

- Chemismus des zuströmenden Wassers
- Druck(änderungen) der zuströmenden Wässer beim Aufstieg
- Temperatur(änderungen) der zuströmenden Wässer beim Aufstieg

3. Prozess B: Spannungszustands-Änderungen im Umfeld von Störungen

3.1 „strain-cycling“:

Neben dem Prozess A (der direkte Bruch eines Aquifer-Aquitard-Verbunds) können im intermediären Bereich aktiver Störungen Spannungsänderungen zu relativ weiträumigen hydrologischen Veränderungen führen. In Anlehnung an Montgomery & Manga (2003), welche einen Überblick über hydrologische Wirkungen von Erdbeben abseits des reinen Bruchs vermitteln, kann der Wirkungsbereich von Prozess B auf die maximal 10fache Bruchflächenlänge festgelegt werden.

In diesem intermediären Feld können im Rahmen von sogenannten Erdbebenzyklen Spannungen auf- und abgebaut sowie verlagert werden (Sibson 1994). Diese Spannungsänderungen können auf die spröde, obere kontinentale Kruste bedeutende Wirkungen hinsichtlich der Fluid-Leitfähigkeit ausüben (Muir-Wood & King, 1993). Muir-Wood & King (1993) postulieren „ubiquitär“ vorhandene, wassergefüllte Risse (Mikrorisse) in der Oberkruste und sedimentären Auflage, welche sensibel auf Spannungsänderungen nach Erdbeben reagieren und große Volumina an Wasser ausstoßen oder aufnehmen können. Im Zusammenhang mit der vorliegenden Arbeit ist dies insofern von Bedeutung, als dass diese Fluid-Mobilisation Wasser aus unterschiedlichen hydrochemischen Milieus mischen und/oder transportieren kann. Ein nur geringfügig mit Ionen versetztes Wasser kann in Bereiche verbracht werden, welche bislang unter dem Einfluss stark gesättigter Lösungen standen und diese ersetzen oder verdünnen. Umgekehrt können hochgradig übersättigte Wässer in Bereiche gelangen, welche zuvor von fast reinem Wasser oder untersättigten Lösungen durchsetzt waren. Zudem ist es möglich, dass sich Wassertemperatur-Änderungen aufgrund dieser Durchmischungen ergeben. Da das Lösungsgleichgewicht von Anhydrit und Gips von der Salinität und Temperatur anstehender Wässer abhängt (siehe Abbildung 21), könnten diese Durchmischungen ein relevanter Mechanismus für den Start oder das Stoppen von Umwandlungsprozessen sein.

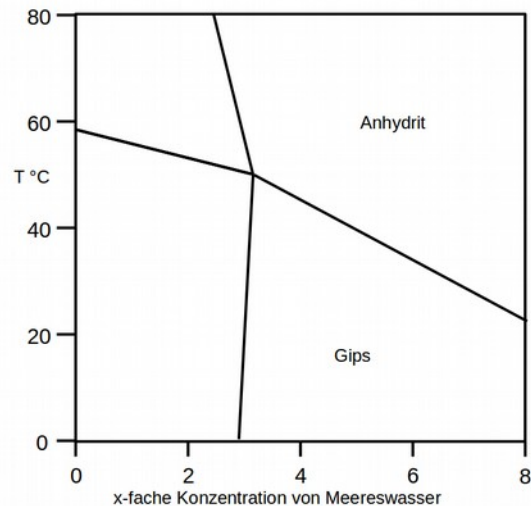


Abbildung 21: Stabilitätsfelder von Anhydrit und Gips. Nachgezeichnet aus Langbein (1987).

Erdbebenzyklen folgen dem Prinzip und Pfad von Spannungsänderung - Erdbeben (Spannungsregulation) - erneute Spannungsänderung (Sibson 1994). Dieses Prinzip zeigt sich eindrücklich im „stick-and-slip“ Verhalten kritisch gespannter tektonischer Milieus.

Muir-Wood & King (1994) gehen von grundsätzlich zwei Prinzipien je nach tektonischem Milieu aus (siehe auch Abbildung 22):

- In einem extensionalen Umfeld erfahren günstig, also subvertikal orientierte Risse, während einer interseismischen Phase eine Dilatation. Am Ende der interseismischen Phase werden im Bereich einer Abschiebung (und eines Abschiebungs-Bebens) die Spannungen auf die angrenzende Hangend- und Liegendscholle erhöht, die Risse dort komprimiert.
- In einem kompressionalen Regime erfahren diese Risse während der interseismischen Phase eine Kompression. Im Zuge einer Aufschiebung und eines Aufschiebungs-Bebens sinkt die aufgestaute Spannung im Umfeld der Störung und vorhandene, verschlossene Risse können sich entspannen. Ähnliches ist für Seitenverschiebungs-Regimes zu erwarten.

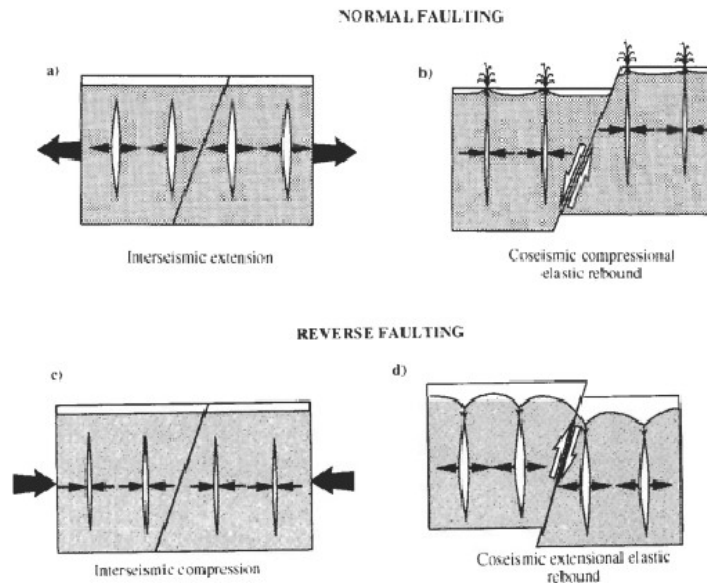


Abbildung 22: Schematische Darstellung der Spannungsverhältnisse und der Dilatation beziehungsweise Kompression von Mikrorissen im Gesteinskörper beidseitig einer Abschiebung (oben) und einer Aufschiebung (unten). Erläuterungen im Text. Aus Muir-Wood & King (1994).

Welche Auswirkungen dieses zyklische Verhalten im Einzelfall haben kann, erläutern Muir-Wood & King (1994) anhand zweier großer Erdbeben mit Magnituden von 7,2 und 7,3: Das Hebgen-Lake (USA)-Bebens von 1959 und das Rikuu (Japan)-Erdbeben von 1896.

- Im Fall des Hebgen-Lake-Erdbebens, eines Abschiebungs-Bebens, wurden bedeutende Zuwächse der Wasserführung an mehreren Flüssen im Umfeld bis 100 km Distanz zum Erdbebens (und der Herdfläche) beobachtet. Der Madison-River führte beispielsweise innerhalb von zwei Tagen 15 statt 10 m³/s. Die zusätzliche Abflussmenge sank in der Folgezeit kontinuierlich und erreichte nach 100-150 Tagen die Hälfte der anfänglichen Erhöhung. Muir-Wood & King (1994) konnten die Gesamtmenge des zusätzlich geführten Wassers mit 0,5 km³ überschlagen. Die Autoren nehmen aufgrund dieses Volumens an, dass Rissssysteme in der Oberkruste bis mindestens fünf Kilometer Tiefe involviert waren.

Für die Häufigkeit und Größe der Mikrorisse können dann konkrete Werte angegeben werden: Für die nähere Umgebung des Herdes ein Riss pro Meter, bei Rissweiten von 0,03 mm. In rund 50 km Entfernung vom Herd ein Riss pro 10 Meter, ebenfalls mit Rissweiten von 0,03 mm.

- Im Fall des Rikuu-Bebens von 1896 kam es unmittelbar nach dem Aufschiebungs-Beben zum Versiegen oder deutlichen Abnahme der Schüttung von Thermalquellen am Hangend-Block (bis 20 km Entfernung) der Aufschiebung. Nach einiger Zeit stellte sich die alte Schüttung wieder ein, was Muir-Wood & King (1994) in dem Sinne interpretieren, dass die hydrothermalen Wässer zusätzliche Volumina auszufüllen hatten, bevor sie erneut die Oberfläche erreichen konnten. Dieses Erdbeben hatte, wie auch das oben erwähnte Hebgen-Lake-Beben, offen an der Oberfläche sichtbare Störungsverläufe.

Die Autoren weisen darauf hin, dass bei komplexen Störungsverläufen, namentlich im Falle eines Sprungs des Versatzes von einer Störung zu einer parallel verlaufenden (siehe Abbildung 23 aus Sibson (1996)), auf kleinem Raum große hydrostatische Pulse im Gebirge auftreten können. Bei einem Erdbeben kann in solchen Zonen keine elastische Rückstellbewegung stattfinden, das Gestein wird hier stark und ohne Rückfederung komprimiert.

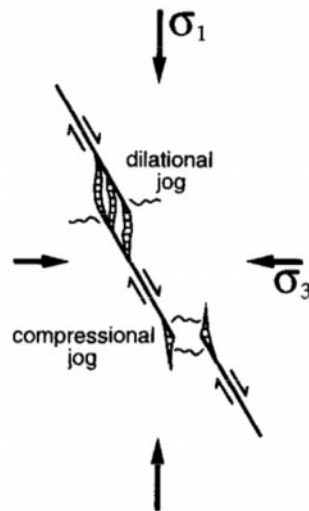


Abbildung 23: Darstellung des Sprungs einer Störung. Im „compressional jog“ kann ein hoher Umgebungsdruck entstehen, während im „dilatational jog“ Zugkräfte vorherrschen. Aus Sibson (1996).

Die Deformation von Aquiferen im Zuge von Spannungsänderungen der Kruste im Nahfeld von Erdbeben wird auch für das L'Aquila-Beben von 2009 angenommen (Amoruso et al., 2011). Die Autoren führen innerhalb von Minuten auftretende Verstärkungen von Quellschüttungen als Indiz für diesen Prozess an. Die prozentuale Erhöhungen der Litermengen (pro Sekunde) sinken von 45 auf 8 Prozent für Entfernungen von 3 bis 29 km von der Hauptstörung; die Porendruckänderung in der Oberkruste fällt also (erwartungsgemäß) in großer Entfernung geringer aus.

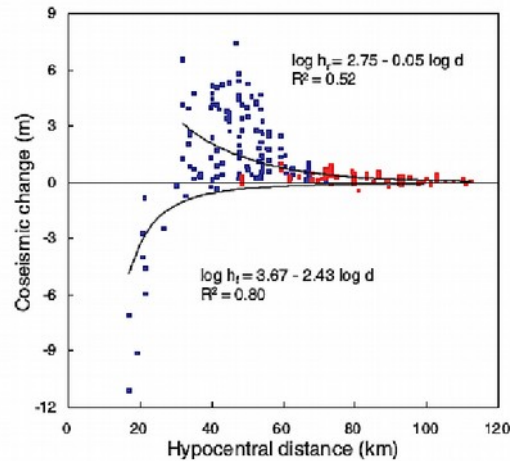


Abbildung 24: Ko-seismische Brunnenpegelschwankungen auf Taiwan während eines Regionalbeben im Jahr 1999. Nach recht ist die Entfernung zum Erdbeben aufgetragen. Blaue Messpunkte: Pegelschwankungen für Brunnen seitlich der offenen Verwerfungslinie. Rote Messpunkte: Pegelschwankungen seitlich der nicht-offenliegenden Verwerfung. Aus Chia et al. (2008).

Chia et al. (2008) zeigen anhand von Brunnenpegeldaten, dass die Größe ko-seismischer, statischer Porendruck-änderungen, also auch die krustale Spannung, entlang einer Störung stark variieren kann. Im Zuge des Taiwan-Bebens von 1999 (ML = 7.3) wurden im Liegendblock der Verwerfung, welche den Westen Taiwans von Nord nach Süd durchschneidet, Pegelerhöhungen von bis zu sechs Meter gemessen. Dies galt jedoch nur für den Bereich, der entlang der oberflächlich sichtbaren, austreichenden, Bruchfläche grenzte. Im Bereich entlang der Störung, die oberflächlich keine Brüche erkennen ließ, blieben die Pegeländerungen unter einem Meter (siehe Abbildung 24). Die Gründe können jedoch nicht benannt werden.

Diese Beispiele zeigen, dass sich, gemäß dem Modell von Muir-Wood & King (1993), im Umgebungsbereich einer Störung positive/negative Druckänderungen herausbilden können, welche geeignet sind, große Wassermengen zu mobilisieren und diese, theoretisch zumindest, in vertikaler oder lateraler Richtung in andere Gebirgsbereiche zu bewegen.

3.2 Hydrogeochemische Indikatoren

Verschiedene Autoren und Arbeitsgruppen haben sich mit den Möglichkeiten beschäftigt, das hydrologische Milieu und Dynamik im Umfeld von Störungen anhand von hydrogeochemischen Proxys („Anzeigern“) oder Indikatoren nachzuvollziehen. Solche hydrogeochemischen Indikatoren können beispielsweise Spurenelement-Komposition, Isotopenverhältnisse oder Gas- und Ionenkonzentrationen beinhalten.

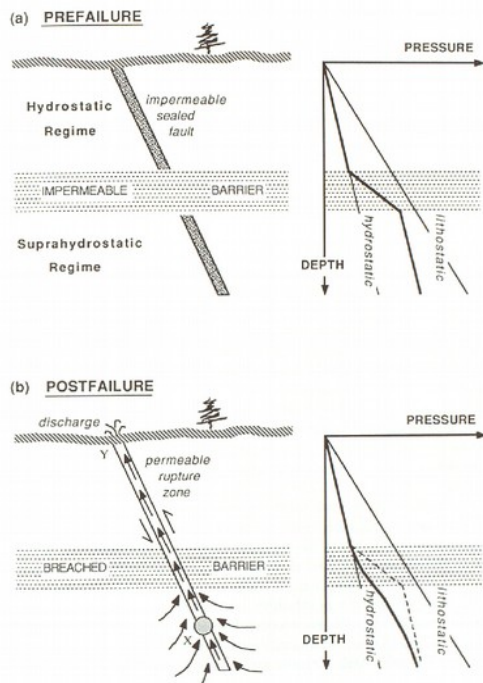
Die Hydrogeochemie als Anzeiger und bestimmender Faktor:

Zum einen sind Änderungen im hydrogeo-chemischen Haushalt Anzeiger für mögliche Veränderungen im Gefüge von Aquiferen und Aquitarden, zum anderen können aber gerade diese gelösten Stoffe im Wasser auch der direkte, kontrollierende Faktor für Lösungs-, Quell- oder Versiegelungsprozesse sein.

Claesson et al. (2004) zeigen anhand von hydrogeochemischen Daten im Bereich einer Störung im Norden Islands, dass sich im Spannungsfeld einer Störungszone die Wässer vorher getrennter Aquifere im Zuge einer Erdbebenaktivität mischen können. Sie berufen sich auf (Isotopen-)chemische Untersuchungen von Tiefbrunnen-Wasser (Zuflüsse in 500 – 1220 m Tiefe) vor und nach einem Erdbeben mit der Magnitude $M_w=5,8$ in rund 90 km Entfernung, im Bereich des sogenannten Grimsey-Lineaments. Für schwächere Erdbeben ($M>4$) im Bereich des Lineaments konnten sie zumindest schwache Hinweise darauf finden, dass auch diese die hydrogeochemischen Eigenschaften der Wässer verändern.

Ähnliches gilt für Favara et al. (2001), welche die hydrogeochemische Zusammensetzung von Wässern im Bereich einer Störungszone im Westen Siziliens untersuchten. Die in direkter Nähe zur Störungszone gelegenen Thermalquellen zeigten starke Variationen des Ionen- und CO_2 -Gehalts im Vorfeld sowie nach einer Reihe von Erdbeben der Magnituden $M_K \pm 5,5$ im Jahre 1968. Genauere Angaben über den Mechanismus, der zu diesen Veränderungen führte, können die Autoren allerdings nicht machen.

3.3 „fault-valving“:



Eine Möglichkeit, Fluide aus größerer Tiefe entlang von Störungszone zu bewegen und nicht, wie im vorhergehenden Kapitel dargelegt, eher diffus in weiträumigen Riss- und Porensystemen, ist das sogenannte „fault-valving“ (Sibson, 1990), welches sich als Störungs-Durchbruch bezeichnen lässt. Voraussetzung für die Initiierung dieses Prozesses ist ein überhöhter hydrostatischer Druck sowie ein „trigger“-Mechanismus, wie etwa eine kurzfristige Druckerhöhung. In einem nach oben hin nicht abgeschlossenen Gesteinskörper folgt der Wasserdruck in Poren und Klüften dem normalen hydrostatischen Gradienten. Sofern der Gesteinskörper von einer impermeablen Schicht zur Oberfläche hin abgedichtet ist, kann sich ein erhöhter Wasserdruck, bis maximal zum lithostatischen Druck selbst, aufbauen (siehe Abbildung 25). Dieser „supra-hydrostatische“ Druck mindert die effektiv wirksamen Umlagerungsdrücke auf Störungsflächen und kann so zur Aktivierung einer bislang durch die Normalspannung blockierten Bruchfläche führen.

Abbildung 25: Prinzip des „fault-valving“. a) links: Eine impermeable Schicht trennt tief gelegene Gebirgsbereiche mit gegebenenfalls erhöhtem hydrostatischem Druck von flacher liegenden Bereichen mit normalen hydrostatischen Druck. Rechts: Druck-Tiefen-Gradienten. b) Nach dem Durchbruch kann Wasser gemäß dem hydraulischen Gradienten aufwärts strömen. Die Kurve für den hydrostatischen Druck bewegt sich in Richtung normalem Gradient. Aus Sibson (1990).

Weitere Beispiele für hydrologische Veränderungen im intermediären Feld finden sich beispielsweise bei Wang (2007).

Es existieren Untersuchungen, die diesen Zusammenhang (Spannungsänderungen im intermediären Feld korreliert direkt mit Brunnenpegel-Änderungen) zumindest hinsichtlich der Quantität der Schwankungen in Frage stellen. Beispielhaft sei hier die Arbeit von Greksch et al. (1999) genannt. Die Autoren beschreiben die Auswirkungen des Roermond-Bebens ($M_w = 5,4$) im Jahr 1992. Sie fanden heraus, dass die Veränderungen von Brunnenpegelständen sehr viel größer waren, als durch Spannungsmodelle für die Region vorhergesagt. Die Autoren schreiben, dass es eindeutig weiterer Studien bedarf, um den Zusammenhang zwischen Krustenspannung und Wasserpegeländerungen zu klären.

4. Prozess C: Fernfeldwirkungen infolge der Passage seismischer Wellen

4.1 Einleitung

Es wurde gezeigt, dass neben der Möglichkeit, hydrologische Veränderungen im Gebirge durch direkten Bruch herbeizuführen (Prozess A), auch Veränderungen im Spannungsfeld in der Umgebung einer Störung Einfluss auf das hydrologische Gefüge haben können (Prozess B). In diesem Kapitel sollte noch ein Schritt weiter gegangen werden und die Wirkung von elastischen Wellen im Fernfeld, also bei Distanzen weit über die Umgebung einer Störung hinaus, betrachtet werden. Diese elastischen Wellen, welche von jedem Erdbebenherd ausgestrahlt werden, können, sofern sie dilatativ-kompressiven Charakter besitzen, dynamische Druckänderungen im Gesteinskörper und somit auch im darin enthaltenen Fluid bewirken.

4.2 Hydrologische Veränderungen (Wasserstände)

Schenk & Kraus (1972) gehen in ihrer Arbeit auf die Anfänge der von ihnen als Hydroseismologie bezeichneten Forschung ein. Sie legen diese Anfänge bereits in die 30er Jahre des 20. Jahrhunderts. Seit dieser Zeit wird von Geowissenschaftlern weltweit ein Zusammenhang zwischen dem Durchgang seismischer Wellen und Brunnenpiegelständen erkannt und gedeutet. Schenk & Kraus (1972) selbst konnten erstmals 1941 anhand von Messungen an Brunnen im Bereich des westlichen Vogelsberg/Hessen solche Hydroseismogramme für Deutschland nachweisen. Sie haben in der Folgezeit ausführliche Untersuchungen zum Verhalten der Wasserstände beim Durchgang seismischer Wellen und der Sensibilität verschiedener Brunnen durchgeführt. Hydrogeologisch ausschlaggebend ist ihren Angaben zufolge Durchlässigkeit, Mächtigkeit sowie Porosität beziehungsweise Klüftigkeit (je nach Typ des Aquifers). Die Kriterien für die hydroseismische Reaktion eines Brunnens sind den Autoren zufolge relativ scharf umgrenzt und schränken so die Zahl an Brunnen ein, an denen hydroseismische Effekte überhaupt auftreten können:

- Eine effektive Höhe von 25 – 150 m, da diese Brunnen dann Resonanzfrequenzen aufweisen, welche mit dem Periodenbereich 5 - 30 s der seismischen Wellen korrespondieren.
- Die Durchlässigkeiten im Vergleich zum Brunnenradius, $T : r_w^2$, müssen $> 1 \text{ s}^{-1}$ sein. Hohe Durchlässigkeiten und/oder kleine Brunnenradii sind also der Beobachtung förderlich.
- Der Aquifer sollte gespannt sein.

Auch andere Arbeiten aus neuerer Zeit belegen das Phänomen, dass sich Brunnenpegelstände an den Durchgang seismischer Wellen anpassen können. Ein Beispiel für die Korrelation von Pegelständen und der Amplitude seismischer Wellen, aus Brodsky et al. (2003), sei hier gezeigt (Abbildung 26). Der betreffenden Brunnen durchteuft rund 90 m Granodiorit, der Aquifer ist gespannt.

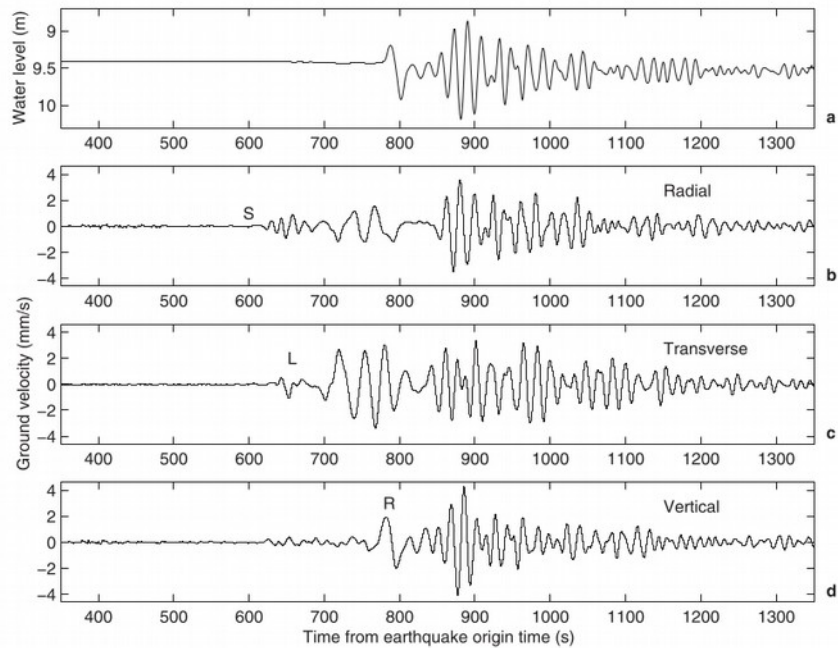


Abbildung 26: Auswirkungen des Denali-Erdbebens 2002 ($M_w=7,9$), aufgezeichnet durch ein Seismometer (untere drei Spuren) und an einem benachbarten Brunnen (oberste Spur), beide in rund 2800 km Entfernung zum Epizentrum. Die Korrelation vom Pegelstand mit der Vertikalkomponente der sogenannten Rayleigh-Wellen ist deutlich erkennbar. Aus Brodsky et al. (2003).

4.3 Mechanismus: Freispülen von versiegelten Aquiferen

Brodsky et al. (2003) beobachten und beschreiben bei drei großen Erdbeben ($M_w=7,2$ / $M_w=7,9$ / $M_w=7,4$) in Entfernungen von 300, 2800 und 3700 km - über die reguläre Oszillation der Pegelstände hinaus - einen statischen Abfall des Wasserstandes im dm-Bereich. Zudem vergrößern sich die Amplituden der Oszillationen im Verlauf des Durchgangs der seismischen Welle um den Faktor 40 (siehe Abbildung 27 unten).

Dieser Wert, der im Grunde die Empfindlichkeit des Aquifer-Brunnen-Systems gegenüber Druckschwankungen durch Dilatation und Kompression wiedergibt, lässt sich auch aus dem jahrelang konstanten, gezeitenbedingten Anstieg und Abfall der Brunnenpegel ableiten und gilt an für sich als stabiler Parameter.

Brodsky et al. (2003) folgern für den Aquifer, einem fein zerklüfteten Grandiorit, dass dieser im Zuge des zyklischen Druck-Aufbaus und Druck-Abbaus beim Durchgang der seismischen Welle von kolloidalen Partikeln „befreit“ (freigespült) wird. In Folge werden die seismisch bedingten Oszillationen aufgrund der erhöhten Transmissivität abrupt verstärkt, und der Brunnen verliert Wasser in den plötzlich „geöffneten“ Aquifer. Die Autoren weisen darauf hin, dass bei Untersuchungen des gepumpten Wassers am Beobachtungsbrunnen 4×10^7 Alumosilikat-Partikel in Mikrometer-Größen pro Liter gezählt wurden. Diese, aus der Verwitterung des anstehenden Gesteins hervorgegangenen Partikel, können effektive Wasserstauer in feinen Rissystemen darstellen. Die Abbildung 27 zeigt die Messwerte zur Zeit des Durchgangs der seismischen Wellen.

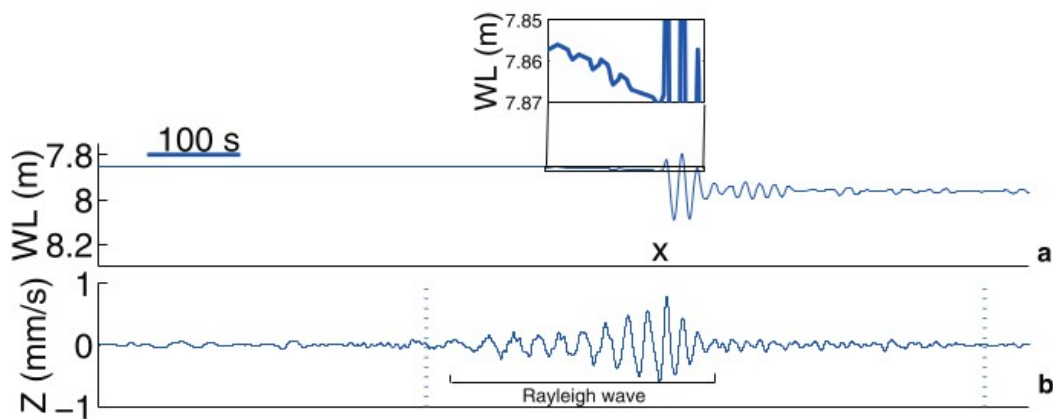


Abbildung 27: Darstellung der Pegelstände (a) im Beobachtungsbrunnen beim Durchgang der seismischen Wellen (b). Der vergrößerte Ausschnitt oben zeigt den quasi dauerhaften Pegelabfall, der sich erst über 100 Sekunden nach Beginn des Durchlaufs der seismischen Wellen abzeichnet, und eine permanente Veränderung der hydraulischen Eigenschaften des Aquifers wiedergibt. Aus Brodsky et al. (2003).

Die Autoren erweitern die Möglichkeiten und Auswirkungen der Aquifer-Öffnung auch auf hydro-/geothermal aktive Regionen, in denen das Maß der Versiegelung von Rissystemen deutlich größer ist. Hier können, so vermuten die Autoren, Druckänderungen im Bereich von 10^{-2} MPa auftreten und Störungs-/Bruchzonen durch Minderung der effektiven Normalspannungen reaktivieren.

Brodsky et al. (2003) fassen ihre Ergebnisse so zusammen:

Störungen und Risse bilden hydrologische Grenzen, welche eine dem Umgebungsgestein entgegengesetzte Porosität („Lagerhaltung“) besitzen und Sediment akkumulieren können. Seismisch bedingte, plötzliche Porendruckänderungen können durch den (von uns) vorgeschlagenen Mechanismus in jedem hydrogeologischen System auftreten, welches a) eine geringe spezifische Aufnahmekapazität der Gesteinsmatrix, b) Brüche oder Risse und c) eine Quelle für Material zum Abdichten/Versiegeln besitzt.

Kocharyan et al. (2011) sind auf experimentellen Wege der Frage nachgegangen, inwiefern Erschütterungen in einem porösen Medium aufgestaute kolloidale Partikel freischwimmen können. Die Autoren geben an, dass die Mechanismen, welche beim Durchgang schwächerer seismischer Wellen wirken, und Porendruckänderungen verursachen, noch immer kaum verstanden sind. Dass Entgasung, also das Freiwerden von im Fluid gelösten Gasen, ursächlich verantwortlich ist, kann nicht ausgeschlossen werden, doch die Menge an Gasen ist in der Regel nicht ausreichend, um relevante Prozesse anzustoßen. Die Amplituden durchlaufender Erdbebenwellen dürften den Autoren zufolge nicht ausreichend sein, um die Bildung neuer Risse, oder auch das Wachstum vorhandener Risse zu bewirken.

Kocharyan et al. (2011) verwendeten in ihren Laborexperimenten aufgeraute Kunststoffplatten, zwischen denen ein definierter Wasserstrom mit kolloidalen Partikeln geleitet wird und deren Leitfähigkeit auf diese Weise herabgesetzt werden. Anschließend setzten sie diese Platten gepulsten Vibrationen aus. Auf diese Weise konnten die zugesetzten Risse und Porenräume innerhalb von Minuten effektiv von dem künstlichen Schlamm befreit werden und Wegsamkeiten

geschaffen werden. Für das Zusetzen der Wegsamkeiten unter natürlichen Bedingungen veranschlagen die Autoren Zeiträume von hunderten bis tausenden Tagen.

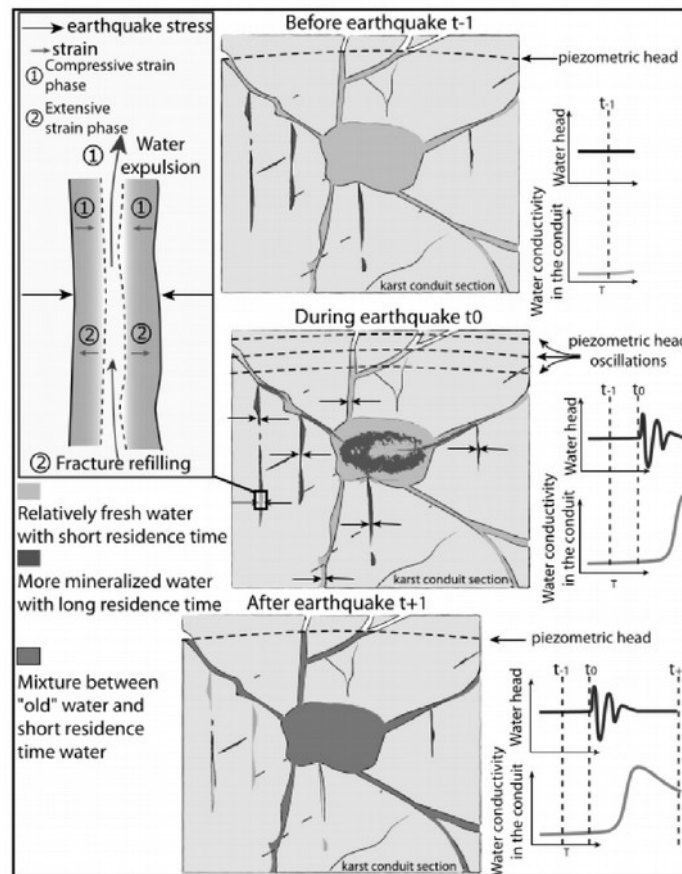


Abbildung 28: Darstellung aus Charmoille et al. (2005), welche den von ihnen postulierten Mechanismus für die Durchmischung von Wässern innerhalb eines Karst-Grundwasserleiters zusammenfasst. Während des Erdbebens werden feinste Risse mit „stehenden“, mineralisierten Wässern komprimiert (Vergrößerter Ausschnitt links oben) und das ausströmende Wasser mischt sich mit dem frischerem Wasser mit geringer Residenzzeit.

Charmoille et al. (2005) zeigen anhand von ihren Beobachtungen der hydrogeochimischen Eigenschaften nach einem Erdbeben in Frankreich, dass einer Mischung frischer, meteorischer und alterierter Wässer aus größerer Tiefe möglich ist. Diese alterierten Wässer werden den Autoren zufolge im Durchlauf eines Bebens aus ihrem Reservoir, sehr feinen Karstspalten und -rissen, gedrückt. Sie beobachteten nach einem Erdbeben der Magnitude $M_L = 5,1$ im Jahr 2004 in Ostfrankreich eine 12 Tage währende Erhöhung der elektrischen Leitfähigkeit der aus dem Karstaquifer entnommenen Wässer. Sie erklären dies mit dem Auspressen von stagnierendem, mit Ionen angereicherterem Wasser aus Mikrorissen im Kalkgestein. Dieses mischt sich mit frischem Wasser und erhöht dessen ursprüngliche, niedrige elektrische Leitfähigkeit. Abbildung 28 zeigt anschaulich, wie den Autoren zufolge dieser Prozess vor sich gehen könnte.

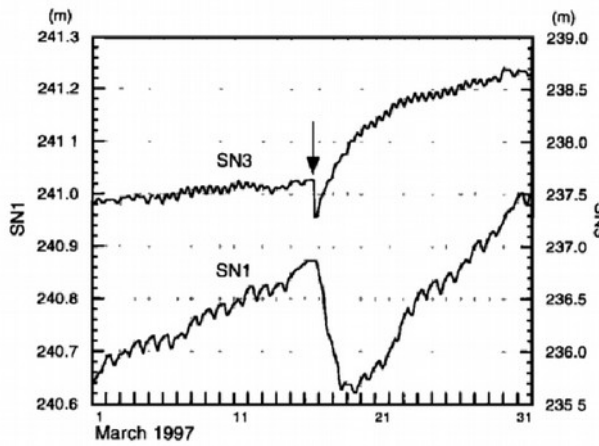


Abbildung 29: Brunnenpegeländerungen im Nahbereich - wenige hundert Meter Entfernung - der Tsukiyoshi-Störung (Japan) im Zusammenhang mit einem Erdbeben der Magnitude 5,8 in rund 50 km Entfernung. Aus King et al. (1999).

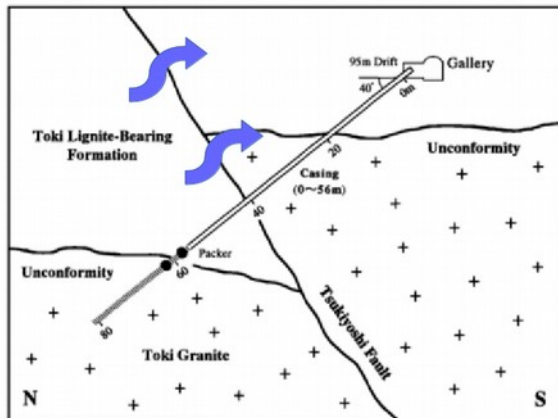


Abbildung 30: Schematischer Schnitt durch die impermeable Tsukiyoshi-Störung, welche den sogenannten Toki-Granit rund 30 m subvertikal versetzt. Im Hangenden lagern tertiäre Sedimente auf. Infolge eines Erdbebens wurden Risse und Wegsamkeiten durch die Störungzone geschaffen. Blaue Pfeile symbolisieren den möglichen Wasserdurchfluss. (Leicht verändert aus King et al. (1999).

4.4 Mechanismus: Aktivierung und Neubildung von Rissen und Brüchen

King et al. (1999) gehen in ihrer Arbeit auf den Fall eines (vermuteten) Durchbruchs einer instabilen Störungszone im Fernfeld eines Erdbebens ein. Sie untersuchten die Pegelstände von Brunnen im direkten Umfeld einer Störungszone (Tsukiyoshi-Störung) in Zentral-Japan zum Zeitpunkt und in der Folgezeit eines Erdbebens. Die Tsukiyoshi-Störung, eine Aufschiebung, ist den Autoren zufolge weitestgehend impermeabel und trennt zwei Aquifere unterschiedlicher Druckhöhe.

Das im Fokus stehende Erdbeben ereignete sich in einer Entfernung von rund 50 km und besaß eine Magnitude von 5,8. Es konnten an zwei Brunnen nördlich der Störung, im Bereich des höheren Druckpegels, innerhalb von 20 sec und 5 h nach dem Erdbeben Pegelabfälle von fast 30 cm beobachtet werden (siehe Abbildung 29). Die Autoren schließen die alleinige Möglichkeit aus, dass es sich hierbei um einen Effekt handelt, der durch Veränderungen im Spannungsfeld hervorgerufen wurde (Krustendehnung, siehe Prozess B). Diese Spannungsänderungen wären nicht groß genug, um den beobachteten Effekt zu erzielen. Statt dessen ist den Autoren zufolge eine Öffnung von Rissen und Brüchen in der unter hoher Spannung stehenden Aufschiebung verantwortlich zu machen. Durch diese Brüche konnten innerhalb kürzester Zeit große Mengen an Wasser aus dem Aquifer wegströmen, die Störung queren und so die Pegelabfälle herbeiführen (siehe Abbildung 30).

Gavrilenko et al. (2000) beschreiben das Phänomen eines permanenten Brunnenpegelabfalls nach dem Spitak-Beben (Georgien) im Jahr 1988 ($M = 6,8$). Der Beobachtungsbrunnen mit einer Filterstrecke von 30 – 200 m (Sandstein-Tonstein-Abfolgen) befindet sich in 110 km Entfernung zum Epizentrum und erfuhr einen dauerhaften Abfall des Brunnenpegels um 78 cm (siehe Abbildung 31).

Die Autoren errechneten eine erforderliche Erhöhung der Permeabilität um den Faktor 2. Sie gehen von einer „dauerhaften Beschädigung“ des Aquifers im Zuge des Durchlaufens der seismischen Wellen aus, wobei sowohl eine Porositätserhöhung des Sandsteins als auch eine Permeabilitätserhöhung durch Rissvergrößerungen / -veränderungen verantwortlich zu machen sind.

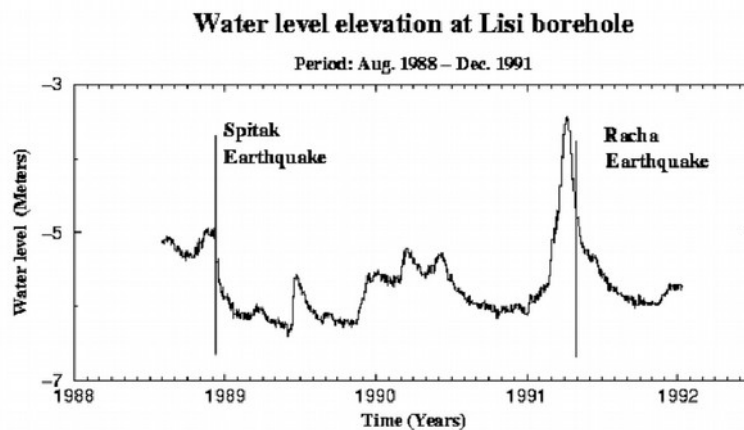


Abbildung 31: Mehrjährige Pegelstandsaufzeichnungen in einem Brunnen in Georgien, welcher im Zuge des Spitak-Erdbebens einen dauerhaften Pegelabfall erfuhr. Das Racha-Erdbeben induzierte keine Pegeländerungen dieser Art. Aus Gavrilenko et al. (2000).

Gavrilenko et al. (2000) gehen der Frage nach, inwiefern vorhandene Brüche und Risse im Zuge des Durchlaufs seismischer Wellen verändert werden. Der Kernpunkt hierbei ist die Frage, wie und ob sich die rauen Oberflächen von Rissflächen während des kompressiv-dilatativen Durchgangs der seismischen Welle gegeneinander verschieben oder trennen und wie sie sich in der nachfolgenden Ruhephase wieder aneinander legen und akkomodieren. Festzuhalten bleibt ihnen zufolge, dass die bei dem beschriebenen Erdbeben auftretenden dynamischen Drücke ca. 10^5 Pa erreichen können, was im oberen Teil des durchteuften Aquifers (30-67 m, Sandstein) durchaus die Scherfestigkeit von Rissflächen übersteigen kann. Für einen zweiten, tiefer gelegenen Aquifer (170-200 m, Sandstein) schließen sie jedoch zumindest makroskopische Verschiebungen aus. Sie kommen zu dem Schluß, dass keine detaillierten Angaben über die Art und den Umfang dieser Beschädigungen beziehungsweise Veränderungen gemacht werden können.

Es ist abschließend noch zu bemerken, dass ein ähnlich starkes Erdbeben im Jahre 1991 („Racha-Beben“, Epizentraldistanz 125 km, $M = 6,9$) Gavrilenko et al. (2000) zufolge zu keiner Veränderung des Pegelstands führte (siehe Abbildung 31). Dies zeigt, dass die prinzipielle Annahme, bei derart starken Bebenwellen und bei derselben Entfernung komme es zwangsläufig zu einem gleichartigen Durchpausen in das hydrologische System, nicht haltbar ist.

5. Zusammenfassende Darstellung der Auswirkungen von Erdbeben im hydrogeologischen Kontext

In Abbildung 32 sind Beobachtungen von hydrogeologischen Phänomenen in einem Distanz-Magnituden-Diagramm wiedergegeben. Für diese Arbeit von Bedeutung sind vor allem die Beobachtungen zu den Positionen „Well“ - d.h. Pegelstände, „Streamflow“ - d.h. Wasserführung von Flüssen und „Hot spring“ - d.h. heiße Quellen. Die Autoren Wang & Manga (2010) haben Linien gleicher Energiedichte je Volumeneinheit (Joule pro Kubikmeter), die von links unten nach rechts oben aufsteigenden Geraden, mit eingezeichnet, um die offensichtliche Abhängigkeit der Effekte vom Umfang der „seismischen“ Energie beim Durchgang von seismischen Wellen aufzuzeigen. Da in der dokumentierten Geschichte der Menschheit nur wenige Erdbeben mit Magnituden größer als 8,0 aufgetreten sind, dünnt die Messpunktdichte (oder besser: Beobachtungspunkt-Dichte) nach rechts hin zunehmend aus.

Im zentralen Bereich sind vertikal angeordnete Beobachtungspunkte zu erkennen. Diese basieren auf der akkuraten Beobachtung geeigneter Messstellen im Nachgang von einzelnen Starkbeben. In niedrigeren Magnitudenbereichen unterhalb $M = 5,0$ dünnt die Beobachtungen ebenfalls aus. Hierfür verantwortlich könnte eine in früheren Jahren -wissenschaftlich- eher randliche Bedeutung und somit auch weniger starke Fokussierung auf diese Phänomene sein. Andererseits dürfte sich hier aber im wesentlichen die Geologie und Tektonik des Erdkörpers durchpausen: Die kleineren Erdbeben erreichen, beziehungsweise beeinflussen, keine für uns im hydrogeologischen oder im wasserwirtschaftlichen Sinne relevanten und „überwachten“ Krustenstockwerke.

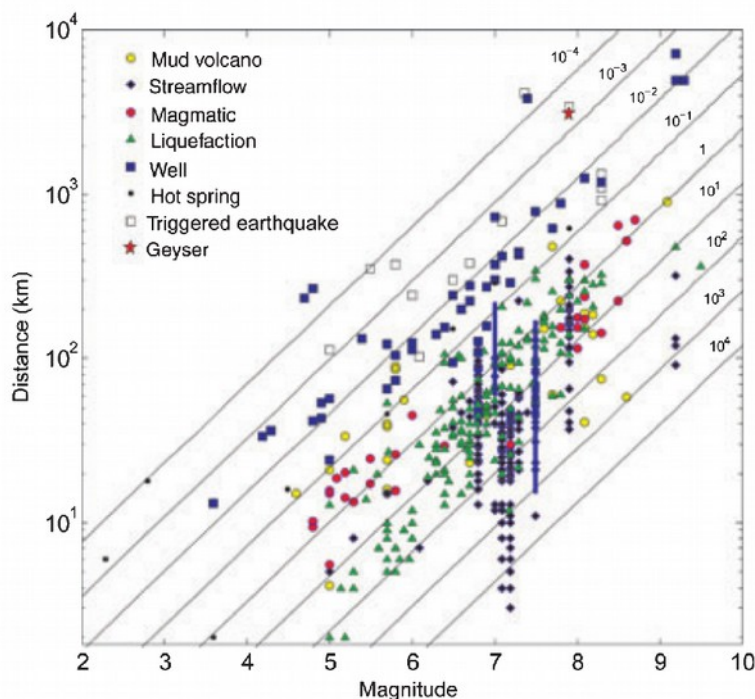


Abbildung 32: Zusammenfassende Darstellung von Erdbeben-wirkungen in Abhängigkeit von Distanz und Magnitude. Zusätzlich zu hydrogeologischen Auswirkungen wurden auch Änderungen bezüglich von vulkanischer Tätigkeit und das Auslösen („triggern“) von Erdbeben in die Darstellung aufgenommen. Erläuterungen im Text. Aus Wang & Manga (2010).

6. Anwendung auf die Region Böblingen

In diesem Abschnitt soll auf die geologisch-tektonischen Verhältnisse in der Region Böblingen im Kontext der vorab behandelten Prozesse A, B und C eingegangen werden. Es wird erläutert, welche Prozesse in welchem Ausmaß dort wirksam sein könnten. Darüber hinaus wird ein Bild der Erdbeben-Historie gezeichnet und die Vollständigkeitsmagnitude für die Region dargelegt.

6.1 Geologie und Seismizität

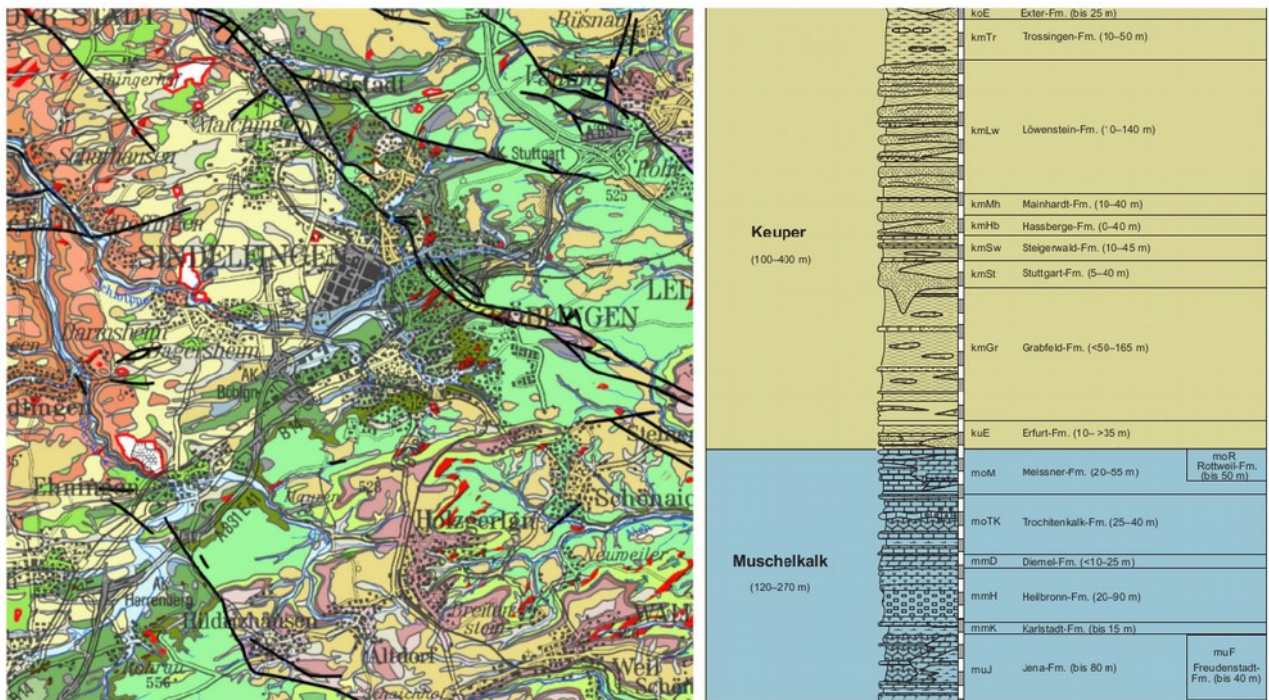


Abbildung 33: Links: Geologische Übersichtskarte der Region Böblingen; Abmessungen 16 x 16 km. Rötliche Farbtöne kennzeichnen Einheiten des Muschelkalks (westlicher Kartenteil), grünliche Farbtöne kennzeichnen Keupersedimentgesteine. Südlich von Böblingen ist stellenweise der Unterjura aufgeschlossen (fleischfarbene Einsprenglinge). Rechts: Stratigraphische Übersicht von Keuper und Muschelkalk. (Anmerkung: Die Farbgebung stimmt nicht mit jener der geologischen Karte überein). Die Grabfeld-Formation nahe der Keuperbasis ist anhydritführend. Quellen: <http://maps.lgrb-bw.de/> vom 22.9.2016 © Regierungspräsidium Freiburg, LGRB

6.1.1 Geologischer und tektonischer Rahmen

Die Region Böblingen ist als Teil der südwestdeutschen Schicht-stufenlandschaft im wesentlichen von mesozoischen Sedimentgesteinen geprägt (siehe Abbildung 33). Die Einheiten sind, vom Hangenden zum Liegenden, Unterjura, Keuper, Muschelkalk, Buntsandstein und Rotliegendes, wobei nur der Unterjura, der Keuper und Muschelkalk aufgeschlossen sind. Wesentliches tektonisches Element sind die Filderrandstörungen, welche die stratigraphischen Einheiten vertikal voneinander absetzen und einen NW-SE gerichteten Verlauf besitzen (für das Stadtgebiet Böblingen selbst ist die Sindelfinger Störung von hervorragender Bedeutung). Die Filderrandstörungen scheinen, sofern man die Bulletin-daten des Landes-erdbeben-dienst heranzieht, seismisch nicht aktiv zu sein (siehe Abbildung 35). Eine „graue“ Seismizität unterhalb der Vollständigkeitsmagnitude kann jedoch nicht gänzlich ausgeschlossen werden. Hier können nur

lokale Mikroseismische Messungen Klarheit verschaffen.

Die Grabfeld-Formation im Bereich der Keuper-Basis stellt durch ihre anhydritführenden Schichtfolgen, welche im Hangenden und Liegenden von Aquitarden begrenzt sind, den Mittelpunkt der folgenden Betrachtungen dar. Die Tiefenlage der Grabfeld-Formation (kmGr in Abbildung 34) liegt mit 30-130 m unter GOK in einem Bereich, der im Falle einer Wasserzuführung anfällig für Quellprozesse ist. Zu den hydraulischen Verhältnissen im nördlichen Stadtgebiet Böblingens sei hier aus dem Sachstandsbericht des LGRB(2015) zitiert:

„Im Bereich der Bohrung B1a ist das Grundwasser im Muschelkalk-Grundwasserstockwerk gespannt. An der Grenze Muschelkalk/Keuper steht es unter einem Druck von ca. 4,8 bar. Es könnte, sofern Wasserwegsamkeiten in die überlagernden Schichten bestehen, bis in die anhydritführenden Schichten des Gipskeupers aufsteigen. Voraussetzung hierfür ist allerdings, dass das höhere Gipskeuper-Grundwasserstockwerk oberhalb des Gips- und Anhydritspiegels, das ein deutlich höheres hydraulisches Potential aufweist, hydraulisch abgetrennt ist. Andernfalls könnte das Wasser aus dem Gipskeuper-Stockwerk in den Oberen Muschelkalk abströmen.“

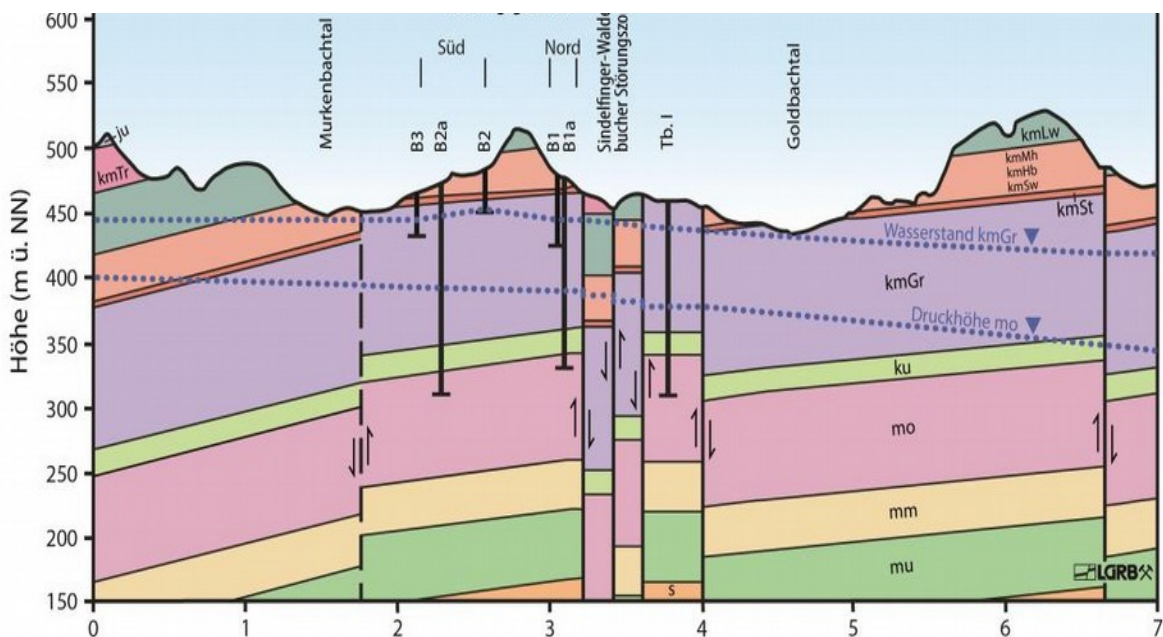


Abbildung 34: Profilschnitt von SSW nach NNO im Stadtgebiet und Umgebung von Böblingen. KmGR bezeichnet die anhydritführende Grabfeld-Formation. Die obere Muschelkalkformation mo ist als gespannter Grundwasserleiter ausgebildet, wie aus der in gestricheltem blau eingezeichneten Druckspiegel-Lage ersichtlich ist. Quelle: Sachstandsbericht zu Böblingen (LGRB, 2015).

6.1.2 Seismizität und Erdbebenstatistik in der Region Böblingen

Hier sei aus der Arbeit von Mokolke & Joswig (2014) zitiert:

Die Gründe für die Seismizität im Gebiet von Baden-Württemberg liegen im hier SSO-NNW-gerichteten Spannungsfeld der Alpen. Die unterschiedliche nordwärts gerichtete Relativbewegung zwischen den westlichen und den östlichen Gebieten Baden-Württembergs sorgt für Scherspannungen, die sich in Erdbeben entladen. Exemplarisch sei hier auf das Erdbebengebiet der westlichen Schwäbischen Alb verwiesen, deren Herdflächen und Epizentren diesem Spannungsfeld folgen (Schneider, 1971). Abbildung 35 zeigt die Seismizität im Umfeld von Stuttgart in der Zeit von 1996 bis 2015.

Die Erdbebenstätigkeit in Baden-Württemberg konzentriert sich rezent auf folgende Regionen: den Oberrheingraben, die deutsch-schweizerische Grenze, die westliche Schwäbische Alb und die

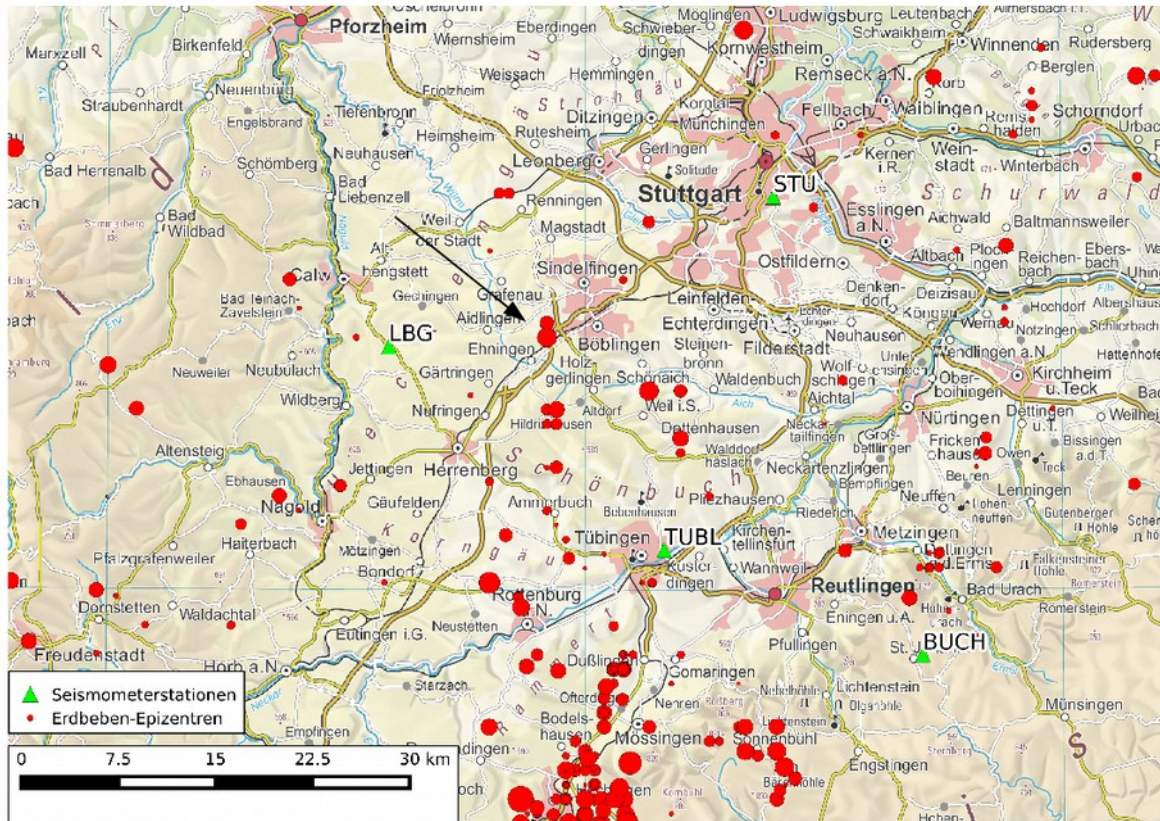


Abbildung 35: Die Seismizität im Raum Stuttgart. Jede rote Kreisfläche steht für ein registriertes Erdbeben. Der Pfeil markiert die Epizentren der in Tabelle 2 grau hinterlegten Erdbeben bei Böblingen. Die nächstgelegenen Seismometerstationen des LED sind in grün gehalten. Daten von lgl-bw.de und dem Landeserdbebendienst (LED).

Region Oberschwaben/Sigmaringen. Die stärksten Beben der letzten 50 Jahre wurden 1978 bei Albstadt (ML=5,7) und 2004 bei Waldkirch (ML=5,4) registriert. Tabelle 2 gibt die Erdbeben der vergangenen rund 50 Jahre für die Region Böblingen wieder. Die zwei Ereignisse von 2004 (Nr. 8 und 10) mit Magnituden über 2,0 und relativ flachen Herdtiefen erscheinen vor dem Hintergrund hydrologischer Effekte von Bedeutung. Auf sie wird noch in Kapitel 6.2 eingegangen. In Abbildung 35 ist die Lage dieser zwei Ereignisse mit einem Pfeil markiert. Die Herdtiefen liegen im südwestdeutschen Raum, ganz ähnlich den Verhältnissen im weltweiten Maßstab, meist im Bereich 5-15 Kilometer. Die Genauigkeit der Herdtiefenbestimmung liegt in der Größenordnung von +/- 2 km.

Nr.	Datum	Ml	Tiefe	lat	long
1	02.02.1961	3,1	6	48,63	9,07
2	02.02.1961	2,1	5	48,63	9,10
3	22.02.1969	2,0	2	48,75	9,07
4	19.10.1973	2,2	8	48,53	8,92
5	01.09.1992	2,6	2	48,60	9,10
6	15.05.2002	1,8	23	48,77	8,91
7	28.03.2004	1,5	5	48,59	9,10
8	11.05.2004	2,3	3	48,68	8,96
9	06.06.2004	1,3	10	48,56	9,13
10	22.06.2004	3,1	4	48,67	8,96
11	28.09.2005	1,8	20	48,77	8,92
12	13.08.2006	1,6	9	48,64	9,27
13	09.10.2007	1,3	14	48,62	8,97
14	12.10.2007	1,9	13	48,61	8,97
15	13.10.2007	1,9	13	48,62	8,96
16	18.10.2007	1,5	13	48,61	8,96
17	25.11.2007	2,6	14	48,62	8,97
18	08.04.2008	1,3	6	48,71	9,04
19	08.11.2009	1,2	10	48,53	8,98
20	18.09.2010	0,7	15	48,54	8,97
21	07.11.2010	0,8	22	48,73	8,90
22	25.05.2011	1,4	12	48,55	8,96
23	05.06.2011	1,1	13	48,55	8,96
24	12.06.2011	1,0	14	48,55	8,96
25	15.12.2011	1,4	13	48,55	8,96
26	22.12.2012	1,1	14	48,55	8,97

Tabelle 2: Erdbeben in der Region Böblingen von 1961 bis 2012. Zusammengestellt aus Leydecker (2011) und Daten des LED.

6.1.3 Vollständigkeit des Erdbebenkatalogs

Die folgenden Passagen sind Mokolke & Joswig (2014) entnommen und definieren beziehungsweise beschreiben den Begriff der Vollständigkeit eines Erdbebenkatalogs und der Vollständigkeitsmagnitude:

Die Fähigkeit seismischer Netze zur Ereigniserfassung wird durch eine in Raum und Zeit veränderliche Detektionsschwelle beschrieben. Stehen genügend Katalogdaten seismischer Ereignisse zur Verfügung, kann mit Ableitung einer ebenfalls raum-zeit-abhängigen Magnitude M_c („magnitude of completeness“) als Vollständigkeitschwelle beschrieben werden, bis zu welcher Empfindlichkeit alle statistisch erwartbaren Erdbeben erfasst wurden, d.h. der Katalog vollständig ist.

Ein wesentlicher Faktor, der die Detektionsfähigkeit einer Seismometer-Station bestimmt, ist die Signal/Noise-Ratio, also das Amplitudenverhältnis zwischen Signal und Hintergrundrauschen. Liegt die Signalstärke bei oder unterhalb eines an der Station vorherrschenden Hintergrundrauschens, ist eine Detektion nicht mehr möglich. Die Stärke und Art des Hintergrundrauschens wird durch verschiedene Faktoren gesteuert. Es sollte zwischen natürlicher und anthropogener Quelle unterschieden werden. Natürliche Quellen sind beispielsweise die Brandungen an den Meeresküsten, Bodenbewegungen durch Bäume, die starkem Wind ausgesetzt sind oder Fließgewässer. Anthropogene Quellen sind beispielsweise der Straßen-, Flug- oder Eisenbahnverkehr, Industriegebiete, Kraftwerke, Baustellen und Landwirtschaft. Die Stärke des anthropogenen seismischen Rauschens ist tageszeitlichen, wöchentlichen und jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen.

Abbildung 36 zeigt die Vollständigkeitsmagnituden von Baden-Württemberg für zwei verschiedene, neuere Zeiträume. Für die Zeit vor 1910 kann als grobe Abschätzung der Vollständigkeitsmagnitude 3,0 oder besser angenommen werden (Stange & Brüstle, 2005), ab 1910 besserte sich der Wert sukzessive mit der Einrichtung von Seismometerstationen. Ein Erdbeben, welches das Potential besitzt, bis zur Oberfläche Bruchflächen auszubilden, also eine

Magnitude von $ML=3$ oder mehr besitzt, würde mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit auch detektiert werden. Für das 19te Jahrhundert wäre zumindest eine Spürbarkeit seitens der Bevölkerung anzunehmen. Stärkere Erdbeben mit tatsächlich relevanten Magnituden sind aber für die schriftlich überlieferte oder anderweitig kulturhistorisch dokumentierte Vergangenheit - in der Zeit der prä-instrumentellen Erdbebenforschung - bis auf zwei in der Bevölkerung verspürte Beben (vor 1900; siehe Kapitel 6.2) auszuschließen.

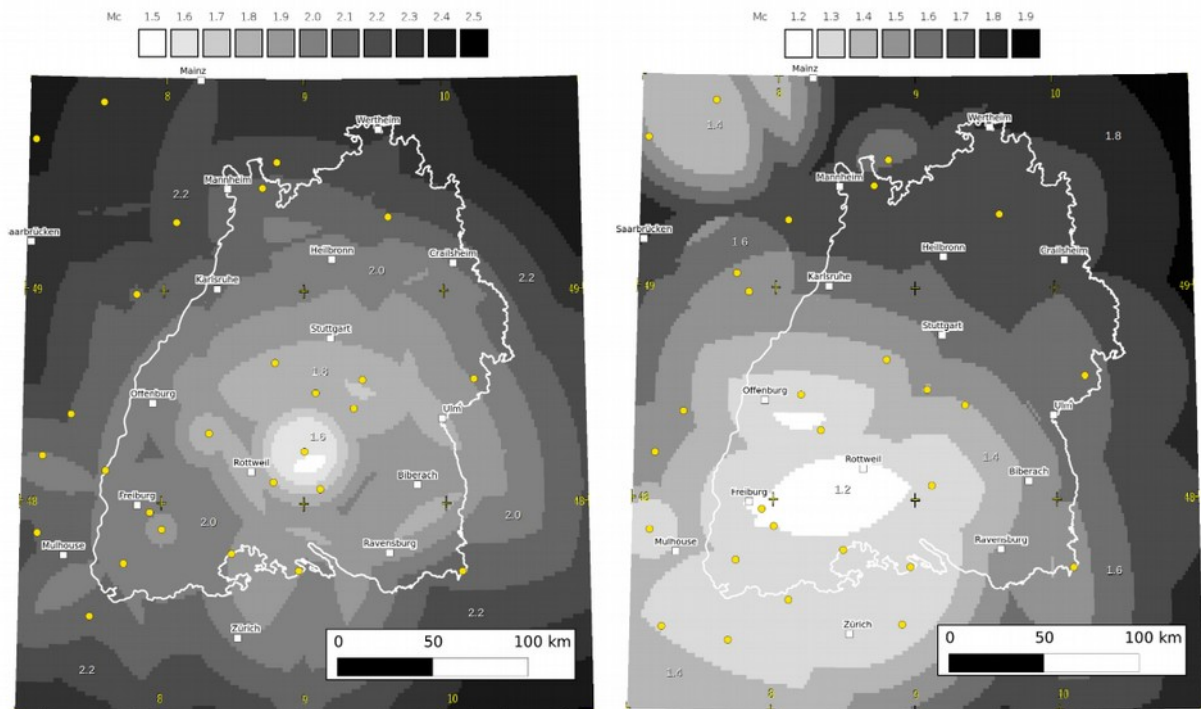


Abbildung 36: Darstellung der Vollständigkeitsmagnitude für den Zeitraum 1996-2005 (links) und für den Zeitraum 2006-2011 (rechts). Für die Region SW von Stuttgart lässt sich ein Wert von 1,8 beziehungsweise 1,5 herauslesen. Die gelben Punkte markieren die Standorte von Seismometer-Stationen. Aus Mokolke & Joswig (2014).

6.2 Anwendbarkeit von Prozess A: Der unmittelbare Bruch eines Aquifer-Aquitard-Verbunds

Der direkte Bruch eines flach gelegenen Aquifer-Aquitard-Verbunds ist in der Region Böblingen als möglich anzusehen; die, gemäß empirischer Daten ermittelten, hierfür notwendigen Magnituden von $M > 4$ (siehe Kapitel 2.4) sind in der historisch belegbaren „seismischen“ Vergangenheit Südwestdeutschlands auch aufgetreten, aber selten. Als Beispiel seien hier das Albstadt-Beben von 1978 ($ML=5,7$) und das Waldkirch-Beben von 2004 ($ML=5,4$) genannt. Für die Region Böblingen sind für die nähere Vergangenheit keine starken Erdbeben verzeichnet (siehe Tabelle 2). Blickt man weiter zurück in die Vergangenheit, so ereigneten sich Leydecker (2011) zufolge im Jahr 1517 und 1879 zwei Erdbeben mit Gebäudeschäden, beziehungsweise wurden zumindest von der Bevölkerung verspürt (Makroseismische Intensität waren nach MSK-1964: 6,0 und 4,5).

Die Epizentrums-Koordinaten dieser zwei Erdbeben werden von Leydecker (2011) fast übereinstimmend mit denen der zwei Erdbeben vom 2004 angegeben, welches ebenfalls in der Bevölkerung verspürt wurde. Ob es im Nachgang dieser zwei historischen Erdbeben zu quellungsbedingten Gebäudeschäden kam, ist im Rahmen dieser Studie nicht feststellbar gewesen.

Zur Lage der Epizentren der Erdbeben von 2004:

Hinsichtlich der Epizentren der zwei Beben von 2004 sei festgestellt, dass sie sich den Katalogdaten des LED zufolge südwestlich des Stadtgebiets - und in rund 5 km Entfernung zu den Schadensgebieten in Böblingen - befinden. Die Lokalisierungs-Fehler im Rahmen des 68%-Konfidenz-Kriteriums liegen bei unter einem Kilometer, so daß eine Ausdehnung der Herdfläche und ihrer Schadenszonen bis zum betroffenen Stadtteil als nicht möglich angesehen werden kann. Die Herdflächenausdehnung liegt, gemäß den Angaben die in Kapitel 2.3 gemacht werden, im Bereich von 0,5 bis 1 km. Über die Orientierung im Gesteinsraum kann keine Aussage gemacht werden.

Hinsichtlich der Fragestellung, ob ein singuläres Erdbebenereignis an zwei weit auseinanderliegenden Orten zu Störungen eines Aquifer-Aquitard-Verbunds führen kann: Diese Frage kann mit ja beantwortet werden (siehe auch Kapitel 2.9.5) und wäre insofern von Bedeutung, als dass es in Böblingen zwei räumlich deutlich getrennte Hebungsgebiete gab beziehungsweise gibt. Die weiter oben angeführte Distanz von rund 5 km zwischen den Hebungsgebieten und den Epizentren der zwei Erdbeben von 2004 lässt diese Überlegungen jedoch irrelevant erscheinen.

Theoretische Überlegungen zur Bruchflächengröße, Tiefenlage und Magnitude:

Wird eine Bruchfläche, welche gemäß Tabelle 1 aus einer Magnitude von $M_w=3$ folgt, mit einer Länge und Breite im Bereich von 0,5 km x 0,25 km angenommen (die Breite sollte hier mit der Höhe gleichgesetzt verstanden werden), so müsste sich das Hypozentrum, also der Herdmittelpunkt, innerhalb des oberen Muschelkalks befinden, um die Schichtenfolge des Gipskeupers im Bereich der Stadt Böblingen zu beeinflussen. Diese Tiefenlage erscheint angesichts der Randbedingungen, welche für die Tiefenverteilung der seismogenen Zone gelten, unrealistisch. Auch bei einem vertauschten Seitenverhältnis, also beispielsweise 0,25 x 0,5 km - also einer „hochgestellten“ Bruchfläche - bleibt das Hypozentrum im Muschelkalk verortet.

Auch die Annahme, dass sich eine Schadenszone am „tip“, also in diesem Fall dem oberflächennahen Ende des Bruchs, ausgebildet hat, und diese Schadenszone Größenordnungen besitzt, wie sie von Kim & Sanderson (2005) beschreiben werden, verschiebt die Tiefenlage nur um rund 100 m.

Für das Erdbeben vom 22.6.2004 wurde vom Landeserdbebendienst Baden-Württemberg eine Tiefenlage von 4 km mit einem Fehlerbereich (im Rahmen des 68%-Konfidenz-Kriteriums) von +/- 2 km angegeben. Unter der für unsere Belange „günstigen“ Annahme, dass das Hypozentrum am oberen Rand dieses Fehlerbereichs angesiedelt war (also in 2 km Tiefe), und eine rechteckig-symmetrische Herdfläche vorliegt, müsste eine Herdflächengröße (vertikal) von fast 4 km vorliegen, um die Schichtfolgen des Gipskeupers zu erreichen. Für eine solche Herdflächengröße lässt sich in Anlehnung an die Gleichungen [1] und [2] in Kapitel 2.3 eine Momentmagnitude von $M_w \sim 4,9$ ermitteln. Sofern der Versatz entlang der Störungsfläche eine ganze Zehnerpotenz geringer ausfiele (in Anlehnung an die Streuung in Abbildung 8 in Kapitel 2.6; der Versatz wäre dann etwa 1 cm anstatt 10 cm), ergäbe sich $M_w \sim 4,2$. Beide Werte liegen deutlich über den vom Landeserdbebendienst angegebenen Magnituden (ML 3,1 und 2,3).

Bei der Straßen- und Wegeverwaltung des Landratsamts Böblingen wurde eine Anfrage gestellt, ob sich im Nachgang des Erdbebens von Juni 2004 im Bereich des Waldgebiets zwischen Ehningen und Hulb (dies entspricht der Lage des Epizentrums) Auffälligkeiten bei den dort verlaufenden Straßen und Wegen gezeigt hätten (beispielsweise eine Häufung von Belagsschäden und Rissbildungen). Sofern es zu einer Beschädigung des Anhydrit-umhüllenden Tonsteins gekommen wäre, hätten Quellprozesse gegebenenfalls wirksam werden können. Die Anfrage wurde jedoch negativ beschieden (Aichele, pers. comm).

Fazit:

Die minimale Magnitude eines Erdbebens, welches eine direkte Beschädigung von Aquitard/Aquifer-Verbänden im oberflächennahen Bereich bis rund 100 m bewirken könnte, ist mit $ML \sim 4,0$ anzusetzen. Extreme Ausnahmefälle (Magnituden bis etwa $ML = 3,0$) sind jedoch nicht gänzlich auszuschließen. Die Herdtiefe müsste bei einem Beben der Magnitude 4,0 am oberen Rand - in rund 2 km Tiefe - der in Südwestdeutschland vorherrschenden Tiefenlage der seismogenen Zone liegen.

Weder hinsichtlich der Epizentren-Lagen, noch hinsichtlich der Tiefenlagen und Magnituden, erfüllen die Erdbeben von 2004 die Kriterien, um für Beeinträchtigungen im Sinne von Prozess A in den Schadensgebieten verantwortlich gemacht werden zu können. Auch für weiter zurück oder nachfolgende Zeiträume (nach 2004) kann diese Aussage gemacht werden. Es ereigneten sich in der - näheren - Vergangenheit (bis in das 19te Jahrhundert hinein) keine Erdbeben im Stadtgebiet und der Umgebung von Böblingen, welche das Potential besaßen, für Quellungsprozesse im Rahmen von Aquifer/Aquitard-Beschädigungen vor Ort verantwortlich zu zeichnen.

6.3 Anwendbarkeit von Prozess B: Spannungszustands-Änderungen im Umfeld von Störungen

Eine Spannungserhöhung im Nachgang einer Abschiebung würde zu einer Kompression der Oberkruste führen. Dies könnte gemäß dem Modell von Muir-Wood & King (1994) Wasser aus größerer Tiefe Richtung Oberfläche pressen. Diese Wässer hätten a) eine höhere Temperatur und b) eine höhere Salinität als das Wasser in höher gelegenen Stockwerken (LGRB, 1998 - Erläuterungen zur Geologische Karte von Baden-Württemberg, Blatt Stuttgart und Umgebung). Nach Langbein (1987) würde eine Erhöhung der Temperatur und der Salinität die Stabilität von Anhydrit jedoch begünstigen (siehe Abbildung 21).

Der Prozess B setzt eine sehr aktive tektonische Umgebung mit hohen Deformationsraten voraus. Für den Fall des „fault-valving“ sollten zudem extreme Druckgradienten im Bereich der Aquitarde herrschen. Beides ist hier nicht gegeben (LGRB, 1998; wie oben)

Die Möglichkeit der Anwendung von Prozess B ist daher für die Gegenwart mit größter Wahrscheinlichkeit auszuschließen. Es wäre erforderlich, dass die lokalen Filderrandstörungen (Sindelfinger Störung, Waldenbucher Störungszone, Vaihinger Störungszone und Leonberger Störungszone) beispielsweise im Rahmen von Spannungsabnahmen im südwestdeutschen Raum als Abschiebungen reaktiviert werden. Dies würde eine Rotation des Spannungsfelds zu SE-NW hin erfordern (Anmerkung: Reiter et al., 2015, geben für Süddeutschland rezent im wesentlichen SSE-NNW orientierte Spannungen an). Eine solche Rotation erscheint angesichts des aktuellen und über geologische Zeiträume (seit rund 10 Ma) stabilen Spannungsbilds in Südwestdeutschland, zumindest für unsere Gegenwart, kaum möglich zu sein. Setzt man das Spannungsfeld mit der generellen Orientierung der Filderrandstörungen in Beziehung, so sind diese nach Sibson (1990) für eine Reaktivierung eher ungünstig orientiert. (Neue) Bruchstrukturen sind in SSW-NNE-Richtung, ähnlich der Orientierung des sinistralen Seitenverschiebungsregime der Albstadt-Scherzone, zu erwarten.

Der Großraum Albstadt-Ebingen beziehungsweise die Westalb dürfte, aufgrund der sehr aktiven Tektonik mit Erdbeben über Magnitude 5,0, im Gegensatz zur Region Böblingen, eher das Potential für Auswirkungen im Sinne von Prozess B besitzen. Gleiches würde sicherlich auch für Prozess A und C gelten.

Fazit:

Die seismotektonische Situation der Region Böblingen erscheint für eine Anwendung von Prozess B ungeeignet. Die Filderrandstörungen weisen offenbar keine messbare tektonische oder seismische Aktivität auf, welche für ausreichend starke Spannungsumlagerungen notwendig wäre.

6.4 Anwendbarkeit von Prozess C: Fernfeldwirkungen infolge der Passage seismischer Wellen

Ein Einfluss starker Fernbeben erscheint möglich, sofern die Filderrandstörungen stark vorgespannte Teilbereiche oder Schadenszonen beinhalten würden, die bis nahe zur Oberfläche reichen, rezent jedoch impermeabel sind. Auch bislang nicht kartierte, tiefer liegende oder unauffällige (Kleinst-)Störungen abseits des Filderrands, könnten eine Vulnerabilität aufweisen. Ein starkes Erdbeben, in einer geeigneten Entfernung gemäß den empirischen Daten von Wang & Manga (2010), könnte dann zu neuen Wasserwegsamkeiten entlang solcher versiegelten Störungszonen führen. Ein möglicher Repräsentant für ein solches Ereignis wäre beispielsweise das Erdbeben vom 22.3.2003 ($M_w=4,0$) auf der Westalb bei Albstadt-Ebingen. Abbildung 37 zeigt die Distanz-Energie-Kurve für drei verschiedene Magnituden, hergeleitet aus den Parametern, die auch in Abbildung 32 Anwendung finden. Das Erdbeben von Albstadt im Jahre 2003 würde der gelben Kurve entsprechen, und hätte das Potential, deutlich über die in Abbildung 37 als äußerste Entfernung angegebenen 20 km zu wirken.

Prinzipiell gilt dieser Sachverhalt auch für das stärkere der zwei Erdbeben von 2004 bei Böblingen ($M_L=3,1$). Hier wäre, folgt man den empirischen Daten von Wang & Manga (2010), eine Wirkung bis in rund 25 km Distanz nicht gänzlich auszuschließen.

Die einfachste und robusteste Methode, um einen gegebenenfalls vorhandenen Einfluss der zwei angesprochenen Erdbeben auf die Grundwasserpegel bei Böblingen nachzuweisen, ist die Überprüfung der Brunnenpegeldata von verschiedenen Grundwasser-Messstellen (GWM) bei Böblingen. Diese wurden für Messstellen im Radius von bis zu 15 km um das Epizentrum abgefragt (Daten aus dem Umweltinformationssystem, UIS) der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, LUBW):

GWM Musberg, Gemeinde Leinfelden-Echterdingen, Stundenwerte

GWM an der Schwippe, Gemeinde Böblingen, Wochenwerte

GWM Mahdental, Gemeinde Leonberg, Stundenwerte

Es zeigten sich keine auffälligen Wasserstandsänderungen im Nachgang der Erdbeben von 2004 bei Böblingen. Für den Zeitpunkt des Erdbebens von Albstadt am 22.3.2003 ($M_w=4,0$) wurden die Stundenwerte von Musberg und Mahdental überprüft, aber auch hier zeigten sich keine auffälligen Veränderungen infolge des Erdbebens. In diesem Sinne wurden auch die Auswirkung des Sumatra-Bebens von Dezember 2004 geprüft, und auch fanden sich keine Auffälligkeiten.

Es sei hier noch ein historischer Rückblick gewährt: Vom Jahrhundert-Beben von 1911 auf der Schwäbischen Alb, mit einer Magnitude von $M_w=5,7$, ist überliefert, dass es Veränderungen an Brunnenständen und Quellschüttungen zwischen der Stadt Welzheim im Norden (Schwäbisch-Fränkischer Wald) und Übrunn im Süden (Allgäu) bewirkte; also über einen Radius von rund 80 km hin Auswirkungen zeigte (von Schmidt und Mack, 1912).

Fazit:

Für das Erdbeben vom 22.6.2004 im Nahbereich von Böblingen und das etwas stärkere Albbeben von 2003 konnten keine Auswirkungen auf die Pegelstände lokaler Messstellen ermittelt werden, welche ein Indiz für eine hydrologisch-seismische Kopplung wären. Die Komplexität von Prozess C, bei dem es auf das Zusammenspiel von sehr kleinräumigen und oberflächlich nicht immer erfassbaren geologischen Strukturen, dem Versiegelungszustand von Rissystemen, sowie den gepulsten Druckänderungen in Aquiferen ankommt, erlaubt derzeit keine Prognose über zukünftige Zeiträume. Auch rückblickend in historische Zeiträume kann kaum eine Aussage hinsichtlich des Eintritts solcher Phänomene gemacht werden: Es ist fraglich, ob in den Regionen (Südwest-)Deutschlands, in denen Gipskeuperformationen in den relevanten Tiefenlagen vorkommen, jemals solche Prozesse stattgefunden haben. Eine Umgestaltung und Veränderung der hydrogeologischen Situation durch die weltweit immer wieder stattfindenden Großbeben ($M>8$) ist mit dem gegenwärtigen geologischen Wissensstand nicht nachweisbar. Würde der Einfluss von

durchlaufenden Großbeben-Wellen in einer relevanten Größenordnung stattfinden, könnten die weitverbreiteten Anhydritvorkommen über geologische Zeiträume nicht stabil sein. Das Vorkommen lokal begrenzter Ausnahmefälle ist jedoch als möglich anzusehen.

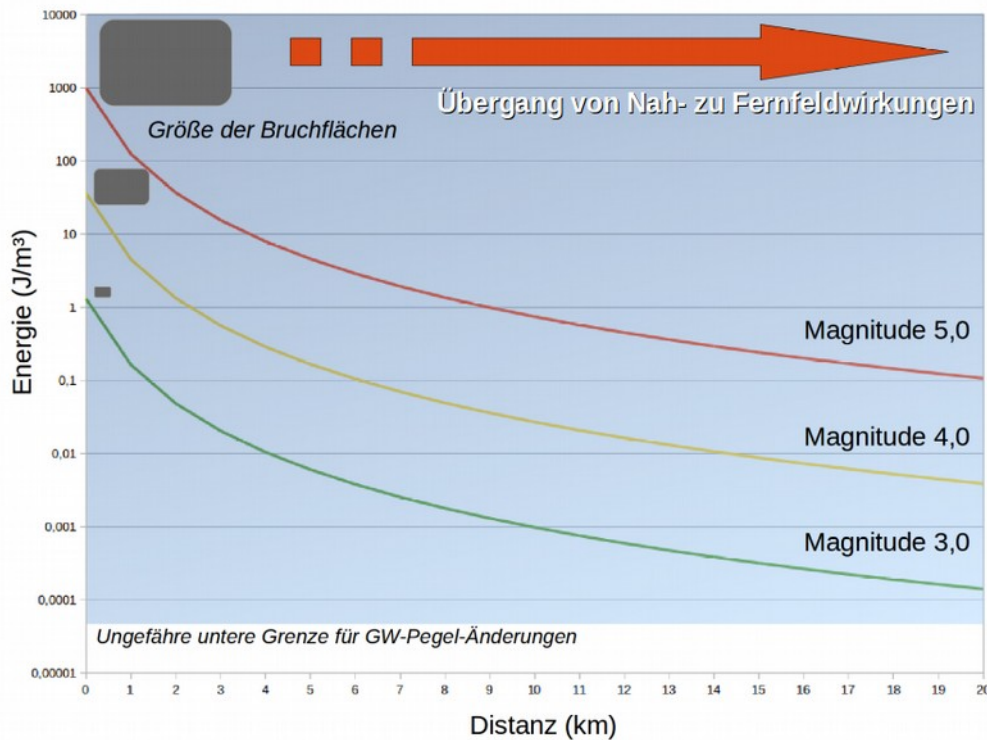


Abbildung 37: Energie-Entfernungsdiagramm für drei verschiedene Magnituden. Die Energie, welche aufgrund des Durchlaufs der seismischen Welle pro Volumeneinheit wirkt, nimmt mit der Entfernung exponentiell ab. Zusätzlich angegeben sind die jeweils mit den Magnituden korrelierenden Herd-/Bruchflächen, innerhalb derer eine unmittelbare Wirkung gegeben ist, sowie die untere Grenze der in der Literatur geschilderten möglichen Grundwasserstandsänderungen. Die Energie des Sumatra-Bebens vom Dezember 2004 liesse sich als eine nahezu horizontale Gerade auf dieser Untergrenze darstellen. Daten von Wang & Manga (2010).

7. Fazit und Zusammenfassung

Die in dieser Arbeit vorliegende Zusammenstellung von Fallbeispielen aus dem Themenbereich Erdbeben und Hydrologie zeigt die große Vielfalt auf, welche dieser Themenkomplex zu bieten hat. Verallgemeinerungen von Prozessen sind nur in einem größeren Rahmen möglich und umfassen die drei grundlegend verschiedenen Prozesse A - Der unmittelbare Bruch eines Aquifer-Aquitard-Verbunds, Prozess B - Spannungszustands-Änderungen im Umfeld von Störungen und Prozess C - Fernfeldwirkungen infolge der Passage seismischer Wellen. Diese Prozesse können in einem gewissen Rahmen auch gemeinsam auftreten, also an ein und dasselbe Erdbebenereignis gekoppelt sein.

Ein Erdbeben, beziehungsweise der zugehörige Bruch, welcher einen Gesteinskörper zerschert, und Aquifer-Aquitard-Verbände beschädigt, also Prozess A, muss nicht zwangsläufig Prozess B oder C induzieren. Problematisch ist, unter anderem auch in diesem Zusammenhang, die Frage nach der Nachweisbarkeit der drei Prozesse.

Angesichts der Tatsache, dass weltweit täglich Erdbeben mit Magnituden auftreten, die einen der drei Prozesse mit sich führen können, ist die Beweis/Nachweis-Lage für hydro(geo)logische Effekte als sehr ungünstig zu bewerten. Verschiedene Autoren, die in dieser Arbeit zitiert werden, vertreten ebenfalls diese Ansicht und halten Verbesserungen bei der gezielten und systematischen Beobachtung der Wechselwirkung Seismizität-Hydrologie, und der bewußten Suche nach Indizien für Wechselwirkungen, für dringend notwendig.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit seien hier in kompakter Form dargelegt:

- Es gibt in der Literatur keine Hinweise auf durch Erdbeben induzierte Quellvorgänge, zumindest konnten im Rahmen dieser Arbeit keine entsprechenden Werke identifiziert werden.

- Die minimale Magnitude, ab der ein direkter Bruch von oberflächennahen Aquifer-Aquitard-Verbänden (Prozess A) auftreten kann, lässt sich mit 3,0 bis 4,0 umreißen. Hierbei handelt es sich jedoch um seltene Sonderfälle.

- Es besteht kein zwingender Zusammenhang zwischen Erdbebenstärke und der Intensität des hervorgerufenen / nachfolgenden hydro(geo)logischen Effekts. Auch sehr starke Erdbeben (mit Magnitude 6 oder mehr) können beispielsweise hinsichtlich Prozess A folgenlos sein. Der Herdmechanismus (Auf-, Ab- oder Seitenverschiebung) ist als weitestgehend unbedeutsam anzusehen.

- Die in der näheren Vergangenheit aufgetretenen Erdbeben bei Böblingen hatten nicht das Potential, flachliegende Schichtfolgen im Bereich der Schadensgebiete hydrogeologisch zu beeinträchtigen. Dies gilt für alle drei in dieser Arbeit behandelten Prozesse. Für sehr weit zurückliegende Zeiträume (vor 1900) können keine Aussagen gemacht werden. Es ist generell fraglich, ob die Bevölkerung in einer potentiell gefährdeten Region die Zusammenhänge zwischen Bodenerschütterungen und zeitlich später auftretenden Gebäudeschäden in einem hydrogeologischen Kontext sieht oder gesehen hat und auch so dokumentiert.

- Aufgrund der Unzugänglichkeit frischer Brüche und Verwerfungen innerhalb der oberen Erdkruste beruhen viele Arbeiten zur Wechselwirkung Erdbeben-Hydro(geo)logie auf Annahmen und Laborversuchen und ihrer Extra- und Interpolation. Die statistische Grundlage vieler Arbeiten ist ausreichend, jedoch keinesfalls vollständig befriedigend.

- Die möglichen Auswirkungen von Erdbeben im hydro(geo)logischen Kontext müssen für jedes Ereignis und für jede Region, die potentiell betroffen ist, neu bewertet werden. Selbst auf kleinstem Raum können die Auswirkungen beträchtlichen Schwankungen unterworfen sein. Generalisierungen und Verallgemeinerungen sind nur bedingt möglich. Die Komplexität von Störungszonen, welche Produkt und Nukleus von Erdbeben zugleich sind, beziehungsweise sein können, schränkt die Exaktheit von Aussagen hinsichtlich der hydrogeologischen Beschaffenheit und der Auswirkung von Bruchvorgängen ein. In-situ Beobachtungen der Vorgänge wären hier hilfreich. Sehr detaillierte geologische Kartierungen und die Erfassung der zahlreichen hydrologischen Parameter im oberflächennahen Gesteinsraums sind zudem erforderlich, um Nachweise im Rahmen einer forensischen Erdbebenanalyse erbringen zu können. Es muss hierbei von einem Kartierungs-Maßstab im Bereich von Metern ausgegangen werden.

Literatur

- Amoruso, A., Crescentini, L., Petitta, M., Rusi, S. und Tallini M. (2011): Impact of the 6 April 2009 L'Aquila earthquake on groundwater flow in the Gran Sasso carbonate aquifer, Central Italy . - *Hydrol. Process.* 25, S. 1754- 1764
- Antonellini, M. und Aydin, A. (1994): Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: Petrophysical properties: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 78, S. 355–377
- Barton, C.A., M.D. Zoback, M.D. und Moos, D. (1995): Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. - *Geology*, 23, S. 683-686
- Bonilla, M.G. (1988): Minimum Earthquake Magnitude Associated with Coseismic Surface Faulting. - *Bulletin of the Association of Engineering Geologists* Vol. XXV, No. 1, S. 17-29
- Bruhn, R. L., Parry, W. T., Yonkee, W. A. und Thompson, T. (1994): Fracturing and hydrothermal alteration in normal fault zones: *PAGEOPH*, v. 142, S. 609– 644.
- Bruhn, R. L., Yonkee, W. E. Und Parry, W. T., (1990): Structural and fluid-chemical properties of seismogenic normal faults: *Tectonophysics*, v. 175, S. 139–157.
- Brune, J. N. und Allen, C. R. (1967): A low-stress-drop, low magnitude earthquake with surface faulting: The Imperial, California, earthquake of March 4, 1966.- *Seismological Society of America Bulletin*, Vol. 57, No. 3, S. 501 -514.
- Caine J.S., Evans J.P. und Forster C.B. (1996) Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24, 11, S. 1025-1028
- Charmoille, A., Fabbri, O., Mudry, J., Guglielmi, Y. und Bertrand, C. (2005): Post-seismic permeability change in a shallow fractured aquifer following a M L 5.1 earthquake (Fourbanne karst aquifer, Jura outermost thrust unit, eastern France) . - *Geophysical research letters*, 32, L18406, doi:10.1029/2005GL023859
- Claesson, L., Skelton, A., Graham, C. und Mörth, C.-M. (2007): The timescale and mechanisms of fault sealing and water-rock interaction after an earthquake. - *Geofluids* (2007) 7, S. 427–440
- Claesson, L., Skelton, A., Graham, C., Dietl, C., Mörth, M., Torssander, P. und Kockum, I. (2004): Hydrogeochemical changes before and after a major earthquake. *Geology (Boulder)* 32, 8, S. 641–644.
- Clark, R. M., und Cox, S. J. D. (1996): A modern regression approach to determining fault displacement-length scaling relationships, *Journal of Structural Geology*, 18, (2/3), S. 147-152.
- Coppersmith, K.J. und Youngs, R.R. (2000): Data needs for probabilistic fault displacement hazard analysis.- *Jornal of Geodynamics*, 29, S. 329-343
- Emily E. Brodsky (2003): A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 108, B8 Wiley Online Library

- Favara, R. , F. Grassa , S. Inguaggiato , M. Valenza (2001): Hydrogeochemistry and stable isotopes of thermal springs: earthquake-related chemical changes along Belice Fault (Western Sicily).- Applied Geochemistry 16 (2001), S. 1 – 17
- Gavrilenko, P., Melikadze, G., Chelidze, T., Gibert, D. und G. Kumsiashvili (2000): Permanent water level drop associated with the Spitak Earthquake: observations at Lisi Borehole (Republic of Georgia) and modelling . - Geophys. J. Int. 143, S. 83-98
- Grecksch, G., Roth, F. und Kumpel, H.J. (1999): Coseismic well-level changes due to the 1992 Roermond earthquake compared to static deformation , Geophys. J. Int., 138, S. 470-478
- Gudmundsson, A. (2000): Active fault zones and groundwater flow. - Geophysical Research Letters, 2000, 27, 18
- Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J. (2004): Fault damage zones. Journal of Structural Geology 26, S. 503 – 517
- King, C.Y., Azuma, S., Igarashi, G., Ohno, M., Saito, H. und Wakita, H. (1999): Earthquake-related water-level changes at 16 closely clustered wells in Tono, central Japan.- Journal of geophysical research, 104, S. 13073-13082
- King, G.C.P. (1986): Speculations on the geometry of the initiation and termination processes of earthquake rupture and its relation to morphology and geological structure. Pure and Applied Geophysics 124, 567–585.
- Kocharyan, G.G., Vinogradov, E. A., Gorbunova, E. M., Markov, V. K., Markov, D. V. und Pernik, L. M. (2011): Hydrologic response of underground reservoirs to seismic vibrations, Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 47, 12, 1071
- Langbein, R. (1987): The Zechstein sulphates: the state of the art.- In: Lecture Notes in Earth Sciences, 10, S. 143-188
- Leydecker, G. (2011): Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 bis 2008.- Geologisches Jahrbuch, Reihe E, 59.
- LGRB (1998): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:50000, Erläuterungen Blatt Stuttgart und Umgebung.- 6. Auflage, Freiburg.
- LGRB (2010): Geologische Untersuchungen von Baugrundhebungen im Bereich des Erdwärmesondenfeldes beim Rathaus in der historischen Altstadt von Staufen i. Br..- Sachstandsbericht Az 94-4763//10-563
- LGRB (2013): Geologische Untersuchungen von Baugrundhebungen im Bereich des Neubaugebiets „Im Kiesel“ in Rudersberg-Zumhof.- Sachstandsbericht Az 4764//13 6551
- LGRB (2015): Geologische Untersuchungen von Baugrundhebungen im nordöstlichen Stadtgebiet von Böblingen(Hebungsgebiet "Nord").- Sachstandsbericht Az 95-4764//15-7202

- Liu-Zeng, J., Heaton, T., und DiCaprio, C. (2005): The effect of slip variability on earthquake slip-length scaling: *Geophysical Journal International*, v. 162, S. 841–849, doi:10.1111/j.1365
- Mayer, J.R., and J. M. Sharp (1998): Fracture control of regional ground-water flow in a carbonate aquifer in a semi-arid region, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 110, S. 269-283
- McCaig, A.M. (1989): Fluid flow through fault zones. *Nature*, 340, 600
- Mokelke, G. und Joswig, M. (2014): Quantitative Analyse der Vollständigkeit des instrumentellen Erdbebenkatalogs von Baden-Württemberg.- Bericht im Rahmen des BWPlus-Programms, Kennziffer L 7512003
- Montgomery D. und Manga, M. (2003): Streamflow and Water Well Responses to Earthquakes.- *Science*, 300, S. 2047-2049
- Muir Wood, R. (1994): Earthquakes, strain-cycling and the mobilization of fluids.- in: Parnell, J. (ed.): *Geofluids: Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 78, S. 85-98.
- Muir-Wood, R, King, G. C.P. (1993): Hydrological signatures of Earthquake strain. - *J. Geophys. Res.*, 98, B12, S. 22035-22068
- Ngwenya, B.T., Elphick, S.C., Main, I.G., Shimmield, G.B. (2000) Experimental constraints on the diagenetic self-sealing capacity of faults in high porosity rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 183, S. 187–199
- Nicol, A., Watterson, J., Walsh, J.J., Childs, C., 1996. The shapes, major axis orientations and displacement patterns of fault surfaces. *Journal of Structural Geology*, 18, S. 235 – 248.
- Noiriel, C., Steefel, C.i., Yang, L. und Ajo-Franklin, J. (2012): Upscaling calcium carbonate precipitation rates from pore to continuum scale.- *Chemical Geology*, vol. 318-319, S. 60-74
- Pezzopane, S. K. and Dawson, T. E., 1996, Fault displacement hazard: A summary of issues and information, in *Seismotectonic Framework and Characterization of Faulting at Yucca Mountain, Nevada, U.S. Geological Survey Administrative Report prepared for the U.S. Department of Energy*, Chapter 9, S. 160 ff.
- Reimann, M. (1991): Geologisch-lagerstättenkundliche und mineralogische Untersuchungen zur Vergipsung und Volumenzunahme der Anhydrite verschiedener geologischer Formationen unter natürlichen und labormäßigen Bedingungen.- *Geologisches Jahrbuch, Reihe D, Heft 97*
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Silva, P.G., Garduño-Monroy, V.H., und Reicherter, K. (2011): A comprehensive classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) in archaeoseismology: Application to ancient remains of Roman and Mesoamerican cultures.- *Quaternary International*, 242, S. 20-30.
- Reiter, K., Heidbach, O., Reinecker, J., Müller, B. und Röckel, Th. (2015): Spannungskarte Deutschland 2015.- *ERDÖL ERDGAS KOHLE* 131. Jg. 2015, Heft 11

- Schenk, E. Und Krauss, I. (1972): Hydroseismische Beobachtungen an Grundwasserbeobachtungsbrunnen im Festgestein und ihre hydrogeologische Bedeutung.- Z. Deutsch. Geol. Ges., 123, S. 15-27.
- Schneider, G. (1971): Seismizität und Seismotektonik der Schwäbischen Alb.- Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart
- Schneider, G. (2004): Erdbeben – Eine Einführung für Geowissenschaftler und Bauingenieure.- Elsevier-Verlag, München.
- Shipton, Z.K. und Cowie, P.A. (2001): Damage zone and slip-surface evolution over my-m to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology* 23, S. 1825 – 1844.
- Sibson, R.H. (1990): Rupture nucleation on unfavorably oriented faults.- *Bulletin of Seismological Society of America*, vol. 80, Nr. 6, S. 1580 - 1604
- Sibson, R.H. (1994): Crustal stress, faulting & fluid flow.- in: Parnell, J. (ed.): *Geofluids: Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins*, Geol. Soc. Spec. Pub., 78, S. 69-84.
- Sibson, R.H. (1996): Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes.- *Journal of Structural Geology*, 18, 8, S. 1031-1042.
- Stange, S. und Brüstle, W. (2005): The Albstadt/Swabian Jura seismic source zone reviewed through the study of the earthquake of March 22 2003.- *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F.*, 87, S. 391-414.
- Stewart, I.S., Hancock, P.L. (1990): What is a fault scarp? . *Episodes* 13 (4), S. 256-263.
- Wang C-Y und Manga, M. (2010) *Earthquakes and Water*, Vol. 114. *Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer, Berlin. 249 S.
- von Schmidt, A. und Mack R. (1912): Das süddeutsche Erdbeben vom 16.November 1911.- *Württembergische Jahrbücher für Statistik und Landeskunde*, Jg. 1912, Heft 1
- Wang, C-Y. und Manga, M. (2010): Hydrologic responses to earthquakes and a general metric, *Geofluids*, 2010, 10, S. 206–216, doi: 10.1111/j.1468-8123.2009.00270.x
- Wells, D.W. und Coppersmith, K.J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement.- *Bulletin of the Seismological Society of America* 84, S. 974-1002
- Wesnousky, S. G. (2008): Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture.- *Bulletin of the Seismological Society of America* 98 (4), S. 1609 – 1632
- Wight, L.H. (1979): Analysis of the seismic hazard to an underground waster repository.- In: A summary of FY-1978 consultant input for scenario methodology development, Pacific Northwest Laboratory (Report).

Zusätzliche Literatur

Die hier aufgeführte Literatur wird nicht im Text zitiert, diene jedoch zur Recherche, Vorbereitung und randlichen Abgrenzung der vorliegenden Arbeit. Sie ist als zusätzliche Literatur zu verstehen, welche in den verschiedenen Themenbereichen weitere, nützliche Informationen enthält.

Angelova, D. (2001): Palaeoseismic Events in Karst Terrains along the Northern Bulgarian Black Sea Coast.- *Acta Geologica Sinica*, 75, 3, S. 308-315

Byerlee, J. (1993): Model for episodic flow of high-pressure water in fault zones before earthquakes: *Geology*, v. 21, S. 303–306.

Carrigan, C.R. , King, G. C. P. , Barr, G.E. und Bixler, N.E. (1991): Potential for water-table excursions induced by seismic events at Yucca Mountain, Nevada.- *Geology*, v. 19, S. 1157-1160

Closson, D., Philip E., LaMoreaux, N.A.K., Al-Fugha, H. (2007): Karst system developed in salt layers of the Lisan Peninsula, Dead Sea, Jordan.- *Environmental Geology*, 52, S. 155–172

Darragh, R.B., Bolt, B.A., (1987): A comment on the statistical regression relation between earthquake magnitude and fault rupture length. *Bulletin of Seismological Society of America* 77, S. 1479 – 1484.

Elkhoury, J., Brodsky, E. und Agnew, D. (2006): Seismic waves increase permeability.- *Nature*, 441, S. 1135-1138

Evans, J.P., Forster, C.B. und Goddard, J.V. (1997): Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones, *J. Struct. Geol.*, 19, S. 1393-1404

Friedman, G.M. (1997): Dissolution-collapse breccias and paleokarst resulting from dissolution of evaporite rocks, especially sulfates.- *Carbonates and Evaporites*, 12, 1, S. 53-63

Gavrilenko, P. (2005): Hydromechanical coupling in response to earthquakes: on the possible consequences for aftershocks.- *Geophys. J. Int.*, 161, S. 113–129

Greenberg, J.P. und Møller , N. (1989): The prediction of mineral solubilities in natural waters: a chemical equilibrium model for the Na–K–Ca–Cl–SO₄–H₂O system, to high concentration from 0 to 250°C.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, S. 2503–2518

Hancock, P.L., (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology* 7, S. 437 –457.

Hazzard J.F., Young P.F. und Maxwell, S.C. (2000) Micromechanical modeling of cracking and failure in brittle rocks. *Journal of Geophysical Research*, 105, S. 16683–97

Hull, J. (1988): Thickness--displacement relationships for deformation zones.- *J. Struct. Geol.* 10, S. 431-435.

Javanbarg, M.B., Takada, S. und Kuwata, Y. (2006): Seismic Damage Prediction of Buried Pipeline by KDD Method.- *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, 8(1)

- Jousset, P., und Rohmer, J. (2012): Evidence for remotely triggered microearthquakes during salt cavern collapse: *Geophysical Journal International*, v. 191, S. 207–223, doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05598.x.
- Kay M.A., Main, I.G., Elphick, S.C. und Nqwenya, B.T. (2006) Fault gouge diagnosis at shallow burial depth: Solution-precipitation reactions in well-sorted and poorly sorted powders of crushed sandstone. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, S. 607–614.
- King, C.Y., Evans, W.C., Presser, T. und Husk, R. (1981): Anomalous chemical changes in well waters and possible relation to earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 8, S. 435-42X.
- Klimchouk, A. (1996): The typology of gypsum karst according to its geological and geomorphological evolution.- *International Journal Speleontology*, 25, 3-4
- Kümpel, H.-J. (1992): About the potential of wells to reflect stress variations within inhomogeneous crust. In: T. Mikumo, K. Aki, M. Ohnaka, L.J. Ruff and P.K.P. Spudich (Edi tors), *Earthquake Source Physics and Earthquake Precursors*. *Tectonophysics*, 211, S. 317-336.
- Lemeille, F., Cushing, M. , Carbon, D., Grellet, B., Bitterli, T., Flehoc, C. und Innocent, C. (1999): Co-seismic ruptures and deformations recorded by speleothems in the epicentral zone of the Basel earthquake.- *Geodinimica Acta (Paris)*, 12, 3-4, S. 179-191
- Leonard, M. (2010), Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release.- *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 100, S.. 1971–1988, doi:10.1785/0120090189.
- Leonardi, V., Arthaud, E., Tovmassian, A. und Karakhanian, A.S. (1997): Relationships between seismic activity and piezometric level changes in the Arax basin (SW Armenia): attempt at a typology of seismically induced piezometric anomalies . - *Tectonophysics* 273, S. 293-316
- Manga, M., Rowland, J.C. (2009): Response of Alum Rock springs to the October 30, 2007 Alum Rock earthquake and implications for the origin of increased discharge after earthquakes.- *Geofluids*, 2009, 9, 3
- McPherson, B. J. und Boutt, D. F. (2007): Analysis of the role of fluids in causing fractures in the Spraberry Trend, Midland Basin.- *Geofluids*, 7, S. 415–426. doi:10.1111/j.1468-8123.2007.00195.x
- Peach C und Spiers, C. (1996) Influence of crystal plastic deformation on dilatancy and permeability development in synthetic salt rock.- *Tectonophysics*, 256, S. 101–128
- Pollard, D.D., Aydin, A. (1988) Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100, S. 1181–1204
- Pollard, D.D., and Segall, P. (1987): Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces, in *Fracture Mechanics of Rock*, edited by B. K. Atkinson, S. 277-349, Academic Press, San Diego
- Postpischl, D., Agostini, S., Forti, P. und Quinif, Y. (1991): Palaeoseismicity from karst sediments: the “Grotta del Cervo“ cave case study (Central Italy).- *Tectonophysics*, 193, S. 33-44

- Rauh, F. (2009): Untersuchungen zum Quellverhalten von Anhydrit und Tongesteinen im Tunnelbau.- Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen, 11, S. 1-110
- Reicherter, K., Michetti, A.M. und Silva, P.G., (2009): Introduction. In: Reicherter, K., Michetti, A.M., Silva, P.G. (Eds.), Palaeoseismology: Historical and Prehistorical Records of Earthquake Ground Effects for Seismic Hazard Assessment, vol. 316. Journal of the Geological Society of London Special Publication
- Roeloffs, E. (1988): Hydrologic Precursors to Earthquakes: A Review.- PAGEOPH, Vol. 126, N. 2-4
- Roeloffs, E. (1998): Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes. - Journal of geophysical research, 103, B1, S. 869-889
- Roeloffs, E. and Quilty (1997): Water Level and Strain Changes Preceding and Following the August 4, 1985 Kettleman Hills, California, Earthquake . - Pure appl. Geophys. 149, S. 21-60
- Rojstaczer, S., Wolf, S. und Michel, R. (1995): Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake- induced hydrological changes. - Nature, 373, S. 237-239
- Sleep, N.H. und Blanpied, M.L. (1994): Ductile creep and compaction. A mechanism for transiently increasing fluid pressure in mostly sealed fault zones. Pure and Applied Geophysics, 143, S. 9-40.
- Spencer, R.J., Møller, N. und Weare, J.H. (1988): The prediction of mineral solubilities in natural waters: a chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄-H₂O system at temperatures below 25°C.- Geochimica et Cosmochimica Acta, 54, S. 575-590
- Toutain, J.P., Munoz, M., Poitrasson, F. und Lienard, A.C. (1997): Springwater chloride ion anomaly prior to a M_s = 5.2 Pyrenean earthquake.- Earth and Planetary Science Letters, 149, S. 113-119
- Vermilye, J.M. und Scholz, C.H. (1995): Relation between vein length and aperture. Journal of Structural Geology, 17, S. 423 – 434
- Westaway, R. (1994): Quantitative analysis of populations of small faults. J. Struct. Geol. 16, S. 1259-1273
- Woith, H., Wang, R. Milkereit, C., Zschau, J., Maiwald, U. und Pekdeger, A. (2003): Heterogeneous response of hydrogeological systems to the Izmit and Düzce (Turkey) earthquakes of 1999, Hydrogeology Journal, 11, 1
- Woith, H., Wang, R., Maiwald, U., Pekdeger, A. und Zschau, J. (2013): On the origin of geochemical anomalies in groundwaters induced by the Adana 1998 earthquake, Chemical Geology, 339
- Wong, T. C. D., und Zhu, W. (1997):The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: Mechanical deformation.- J. Geophys. Res., 102, S. 3009-3025
- Wyss, M. (1979): Estimating maximum expected magnitude of earthquakes from fault dimensions, Geology, 7, S. 336-340

Anhang

Hier eine Zusammenstellung der Faktoren, welche die Erkennbarkeit ko-seismischer Bodenverwerfungen beeinflussen (aus Bonilla, 1988):

1. Earthquake size
 - Magnitude or seismic moment, related to:
 - fault displacement
 - area of rupture surface
 - shear modulus of rock
2. Depth of rupture surface
3. Dip of rupture surface
4. Shape and orientation of rupture surface
5. Absorption by near-surface materials
6. Observational factors
 - Vegetation
 - Topography
 - Thoroughness of field examination
 - Time of field examination relative to:
 - Rainfall
 - Burial by sediment
 - Freeze-and-thaw
 - Activities of man
 - Other modifying agents
7. Character of fractures
 - Length
 - Continuity
 - Size of displacement
 - Type of displacement
 - Consistency of slip direction
 - Fracture pattern
 - Relation to topography
 - Relation to known faults
 - Relation to landslides
8. Investigator's decision on origin of fractures
 - Landslide
 - Sackung
 - Subsidence
 - Liquefaction
 - Vibratory fractures
 - Tectonic fractures
 - Creep (gradual displacement)
 - Coseismic (sudden displacement)