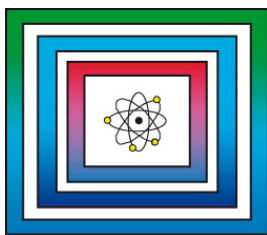


Standortauswahl

9S2019070000

Ausschlusskriterium
„Aktive Störungzonen“



Abschlussbericht

Hannover/Berlin, April 2020

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND
ROHSTOFFE HANNOVER

DIENSTBEREICH HANNOVER / BERLIN

Standortauswahl

Ausschlusskriterien

Ausschlusskriterium „Aktive Störungzonen“

Abschlussbericht

Autoren:	Stück, Heidrun, Dr. Bense, Frithjof, Dr. Frenzel, Britta Henneberg, Mareike Kneuker, Tilo Lang, Jörg, Dr. Mertineit, Michael Noack, Vera, Dr. Pollok, Lukas
Auftraggeber:	Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH
Auftragsnummer:	9S2019070000
Datum:	24.04.2020
Geschäftszeichen:	B3.1/B50161-15/2020-0002/001
Gesamtblattzahl:	115

Im Auftrag:

gez. G. Enste

Direktor und Professor G. Enste
Abteilungsleitung B 3 und Projektleitung Endlagerung

Inhaltsverzeichnis	Seite
Verkürzte Zusammenfassung	4
Abstract	5
1 Einleitung	6
2 Definition störungsbezogener Begriffe und Methoden zur Ermittlung der Störungsaktivität	9
2.1 Begriffsdefinitionen	9
2.2 Bestimmung des Aktivitätszeitraums von Störungen	14
2.3 Generelle Prinzipien und grundlegende Limitierungen bei der Bestimmung des Aktivitätszeitraumes von Störungen	15
2.4 Bestimmung rezenter Störungsaktivität	17
2.4.1 Analyse des rezenten Spannungsfeldes	17
2.4.2 Seismologie	18
2.4.3 Extensometermessungen	20
2.4.4 Mikroakustisches Monitoring	21
2.5 Fernerkundliche Methoden	21
2.6 Geomorphologische Methoden	22
2.6.1 Bruchstufen (Fault scarps)	22
2.6.2 Drainagenetz-Analyse	23
2.6.3 Paläoseismizität	24
2.7 Indirekte Datierung mittels stratigraphischer und geologischer Methoden	25
2.8 Direkte Bestimmung des Aktivitätszeitraums von Störungen mittels geo- und thermochronologischer Verfahren	27
2.9 Resümee Kapitel 2	28
3 Charakteristika von Störungen und deren Einfluss auf die Standortauswahl ..	30
3.1 Gefährdung des Endlagersystems durch Störungen im Grundgebirge	30
3.1.1 Rezenter Spannungszustand und mögliche zukünftige Entwicklung	32
3.1.2 Auswirkungen glazial-isostatischer Prozesse	33
3.1.3 Tektonisch hervorgerufene Bewegungen an Sockelstörungen	36
3.1.4 Abstand des Endlagersystems zur zu betrachtenden Sockelstörung	38
3.1.5 Störungsausprägung in den Wirtsgesteinen Steinsalz, Tongestein, Kristallingestein	39
3.2 Störungen in Steinsalz	44
3.2.1 Beschreibung von Störungzonen im Deckgebirge und Hutgestein (Scheitelstörungen) von Salinarstrukturen	44
3.2.2 Einfluss von Störungzonen auf die Lagerungsverhältnisse von flach lagernden Salinarformationen	46

	Seite
3.2.3	Bruchbildung und Verheilungsmechanismen im Steinsalz 49
3.3	Abstand zu Störungszonen 54
3.4	Gefährdung des Endlagersystems durch atektonische Vorgänge 60
3.4.1	Deformationen als Folge der Diagenese 61
3.4.2	Verkarstungsprozesse, Senkungen und Einbrüche über Lösungshohl- räumen 63
3.4.3	Subaerische Rutschungen 67
3.4.4	Glazitektonische Deformation 69
3.4.5	Meteoriteneinschlag 72
3.5	Resümee Kapitel 3 73
4	Datenredundanz 76
4.1	Fragestellung & Einführung 76
4.2	Fallbeispiele 77
4.3	Resümee Kapitel 4 & weiterführende Betrachtungen 80
5	Zusammenfassung 82
	Literaturverzeichnis 83
	Abkürzungsverzeichnis 111
	Abbildungsverzeichnis 113

Verkürzte Zusammenfassung

Autoren:	Stück, Heidrun, Dr. Bense, Frithjof, Dr. Frenzel, Britta Henneberg, Mareike Kneuker, Tilo Lang, Jörg, Dr. Mertineit, Michael Noack, Vera, Dr. Pollok, Lukas
Titel:	Ausschlusskriterium „Aktive Störungszonen“
Schlagwörter:	Ausschlusskriterien, Detektion Störungsaktivität, Einfluss Barriereintegrität, Sicherheitsabstand, StandAG, Störung

Im Rahmen eines Arbeitspaketes (9S2019070000) hat die Bundesgesellschaft für Endlagerung (BGE) die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) mit der Bearbeitung von ausgewählten Fragestellungen bezüglich des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszonen“ beauftragt. Basierend auf dem aktuellen Stand von Wissenschaft und Technik werden im vorliegenden Bericht störungsbezogene Begriffe definiert sowie gängige Methoden zur Ermittlung des Zeitraums der Störungsaktivität aufgezeigt. Darüber hinaus werden auf Basis umfassender Literaturstudien eine mögliche Gefährdung des Endlagersystems durch Grundgebirgsstörungen und atektonische Vorgänge erörtert sowie Charakteristika von Störungen in und im Umfeld von Steinsalz dargelegt und Möglichkeiten aufgezeigt, den erforderlichen Sicherheitsabstand eines Endlagers zu Störungszonen zu charakterisieren. Zudem wird der Umgang mit potentiellen Datenredundanzen, wie sie im Zuge der Datenerhebung und Auswertung entstehen können, behandelt.

Abstract

Authors:	Stück, Heidrun, Dr. Bense, Frithjof, Dr. Frenzel, Britta Henneberg, Mareike Kneuker, Tilo Lang, Jörg, Dr. Mertineit, Michael Noack, Vera, Dr. Pollok, Lukas
Title:	Exclusion criterion „Active fault zones“
Subject terms:	detection of fault activity, exclusion criteria, fault, impact on barrier integrity, safety distance, StandAG

Against the background of the Repository Site Selection Act (Standortauswahlgesetz, StandAG) the Federal Institute of Geosciences and Natural Resources (BGR) was commissioned by the Federal company for Radioactive Waste Disposal (BGE) to work out selected scientific issues concerning the exclusion criteria of “active fault zones” (working package 9S2019070000). Based on the latest developments in science and technology on the topic, fundamental fault associated terms are defined and the most common methods, used to determine the timing of fault activity, are summarized. Based on comprehensive literature studies, a possible impact on repository systems by basement faults and atectonic deformation structures is discussed, characteristics of faults in halite are elucidated and the safety distance between a repository and fault zones is evaluated. In addition, the handling of potential data redundancies, as they may arise in the course of data collection and evaluation, is discussed.

1 Einleitung

Die Suche und Auswahl eines Standortes für ein Endlager für hochradioaktive Abfälle in Deutschland ist im 2017 novellierten Standortauswahlgesetz (StandAG) geregelt. In § 22 StandAG werden sechs Ausschlusskriterien genannt, bei deren Vorliegen ein Gebiet nicht als Endlagerstandort geeignet ist. Nach § 22 Abs. 2 Nr. 2 StandAG ist ein Gebiet dann auszuschließen, wenn in den Gebirgsbereichen, die als Endlagerbereich in Betracht kommen, einschließlich eines abdeckenden Sicherheitsabstands, geologisch aktive Störungszonen vorhanden sind, die das Endlagersystem und seine Barrieren beeinträchtigen können. Unter aktiven Störungszonen werden gemäß StandAG *„Brüche in den Gesteinsschichten der oberen Erdkruste wie Verwerfungen mit deutlichem Gesteinsversatz sowie ausgedehnte Zerrüttungszonen mit tektonischer Entstehung verstanden, an denen nachweislich oder mit großer Wahrscheinlichkeit im Zeitraum Rupel bis heute (also innerhalb der letzten 34 Millionen Jahre), Bewegungen stattgefunden haben. Atektonische beziehungsweise aseismische Vorgänge, die nicht aus tektonischen Abläufen abgeleitet werden können oder nicht auf seismische Aktivitäten zurückzuführen sind und die zu ähnlichen Konsequenzen für die Sicherheit eines Endlagers wie tektonische Störungen führen können, sind wie diese zu behandeln.“*

Die Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH (BGE) hat die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) im Rahmen eines Arbeitspakets (9S2019070000) bezüglich des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszonen“ mit der Bearbeitung von den folgenden ausgewählten Fragestellungen beauftragt.

1. Störungsbezogene Begriffe: Wie sind die Begriffe Störung, Störungszone, Sockelstörung, Scheitelstörung und atektonische Deformationsstrukturen definiert?
2. Aktivitätszeitraum von Störungen: Welche gängige Methoden zur Bestimmung des Aktivitätszeitraums von Störungen gibt es?
3. Störungen allgemein: Inwiefern könnte ein Endlagersystem und seine Barriereintegrität durch Störungen im Grundgebirge gefährdet werden?
4. Störungen in Steinsalz: Inwieweit können Störungszonen aus dem Deckgebirge und Hutgestein in den Salzkörper einer Salinarstruktur hineinreichen? Wie wirken sich Störungszonen auf die Lagerungsverhältnisse stratiformer Salinarformationen aus? Was sind die wesentlichen Verheilungsprozesse von Störungen und Klüften im Steinsalz?
5. Sicherheitsabstand zu Störungszonen: In der Begründung des StandAG heißt es: „der erforderliche Sicherheitsabstand beträgt in der Regel mindestens einen Kilometer“. Welche anderen Möglichkeiten der Bewertung des Sicherheitsabstandes zu Störungszonen gibt es?

6. Atektonische Vorgänge: Welche atektonischen Vorgänge können die Sicherheit eines Endlagersystems gefährden? Welche Eigenschaften (z. B. Größe, Eindringtiefe) einer atektonischen Deformationsstruktur führen zu ähnlichen Konsequenzen für die Sicherheit eines Endlagers wie tektonische Störungen?
7. Datenredundanz und Genauigkeit von Daten: Welche Datensätze sind bei redundanten Daten zu bevorzugen? Anhand von Fallbeispielen wird der Umgang mit störungsbezogenen Daten unterschiedlichen Maßstabs erörtert.

Basierend auf dem aktuellen Stand von Wissenschaft und Technik werden im vorliegenden Bericht zunächst störungsbezogene Begriffe erläutert sowie gängige Methoden zur Ermittlung der Störungsaktivität vorgestellt und im Hinblick auf deren Limitierungen erörtert (Kapitel 2).

Weiterhin werden ausgewählte Charakteristika von Störungen beschrieben und deren Bedeutung im Kontext der Standortauswahl auf Basis hierzu durchgeführter Literaturstudien diskutiert (Kapitel 3).

Hierbei werden u. a. für die Abschätzung einer möglichen Gefährdung des Endlagerbereichs und seiner geologischen Barrieren durch Störungen im Grundgebirge (Sockelstörungen) Haupteinflüsse betrachtet und deren Zusammenspiel erläutert (Kap. 3.1). Zu den diskutierten wesentlichen Einflüssen zählt die Ausprägung des rezenten Spannungszustands im Endlagerbereich sowie eine mögliche lokale Beeinflussung durch glazial-isostatische Prozesse. Für Grundgebirgsstörungen, die bis in das Deckgebirge reichen, wird gezeigt, inwiefern tektonisch verursachte Bewegungen im Zeitraum Tertiär bis rezent eine Rolle für die geologische Barriere spielen könnten. Weiterhin wird der Abstand des Endlagerbereichs zur zu betrachtenden Grundgebirgsstörung sowie die Verformungs- und Festigkeitseigenschaften der Gesteine, die die geologische Barriere aufbauen, betrachtet.

Darüber hinaus wird das Auftreten von Störungzonen innerhalb und im Umfeld von Salinarformationen in steiler (Salinarstrukturen wie z. B. Diapire) und flacher Lagerung beschrieben (Kap. 3.2). Hintergrund der Ausführungen ist hier insbesondere die Fragestellung, unter welchen Bedingungen Störungen bzw. Klüfte innerhalb des Salinars auftreten können. Neben der Darstellung von typischen Störungsmustern im Deckgebirge von Salinarstrukturen sowie im Umfeld von flach lagernden Salinarformationen wird auf die Bruchbildungsprozesse und auf bekannte Verheilungsmechanismen im Steinsalz eingegangen. Die Ausführungen stützen sich auf regionalgeologisch und lokal beschriebene Beispiele von Störungen bzw. Klüften im Salzgestein.

Des Weiteren werden die Grundlagen für die Festlegung des im StandAG geforderten abdeckenden Sicherheitsabstands zu geologisch aktiven Störungszonen diskutiert (Kap 3.3). In diesem Zusammenhang werden beispielhaft Definitionen der Sicherheitsabstände in der Endlagerung in anderen Ländern vorgestellt. Darüber hinaus werden Parameter für die Festlegung eines abdeckenden Sicherheitsabstands genannt und die Schwierigkeiten aufgezeigt, mit denen die Festlegung eines allgemeingültigen Sicherheitsabstands behaftet ist.

Hinsichtlich atektonischer Vorgänge wird, basierend auf relevanter Literatur, die mögliche Beeinflussung der geologischen Barriere durch Deformationen im Zuge von Diagenese, Verkarstungsprozessen, Rutschungen sowie glazitektonischen Deformationen und Impaktereignissen erörtert (Kap. 3.4). Den aus diesen Prozessen hervorgehenden Strukturen ist ein überwiegend oberflächennahes Auftreten gemein. Neben der Definition von wesentlichen Begriffen werden hierbei u. a. Prozesse und Kontrollfaktoren beschrieben und deren potentielle Auswirkungen auf die Sicherheit eines Endlagersystems dargestellt. Abschließend wird erörtert, welche atektonischen Deformationsstrukturen zu ähnlichen Konsequenzen für die Sicherheit eines Endlagers führen wie tektonische Störungen.

In Kapitel 4 werden anhand von Fallbeispielen potentielle Redundanzen störungsbezogener Daten und deren Berücksichtigung im Rahmen der Anwendung des Ausschlusskriteriums erörtert.

- Weiterhin sei an dieser Stelle auf das Arbeitspaket „Zusammenstellung und Bewertung von geowissenschaftlichen Methoden und Programmen für die übertägige Standorterkundung (GeoMePS)“ (9S2019090000) verwiesen. Darin leitet die BGR im Auftrag der BGE u. a. Erkundungsziele zur Abprüfung der Ausschlusskriterien, Mindestanforderungen und geowissenschaftlichen Abwägungskriterien für die übertägige Erkundung in Phase 2 des Standortauswahlverfahrens ab und erstellt eine Datenbank mit den dafür einzusetzenden Methoden. Der vorliegende Bericht ist ergänzend zu dieser Ableitung etwaiger Erkundungsziele und Methoden zum Ausschlusskriterium „aktive Störungszonen“ zu verstehen, indem er Fragestellungen behandelt, deren Beantwortung für das Verständnis der thematischen Grundlagen im Zusammenhang mit diesem Ausschlusskriterium, seiner Anwendung und dementsprechend für alle Phasen des Standortauswahlverfahrens relevant ist.

2 *Definition störungsbezogener Begriffe und Methoden zur Ermittlung der Störungsaktivität*

2.1 *Begriffsdefinitionen*

Störung und Störungszone

Grundlegend beschreibt der Begriff „Störung“ eine Beeinträchtigung des Primärgefüges eines Gesteinsverbands durch Scherung bzw. tektonische Relativbewegung von Gesteinsblöcken entlang einer Bruchfläche. Klüfte stellen zwar wie Störungen eine Beeinträchtigung des Primärgefüges dar und gehören ebenso wie Störungen zu bruchhaften Verformungen (sog. Brüche), weisen jedoch im Gegensatz zu Störungen keinen Versatz entlang einer Fläche auf.

Der Begriff „Störungszone“ bezeichnet i. d. R. eine Reihe, im Kartenbild sub-parallel verlaufender, engständiger Störungen, welche im selben Spannungsfeld entstanden sind. Die Breite der Zone hängt vom Betrachtungsmaßstab ab und kann dementsprechend vom Millimeter- bis Kilometer-Bereich reichen (z. B. Torabi et al. 2019). Allgemein gilt, dass die Breite einer Zerrüttungszone sich proportional zur Größe des Versatzbetrages verhält (z. B. Choi et al. 2016), wobei Attribute wie Länge und Versatz miteinander korrelieren können (z. B. Torabi & Berg 2011; Kolyukhin & Torabi 2012).

Die Begriffe Störung und Störungszone werden in der geowissenschaftlichen Fachliteratur häufig synonym verwendet. Hierbei scheint insbesondere der Betrachtungsmaßstab von Relevanz zu sein. Beispielweise kann der Begriff „Störung“ im Falle großmaßstäblicher Betrachtungen (kleine Maßstabszahl) gegebenenfalls im Sinne einer einzelnen Störungsfläche verstanden werden. Bei kleinmaßstäblicher Betrachtung (große Maßstabszahl) hingegen kann der Begriff Störung aber auch eine Zone bezeichnen, die aus mehreren einzelnen Störungen (d. h. Störungsflächen) oder sogar mehreren Störungszonen besteht. Diese uneinheitliche bzw. synonyme Nutzung beider Begriffe in Abhängigkeit vom Betrachtungsmaßstab erklärt sich u. a. durch den komplexen Internbau einer Störung, mit teils mehreren, zu unterschiedlichen Zeiten aktiven Versatzflächen. Die Abbildung 1 zeigt einen idealisierten schematischen Schnitt durch eine Störungszone (s. a. Chester & Logan 1986; Caine et al. 1996; Fossen et al. 2016). In der oberen Erdkruste besteht diese aus einem Störungskern (englisch „fault core“), welcher auch die Hauptversatzfläche (englisch „main slip-surface“) beinhaltet, einer bruchhaft deformierten Zerrüttungs- oder Bruchzone (englisch „damage zone“) sowie dem umgebenden, durch die Störungszone unbeeinflussten Nebengestein (Protolith, oder englisch „wall rock“).

Während sich im Störungskern Verformung und Scherung konzentrieren und dieser den größten Anteil des Versatzes aufnimmt (Chester & Logan 1986; Scholz & Anders 1994; Caine et al. 1996), ist die Zerrüttungszone durch eine generell geringere Verformung gekennzeichnet, wobei jedoch die Bruchdichte mit Annäherung an den Störungskern zunimmt (Abb. 1, s. a. Berg & Skar 2005).

Der Störungskern (Abb. 1) kann unterschiedlich ausgeprägt sein; als einfache Versatzfläche mit einer nur wenige Millimeter mächtigen, kataklastischen Zone, als Zone mit mehreren Versatzflächen oder als intensiv gescherte Zone von mehreren Metern Mächtigkeit, in der nur noch Relikte der primären Gesteinsstrukturen erhalten geblieben sind.

Die Zerrüttungszone (Abb. 1), welche den Störungskern umhüllt, ist durch eine hohe Dichte bruchhafter Deformationsstrukturen gekennzeichnet und grenzt sich hierdurch deutlich vom Protolith ab. Die Zerrüttungszone ist charakterisiert durch Deformationsbänder, Scher- und Zugbrüche (Störungen, Klüfte), Stylolithen sowie störungsassoziierte Falten und/oder Zugfalten (u. a. Bruhn et al. 1994; Billi et al. 2003; Berg & Skar 2005; Faulkner et al. 2010).

Nicht alle diese drei Gliederungsbereiche einer Störungzone müssen ausgebildet sein. Insbesondere bei großräumigen Störungen ist eine derart simplifizierende Gliederung aufgrund der geometrischen Komplexität erschwert (u. a. Schulz & Evans 2000). Daher schlagen einige Autoren eine detailliertere Untergliederung vor, z. B. zusätzlich in einen zentralen und distalen Kernbereich, sowie in eine innere und äußere Zerrüttungszone (u. a. Jones & Knipe 1996; Braathen & Gabrielsen 1998; Heynekamp et al. 1999; Clausen et al. 2003; Micarelli et al. 2003; Berg & Skar 2005), bzw. eine Übergangszone (Evans & Bradbury 2004).

Da in der geologischen Fachliteratur keine einheitliche Unterscheidung zwischen den Begriffen „Störung“ und „Störungzone“ besteht, empfiehlt es sich, bei eindeutigem Bezug auf eine singuläre Störung (d. h. eine singuläre Versatzfläche tektonischen Ursprungs) die Begriffe Störungs- oder Versatzfläche zu verwenden. Die Begriffe „Störung“ und „Störungzone“ beschreiben dagegen, angepasst auf den individuellen Betrachtungsmaßstab, verschiedene Größenordnungen der jeweiligen Strukturen, die in einem strukturellen oder genetischen Zusammenhang stehen.

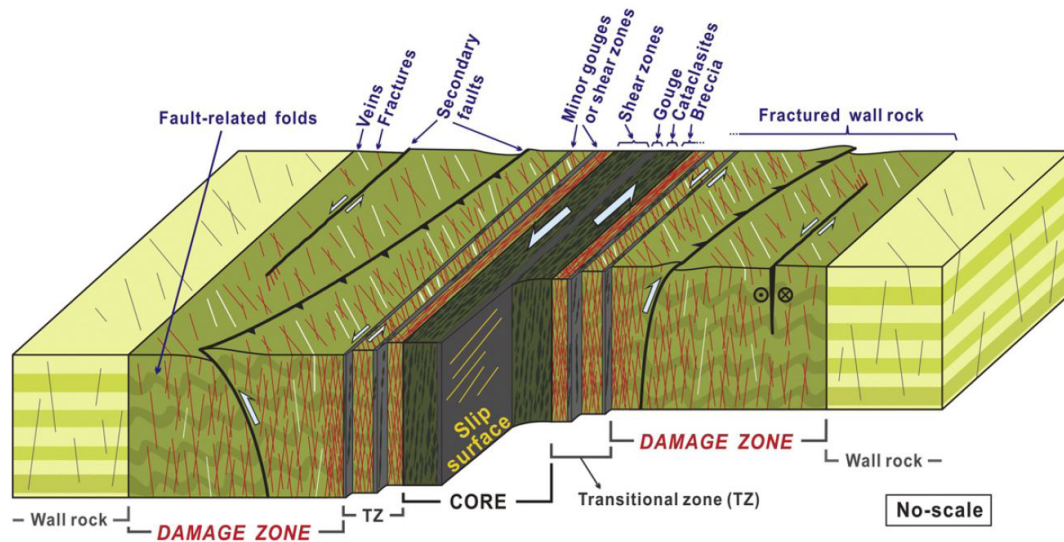


Abb. 1: Konzeptionelle Darstellung einer Störungszone (verändert nach Caine et al. 1996; Faulkner et al. 2003; Choi et al. 2016). Generell müssen nicht alle dargestellten Komponenten bei jeder Störung ausgeprägt oder nachweisbar sein.

Sockelstörung

Eine Sockelstörung bezeichnet eine im Grundgebirge (englisch „basement“) befindliche Störung (Abb. 2). Das Grundgebirge unterscheidet sich vom Deckgebirge z. B. durch ein höheres geologisches Alter, stärkere und im Typ andere Deformation und/oder durch höhere Metamorphose. Im Allgemeinen beschreibt das Grundgebirge metamorphe und magmatische (d. h. kristalline) Gesteinskomplexe, die das sedimentäre Deckgebirge unterlagern (Murawski & Mayer 2010).

Abweichend von dieser allgemeinen Definition des Sockels als Grundgebirge bzw. als „kristallines Basement“ wird im Bereich des Norddeutschen Beckens das Liegende des Zechstein-Salzes oder salinarführenden Oberrotliegend als Sockel bezeichnet. Die Oberkante des Sockels entspricht dabei allgemein der Oberfläche des „nicht-chloridischen Zechsteins“, d. h. dem Kupferschiefer-Flöz, Werra-Karbonat, Werra-Anhydrit, Staßfurt-Karbonat und Staßfurt-Anhydrit (Fischer et al. 1995).

Ursächlich für diese Definition des Sockels ist unter anderem die markante Ausprägung des lithologischen Übergangs des chloridischen in den nicht-chloridischen Zechstein, welcher zur Ausbildung eines guten seismischen Reflektors führt, der beckenweit verfolgt werden kann. Zum anderen führen die mächtigen chloridischen Zechsteinsalze aufgrund ihres viskoelastischen Verhaltens zu einer mechanischen Entkopplung des Sockels und des Deckgebirges bei tektonischer Beanspruchung. Aufgrund dieser, als Stockwerkstektonik bezeichneten mechanischen Entkopplung, setzt sich eine, das Grundgebirge versetzende

Störung nicht zwangsläufig bis in das Salinar oder ihr Deckgebirge fort (siehe z. B. Warren 2016; Jackson & Hudec 2017). In Salzabwanderungsgebieten und an den Rändern des norddeutschen Beckens kann eine mechanische Entkoppelung eingeschränkt oder nicht wirksam sein. Darüber hinaus hat sich gezeigt, dass Salzstrukturen des Norddeutschen Beckens entlang von Störungen im Basement gehäuft auftreten. Diese Störungen zeigen teils Versätze von mehr als 1000 m (u. a. Maystrenko et al. 2005; Arfai et al. 2015). Nach heute etablierten Modellvorstellungen können Sockelstörungen einen Einfluss auf die Wachstumsdynamik von Salzstrukturen haben (z. B. Best et al. 1983; Best & Zirngast 2002; Duffy et al. 2013; Jackson & Hudec 2017; Warsitzka et al. 2018). Eine umfassende Arbeit zu dieser Thematik speziell für Norddeutschland findet sich in Brückner-Röhling et al. (2004), und wird in Kapitel 3.1 mit Fokus auf eine potentielle Beeinflussung der geologischen Barriere im Endlagerbereich diskutiert.

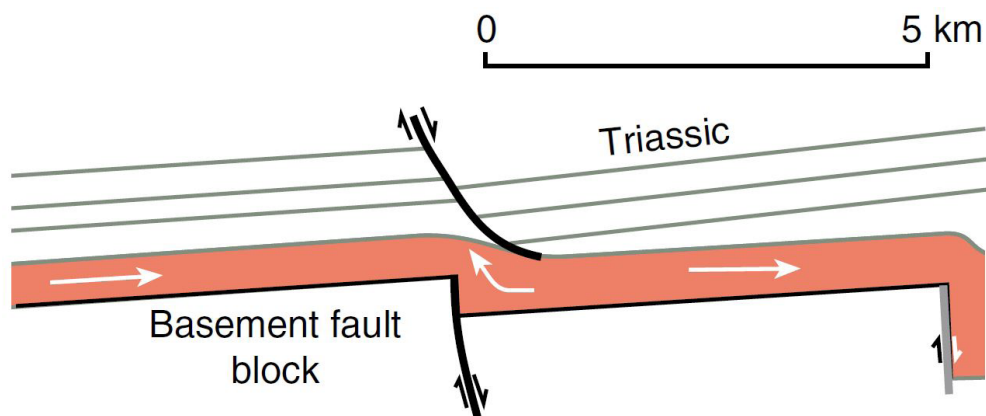


Abb. 2: Schematische Darstellung einer Sockelstörung und der Stockwerkstektonik. Extensionale Störungen im Salzsockel (Basement) führen zu Blockrotation, Salzfluss und Bildung eines initialen Salzkissens im Top der Sockelstörung. Aufgrund des rheologischen Verhaltens des Salzes besteht eine mechanische Entkopplung der Deformation im prä-salinaren Grundgebirge (Basement fault block) und dem Deckgebirge (Triassic) (nach Remmelts 1995, aus Warren 2016).

Scheitelstörung

Als Scheitelstörungen werden im Allgemeinen Störungen im Bereich des Scheitels einer Salzstruktur bezeichnet (vgl. auch Kap. 3.2.1). Weniger gebräuchlich ist die Verwendung des Begriffs „Scheitelstörung“ für die Beschreibung der Lage von Störungen im Scheitelbereich von Antiklinalstrukturen in gefalteten Gebirgsbereichen. Bezogen auf Salzstrukturen handelt es sich bei Scheitelstörungen überwiegend um planare „Scheitelgräben“, aber auch um Abschiebungen, an deren gegenüberliegenden Seite eine Flexur (Schichtverbiegung) besteht (Halbgräben), und um einzelne Abschiebungen. Extensionale Scheitelstörungen sind wesentliche Strukturelemente des aktiven und reaktiven Diapirismus (Abb. 3), können jedoch auch, ebenso wie kompressive Scheitelstörungen (Überschiebungen), im Zuge einer Vielzahl weiterer halotektonischer und halokinetischer Prozesse entstehen (z. B. „crestal

collapsing“, „downbuilding“, „compressional inflation“ und „compressional deflation“, siehe Vendeville & Jackson 1992a; Jackson et al. 1994a; Warren 2016). Eine umfassendere Beschreibung der Arten, Formen und Entstehung der verschiedenen Scheitelstrukturen ist im Rahmen des vorliegenden Berichtes aufgrund der thematischen Komplexität nicht möglich. Umfassende Erläuterungen sowie weiterführende Literatur finden sich z. B. in Warren (2016) und Yin & Groshong (2006).

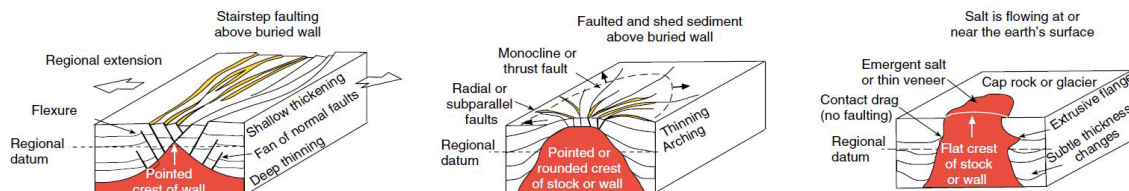


Abb. 3: Schematische Darstellung reaktiver, aktiver und passiver Salzdiapire (Salz rot dargestellt) und den wesentlichen assoziierten Strukturelementen. Scheitelstörungen, überwiegend in Form von Abschiebungen bzw. Gräben sind wesentliches Strukturelement eines reaktiven und aktiven Diapirismus. Scheitelstörungen können auch bei passivem Diapirismus auftreten, zeigen in diesem Fall jedoch, im Vergleich zu den Strukturen eines reaktiven oder aktiven Scheitelgrabens, meist eine geringere strukturelle Komplexität (aus Warren 2016, nach Vendeville & Jackson 1992; Jackson et al. 1994).

Atektonische Deformationsstrukturen

Bezüglich atektonischer Deformationsstrukturen ist in § 22 Abs. 2 Nr. 2 StandAG ausgeführt: *„Atektonische beziehungsweise aseismische Vorgänge, also Vorgänge, die nicht aus tektonischen Abläufen abgeleitet werden können oder nicht auf seismische Aktivitäten zurückzuführen sind und die zu ähnlichen Konsequenzen für die Sicherheit eines Endlagers wie tektonische Störungen führen können, sind wie diese zu behandeln“.*

In der geologischen Fachliteratur ist der Begriff „atektonisch“ und deren hieraus hervorgehende Strukturen nur durch wenige Quellen belegt. In einschlägiger, deutscher geowissenschaftlicher Literatur führen einzig Murawski & Meyer (2010) eine Definition des Begriffs aus. Hiernach wird der Begriff atektonisch (bzw. „pseudotektonisch“) definiert als „nicht endogen-tektonisch bedingte Gesteins-Deformationen“. Hierzu zählen nach Murawski & Meyer (2010): i) Setzungserscheinungen, ii) Deformationen anlässlich der Diagenese, iii) Senkungen und Einstürze über Lösungshohlräumen (Karst, Salze), iv) subaerische und subaquatische Rutschungen, v) Deformation der Gesteine durch Gletscherwirkung oder Kryoturbation. Darüber hinaus sind Impaktereignisse und daraus hervorgegangene Strukturen atektonischen Ursprungs. Allen diesen Strukturen gemein ist die überwiegend oberflächennahe Lage und teilweise ein Vorkommen in unverfestigten, wassergesättigten Sedimenten.

Weiterhin sei an dieser Stelle angemerkt, dass die im Gesetzestext verwendete Formulierung ggf. hinsichtlich einer Synonymstellung der Begriffe atektonisch und aseismisch missverstanden werden kann. Als aseismisch werden solche Deformationsprozesse bezeichnet, bei denen Deformation ohne seismische Ereignisse stattfindet. Oft wird dies auch unter „aseismischem“ Kriechen zusammengefasst. Dabei können sowohl atektonische als auch tektonische Vorgänge seismisch oder aseismisch stattfinden.

Atektonische Deformationsstrukturen mit einem möglichen Gefährdungspotenzial für ein Endlagersystem sind in Kapitel 3.4 erläutert.

2.2 Bestimmung des Aktivitätszeitraums von Störungen

Die tektonische Langzeitstabilität der oberen Erdkruste ist ein wichtiger Parameter bei der Suche nach dem bestmöglichen Standort für ein Endlager für radioaktive Abfallstoffe. Die Kenntnis über die letzte Aktivitätsphase einer Störung ist demnach für die Standortauswahl von großer Relevanz. Dieser Tatsache trägt das Standortauswahlgesetz (StandAG) mit dem Ausschlusskriterium „aktive Störungszonen“ Rechnung, indem u. a. diejenigen Gebirgsbereiche als mögliche Endlagerbereiche ausgeschlossen werden, in denen nachweislich oder mit großer Wahrscheinlichkeit geologische Brüche wie Störungen/Verwerfungen und Zerrüttungszonen im Zeitraum Rupel bis rezent/heute stattgefunden haben (siehe § 22 Abs. 2 StandAG). Dieser Zeitabschnitt beginnt mit der Basis des Rupel (Unteroligozän) etwa 34 Millionen Jahre vor heute und wird im Folgenden als „neotektonischer“ Zeitabschnitt bezeichnet (AKEnd 2002).

Es existieren eine Reihe etablierter direkter und indirekter Verfahren, welche eine Datierung der Aktivitäten bzw. der Bewegungsphasen entlang einer Störungszone ermöglichen. Darüber hinaus liefern sie Informationen für die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte von Störungen und damit zur Analyse der zugrundeliegenden krustalen tektonischen Prozesse (u. a. orogene Prozesse, die Entwicklung von Riftzonen, intrakontinentale Deformation und Beckenentwicklung). Die verlässliche Datierung der letzten Störungsereignisse ermöglicht darüber hinaus eine Abschätzung des Rekurrenz-Intervalls der Aktivität einer Störung und somit, im Falle eines gleichbleibenden Spannungsfeldes, eine Abschätzung eines möglichen Zeitpunktes für zukünftig zu erwartende Aktivität.

Im Folgenden werden nach Darlegung genereller Ansätze zur Ermittlung der Störungsaktivität, die gängigsten Methoden kurz beschrieben und im Hinblick auf deren Limitierungen diskutiert.

2.3 Generelle Prinzipien und grundlegende Limitierungen bei der Bestimmung des Aktivitätszeitraumes von Störungen

In der geologischen Fachliteratur finden sich eine Vielzahl unterschiedlichster Methoden und Verfahren zur Datierung von Störungen. Die im Folgenden verwendete Klassifikation dieser Methoden in thematische Übergruppen, z. B. in „rezente“, „fernerkundliche“ oder „geomorphologische“ Methoden ist nicht immer trennscharf, da für ein Verfahren oft eine Kombination unterschiedlicher geowissenschaftlicher Disziplinen genutzt wird. Die Klassifikation soll lediglich einer groben Einordnung der Methoden in thematische Überbegriffe dienen.

Grundsätzlich benötigen alle der nachfolgend beschriebenen Methoden stets zwei Komponenten: Erstens eine Manifestation der Störung bzw. eines Störungsmerkmals und zweitens einen störungsbezogenen Zeitmarker, welcher zur zeitlichen Einordnung einer Aktivitätsphase der Störung genutzt wird. Je nach genutztem Verfahren kann es sich bei der Manifestation einer Störung beispielsweise um seismische Aktivität (Seismologie), störungsbedingte Geländekanten oder Bruchstufen (Geomorphologie), Mineralneu- und Mineralumbildungen entlang der Störungsbahnen (Mineralogie/Geochemie/Geochronologie) oder tektonischen Versatz von stratigraphischen Horizonten entlang einer Gleitfläche (Stratigraphie) handeln.

Der Zeitpunkt des letzten (bzw. des jüngsten) Störungsversatzes ist gewöhnlich das am besten greifbare und/oder verfügbare Kriterium, um das Alter der Störungsaktivität zu bestimmen, sofern die jüngsten vom Störungsversatz betroffenen Schichteinheiten nicht abgetragen wurden. Die Bestimmung eines Zeitmarkers kann hierbei mittels direkter oder indirekter Datierung vorgenommen werden.

Eine Sonderstellung nehmen die Methoden zur Bestimmung der rezenten (heutigen) Störungsaktivität ein, da bei diesen die Notwendigkeit eines zeitlichen Markers nicht gegeben ist. Methoden zur Bestimmung der rezenten Störungsaktivität werden daher in einem separaten Kapitel behandelt (s. Kap. 2.4).

Während bei der direkten Datierung (siehe unten) das tatsächliche Störungsereignis datiert werden kann, muss bei der indirekten Datierung eine Beziehung zwischen dem zeitlichen Marker (z. B. dem stratigraphischen Alter eines durch die Störung beeinflussten sedimentären Horizontes) und dem Entstehungszeitpunkt bzw. Aktivitätszeitraum einer Störung hergestellt werden (s. Kap. 2.5-2.7). Dabei wird das Alter der Störung durch die Datierung geologischer Körper eingegrenzt, deren Entstehung vor und nach der Störungsbildung stattgefunden hat (prä- und post-tektonische geologische Körper). Das Alter des jüngsten durch die Störung betroffenen bzw. geschnittenen geologischen Körpers definiert das Höchstalter der Störungsaktivität, während der älteste ungestörte geologische Körper,

der die Störung überlagert, das Mindestalter der Bewegung definiert. Im Falle sedimentärer Abfolgen kann die Geometrie (Verteilung/Mächtigkeit) syntektonischer Ablagerungen weitere Informationen zur zeitlichen Entwicklung und zugrundeliegenden tektonischen Prozessen liefern (s. Kap. 2.7).

Die indirekte Datierung ist dabei einer Reihe von Limitierungen unterworfen. So ist die Möglichkeit der zeitlichen Eingrenzung der Störungsaktivität anhand eines zeitlichen Markers maßgeblich von der Auflösung der Untersuchungsmethode bzw. vom Beobachtungsmaßstab abhängig (s. Kap. 2.7). Die Beobachtung, ob ein sedimentärer Horizont von einer Störung versetzt wird oder nicht, ist unter frischen Aufschlussbedingungen mitunter im Millimeter- bis Zentimeterbereich festzustellen. Aufgrund dieser präzisen Beobachtungsmöglichkeiten kann, eine entsprechende Datierbarkeit der Horizonte vorausgesetzt (beispielsweise mittels biostratigraphischen oder geochronologischen Methoden), eine zuverlässige zeitliche Einordnung der Störungsaktivität erfolgen. Erfolgt die Untersuchung der Störungsaktivität jedoch beispielsweise anhand tiefenreflexionsseismischer Daten, ist, je nach den gewählten Akquisitionsparametern (Frequenz der seismischen Wellen etc.) und Orientierung der Störungsfläche hierzu, die räumliche Auflösung der Beobachtung um Größenordnungen geringer als unter Aufschlussbedingungen. Konnten im Aufschluss noch Horizonte im Millimeter- bis Zentimeterbereich aufgelöst werden, können reflexionsseismische Daten Auflösungen im Dekameterbereich liefern. Somit ist die Detektion der jüngsten (obersten), von der Störung beeinflussten Schichten bereits einer gewissen Unschärfe unterlegen. Die zeitliche Einordnung des durch die Störung versetzten seismischen Horizonts erfolgt beispielsweise anhand von biostratigraphisch untersuchten Bohrungen entlang der seismischen Linie oder durch die regionale Korrelation mit datierten seismischen Horizonten. Jedoch kann, u. a. aufgrund der geringen Auflösung der seismischen Reflektoren, eine Korrelation des beobachteten seismischen Horizontes mit einem zeitlichen Marker erschwert sein.

Aus der Kombination der beschriebenen Unschärfe in der räumlichen und zeitlichen Auflösung der gewählten Untersuchungsmethoden ergeben sich Limitierungen für die Genauigkeit der Datierung von Störungsaktivitäten, die sich in dieser oder in ähnlicher Form auf alle nachfolgend genannten indirekten Datierungsverfahren übertragen lassen. Prinzipiell ist es mittels dieser Methoden möglich, anhand der Schnittbeziehungen das Maximal- und Minimalalter einer Störung einzugrenzen.

Im Gegensatz zu der zuvor beschriebenen indirekten Datierung, bei der das Alter der Störungsaktivität indirekt durch das Alter des störungsbeeinflussten Nebengesteins abgeleitet wird, liefert die direkte Datierung (s. Kap. 2.8) Informationen zum Zeitpunkt der Störungsaktivität in direktem Bezug zur Störungsbewegung. Voraussetzung hierfür ist jedoch, dass im Zuge der Störungsaktivität Mineralneubildungen stattgefunden haben

(z. B. entlang der Störungsbahn), welche sich mittels geochronologischer Verfahren datieren lassen (s. Kap. 2.8). Wesentlicher Vorteil der direkten gegenüber der indirekten Datierung der Störungsaktivität ist die Verringerung der Unschärfe der zeitlichen Einordnung (Minimal-/Maximalalter, s. o.), da die Korrelation eines externen, d. h. nicht mit der Störungsgenese in einem unmittelbaren genetischen Zusammenhang stehenden, Zeitmarkers (z. B. stratigraphischer Horizont) mit dem Versatz an einer Störung entfällt. Die Unabhängigkeit von einem externen zeitlichen Marker bei der direkten Datierung ist vor allem von entscheidender Bedeutung, wenn jüngere post- oder syntektonische Schichten im Top der Störung erodiert wurden und so keine externen Zeitmarker zur Beurteilung einer neotektonischen Aktivität (z. B. bei Fehlen von Post-Rupel Sedimenten) vorliegen. Desgleichen gilt für kristalline Gebiete, in denen keine jüngeren sedimentären Horizonte abgelagert oder diese infolge von Erosion abgetragen wurden. In beiden Fällen kann die direkte Datierung von z. B. authigenen Mineralneubildungen dennoch verlässliche Information über eine jüngere, neotektonische Aktivität liefern (s. Kap. 2.8).

2.4 Bestimmung rezenter Störungsaktivität

2.4.1 Analyse des rezenten Spannungsfeldes

Daten zum rezenten tektonischen Spannungsfeld können dazu dienen Störungen zu identifizieren, die möglicherweise in diesem Spannungsfeld angelegt wurden und damit jüngeren Ursprungs sein können. Darüber hinaus kann durch Berücksichtigung des rezenten Spannungsfeldes bzw. des in den zukünftigen 1 Million Jahren zu erwartenden tektonischen Spannungsfeldes eine Abschätzung des möglichen Reaktivierungspotentials erfolgen, sofern die Raumlage existierender Störungen hinreichend bekannt ist.

Die Orientierung einer Störung zum heutigen Spannungsfeld allein gibt jedoch keinen verlässlichen Hinweis auf eine tatsächliche rezente Aktivität oder den tatsächlichen Entstehungszeitraum einer Störung, da diese bereits prä-neotektonisch in einem vergleichbar orientierten Spannungsfeld angelegt oder reaktiviert worden sein kann. Eine Beschreibung der Bildungsprozesse geologischer Störungzonen, ihrer Mechanik und der strukturgeologischen Grundlagen im Kontext unterschiedlicher tektonischer und seismischer Umfelder, sowie der Reaktivierung von Störungen in Abhängigkeit von der Orientierung des Spannungsfeldes, geht über die Zielstellung dieses Berichtes hinaus. Umfängliche Beschreibungen dieser Themen finden sich u. a. in Scholz (2002), Ragan (2009), Fossen (2016), Hobbs et al. (1976), Ramsey & Huber (1997) und Twiss & Moore (2007).

Das rezente Spannungsfeld selbst kann über verschiedene Verfahren ermittelt werden. Zum einen über Bohrlochausbrüche, die parallel zur kleinsten horizontalen Normalspannung erfolgen, wobei ihre Geometrie von der Gesteinsfestigkeit, Lithologie sowie dem Bohrdurchmesser und präexistierenden Brüchen abhängig ist (Gough & Bell 1982; Plumb & Hickmann 1985). Weiterhin zeigen sich bildende Zugbrüche die größte Hauptnormalspannung an. Darüber hinaus ermöglichen GPS-Messungen und Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) präzise Messungen der Horizontal- und Vertikalbewegungen, über die wiederum Spannungsdaten abgeleitet werden können (Massonet et al. 1993; Massonet & Feigl 1998; Hanssen 2001). Letztgenannte Methoden werden in Kapitel 2.5 beschrieben.

Für das Norddeutsche Becken wurden beispielsweise von Reicherter et al. (2005) in Maßstab 1:200.000 Daten zum rezenten Spannungsfeld kompiliert (abgeleitet aus Erdbebendaten; Gregersen 1992; Müller et al. 1992). Weiterhin sind aktuelle Stressdaten auf der Internetseite <http://www.world-stress-map.org/casmo/> (Heidbach et al. 2007; Abb. 4 a) frei zugänglich. Darüber hinaus wurde z. B. im Rahmen des Verbundprojektes „SpannEnd“ (www.spannend-projekt.de) ein geomechanisch-numerisches 3D-Spannungsmodell für Deutschland erstellt, welches an punktuell ermittelten Spannungsdaten kalibriert wurde und Prognosen für Bereiche ohne Spannungsdaten liefern soll (siehe auch Kap. 3.3).

2.4.2 Seismologie

Seismizität ist ein Indikator für die gegenwärtige Aktivität einer Störung. Die Haupt-erdbebengebiete in Deutschland sind der Rheingraben, die Niederrheinische Bucht, die Schwäbische Alb, das Alpengebiet und das Vogtland/Ostthüringen und Westsachsen (Abb. 4 b). Seismometer zeichnen seismische Wellen, die im Zuge von Erdbeben bzw. Bewegungen an aktiven Störungen entstehen, in einem breiten Bereich von Schwingungsfrequenzen auf. Moderne Seismometer können Bodenbewegungen im Nanometerbereich registrieren, kontinuierlich aufzeichnen und in digitaler Form speichern.

Ein flächendeckendes seismologisches Überwachungsnetz in Deutschland bietet die Möglichkeit großräumig, gegenwärtige Bewegungen abzuleiten und eignet sich dadurch u. a. für eine Detektion aktiver Störungen. Das Deutsche Seismologische Regionalnetz umfasst über Deutschland verteilt 20 Breitbandstationen und wird von der BGR in Zusammenarbeit mit den deutschen Universitäten, dem Geoforschungszentrum Potsdam und den Landeserdbebendiensten betrieben. Weiterhin betreibt die BGR 13 Breitbandstationen in der Schwäbischen Alb (Gräfenberg-Array) sowie 25 kurzperiodischen Stationen und eine Drei-Komponenten-Breitbandstation im Bayerischen Wald (GERES Array).

Seismische Ereignisse in Deutschland und zugehörige Randgebiete wurden für die Jahre 800 bis 2008 in einem Erdbebenkatalog von Leydecker (2011) kompiliert. Dieser Katalog ist als stets zu aktualisierendes Werk konzipiert, in dem neue Forschungsergebnisse und Erkenntnisse seitens der BGR eingearbeitet werden. Da für den weitaus größten Teil der Schadenserdbeben in Deutschland keine Seismogramme existieren, kommt der Zuverlässigkeit und Qualität des historischen Erdbebenkatalogs eine hohe Bedeutung zu. Der Erdbebenkatalog für Deutschland wird von der BGR als Geodatendienst bereitgestellt (<https://services.bgr.de/geophysik/gerseis>).

Mikroseismische Ereignisse (seismische Ereignisse mit Magnituden < 2) werden für Deutschland nicht flächendeckend überwacht, es gibt jedoch viele regionale Überwachungsnetze in seismisch aktiven Regionen, wie beispielsweise dem Nördlichen Oberrheingraben (MonaSeis, SiMoN, HLNUG) oder dem Seismologie-Verbund zur Erdbebenbeobachtung in Mitteldeutschland (www.geologie.sachsen.de/erdbebenbeobachtung-in-mitteldeutschland-12713.html, <https://antares.thueringen.de/cadenza/seismo>).

Mittels seismologischer Überwachung können gegenwärtig aktive Störungen detektiert werden sowie Aussagen zum Verlauf und zur Tiefenerstreckung aktiver Störungen abgeleitet werden. Bei guter Stationsabdeckung lassen sich für viele Erdbeben Herdmechanismen berechnen, die Aussagen über Streich- und Einfallsrichtung sowie Bewegungsrichtung (Aufschiebung, Abschiebung, Blattverschiebung) ermöglichen. Voraussetzung hierfür ist es jedoch die verschiedenen Erdbebenkataloge der lokalen seismologischen Netze mit dem Katalog für Deutschland der BGR zusammenzuführen.

Aktive Störungen die sich aseismisch, d. h. mittels Kriechprozessen bewegen, können mit seismologischer Überwachung nicht detektiert werden.

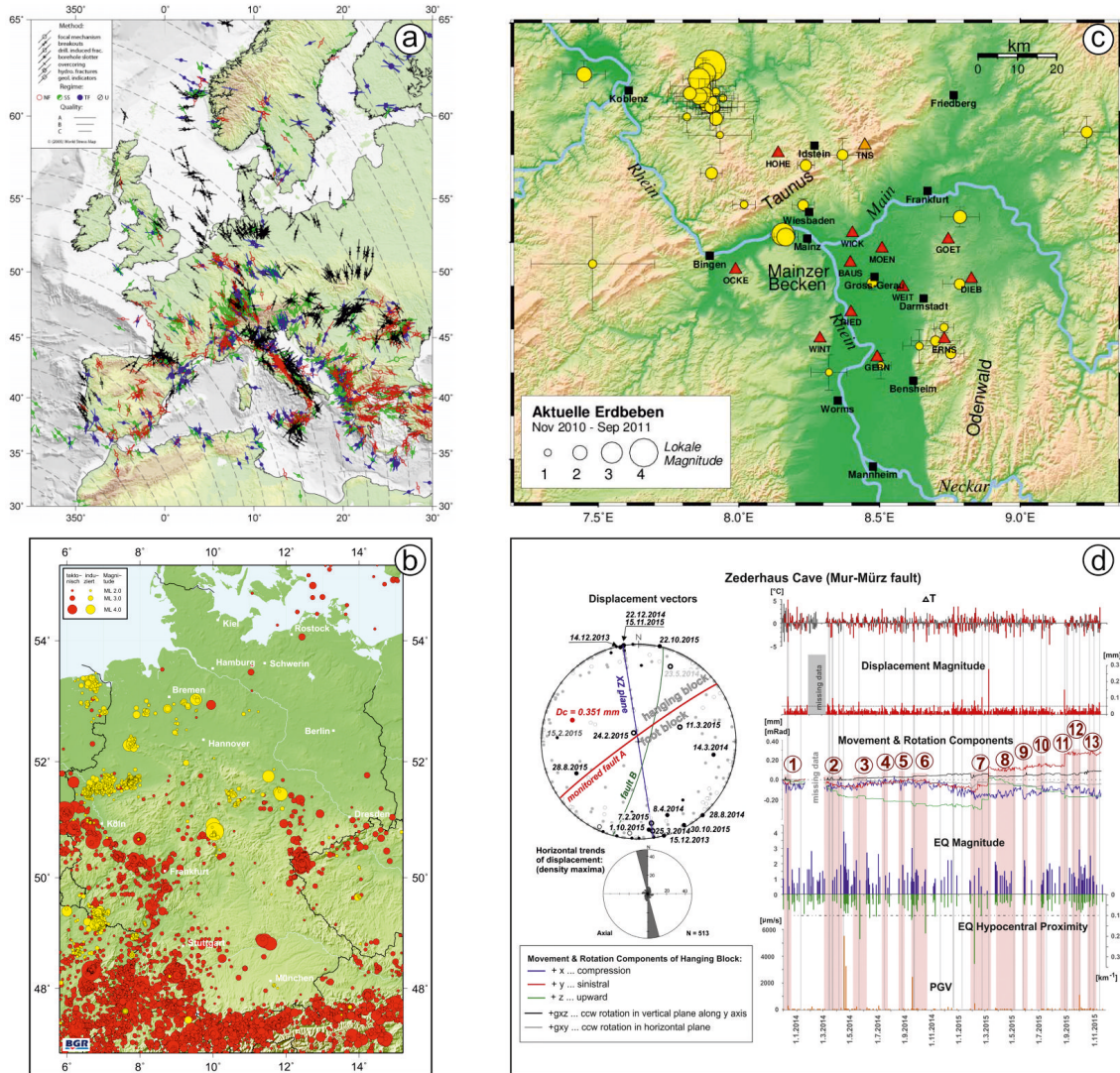


Abb. 4: Methoden zur Identifikation gegenwärtig aktiver und neotektonischer Aktivität von Störungen. a) Darstellung des rezenten Spannungsfeldes innerhalb Europas (Heidbach et al. 2007), b) Seismizitätskarte für Deutschland mit tektonischen und induzierten Erdbeben ab Magnitude 2 für den Zeitraum von 1900-2019 als Indikator für aktive Störungen. (Quelle: BGR) c) Beispiel für ein regionales Netzwerk im nördl. Oberrheingraben (Hessen), welches seismische Ereignisse der Magnituden >1 aufzeichnet (MonaSeis-Netzwerk, Zeitraum November 2010-September 2011; Kracht et al. 2018), d) Beispiel einer Aufzeichnung und Auswertung einer Störungsaktivität von Extensometerdaten aus Baron et al. 2019. Neben der Orientierung der Versatzvektoren (dargestellt im Stereoplot, links), zeigen die drei Diagramme rechts die Magnitude des Versatzes, die kumulativen Werte der einzelnen Versatzkomponenten, Blockrotationen des Gerätes und Störungsaktivität in Abhängigkeit der Zeit.

2.4.3 Extensometermessungen

Der Nachweis von gegenwärtigen, aseismischen, kleinskaligen Versätzen aber auch von Rissbildungen kann durch Extensometer erbracht werden. Ein häufig verwendetes Modell (TM71) bietet die Möglichkeit einer hochdetaillierten Überwachung der Störungs kinematik in 3D (Gosar et al. 2011; Camelbeek et al. 2012; Baroň et al. 2016) und damit einer

möglich gegenwärtigen Störungsaktivität. Häufig kommen die Extensometer im Zuge eines mehrjährigen Monitorings zum Einsatz. Weitere Ausführungen zum Aufbau und Messprinzip von Extensometern und ihrer Anwendung finden sich u. a. in Kostak & Popp (1966) sowie Rowberry et al. (2016).

Häufig wurden Extensometer im Rahmen von Lokalstudien an vereinzelt, aktiven Störungen zur Detektion gegenwärtiger Bewegungsraten errichtet. Für Störungen in den Alpen beispielsweise konnte erst auf diese Weise eine gegenwärtige aseismische Aktivität im Mikrometerbereich nachgewiesen werden, die im Zuge vorheriger jahrzehntelanger GPS-Überwachung unentdeckt blieb (Camelbeeck et al. 2012; Baron et al. 2019; Abb. 4 d).

2.4.4 Mikroakustisches Monitoring

Mikroseismische Ereignisse bezeichnen das Entstehen elastischer Wellen durch Deformations-, Entspannungs- und Bruchvorgänge im Gestein. Diese können mit geeigneten Sensoren aufgezeichnet werden. Das mikroakustische Monitoring kann zur kleinräumigen Überwachung gegenwärtiger Rissbildung und Störungsaktivität eingesetzt werden. Mikroakustische Ereignisse sind nicht zwangsläufig auf die Präsenz einer Störungszone zurückzuführen, können allerdings Hinweise auf eine solche liefern. Überwiegend kommt dieses Verfahren zur Überwachung von Grubenbauen und Bergwerken zur Anwendung, wie z. B. im Endlagerbergwerk Morsleben (u. a. Spies et al. 2004; Kaiser et al. 2013).

2.5 Fernerkundliche Methoden

GPS- und andere fernerkundliche Methoden (z. B. Landsat) stellen etablierte Methoden zur Detektion von Oberflächenbewegungen und Störungen dar, und bieten eine gute Möglichkeit, potentiell neotektonisch angelegte oder auch gegenwärtig aktive Störungen zu identifizieren. Beispielsweise können mit Hilfe der Radarinterferometrie digitale Höhenmodelle generiert werden. Mit Hilfe von Messungen aus unterschiedlichen Richtungen und Winkeln kann ein Phasenunterschied zwischen zeitlich versetzten SAR-Aufnahmen (Synthetic Aperture Radar) ausgewertet, Interferogramme erstellt, und hieraus Karten und digitale Höhenmodelle generiert werden. Daraus wiederum können Höhenänderungen, z. B. infolge großräumiger Bodenbewegungen abgeleitet werden.

Bodenbewegungen, wie sie z. B. im Zuge des „BodenBewegungsdienst Deutschland (BBD)“ der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (u. a. Kalia et al. 2017) basierend auf SAR-Daten ermittelt werden, könnten in Kombination mit weiteren Messmethoden zur Detektion gegenwärtig aktiver Störungen beitragen.

2.6 Geomorphologische Methoden

2.6.1 Bruchstufen (Fault scarps)

Die Analyse von Bruchstufen bzw. Geländesprüngen ist u. a. eine gängige Technik zur Analyse der „jüngeren“ Störungsentwicklung über die Zeit sowie vergangener Reaktivierungsphasen (Wallace 1977; Nash 1980; Hanks et al. 1984; Andrews & Hanks 1985; Avouac & Peltzer 1993; McCalpin 2009; Bucknam & Anderson 1979; Mattson & Bruhn 2001). Bruchstufen bzw. Geländesprünge sind topographischer Ausdruck bzw. ein Beleg für Erdbeben, und damit ein Indikator für Störungsaktivität. Ihre Detektion erfolgt entweder über fernerkundliche Methoden (s. o.) und/oder in Kombination mit feldgeologischen Aufnahmen und Vermessungen. Im Zuge von Geländearbeiten können paläoseismische Ereignisse an einer Störung, z. B. nachgewiesen durch Freilegung der Störung durch Schurfe, weitere Informationen zur Analyse der Geländesprünge und Aktivität von Störungen preisgeben.

Die anfängliche Morphologie eines Geländesprungs hängt u. a. vom Stil der Störung, dem Versatzbetrag sowie den petrographisch-petrophysikalischen Eigenschaften des Protoliths ab. Die Charakteristik von Geländesprüngen kann durch mehrfachen Versatz entlang derselben Störungsfläche weiter verkompliziert werden. Eine Bruchstufenanalyse erfordert dementsprechend die Erfassung unterschiedlichster Kenngrößen bzw. Charakteristika. So können beispielsweise Belege für mehrfachen Versatz entlang einer einzelnen Störungsspur abgeleitet werden aus mehrfachen ausgeprägten Hangbrüchen („slope breaks“) in einem Bruchstufenprofil, Terrassen entlang von Rinnen, die die Bruchstufe schneiden, eine kumulative Böschungshöhe, die den maximalen Oberflächenversatz eines individuellen Oberflächenbruchereignisses überschreitet oder aber aus größerem Versatz älterer Ablagerungen gegenüber jüngeren (Wallace 1977). Studien belegen weiterhin die Relevanz von Hangbrüchen (slope breaks) in Bruchstufenprofilen als Indikatoren für wiederholte Störungsaktivität (Mayer 1984; Avouac & Peltzer 1993; Mattson & Bruhn 2001). Weitere Anzeiger für Störungsaktivität sind nach Ewiak et al. (2015) sogenannte Knickpunkte in der Bruchstufe (Abb. 5 a).

In Abbildung 5 b sind drei verschiedene Bruchstufentypen und deren zu ermittelnde Kenngrößen dargestellt, für deren ausführlichere Beschreibung an dieser Stelle auf Mayer (1984) oder Ewiak et al. (2015) verwiesen sei.

Für Deutschland liegen publizierte Daten zu Bruchstufenanalysen im Kontext der Störungsaktivität nur in geringem Umfang und sehr lokalisiert vor. Zur Abbildung von Bruchstufen selbst stehen vegetationskorrigierte, hochauflösende Geländemodelle zur Verfügung.

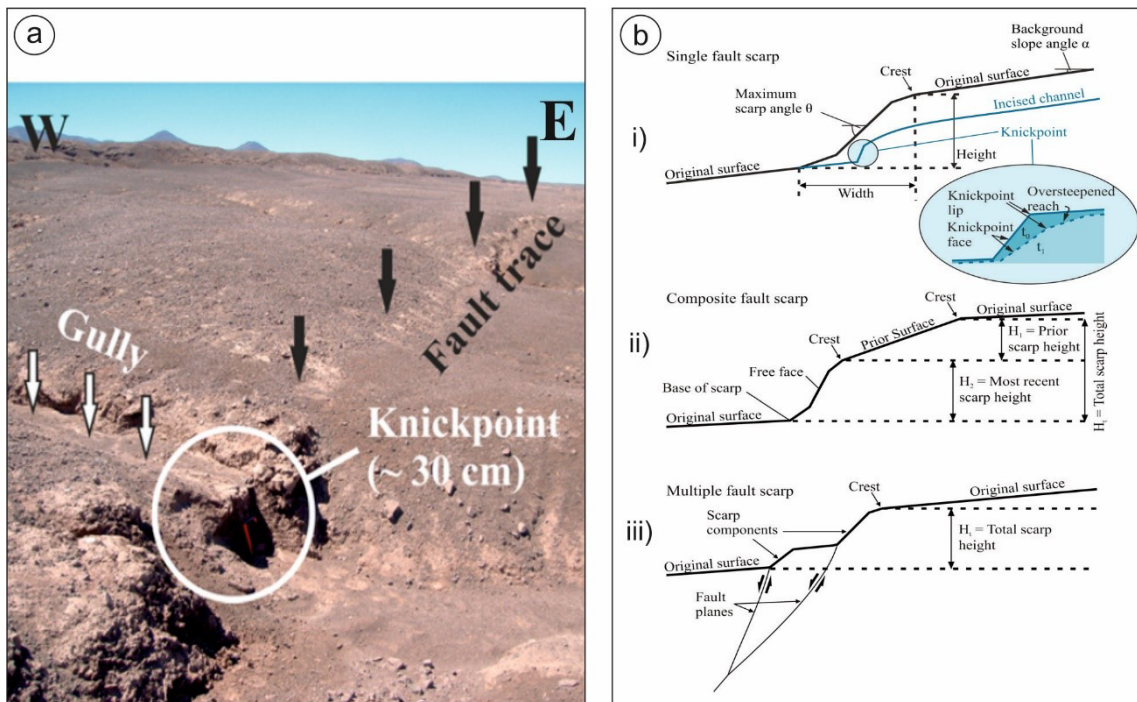


Abb. 5: a) Bruchstufen und deren Knickpunkte als geomorphologische Manifestation der Störungsaktivität (Ewiak et al. 2015), b) Unterschiedliche Bruchstufentypen und deren Kenngrößen verändert nach Mayer (1984) aus Ewiak (2015).

2.6.2 Drainagenetz-Analyse

Flusssysteme stellen gute Indikatoren für aktive tektonische Bewegungen dar, da sie durch Änderung morphologischer Geländeeigenschaften wie z. B. des Gefälles u. a. mit einer Änderung des Drainagesystems, des Flusslaufes oder Erosion reagieren. Ein Monitoring dieser Änderungen kann Aufschluss über die Anwesenheit aktiver Störungen liefern. Hierbei lässt z. B. die Lokalisierung von Knickpunkten im Längsprofil eines Flusses auch die Ermittlung des Alters der Anlage dieser Knickpunkte zu (u. a. Potent 2003). Kenngrößen, welche sensibel auf neotektonische Prozesse reagieren, sind u. a. das Längsprofil, das Gefälle, der Flusslängengradient-Index (SL) und die Sinuosität eines Flusses. Der Flusslängengradient-Index (Keller & Pinter 1996; Abb. 6) ergibt sich aus dem Verhältnis des Höhenunterschiedes und der jeweiligen Flusslänge sowie der Gesamtlänge des Flusses. Neotektonische Aktivitäten äußern sich in anormal hohen Indizes ($SL > 500$) und in abrupten Änderungen des Wertes. Mögliche Parameter, die diese Größe beeinflussen, wie lithologischer Wechsel im Untergrund oder klimatische Einflüsse, müssen hiervon differenziert werden. Die Sinuosität eines Flusses ist das Verhältnis seiner Länge zur Tallänge. Entsprechend der Ladung (Flussfracht) und der Transportkraft, stellt sich ein ideales Kanalgefälle für den Fluss ein. Ändert sich das Gefälle durch neotektonische Aktivität, ändert sich die Sinuosität des Flusses, um das neu entstandene Gefälle auszugleichen.

verwerfung, Steinhuder Meer Störung, Osning-Überschiebung) hinsichtlich einer möglichen paläoseismischen Aktivität analysiert. Hierbei wurden für einige dieser Strukturen neotektonische Bewegungen durch das Auftreten von Scherdeformationsbändern und Seismiten in Sedimenten des mittleren bis späten Pleistozän abgeleitet.

Nach Müller et al. (2019) bestehen die Herausforderungen dieser Methode darin, neotektonische Strukturen von glazitektonischen Verformungsstrukturen zu differenzieren. So können beispielsweise Deformationsstrukturen, die durch Auflast wassergesättigter Sedimente und Kryoturbation in unverfestigten Sedimenten (sog. „soft-sediment deformation structures“) gebildet werden, mit Strukturen verwechselt werden, die auf seismische Aktivität zurückgehen. Nach Müller et al. (2019) ist eine Detektion neotektonischer Aktivität in Norddeutschland erschwert, da diese überwiegend keine deutlich sichtbaren morphologischen Merkmale zeigen und Bruchstufen aufgrund klimatischer Bedingungen der Erosion unterliegen.

2.7 Indirekte Datierung mittels stratigraphischer und geologischer Methoden

Die indirekte Datierung stellt eine gängige Methode zur Ermittlung des Zeitpunktes der Störungsaktivität dar. Sie erfordert neben der Kenntnis des Untergrundes und der räumlichen Lage der Störung die Kenntnis eines Alters, welches mit dem Störungsereignis in Bezug gesetzt werden kann, um auf diese Weise die Störungsaktivität „indirekt“ zu datieren. Dieses kann beispielsweise das Alter des umgebenden Protoliths, also z. B. von Sedimentschichten, sein (vgl. Kap. 2.2 & 2.3). Gängige Verfahren zur Abbildung des Untergrundes stellen dabei u. a. Seismik, Bodenradar und Bohrungen dar. Je nach Betrachtungsmaßstab sind auch Geländekartierungen und in diesem Zuge Schürfe („trenching“) ein geeignetes Mittel, um detaillierte Aussagen zu erlangen. Während in Sedimenten die stratigraphische Abfolge eine hinreichend genaue Einordnung des Alters der Bewegung erlaubt, ist dieses Verfahren für magmatisch-metamorphe Gesteine nur bedingt möglich.

In sedimentären Abfolgen lässt sich eine Aktivität an einer Störung über synsedimentäre Mächtigkeitsvarianzen im Liegenden bzw. Hangenden einer Störung identifizieren (synsedimentäre Störungen bzw. „growth faults“), wobei die Präzision der Bestimmung der Aktivität nur so genau ist, wie die Kenntnis des Aufbaus und des Alters des umgebenden Protoliths. Ungenauigkeiten entstehen hierbei z. B. auch im Falle ungünstiger Anschnitte. Übersteigt die Sedimentationsrate die Versatzraten kann das Störungswachstum bspw. über den sogenannten Expansionsindex abgeleitet werden (Thorsen 1963; Petersen et al. 1992; Childs et al. 1993, 2003).

Der Expansionsindex (Thorsen 1963) erlaubt eine quantitative Darstellung der Wachstumsgeschichte einer Störung, indem die Mächtigkeit von Gesteinsschichten im Liegendblock (downthrow thickness) und Hangendblock (upthrown thickness) einer Störung ins Verhältnis gesetzt werden (s. Abb. 7). Im einfachsten Falle setzt die syn-sedimentäre Bewegung entlang einer Wachstumsstörung ein, erhöht sich, verringert sich und endet schließlich (s. Abb. 7). Vor der initialen, synsedimentären Bewegung entlang der Störung sind die Schichtmächtigkeiten auf beiden Seiten der Störung identisch und der Expansionsindex beträgt 1 (Einheit j in Abb. 7). Mit steigender Wachstumsrate bzw. steigender Ungleichheit der Sedimentverteilung im Hangenden und Liegenden der Störung erhöht sich auch der Expansionsindex (bis zu einem Maximum von 2.1 in Abb. 7) durch die Entwicklung von Akkomodationsraum und der damit einhergehenden Mächtigkeitszunahme. Mit nachlassender Störungsaktivität sinkt der Expansionsindex wieder und erreicht, falls die Aktivität der Störung vollständig zum Erliegen kommt, wieder den Wert 1. Vergleichbare Aussagen können auch basierend auf den Ergebnissen struktureller Rekonstruktionstechniken getätigt werden (z. B. Tanner et al. 2011). Ist das Alter der Sedimentschichten hinreichend bekannt, kann eine zeitliche Einordnung der gesamten Entwicklungsgeschichte einer Störung erfolgen.

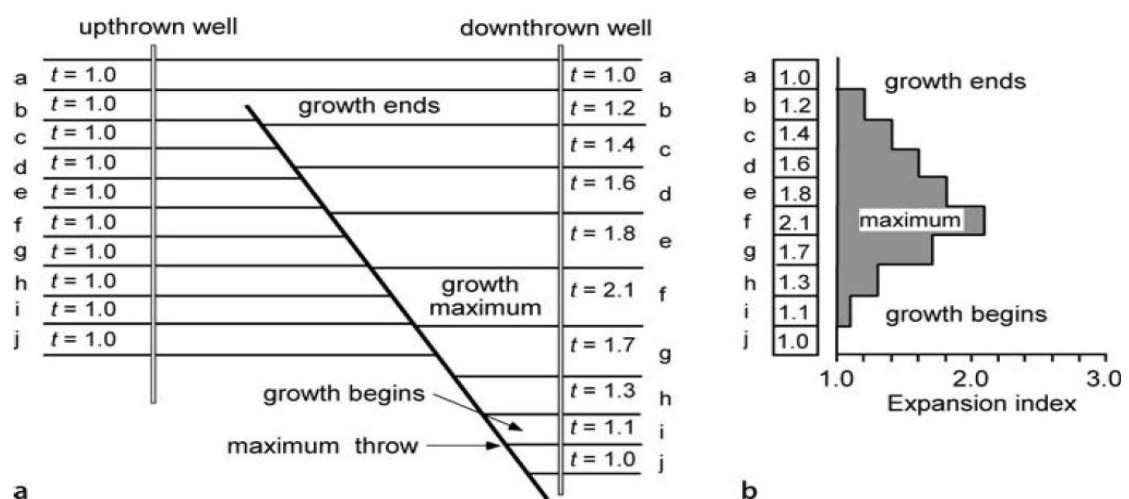


Abb. 7: Beispiel für die Ermittlung des Expansionsindex an einer synsedimentären Abschiebung. a) schematisches Querprofil, b) Expansionsindex für die in a) dargestellten Schichtintervalle (nach Thorsen 1963, aus Groshong 2006).

Brückner-Röhling et al. (2004) haben für Norddeutschland in einer umfassenden Studie die Aktivität der im Tertiär bewegten Sockelstörungen auf Grundlage seismischer Daten sowie Mächtigkeitskarten des Geotektonischen Atlas (GTA) untersucht. Hierbei wurden in Teufenprofilen und seismischen Sektionen die das Tertiär versetzenden Störungen daraufhin überprüft, in welchen Zeitabschnitten des Tertiärs sie synsedimentär aktiv oder inaktiv waren. Weiterhin wurde geprüft, ob die Bewegungen an den Störungen auf halokinetische Prozesse, auf mit der Halokinese in Zusammenhang stehenden Prozessen oder auf aktive, endogen gesteuerte Bewegungen im Sockelstockwerk zurückzuführen sind.

2.8 Direkte Bestimmung des Aktivitätszeitraums von Störungen mittels geo- und thermochronologischer Verfahren

Neben den zuvor beschriebenen Methoden zur indirekten Datierung bieten verschiedene geo- und thermochronologische Datierungsverfahren an störungsbezogenen Gesteinen Möglichkeiten der direkten Datierung der Bewegung entlang einer Störung.

Die Entstehung dieser störungsbezogenen Gesteine ist das Ergebnis verschiedener physikalischer und chemischer Reaktionen im Zuge der Störungsbewegung, z. B. Mineralneubildung infolge des Einflusses von Reibungswärme oder Reibungsschmelze des Nebengesteins, dynamischer Rekristallisation oder der Ausfällung aus hydrothermalen Lösungen unter Bildung authigener Minerale. Wesentlicher Einflussfaktor für diese Prozesse, welche zur Entstehung von „Störungsgesteinen“ führen, ist die räumliche und zeitliche Variation der Temperatur.

Moderne (geo-)thermochronologische Datierungsverfahren bieten die Möglichkeit, diese zeitliche Variation der Temperaturbedingungen zuverlässig zu rekonstruieren. Thermochronologie ist ein Teilgebiet der Geochronologie, welche sich mit der quantitativen Rekonstruktion der thermischen Entwicklung von Gesteinen befasst (für eine umfassende Übersicht gängiger thermochronologischer Verfahren und deren Anwendung siehe Reiners und Ehlers (2005)).

Vereinfacht beruht die Funktionsweise der thermochronologischen Datierungsverfahren auf dem radioaktiven Zerfall von Elementen innerhalb des Kristallgitters eines Minerals. Die Fähigkeit eines Minerals, die infolge des radioaktiven Zerfalls entstandenen Tochterisotope im Kristallgitter zu halten (Retention), ist dabei abhängig vom jeweiligen Isotopensystem, dem betrachteten Mineral, der Korngröße und der (Umgebungs)Temperatur.

Zu den gängigsten thermochronologischen Verfahren im Zusammenhang mit der direkten Datierung der Aktivität von Störungszonen zählen die K-Ar und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Datierung authigener Illite aus Störungsletten, die Spaltspurenanalyse (z. B. an Zirkon und Apatit) und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Laserprobe Datierung von Pseudotachyliten sowie die U-Th, U-Pb und Sm-Nd Datierung karbonatischer Mineralisationen. Für weiterführende Informationen zu den einzelnen Datierungsverfahren siehe u. a. Tagami (2012), Bense et al. (2014) und Tanner & Brandes (2019).

Darüber hinaus bieten Lumineszenz-Datierungen wie z. B. „Optical stimulated luminescence“ (OSL) die Möglichkeit, das Alter einer Störungsbewegung unter Anwesenheit synsedimentärer Sedimente zu datieren. Lumineszenz-Datierungen gehören zu radiometrischen Verfahren und nutzen Anregungszustände, die durch ionisierende Strahlung radioaktiver Zerfallsprozesse in nichtleitenden Mineralen verursacht wurde, wie z. B. Quarz oder

Feldspat. Die Methode liefert absolute Alter, die den letzten Zeitpunkt der Exposition des Sediments widerspiegeln, wobei nach Aitken (1998) dies das Ablagerungsalter der Sedimente repräsentiert. Nach Geyh (2005) reicht das verlässlich datierbare Altersspektrum von 0,01 bis > 100 ka, erprobt wurde es bis ca. 800 ka und nach Hilgers (2007) wird eine obere Altersgrenze bis 1000 ka beschrieben. Zur Datierung von Störungsereignissen werden Proben von tektonisch gestörten und überlagernden ungestörten Sedimenten analysiert (Müller et al. 2019). Die Methode findet u. a. auch Anwendung im Kontext paläoseismischer Studien jüngerer holozäner und spät-pleistozäner Sedimente (Rittenour 2008; Rhodes 2011).

Da es sich bei den genannten Methoden um aufwändige geochemische Laboranalysen mit vorheriger Probennahme handelt, sind flächendeckende Daten für Deutschland hierfür nicht zu erwarten. Daten wurden meist im Rahmen kleinräumiger Studien oder universitärer Projekte erhoben.

2.9 Resümee Kapitel 2

Das Kapitel beschreibt grundlegende störungsbezogene Begriffe und gängige Methoden zur Ermittlung der Störungsaktivität auf Basis einschlägiger Fachliteratur. Folgende wesentliche Aspekte seien an dieser Stelle zusammenfassend festgehalten:

- Die Begriffe Störung und Störungszone beschreiben grundlegend eine Beeinträchtigung des Primärgefüges durch eine Relativbewegung entlang einer Scherfläche. Da in der geologischen Fachliteratur keine einheitliche Unterscheidung zwischen den Begriffen „Störung“ und „Störungszone“ besteht, empfiehlt es sich, bei eindeutigem Bezug auf eine singuläre Störung (d. h. eine singuläre Versatzfläche tektonischen Ursprungs) die Begriffe Störungs- oder Versatzfläche zu verwenden wohingegen die Begriffe „Störung“ und „Störungszone“, angepasst auf den individuellen Betrachtungsmaßstab, verschiedene Größenordnungen der jeweiligen Strukturen beschreiben, die in einem strukturellen oder genetischen Zusammenhang stehen.
- Eine Sockelstörung bezeichnet eine im Grundgebirge befindliche Störung. Der Sockel bzw. das Grundgebirge kann beispielsweise die magmatisch-metamorphen Gesteinskomplexe beschreiben, die das sedimentäre Deckgebirge unterlagern, als auch in Bezug auf das Unterlagernde der salinaren Abfolgen des Zechstein und Oberrotliegend definiert sein.

- Als Scheitelstörungen werden i.A. Störungen im Bereich des Scheitels einer Salzstruktur bezeichnet. Diese umfassen vorwiegend Gräben, aber auch Halbgräben und einzelne Abschiebungen.
- Die Methoden zur Ermittlung des Aktivitätszeitraumes einer Störung bedienen sich verschiedener geowissenschaftlicher Disziplinen und sind teils nur auf unterschiedliche Zeiträume anzuwenden (rezent, historisch, prä-historisch).
- Grundsätzlich benötigen alle der in den Kapiteln 2.4 bis 2.8 beschriebenen Methoden stets zwei Komponenten: Erstens eine Manifestation der Störung bzw. eines Störungsmerkmals und zweitens einen störungsbezogenen Zeitmarker, welcher zur zeitlichen Einordnung einer Aktivitätsphase der Störung genutzt wird. Je nach genutztem Verfahren kann es sich bei der Manifestation einer Störung bspw. um seismische Aktivität (Seismologie), störungsbedingte Geländekanten oder Bruchstufen (Geomorphologie), Mineralneu- und Mineralumbildungen entlang der Störungsbahnen (Mineralogie/Geochemie/Geochronologie) oder tektonischen Versatz von stratigraphischen Horizonten entlang einer Gleitfläche (Stratigraphie) handeln.
- Der Zeitpunkt des letzten (bzw. des jüngsten) Störungsversatzes ist gewöhnlich das am besten greifbare und/oder verfügbare Kriterium, um das Alter der Störungsaktivität einzuordnen. Die Bestimmung eines Zeitmarkers kann mittels direkter oder indirekter Datierung vorgenommen werden.
- Bei der indirekten Datierung wird das Alter der Störungsaktivität indirekt aus dem Alter des störungsbeeinflussten Nebengesteins abgeleitet. Die direkte Datierung liefert Informationen zum Zeitpunkt der Störungsaktivität in direktem Bezug zur Störungsbewegung, z. B. durch die Datierung von störungsgebundenen Mineralneubildungen.

3 Charakteristika von Störungen und deren Einfluss auf die Standortauswahl

Im vorliegenden Kapitel sollen zu ausgewählten Fragestellungen, die für die Anwendung des Ausschlusskriteriums der aktiven Störungszonen relevant sind, grundlegende Aspekte dargestellt bzw. erörtert werden. Hierzu zählt u. a. die Fragestellung, inwieweit ein Endlagersystem durch Störungen im Grundgebirge („Sockelstörungen“) beeinträchtigt werden kann. Ein anderer Aspekt, der beleuchtet wird, ist, wie solche Störungen das Deckgebirge eines Salzkörpers beeinflussen und inwieweit diese in ihn hineinreichen. Daneben wird aufgezeigt, unter welchen Bedingungen Störungen bzw. Klüfte innerhalb des Salinars auftreten können. Weiterhin sollen Einflussgrößen auf die Zerrüttungszonenbreite vor dem Hintergrund eines möglichen Sicherheitsabstandes zu aktiven Störungszonen erörtert werden. Inwieweit atektonische Strukturen möglicherweise Einfluss auf die Barriereigenschaften nehmen, soll in einem abschließenden Unterkapitel skizziert werden.

3.1 Gefährdung des Endlagersystems durch Störungen im Grundgebirge

Für die Beantwortung der Fragestellung, inwieweit ein Endlagersystem und die Integrität seiner Barriere durch Störungen im Grundgebirge („Sockelstörungen“) beeinträchtigt werden kann, ist eine mögliche Gefährdung für die im Endlagerbereich befindlichen geologischen Barrieren durch die Schaffung von Wegsamkeiten für Fluide entlang von Störungen und Klüften ausgehend von Störungen im Grundgebirge zu diskutieren. Der in der Fragestellung enthaltene Begriff der Integrität beschreibt nach Mönig et al. (2012) das Vorliegen der einschlusswirksamen Eigenschaften einer Barriere. Nach Fischer-Appelt et al. (2013) wird der Nachweis der Integrität einer Barriere mittels Integritätsanalysen geführt und darauf basierend die Lage und Ausdehnung des einschlusswirksamen Gebirgsbereiches, eines das Endlagerbergwerk umgebenden Teilbereichs der geologischen Barriere, festgelegt. Für die hier zu beantwortende Fragestellung wird davon ausgegangen, dass eine mögliche Gefährdung der geologischen Barrieren im Endlagerbereich betrachtet werden soll. Diese Auslegung begründet sich durch die folgenden Ausführungen, Begriffsbestimmungen und Auszüge aus dem StandAG.

Gemäß Begriffsbestimmungen in § 2 Nr. 11 StandAG ist das Endlagersystem *„das den sicheren Einschluss der radioaktiven Abfälle durch das Zusammenwirken der verschiedenen Komponenten bewirkende System, das aus dem Endlagerbergwerk, den Barrieren und den das Endlagerbergwerk und die Barrieren umgebenden oder überlagernden geologischen Schichten bis zur Erdoberfläche besteht, soweit sie zur Sicherheit des Endlagers beitragen“*.

Gemäß Begriffsbestimmungen in § 2 Nr. 12 StandAG ist der Endlagerbereich *„der Gebirgsbereich, in dem ein Endlagersystem realisiert ist oder realisiert werden soll“*.

Nach § 22 Abs. 2 Nr. 2 StandAG (Ausschlusskriterien) ist ein Gebiet nicht als Endlagerstandort geeignet, *„wenn in den Gebirgsbereichen, die als Endlagerbereich in Betracht kommen, einschließlich eines abdeckenden Sicherheitsabstands, geologisch aktive Störungszonen vorhanden sind, die das Endlagersystem und seine Barrieren beeinträchtigen können“*.

Die zu beantwortende Frage zielt auf eine mögliche Gefährdung der Integrität geologischer Barrieren im Endlagerbereich durch aktive Störungen im Grundgebirge ab. Das Grundgebirge nördlich der Alpen besteht aus metamorphen und/oder magmatischen Gesteinen, die im Verlauf ihrer geologischen Entwicklung verschiedene Gebirgsbildungen erfahren haben können und zuletzt während der variszischen Gebirgsbildung gebildet und/oder umkristallisiert und strukturell verändert wurden. Die so geprägten Gesteine werden von unterschiedlich mächtigen Sedimentgesteinen des Deckgebirges, die aus Gesteinen des Oberkarbons und jüngeren Gesteinen des Perm bis Quartär bestehen, diskordant überlagert. In einigen Gebieten, wie z. B. im Harz mit dem Brockengranit, reicht das Grundgebirge auch bis an die Erdoberfläche.

Für die Wirtsgesteine Steinsalz und Tongestein und für Kristallingestein, das zum Grundgebirge zählt, sind Störungen zu betrachten, die sich außerhalb des Endlagerbereichs und eines abdeckenden Sicherheitsabstands im Grundgebirge befinden und aus diesem heraus einen Einfluss auf den Endlagerbereich mit seinen geologischen Barrieren ausüben könnten. Da die Genese des Grundgebirges und des überlagernden Deckgebirges mit thermomechanischen sowie tektonischen Beanspruchungen verknüpft ist, sind unterschiedlich stark ausgeprägte Störungen auch in den Wirtsgesteinen zu erwarten. Für die Fragestellung sind insbesondere Störungen relevant, die das Grundgebirge versetzen (Sockelstörungen) und sich über das Salinar hinaus bis in das Deckgebirge durch Oberbaustrukturen fortsetzen. Solche Strukturzüge, die also auch Störungssegmente im Deckgebirge aufweisen, haben in verschiedenen Zeiträumen wiederholt Bewegungen erfahren. Eine mögliche Beeinträchtigung der Integrität geologischer Barrieren im Endlagerbereich ausgehend von diesen Störungen ist zu prüfen.

Unter einer möglichen Gefährdung für einen Endlagerbereich wird die Beeinträchtigung der Integrität der geologischen Barriere hinsichtlich der Advektion von radioaktiven Stoffen und somit der Gefährdung des sicheren Einschlusses der Radionuklide verstanden (vgl. § 23 Abs. 5 Nr. 5 StandAG). Für die geforderten vorläufigen Sicherheitsuntersuchungen (§ 27) ist dies für einen Zeitraum von 1 Million Jahre zu bewerten.

Zur Abschätzung einer möglichen Gefährdung des Endlagerbereichs und seiner geologischen Barrieren durch Störungen im Grundgebirge (Sockelstörungen) müssen verschiedene Einflüsse betrachtet werden:

1. Rezenter Spannungszustand und mögliche zukünftige Entwicklung
2. Auswirkungen glazial-isostatischer Prozesse
3. Tektonisch hervorgerufene Bewegungen an Sockelstörungen
4. Abstand des Endlagerbereichs zur zu betrachtenden Sockelstörung
5. Störungsausprägung in den Wirtsgesteinen Steinsalz, Tongestein, Kristallingestein

Die Relevanz der Einflüsse dieser Faktoren wird nachfolgend basierend auf Fachberichten und wissenschaftlichen Fachartikeln diskutiert.

3.1.1 Rezenter Spannungszustand und mögliche zukünftige Entwicklung

Für die Betrachtung einer möglichen Beeinflussung eines Endlagersystems und seiner Barriereintegrität durch Störungen im Grundgebirge ist die Kenntnis des rezenten Spannungsfeldes eine Voraussetzung. Wenn sich der Spannungszustand im Gebirge durch Kompressions- oder Extensionsvorgänge ändert, können Gesteine mit bruchhafter Deformation (s. Kap. 3.1.5) reagieren und dadurch Störungen oder Störungszonen geschaffen bzw. vorhandene Störungen reaktiviert werden.

Für das derzeit anliegende Spannungsfeld in Norddeutschland (Reiter et al. 2015, 2016; Heidbach et al. 2016) werden für die während der Oberkreide aktiven Strukturen, die einen Großteil des heutigen Strukturbildes Nord- und Mitteldeutschlands bestimmen, Deformationsraten und Bewegungsraten entlang der Störungen als eher gering eingeschätzt (Marotta et al. 2002; Kaiser et al. 2005). Die Möglichkeit einer zukünftigen Veränderung des bestehenden regionalen Spannungsfeldes im Molassebecken wird durch das anhaltende Abklingen der Alpidischen Gebirgsbildung, deren stärkste Hebungsphase im Miozän erfolgte, für den Betrachtungszeitraum von 1 Million Jahre als gering eingeschätzt (Stark 2014; Jähne-Klingberg et al. 2019).

Erdbeben können durch die unmittelbare Freisetzung von Energie unter anderem durch ruckartigen Versatz von Gesteinsschichten ausgelöst werden. Sie sind ein Indikator für tektonische Vorgänge und meistens Ausdruck des krustalen Spannungsregimes (Grünthal & Stromeyer 1995). Norddeutschland gilt zwar als erdbebenarme Region, einige wenige tektonische Erdbeben von nennenswerter Bedeutung wurden aber in den vergangenen Jahren instrumentell erfasst. Erdbebenherde der jüngsten Vergangenheit sind z. B. das Beben südöstlich von Rostock am 21.07.2001 mit einem Hypozentrum in

ca. 7 km Tiefe ($\pm 2,7$ km) und einer Magnitude von $ML = 3,4$ auf der Richter-Skala und das Beben von Soltau am 02.06.1977 mit einem Hypozentrum in ca. 8 km Tiefe und einer Magnitude von $ML = 4,0$ auf der Richter-Skala. Brückner-Röhling et al. (2002) gehen davon aus, dass die Erdbeben an über die Zeit häufig reaktivierte, teils schon im späten Paläozoikum angelegte Störungszonen gebunden sind, die den präsalinaren Sockel durchsetzen (Sockelstörungen) und Bewegungsabläufe an diesen tiefgreifenden Unstetigkeitsflächen widerspiegeln. Aufgrund der geringen Zahl an Intraplattenbeben ist ein Bezug zu zugrundeliegenden Mechanismen allerdings nur begrenzt herstellbar (siehe auch Calais et al. 2016; de Gromard et al. 2019). Spannungen, resultierend aus Bewegungen des Sockels, werden teilweise durch das zwischen präsalinarem Sockel und dem mesozoisch-känozoischem Deckgebirge zwischengeschaltete Zechsteinsalz entkoppelt. Nach Brückner-Röhling et al. (2002) werden viele Bewegungen im Sockel dadurch nur modifiziert in das suprasalinare Deckgebirge weitergegeben. Das sich in das Deckgebirge durchpausende Sockelstörungsmuster wird zudem überlagert durch Störungen, die auf halokinetische Bewegungen zurückzuführen sind (Röckel & Lempp 2003). Eine Folge davon sind Unterschiede zwischen den Spannungszuständen im Prä-Zechstein und dem suprasalinaren Deckgebirge.

Die Wahrscheinlichkeit gravierender Änderungen des derzeitigen Spannungsfeldes werden für den Betrachtungszeitraum von 1 Million Jahre für Norddeutschland und das Molassebecken als gering eingeschätzt (siehe auch Jähne-Klingberg et al. 2019).

3.1.2 Auswirkungen glazial-isostatischer Prozesse

Der Einfluss glazial-isostatischer Ausgleichsprozesse (auch eisauflastbedingter lithostatischer Lastenausgleich) auf die Reaktivierung von Störungen, die ihren Ursprung im Grundgebirge haben, wird in der Literatur der jüngeren Vergangenheit vielfach diskutiert (z. B. Johnston et al. 1998; Kukkonen et al. 2010; Brandes et al. 2012). Als Indiz für die Auswirkung dieser Prozesse werden u. a. Feldbeobachtungen wie z. B. oberflächennahe Störungsversätze und verschiedene Deformationsstrukturen in Lockersedimenten oberflächennaher Gebirgsbereiche sowie seismische Ereignisse gesehen. Im folgenden Abschnitt werden die Zusammenhänge zwischen glazial-isostatischen Prozessen und deren Auswirkungen skizziert.

Nach Aussagen von Stewart et al. (2000) zeigen numerische Modelle, die Feldbeobachtungen mit zunehmend realistischen rheologischen, mechanischen und glazialen Parametern einbeziehen, dass eine glazial-isostatische Hebung der Geländeoberfläche nach dem Rückzug der Gletscher der letzten maximalen Vereisung im Weichsel-Glazial auf elastische Deformation der Lithosphäre und viskose Fließvorgänge im Mantel zurückgeführt werden kann. Die konzeptionelle Modellvorstellung von Stewart et al. (2000) ist in Abb. 8 dargestellt und zeigt eine Absenkung der Lithosphäre durch die direkte Gletscherauflast

und eine Hebung im Vorfeld des Gletschers. Durch die Auflast des Gletschers wird nach Muir-Wood (2000) in der Lithosphäre tektonische Deformationsenergie akkumuliert und damit der ursprünglich vorherrschende tektonische Spannungszustand beeinflusst. Nach Ansicht von Bruns et al. (2011) komprimierte die Auflast der Gletscher die Kruste oder presste die Lithosphäre, also auch deren Krustenanteil, in die Asthenosphäre. Bezüglich einer Komprimierung der Kruste haben allerdings in der Regel nur die Sedimente des Quartär und des Tertiär noch das Potenzial zu substanzieller Kompaktion. Nach dem Abschmelzen würde zur Wiederherstellung des isostatischen Krustengleichgewichts ein visko-elastischer Prozess als mechanische Rückreaktion eine Hebung auslösen.

Heutige seismische Ereignisse in Fennoskandinavien zeigen eine auffällige Konformität zu ehemaligen Gletscherrändern (Stewart et al. 2000). Modelle von Muir-Wood (2000) bestätigen, dass die höchsten Erdbebenmagnituden in Bereichen der früheren lithosphärischen Aufwölbung (flexural forebulge) vor dem Gletscher auftreten, wo die maximale horizontale, kompressive Hauptspannung mit der Richtung der tektonischen Beanspruchung durch die Gletscherauflast übereinstimmt. Stewart et al. (2000) und Johnston et al. (1998) sehen das Vorliegen einer kompressiven Spannungsverteilung und eine im Verhältnis zur Krustendicke hohe Eismächtigkeit als Voraussetzungen für Änderungen im Spannungsfeld und damit einhergehenden Störungsreaktivierungen an. Das Pärvie-Störungssystem im nördlichen Schweden, das während des letzten Gletscherrückzugs an der Oberfläche mit Störungsversätzen von 5-10 m reaktiviert wurde, repräsentiert laut Lagerbäck (1992) und Kukkonen et al. (2010) eine alt angelegte Diskontinuität in der tiefen Kruste. Ahmadi et al. (2015) konnten anhand seismischer Daten dieses Störungssystem bisher sicher bis in eine Tiefe von ca. 8 km verfolgen.

Für Skandinavien werden hohe Gletschermächtigkeiten von 2000 bis zu 3000 m und mehr von Steffen & Wu (2011) für das Weichsel-Glazial angenommen. Die Gletscherandmächtigkeiten in Norddeutschland sind dagegen wesentlich geringer, sodass die Auswirkungen eisauflastbedingter lithostatischer Ausgleichsbewegungen im Vergleich zu den skandinavischen Verhältnissen wesentlich schwächer ausgeprägt sein müssen. So gehen z. B. Feldmann (2002) und Skupin et al. (2003) für die Saale-Kaltzeit in randnahen Lagen bei Halle, Leipzig, Hannover und Braunschweig von ca. 200 m Gletschermächtigkeit aus, bei Hamburg setzen sie 350 m und bei Bremerhaven 450 m Gletschermächtigkeit an. Nach Feldmann (2002) könnte das Gebiet um Gorleben während der Saale-Kaltzeit eine Eismächtigkeit von 700 m erfahren haben.

Mit Bezug auf die hohen Eismächtigkeiten im skandinavischen Raum verweisen Bruns et al. (2011) auf Hebungsraten in dem ehemaligen Senkungsbereich, die zwischen 11 mm/a im Zentrum des Finnischen Meerbusens und am Rand z. B. in NO-Deutschland bei ca. 1,5 mm/a liegen. Jähne-Klingberg et al. (2019) diskutieren Aussagen zu großräumigen

geogenen Hebungen in Deutschland ausführlich, inklusive der zukünftigen Entwicklung, und geben eine Übersicht über vorhandene und erforderliche Daten zur Analyse von großräumigen Bewegungen.

Für zukünftige Eiszeiten erscheint eine deutliche Überschreitung der bisher ermittelten Gesamtmächtigkeiten im Zentrum und in der Randlage der Gletscher auch für die nächsten 1 Million Jahre wenig wahrscheinlich (Mrugalla 2014).

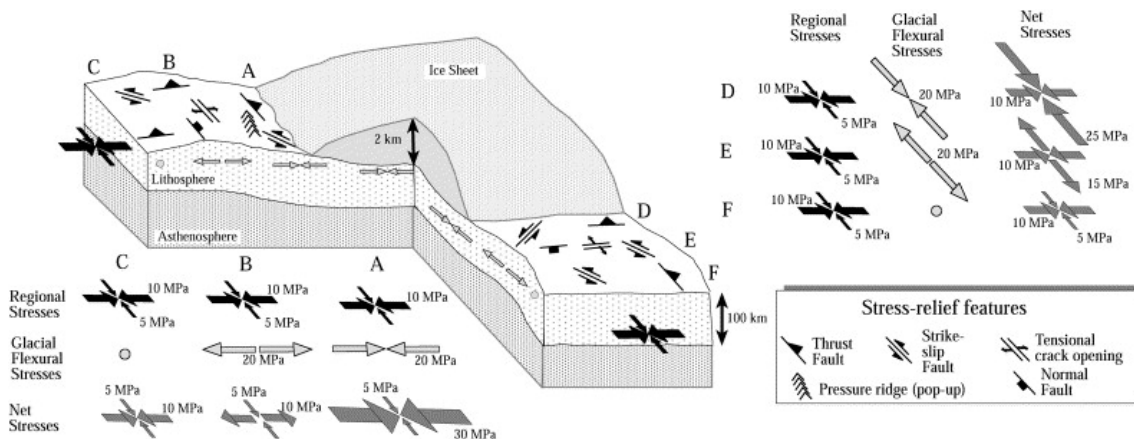


Abb. 8: Konzeptionelles Modell der Auswirkungen von Eisauflast (stark überhöhte Eismächtigkeit) auf ein existierendes Spannungsfeld (Quelle: Stewart et al. 2000): Glaziale Biegespannungen (hellgraue Pfeile) wirken auf das regionale Spannungsfeld (schwarze Pfeile) und führen zu entgegengesetzten Spannungszuständen (dunkelgraue Pfeile) und unterschiedlichen Orientierungen der Strukturen durch Stressabbau am Gletscherrand (A, D), im Bereich der lithosphärischen Vorwölbung (B, E) und im undeformierten Vorland (C, F).

Brandes et al. (2012; 2015; 2019) untersuchten für den Mitteleuropäischen Raum die Auswirkung von Eisauflast auf den Untergrund durch Gletscher und diskutierten die Möglichkeit der Reaktivierung von Störungen in Abhängigkeit vom regionalen Spannungsfeld. Dafür untersuchten die Autoren Störungsaktivität und auftretende Seismizität entlang bekannter mesozoisch angelegter Störungen, die teilweise bis ins Grundgebirge reichen und in etwa parallel zum ehemaligen Eisrand streichen. Für WNW - OSO streichende oberkretazische Aufschiebungen entlang dieser Störungen nehmen die Autoren ein hohes Reaktivierungspotential an, da die durch die Gletscher induzierte maximale horizontale Hauptspannung im Einklang mit dem Paläostressfeld steht. Diese Annahme der Autoren stützt sich auf numerische Simulationen der Spannungsfeldentwicklung in Norddeutschland, die zeigen, dass alle WNW - OSO streichenden Aufschiebungen postglazial (zwischen 16 ka und 10 ka) Anzeichen für Instabilität zeigen.

Basierend auf numerischen Simulationen der Spannungsfeldentwicklung, historischen seismischen Ereignissen in der Nähe der Osning-Störung sowie Feldbeobachtungen und OSL-Datierungen (optisch stimulierte Lumineszenz) an Strukturen in Lockersedimenten gibt es laut Brandes et al. (2013; 2014; 2015) Hinweise dafür, dass die mit der Lithosphären-

entlastung nach dem Rückzug des Weichsel-Gletschers einhergehenden Spannungsveränderungen die Osning-Überschiebung reaktiviert haben und im Aufschluss in Lockersedimenten beobachtete Deformationsstrukturen erzeugten. Brandes et al. (2015) sehen in ihren Modellierungen Hinweise auf einen geringen Spannungswechsel, der die Reaktivierung der Störung ausgelöst haben kann. Sie beziehen sich dabei auf Wiprut & Zoback (2000), die zeigten, dass einige Störungen in der nördlichen norwegischen Nordsee unter kritischer Spannung stehen und nur kleine Spannungsänderungen brauchen, um reaktiviert zu werden. Dies könne laut Brandes et al. (2015) sowohl seismische Ereignisse beim Rückzug des Gletschers als auch die historischen Erdbeben erklären. Viele der in Norddeutschland detektierten Erdbeben gehen allerdings auf anthropogen induzierte Ereignisse zurück (Bischoff et al. 2013; Brandes et al. 2014). Für alle anderen WNW - OSO streichenden Störungen sind nach Aussagen von Brandes et al. (2015) geologische Belege für eine postglaziale Reaktivierung nur sehr begrenzt vorhanden. Dies ergibt sich auch aus den Untersuchungen von Brückner-Röhling et al. (2002) und Connolly et al. (2003), wonach eine Reaktivierung oder Entstehung von Sockelstörungen im Bereich der mächtigen Zechsteinsalzlager in Norddeutschland weitgehend ausgeschlossen werden kann. Weiterführende Beschreibungen des Zusammenhangs zwischen Seismizität und glazial induzierter Störungsreaktivierung sind in aktueller Literatur zu finden (z. B. Brandes et al. 2019, Brooks & Adams 2020).

Für die Reaktivierung von Sockelstörungen durch glazial-isostatische Prozesse gibt es bisher nur wenige Hinweise in Norddeutschland, die nicht eindeutig auf den von den Autoren zugrunde gelegten Mechanismus zurückgeführt werden können. Damit kann keine Aussage gemacht werden, ob eine glazial induzierte Reaktivierung einer Sockelstörung tatsächlich stattgefunden hat. Eine Reaktivierung durch zukünftige glazial-isostatische Prozesse im Zeitraum von 1 Million Jahre kann bei Ausbildung großer Gletschermächtigkeiten, wie sie für Skandinavien postuliert werden, nicht ausgeschlossen werden. Die bisher für Norddeutschland ermittelten Gesamtmächtigkeiten in Randlage der Gletscher lassen auch für die nächsten 1 Million Jahre eine Reaktivierung von Sockelstörungen durch glazial-isostatische Prozesse als wenig wahrscheinlich erscheinen.

3.1.3 Tektonisch hervorgerufene Bewegungen an Sockelstörungen

Neben zahlreichen Sockelstörungen, die im Präsalinar des Grundgebirges liegen und sich im post-salinaren Deckgebirge nicht abzeichnen, gibt es Sockelstörungen in Norddeutschland, denen Oberbaustrukturen im Deckgebirge aufsitzen (Brückner-Röhling et al. 2002; 2004). Im Projekt „Standortsicherheitsnachweis Nachbetriebsphase – Seismische Gefährdung“ (Brückner-Röhling et al. 2002) wurde für Norddeutschland untersucht, welche Bewegungen an Sockelstörungen, die sich bis in das Deckgebirge abzeichnen, unter Zugrundelegung

des rezenten Hauptspannungsfeldes zu erwarten sind. Diese für Norddeutschland flächendeckende Bewertung wurde als Grundlage genutzt, um sich der Beantwortung der Frage anzunähern.

Brückner-Röhling et al. (2002; 2004) erstellten für ihre Störungsanalyse einen Kriterienkatalog, nach dem im Tertiär synsedimentär bewegte Störungen als „sockelinduziert“ oder als „nicht-sockelinduziert“ eingestuft wurden. Die Autoren betrachteten dafür verschiedene Aktivitätszeiträume von Sockelstörungen und Sockelstörungsabschnitten in Norddeutschland, an denen es im Verlauf des Tertiär (66 bis 2,6 Ma) nachweislich zu Bewegungen gekommen ist. Diese Bewegungsabläufe wurden basierend auf der Auswertung von Struktur- und Mächtigkeitskartierungen sowie zahlreichen Zeit- und Tiefenschnitten analysiert. Damit begrenzen sich die Aussagen auf Gebiete, in denen Sedimente für die betrachteten Zeiträume im Tertiär vorhanden sind und kartiert werden konnten. Um auch die Auswirkungen von Erdbeben an Sockelstörungen abzuschätzen, wurden aus der Länge potentiell bewegter Teilabschnitte von Störungen unter Abschätzung des Bewegungsbetrages, der Herdtiefe und der zu erwartenden Magnitude Beschleunigungswerte errechnet (Kopera & Leydecker 2001; Rudloff & Leydecker 2001) und das Reaktivierungspotential sowie die Möglichkeiten der Neuanlage von Sockelstörungen überprüft. Aktuelle Beziehungen zwischen Bruchdimensionen und Magnituden sind z. B. in den Arbeiten von Leonard (2014) und Thingbaijam et al. (2017) zu finden. Die Umrechnungen von Störungslängen zu Magnituden und von Magnituden zu Beschleunigungen werden als Bodenbewegungsmodelle bezeichnet. Die Beziehungen zwischen diesen Parametern sind als Abschätzungen zu bewerten, die mit sehr großen Ungewissheiten verbunden sind. So wurden für die jüngste seismische Gefährdungskarte für Deutschland 5 verschiedene Bodenbewegungsmodelle verwendet (Grünthal et al. 2018).

Die Untersuchungen der Aktivitätszeiträume von Sockelstörungen durch Brückner-Röhling et al. (2002; 2004) zeigten, dass sich in den vergangenen 66 Mio. Jahren nur für einen, nicht mit Zahlen belegten, „geringen Prozentsatz“ aller im Sockel auskartierten ausgebildeten Störungzonen Bewegungen nachweisen lassen. Im Tertiär bewegte Sockelstörungen reduzieren sich im Wesentlichen auf Störungen, die seit dem Mesozoikum in Norddeutschland Sockelschollen (durch tektonische Störungen voneinander getrennte Gebirgs-einheiten) begrenzen. Die Bewegungen beschränkten sich dabei auf wenige Störungen, an denen oft unterschiedliche Segmente des gleichen Lineaments abschnittsweise immer wieder im Verlauf des Tertiärs bewegt wurden. Diese Störungen wurden bereits vor dem Tertiär angelegt. Dagegen konnte eine Neuanlage von nur im Tertiär aktiven Sockelstörungen nicht beobachtet werden (Brückner-Röhling et al. 2002). Hinweise für im Quartär bewegte sockelinduzierte Störungen konnten im festländischen Teil des Untersuchungsgebietes mit der Methodik nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Brückner-Röhling et al. (2002) argumentieren, dass Störungen, an denen in der „zeitnahen Vergangenheit“ Bewegungen erfolgten, in erster Näherung auch zukünftig als potentielle Bewegungsbahnen betrachtet werden können. Connolly et al. (2003), die mittels Gleitendenzanalyse den Einfluss von Sockelstörungen auf das von NW - SO (im westlichen Norddeutschland) auf NO - SW (in der Altmark) rotierte rezente Hauptspannungsfeld untersuchten, stuften das Reaktivierungspotential der von ihnen untersuchten Sockelstörungen als „niedrig“ ein. Die Autoren führen die heutige Orientierung der größeren horizontalen Hauptspannung, basierend auf den Ergebnissen ihrer Modellberechnungen, eher auf den Einfluss der überregionalen Tektonik, als auf den Einfluss der Sockelstörungen zurück.

Brückner-Röhling et al. (2002) untersuchten auch halokinetische Bewegungen von Salzstrukturen in den vergangenen 66 Mio. Jahren. Insgesamt betrachtet treten Sockelbewegungen, die sich in den Oberbau durchpausen, qualitativ und quantitativ gegenüber halokinetischen Bewegungen stark in den Hintergrund (Brückner-Röhling et al. 2002; ten Veen et al. 2012; Warsitzka et al. 2019; siehe auch Kapitel 3.2 *Störungen in Steinsalz*).

3.1.4 Abstand des Endlagersystems zur zu betrachtenden Sockelstörung

Für eine mögliche Beeinflussung des Endlagerbereichs und seiner Barriereintegrität spielt der Abstand zur zu betrachtenden Sockelstörung und ihren Oberbaustrukturen im Deckgebirge eine Rolle. Dabei ist für Störungen, die an der Oberfläche oder in verschiedenen Tiefen eines Gebirgsbereichs detektiert wurden, zu beachten, dass sich die Einfallswinkel und Einfallrichtungen der Störungen bzw. der Störungszone bis in das Grundgebirge durchaus ändern können. Zudem ist die Störungszonenbreite und der Störungsversatz für eine Bemessung des Sicherheitsabstandes zum Endlagersystem von Bedeutung. Bezüglich der Bemessung eines Sicherheitsabstandes wird hier auf die Ausführungen in Kapitel 3.3 *Abstand zu Störungszonen* verwiesen.

Bäckblom & Munier (2002) untersuchten die Auswirkungen von Erdbeben auf tiefe Endlager weltweit. Die Autoren sagen u. a. aus, dass Untersuchungen an Störungen, die Tunnel kreuzen, zeigen, dass die Bildung neuer Klüfte auf die unmittelbare Umgebung reaktiver Störungen begrenzt ist und die Deformationen im Wirtsgestein mit zunehmender Distanz zu diesen Störungen abnehmen.

Nach Aussagen der Nagra (2002) sind Schäden in verfüllten Untertagebauten, welche durch seismische Erschütterungen hervorgerufen werden, vernachlässigbar. Mechanische Störeffekte könnten zwar durch Differenzialbewegungen im Bereich reaktiver Störungen erfolgen, bei der Platzierung eines Tiefenlagers würden aber die Erkenntnisse von Bäckblom & Munier (2002) berücksichtigt und ein Sicherheitsabstand zu allen aktiven Störungen eingehalten.

Nach Ahmadi et al. (2015) gelten die Parvie-Störung und andere Störungen in Nordschweden als seismisch aktiv seit dem Rückzug der Gletscher. In Nordschweden wurden 70 % der seit 2003 registrierten Erdbebenherde in Entfernungen von bis zu 30 km in Richtung SO und 10 km in Richtung NW zu einer Störungszone registriert. Diese Beobachtung stimmt nach Aussagen von Ahmadi et al. (2015) mit dem detektierten Einfallen der Störungen in Richtung SO überein. Für diese Beben werden in erster Linie glazial-isostatische Ausgleichsprozesse der Lithosphäre nach Abtauen der Gletscher als Ursache angesehen.

Für die meisten Erdbeben in Deutschland lässt sich kein klarer Zusammenhang mit bekannten Störungen herstellen. Etliche der in Norddeutschland detektierten Erdbeben gehen laut Bischoff et al. (2013) auf anthropogen induzierte Ereignisse zurück. Hetényi et al. (2018) untersuchten für die Schweiz die räumliche Beziehung zwischen tektonisch verursachter Seismizität und dem Auftreten von Störungen an der Oberfläche. Sie fanden heraus, dass mehr als zwei Drittel der Seismizität sich in Nähe von Störungen ereignete und nur 10 % in weiter Entfernung. Die Autoren sehen auch Hinweise für eine größere Segmentierung des Bruchbildes in der Tiefe im Vergleich zur Oberfläche. Zudem zeigte eine statistische Auswertung der Distanz zwischen Erdbeben und der nächstgelegenen Störung, dass alle als aktiv angenommenen Störungen ein seismisch gefühltes Ereignis (Magnitude 2,5 oder größer) seit Beginn der instrumentalen Aufzeichnungen erfahren haben und nur eine von sechs Störungen in den vergangenen 40 Jahren kein Ereignis zeigte.

Weitere Ausführungen zur Bemessung eines Sicherheitsabstandes finden sich in Kapitel 3.3 *Abstand zu Störungszonen*.

3.1.5 Störungsausprägung in den Wirtsgesteinen Steinsalz, Tongestein, Kristallin-gestein

Die Fragestellung nach dem Einfluss der Störungen aus dem Grundgebirge auf ein Endlagersystem und seine Barrieren sollte für die Wirtsgesteine Steinsalz, Tongestein und Kristallin-gestein getrennt betrachtet werden, da die Gesteine aufgrund ihrer unterschiedlichen gesteinsmechanischen Eigenschaften unterschiedlich auf sich ändernde Gebirgsspannungen bzw. Störungsreaktivierung reagieren. Zusätzlich zu den sich stark voneinander unterscheidenden Eigenschaften der Wirtsgesteine an sich spielen auch die mit zunehmender Tiefe veränderten Druck- und Temperaturbedingungen und die damit einhergehenden Veränderungen der Gesteinseigenschaften eine Rolle und sind standortspezifisch zu berücksichtigen.

Steinsalz

Viele Störungen im postsalinaren Deckgebirge zeigen eine Richtungskoinzidenz zu unterlagernden Störungen im subsalinaren Sockel (Brückner-Röhling et al. 2002; 2004). Die Störungen im Deckgebirge verlaufen oft lateral versetzt oder auch in einem spitzen

Winkel zu den Sockelstörungen. Das Steinsalz, das durch seine niedrige Viskosität Differentialspannungen nicht direkt vom unterlagernden Gebirgsbereich auf die Deckgebirgsschichten übertragen kann, fließt in Richtung der größten Druckentlastung. Dieser endogen-tektonische Durchpauereffekt wird z. B. durch Störungen mit dm- bis m-Versatz in Bergbaugebieten mit flacher Salzlagerung (z. B. im Werra-Becken) beschrieben (Brückner-Röhling et al. 2002; 2004).

Bruns et al. (2011) sehen es als notwendig an, dass eine Bewertung der Relevanz des Prozesses „Reaktivierung von Störungzonen“ in erster Linie vor dem Hintergrund der Initiierung dynamischer Prozesse, vergleichbar mit Erdbeben, zu erfolgen hat. Die Autoren nehmen an, dass potentielle Risse oder Störungen in Salzgesteinen aufgrund des vorhandenen Selbstabdichtungs- oder Verheilungspotenzials vermutlich effektiv geschlossen werden können (Abb. 9). Laut Bruns et al. (2011) zeigen aktuelle Untersuchungen von Minkley et al. (2010), dass beim Vorhandensein hinreichend „mächtiger Schutzschichten“ (die Autoren machen keine weiteren Angaben dazu) die Integrität eines Endlagers im Salinar bei flacher Lagerung nicht zu einem Versagen der Schutzschichten führt und Schädigungen aufgrund viskoplastischer Verformungsprozesse sehr schnell wieder abgebaut werden können. 2D-numerische Simulationen zur Integritätsanalyse geologischer Barrieren über einem Salzstock von Kock et al. (2012) zeigen z. B. bei Überdeckung durch einen 1500 m bzw. 700 m mächtigen Gletscher, dass es bei Gletscherrandlage nur kurzzeitig zu einer lokal begrenzten Verringerung der minimalen Hauptspannung kommt, woraus möglicherweise lokal begrenzte Wegsamkeiten resultieren könnten. Die Berechnungen zeigen aber, dass die Integrität des Salzstockes gewährleistet bleibt.

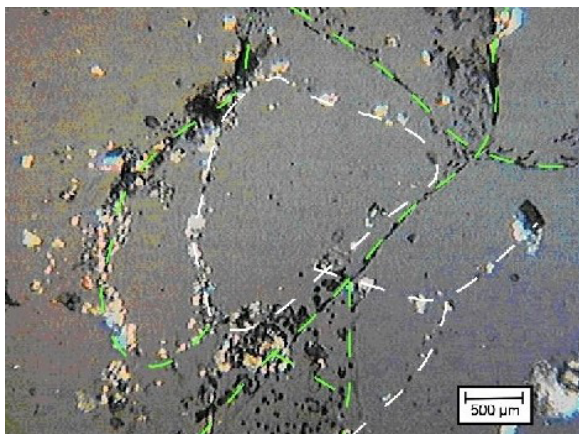


Abb. 9: Selbstheilung in Steinsalz (Knäuelsalz) durch mehrphasige Kornblastese von Halitkörnern, ehemalige Korngrenze mit Anhydritpartikeln (weiß) gegenüber rezenten Korngrenzen mit Fluideinschlüssen und Anhydritsäumen (grün) - Nic. Gekreuzt (aus: Quelle: Bruns et al. 2011, nach: Kern & Popp 1997).

Weitere Aussagen zur Dilatanz- und Schädigungsentwicklung im Steinsalz sind in Kapitel 3.2 aufgeführt.

Tongestein

In Tongesteinen vorhandene verbundene Kluftstrukturen sind vor allem auf geologisch-tektonische Prozesse zurückzuführen. Sie treten in der Nähe großer Störungssysteme auf, die ihren Ursprung auch im Grundgebirge haben und können z. B. auf Entlastung infolge starker tektonischer Hebung zurückgeführt werden. Solche Kluftstrukturen sind fast ausschließlich in stark verfestigten und diagenetisch überprägten Tongesteinen zu finden (Hoth et al. 2007).

Tone und Tongesteine besitzen aufgrund ihrer geomechanischen Eigenschaften eine weit höhere Selbstabdichtungskapazität als andere klastische Sedimentgesteine (Nagra 2002). So zeigen Untersuchungen und Beobachtungen im Opalinuston der Nordschweiz, dass bei Überlagerungen von mehreren hundert Metern Gebirge, Sprödstrukturen hydraulisch nicht wirksam sind, was auf die Selbstabdichtung zurückgeführt wird. Im Allgemeinen können Kluftstrukturen und Störungen in Tongesteinsformationen Fluidfluss ermöglichen oder verhindern. Experimente und in-situ Feldbeobachtungen im Mont Terri Gesteinslabor zeigen, dass es durch zunehmende Scherspannungen zu Permeabilitäts erhöhungen entlang von Störungen in Tongesteinen kommen kann (Samuelson et al. 2009; Guglielmi et al. 2017; Orellana 2018; Kneucker et al. 2020). So führt nach Untersuchungen der Nagra (2002) die erhöhte Transmissivität eines künstlich erzeugten Risses bei relativ niedriger effektiver Normalspannung (< 2 MPa) zu einer signifikanten Veränderung der hydraulischen Gebirgsdurchlässigkeit. Im sogenannten Selbstheilungsexperiment wurde hier eine anfänglich ungesättigte stollenparallele Klüftung der Auflockerungszone mit Wasser gesättigt und gezeigt, dass offene Klüfte durch den Kontakt mit Wasser und durch mechanische Selbstabdichtung verheilen können (Abb. 10).



Abb. 10: Selbstabdichtung und vermutete Selbstheilung in Boom-Clay (anorganischer, verfestigter Ton mit im Labor bestimmtem Grenzwert für Plastizität): Mechanische Selbstabdichtung eines ursprünglich offenen Bohrlochliners ($\varnothing \approx 100$ mm; gelb markiert) durch plastisch zutretenden Ton, der durch das Rohr gepresst, d. h. extrudiert wird; austretende Lösungen können über chemische Ausfällung eine zusätzliche Abdichtung bewirken (Quelle: Bruns et al. 2011).

In Abhängigkeit von der Plastizität von Ton ist nach Bruns et al. (2011) auch für Endlager im Ton zu erwarten, dass rupturale Verformungsprozesse in begrenztem Maße abgebaut werden können. In welchem Ausmaß dieser Abbau stattfinden kann, wird durch die Autoren nicht näher erläutert. Erhöhte Spannungsdeviatoren in Tongestein können zudem auch durch Kriechen zumindest teilweise abgebaut werden (Bruns et al. 2011).

Untersuchungen von Tongesteinen der Unterkreide im Niedersächsischen Becken durch Kneucker et al. (2020) zeigten, dass zumindest Teilbereiche der mineralisierten Klüfte, die Störungen begleiten, durch internen Fluidüberdruck erzeugt wurden. Nach Aussagen der Autoren können sich in bereits gestörtem Tongestein unter Druck ausbreitende hydraulisch wirksame Klüfte bilden und bereits existierende Störungen als potentielle Fluidpfade reaktivieren.

In Abhängigkeit vom Anteil an quellfähigen Tonmineralen und unter der Beteiligung von freiem Wasser können im Tongestein entstandene Klüfte oder kleinräumige Störungen durch den Quelldruck auch wieder geschlossen werden (Mrugalla 2014). Störungen und Klüfte im Opalinuston sind häufig durch Mineralneubildungen oder Quellvorgänge geschlossen worden. Untersuchungen und Beobachtungen in Bohrungen und Tunneln im Opalinuston zeigen kaum Unterschiede in der hydraulischen Durchlässigkeit zwischen Störungen und Bereichen mit ungestörtem Tongestein. Untersuchungen der Nagra (2008) zeigen zudem, dass eine signifikante Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeit einzelner Störungen im Opalinuston erst bei einer Gesteinsüberlagerung von mindestens 200 m beobachtet wurde. Daher bewirkt die Entstehung von Klüften oder Störungen nicht automatisch eine anhaltende Veränderung der hydraulischen Durchlässigkeit. Die Schlussfolgerung, dass im Opalinuston eine Selbstabdichtung von Störungen und Klüften stattfindet, ist durch Beobachtungen und In-situ-Untersuchungen im Felslabor Mont Terri belegt (Nagra 2002).

Kristallingestein

Nach Jobmann et al. (2016) ist in Norddeutschland vor allem die Option einer überlagernden Barrieregesteinseinheit für ein Endlager im Wirtsgestein Kristallin denkbar. Für das Endlagersystem und seine Barriereintegrität in Kristallingestein sehen Bruns et al. (2011) großräumige, vertikal verlaufende Wegsamkeiten für Fluide als das größte Problem an. Die Auswirkungen neotektonisch-induzierter postglazialer Prozesse, die zu einer Reaktivierung vorhandener Störungszonen im Kristallin führten, wurden durch Bäckblom & Stanfors (1989) und Stanfors & Ericsson (1993) anhand von Felduntersuchungen im Gebiet um Lansjärv in Nordschweden untersucht. Es wurden maximale Verschiebungen an Störungszonen zwischen 5 und 10 m laut Bruns et al. (2011) ermittelt. Das Pärvie-Störungssystem im nördlichen Schweden repräsentiert nach Aussagen von Lagerbäck (1992), Kukkonen et al. (2010) und Ahmadi et al. (2015) eine Reaktivierung alt angelegter Tiefenstörungen. Die in Skandinavien vorliegenden geologischen Verhältnisse unterscheiden sich aber

nach Aussagen von Bruns et al. (2011) grundsätzlich von den in Norddeutschland und im Alpenvorland vorliegenden, da das Deckgebirge zu einem großen Teil aus klastischen Sedimenten aufgebaut ist und von vornherein Wegsamkeiten für Fluide aufweist.

Kristallingesteine mit einem mineralisierten Kluftsystem können nach Aussagen von Jobmann et al. (2016) vergleichbar gute einschlusswirksame Eigenschaften besitzen wie ungeklüftetes Kristallingestein. Generell kann die Reaktivierung einer Störung in benachbarten, strukturell mobilen geologischen Einheiten dazu führen, dass sich die Spannungsverteilungen in den Gesteinen des Endlagerbereichs ändern. Da Kristallingestein spröde reagiert, kann es durch Änderung der Spannungsverteilungen zur Rissbildung bzw. zum Aufreißen von Störungen oder Klüften und damit zur Änderung der hydraulischen Bedingungen kommen. Die adäquate Berücksichtigung der in Kristallingesteinen häufig beobachteten anisotropen in-situ-Spannungsverteilung bei der Einschätzung der hydraulischen Bedingungen setzt laut Jobmann et al. (2016) eine genaue Kenntnis von Größe und Orientierung der Spannungsvektoren voraus. Allerdings können große Störungszonen auch nahezu hydraulisch dicht bis sehr gering durchlässig sein, wie z. B. die nach WNW einfallende östliche Rheingraben-Hauptverwerfungszone bei Bühl, die an der Hauptverwerfung einen Sprungbetrag von ca. 4700 m aufweist. Agemar et al. (2017) führen dazu aus, dass trotz zahlreicher kleinerer Störungen und teilweise offener Klüfte im Bereich der Hauptverwerfungszone hier nur 0,17 l/s Thermalwasser gefördert wurden. Als Begründung für die geringe Förderrate wird toniges Material im Bereich der Störungszone und auf den Klüften angeführt.

Laut Sicherheitsuntersuchungen der Nagra (1994) für ein Endlager im kristallinen Grundgebirge der nördlichen Schweiz wird das Aufwölben des Grundgebirges im Südschwarzwald im kompressiven Spannungsfeld in den nächsten 1 Million Jahre Maximalwerte von 200 m bis 400 m erreichen. Diese Relativbewegungen werden voraussichtlich dominant an bereits existierenden Hauptstörungen erfolgen und zwischen 0 m und 100 m in den von der Nagra untersuchten Gebieten im betrachteten Zeitraum betragen. Da die aktuellen heterogenen Transporteigenschaften der Hauptstörungen aus Bewegungen in der Vergangenheit resultieren, führt nach Ansicht der Autoren ihre Weiterbewegung nicht zu einer Veränderung der durchschnittlichen Bandbreite der Transporteigenschaften, auch wenn ehemals leitende Zonen zu gering leitenden Zonen werden und umgekehrt. Das Schweizer Konzept mit dem Wirtsgestein Kristallin, das für ein Endlager in Tongestein aufgegeben wurde, setzte auf eine sorgfältige Auswahl des Endlagerstandorts und des Endlagerdesigns, um eine Unterbrechung von Tunnelabdichtungen durch Bewegungen an einer Hauptstörung zu vermeiden.

Untersuchungen zur Auswirkung von Erdbebeneffekten auf ein Endlager im Kristallin, basierend auf Fallstudien und vorläufigen Modellen von Bäckblom & Munier (2002), zeigen, dass die vorherrschende Bruchdeformation an die Reaktivierung existierender Störungen

gebunden ist. Die Bildung neuer Brüche ist begrenzt auf die unmittelbare Umgebung der reaktivierten Störung und die Gesteinsdeformation verringert sich stark mit zunehmender Distanz zur Störung.

3.2 Störungen in Steinsalz

3.2.1 Beschreibung von Störungszonen im Deckgebirge und Hutgestein (Scheitelstörungen) von Salinarstrukturen

Störungszonen im Deckgebirge von Salinarstrukturen entwickeln sich dynamisch über die gesamte, oft mehrphasige Entwicklungsgeschichte einer Salzstruktur (Tvedt et al. 2016). Sie sind Ausdruck der Deformation des Deckgebirges im Zusammenhang mit Salz-mobilisierungsprozessen (Zu- oder Abfluss) im liegenden Salzkörper (Stewart 2006; Yin & Groshong 2006). Die Ablaugung von Salz durch Wasser (Subrosion) ist ein weiterer Prozess, der infolge des Salzverlustes und der Hohlrumbaueung ggf. zur Ausbildung von atektonischen Störungszonen im Hutgestein und ggf. im darüber liegenden Deckgebirge von oberflächennahen Salzlagerstätten führen kann (z. B. Sessler 1990; Kempe 2008; Martinez 1980; Frumkin 2013).

Infolge von Deformation weist das aufgewölbte Deckgebirge vor allem über den Kulminationspunkten von Salzstrukturen häufig komplexe Systeme von Scheitelgräben unterschiedlicher Orientierung auf (Stewart 2006; 2007). Daneben treten extensionsbedingt häufig radiale Störungsmuster auf, deren Störungen bis zu den Salzstrukturflanken reichen (Carruthers et al. 2013; Stewart 2007; Baldschuhn et al. 2001; Davison et al. 2000; Davison et al. 1996; Jackson et al. 1994). Der Versatzbetrag der Störungen im aufgewölbten Deckgebirge ist abhängig von der Hebungsrate der Salzstruktur und nimmt mit Abstand zum Kulminationspunkt der Salzstruktur ab (Mandl 2000; Dooley et al. 2015). Häufig nehmen ein bis zwei Hauptstörungen den größten Dehnungsbetrag im aufgewölbtem Deckgebirge auf (Yin et al. 2009).

Die teilweise hohe Hangneigung der Deckschichten begünstigt gravitationsgetriebene oberflächennahe Deformation und Erosion der Sedimente im Umfeld des Salzstrukturscheitels. Beobachtete Deformationsstrukturen im Deckgebirge der Diapirstrukturen beinhalten Rutschungen von unkonsolidiertem Sediment, Gleitung entlang von Schichtgrenzen, Auftreten von offenen Bruchflächen in Deckgebirgssedimenten im zentralen Grabenbereich und geschlossene Brüche sowie Styrolithe als Ergebnis von Drucklösung und Fluidbewegung in Karbonatgestein im peripheren Salzstrukturbereich. Erosive Merkmale beinhalten Schutt- und Rinnenbildung ausgehend vom Scheitel der Struktur (Davison et al. 2000; Abb. 11).

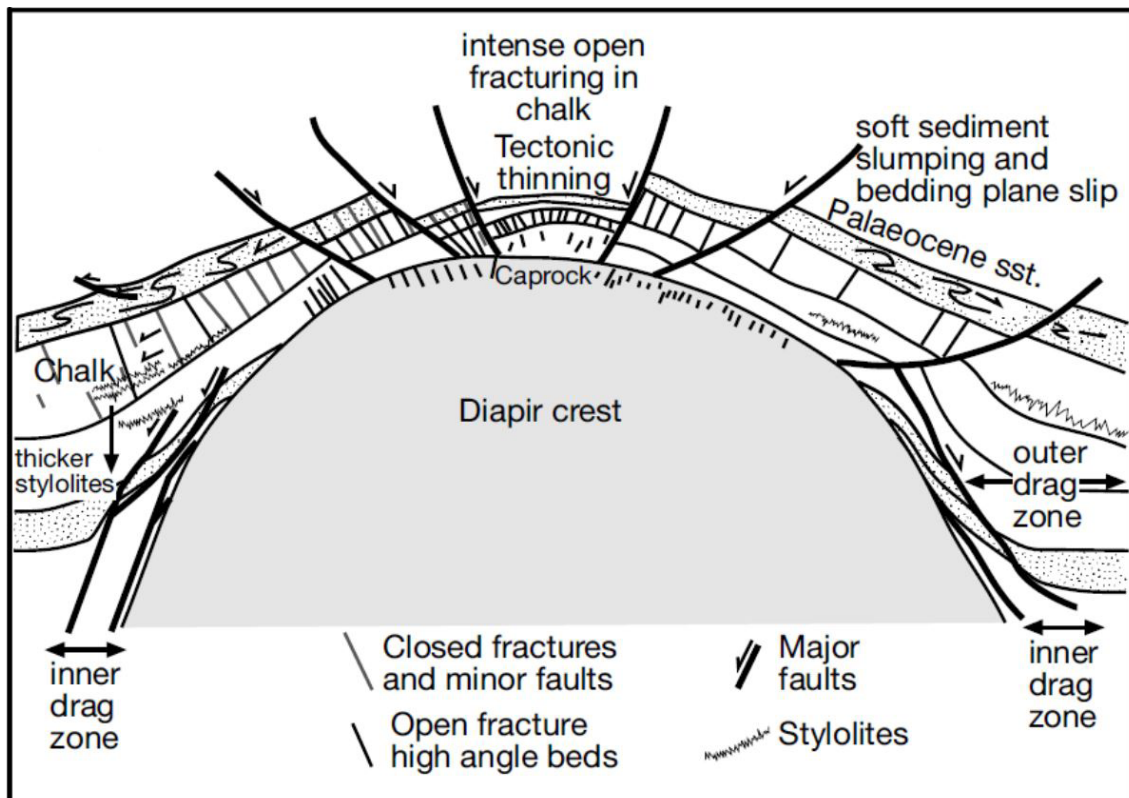


Abb. 11: Deformationsstrukturen im Deckgebirge einer Salinarstruktur nach Davison et al. (2000).

Generell ist davon auszugehen, dass während der Diapirbildung die Strukturgenese der Deckschichten von denen der salinaren Einheiten entkoppelt ist, sodass im Salinar ggf. existierende Störungszonen nicht zwangsläufig als Propagation von Störungen in der Deckschichtstruktur auftreten müssen, sondern auch lateral dazu versetzt vorkommen können (vgl. Kap. 3.2.2). Nach Davison (2009) ist am Kontakt von Salinar und überliegenden Deckschichten mit erhöhten Verformungsraten zu rechnen, was auch die Wahrscheinlichkeit von bruchhafter Verformung unabhängig von Scheitelstörungen erhöhen würde. Aus der Erkundung des Salzstocks Gorleben sind einzelne Klüfte und Störungen nur aus den oberen Schichten des Hutgesteins beschrieben, die mit Material aus dem überlagernden Deckgebirge verfüllt sind (Bornemann et al. 2008).

Das Vorkommen von Scheitelstörungen, die das Deckgebirge vom Hutgestein bis in känozoische Schichten durchschlagen, ist für einige Salzstrukturen des Norddeutschen Beckens bekannt (Kockel & Krull 1995). Für das Vordringen von Scheitelgrabenstörungen darüber hinaus bis in die Salinarstruktur hinein wurden bislang keine direkten Nachweise (z. B. durch Bohrungsaufschlüsse oder eine untertägige Erkundung) erbracht. Für Einzelfälle wurde dies jedoch diskutiert: Basierend auf seismischen Erkundungsdaten wurde beispielsweise in der Eckernförder Bucht von Al Hseinat et al. (2016) das Durchschlagen von Störungen in den Deckschichten der Salzmauer mit fraglichem Vordringen bis in

die Salinarstruktur erwogen. Die Interpretation anhand der zeitmigrierten Sequenz lässt jedoch keinen Rückschluss auf die von den Störungen beeinflussten Teufenintervalle zu. Eine Reaktivierung der Scheitelgrabenstörung wird im Zusammenhang mit Änderungen des externen Spannungsfeldes durch Eisauflast diskutiert.

Das Auftreten von Störungszonen im Salinar als Fortsetzung von Scheitelgrabenstörungen ist aus geophysikalischer Sicht schwer nachzuweisen. Eine Störungsstruktur im Salzstock unter Beteiligung nicht-halitischer Lagen (Anhydrit, Ton-, Karbonatgestein) ist durch deren Versatz nachweisbar. Da innerhalb des Salzstocks aus der untertägigen Erkundung bekannt ist, dass auftretende Störungen durch Steinsalz wieder verheilt sind, ist durch den mangelnden Impedanzkontrast dieser Konfiguration die Darstellung von Störungen innerhalb der halitischen Lagen ausschließlich anhand von obertägiger seismischer Erkundung nur unzureichend möglich. Die Auflösung durch seismische Erkundung innerhalb der Salinarstruktur beschränkt sich, je nach Messkonfiguration und räumlicher Lage der Schichten, auf die Erfassung von Kompetenzkontrasten, die beispielsweise durch Anhydritlagen hervorgerufen werden (Strozyk et al. 2012). Großräumige Scherzonen innerhalb von Diapirstrukturen mit entkoppelter Deformation des Deckgebirges, konnten beispielsweise im Santos Becken im südlichen Atlantik durch Jackson et al. (2015) abgebildet werden.

Insbesondere im Scheitelbereich von Salinarstrukturen ergeben sich geologische Ungewissheiten, die sich auf eine korrekte Interpretation der internen Strukturen negativ auswirken können (Jones & Davison 2014; Jones 2018). Diese umfassen unter anderem die Komplexität der Strukturen, Unsicherheiten in der Interpretation von Laufzeiten und damit der Übertragung in ein Tiefenmodell, Ungewissheiten im Aufbau und somit in den gesteinsphysikalischen Eigenschaften der Hutgesteine und generell große seismische Geschwindigkeitskontraste an der Salzstrukturgrenze bzw. innerhalb der Salzstruktur.

3.2.2 Einfluss von Störungszonen auf die Lagerungsverhältnisse von flach lagernden Salinarformationen

Das Vorhandensein einer Steinsalzlage in einer konkordanten Schichtenfolge flacher Lagerung lässt aufgrund des viskosen Materialverhaltens von Steinsalz generell einen gewissen Grad der mechanischen Entkopplung der hangenden und liegenden Gesteinsformationen erwarten. Sowohl in extensionalen als auch in kontraktionalen Deformationsregimen kann sowohl eine Kopplung als auch eine Entkopplung der Schichtenfolge durch Zwischenschaltung von Steinsalz erfolgen (Kley et al. 2008).

Deformationsbedingte mechanische Entkopplung durch eine Salzlage wird begünstigt durch: (1) geringen Sockelstörungsversatz, (2) langsame Verformung entlang bestehender Störungen und (3) hohe Mächtigkeiten und geringe Viskositäten der beteiligten Salzschichten

(Jackson & Hudec 2017). In gewissem Maße spielt auch die Rigidität der überlagernden Schichten eine Rolle für den Grad der Entkopplung. Die Auswirkungen dieser Parameter auf die Entwicklung von Störungsmustern im Deckgebirge einer Salzlage wurde anhand von Analogmodellen untersucht (z. B. Withjack & Callaway 2000; Dooley et al. 2003). Eine Kopplung begünstigt generell Deformation in engerer lateraler Ausprägung sowie die bevorzugte Ausbildung von Störungen im Zusammenhang mit Faltenstrukturen im Deckgebirge. Die Extreme, die sich aus diesem Zusammenhang ergeben, sind entweder ein vollständig gekoppeltes System mit durchgängiger Störung und Versatz der Salzlage oder ein vollständig entkoppeltes System, bei dem durch die Fließbewegungen des Salinars die Versatzbewegung einer Sockelstörung vollständig kompensiert wird. Im Umkehrschluss ist aus diesem Zusammenhang davon auszugehen, dass auch die im Salinar zu erwartenden Ausgleichsbewegungen je nach Kopplungsgrad der Schichten unterschiedlich ausgebildet sind.

Bei der Entkopplung sind vor allem laterale Bewegungen, die zu Mächtigkeitsunterschieden innerhalb der Salzlage führen können, zu erwarten (ten Veen et al. 2012; Warsitzka et al. 2019; Abb. 12). Im Fall von Sockelstörungen ist jedoch bei ausreichendem kontraktionalen Störungsversatz ein gewisser Grad der Kopplung von liegender und hangender Schichtenfolge in Bezug auf die Salzlage anzunehmen. Bei einer schwachen Kopplung des Störungsmusters über die Salzlage wird davon ausgegangen, dass die Störung innerhalb der Salzlage durch eine duktile Schwächezone abgebildet ist (Stewart 2007; Stewart et al. 1996). Wie eine solche Schwächezone strukturell durch Deformation im Salinargestein abgebildet ist, wurde bislang nicht systematisch untersucht.

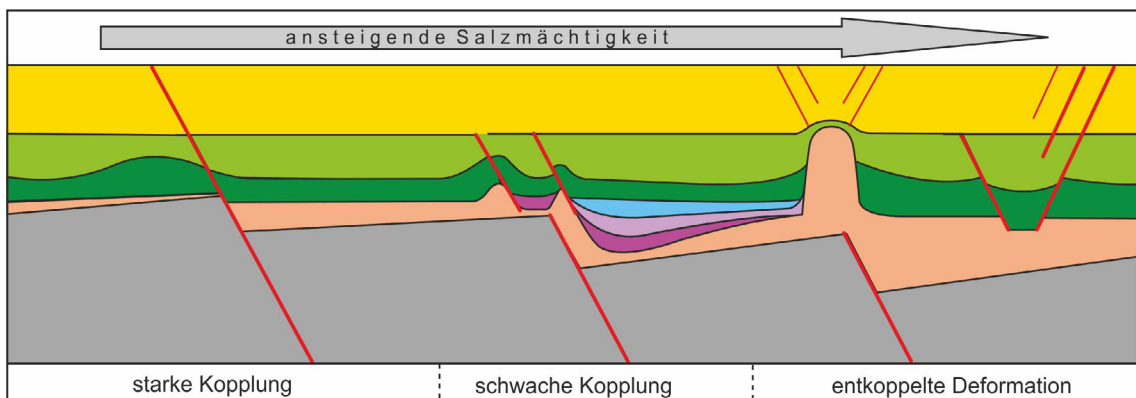


Abb. 12: Schematische Darstellung von Störungsmustern, die im Zusammenhang mit Salzlagen in den Niederlanden beobachtet werden. Nach ten Veen et al. (2012).

In einer Studie von Schléder et al. (2008) wurde im flach lagernden Salinar des Werra-Fulda-Beckens mehrfache Deformation durch isoklinale Faltung von Halit-Anhydrit-Lagen und Klüftbildung innerhalb des Salinars beschrieben. Die Bildung einer halitgefüllten Klüft wird mit hydraulischer Rissbildung als Folge von Fluidverfügbarkeit durch Mineralumwandlung

in den beteiligten kalimineralhaltigen Lagen begründet. Abhängig von initialem Gefüge und stofflicher Zusammensetzung des Salinares, die sowohl durch Evaporations- und Sedimentationsprozesse wie auch diagenetische Prozesse bedingt sind, ist von einer lokal unterschiedlichen Reaktion auf Deformation auszugehen. Daraus ergibt sich eine gegenseitige Beeinflussung des Systems von externen Parametern wie Spannungsfeld und Deckgebirgseigenschaften und Eigenschaften der Salzlage wie Mächtigkeit, lithostratigraphischer Aufbau oder mechanisches Verhalten.

Im niederländischen und britischen Nordseebecken wurde aus seismischer Erkundung eine Vielfalt an Strukturen im Zusammenhang mit Entkopplung von Sockelstörungen durch Zechsteinsalz detektiert (ten Veen et al. 2012; Stewart 2007; De Jager 2003; Stewart et al. 1996). Dabei wurde festgestellt, dass bei einer initialen Salzmächtigkeit von über 300 m ausschließlich entkoppelte Störungssysteme von Sockel und Deckgebirge vorliegen (ten Veen et al. 2012). In geringmächtigeren Salzlagen wird ein Durchpausen von Störungszonen durch Sockel- und Deckschichten beobachtet (Abb. 12).

In Deutschland sind unter anderem im Zuge der oberkretazischen Inversion die Salzlagen des Zechstein in Teilen des niedersächsischen Beckens mobilisiert worden. Die Entkopplung führte teilweise zur Ausbildung von Überschiebungsstrukturen unter starker Deformation des Deckgebirges (Kockel 2003; Holländer 1993; Baldschuhn et al. 1998) (Abb. 13 b). Die äußere Struktur impliziert eine starke Deformation der beteiligten Salzlagen durch lokale Mächtigkeitsschwankungen, allerdings ist bisher kaum untersucht, wie sich diese Deformation innerhalb der Salzlagen äußert.

In peripheren Lagen des Zechsteinbeckens ist das flach lagernde Zechsteinsalinar ebenfalls durch regionale Störungsmuster beeinflusst, wobei hier großräumig konkordante Lagerungsverhältnisse beibehalten werden (Abb. 13 c). Mächtigkeitsschwankungen im Salinar sind in unterschiedlichen Teilbecken beschrieben, beispielsweise aus dem Niederrheinbecken, dem Werra-Fulda-Becken und dem Thüringer Becken (Reinhold & Hammer 2016). Bekannte Mächtigkeitsunterschiede sind nicht ausschließlich auf intrasalinare Deformation zurückzuführen, sondern sind zusätzlich beeinflusst durch synsedimentär bedingte Mächtigkeitsschwankungen (Paläorelief sowie Variation der sedimentären Fazies), sowie Subrosions- und Ablaugungsprozesse (Seidel 2011; Dyjaczynski & Peryt 2014; Radzinski 2008). Um die Auswirkungen von Störungszonen auf die Lagerungsverhältnisse im Salinar bewerten zu können, muss eine standortspezifische Erkundung erfolgen und es müssen im Salinargestein zu beobachtende Deformationsstrukturen analysiert werden.

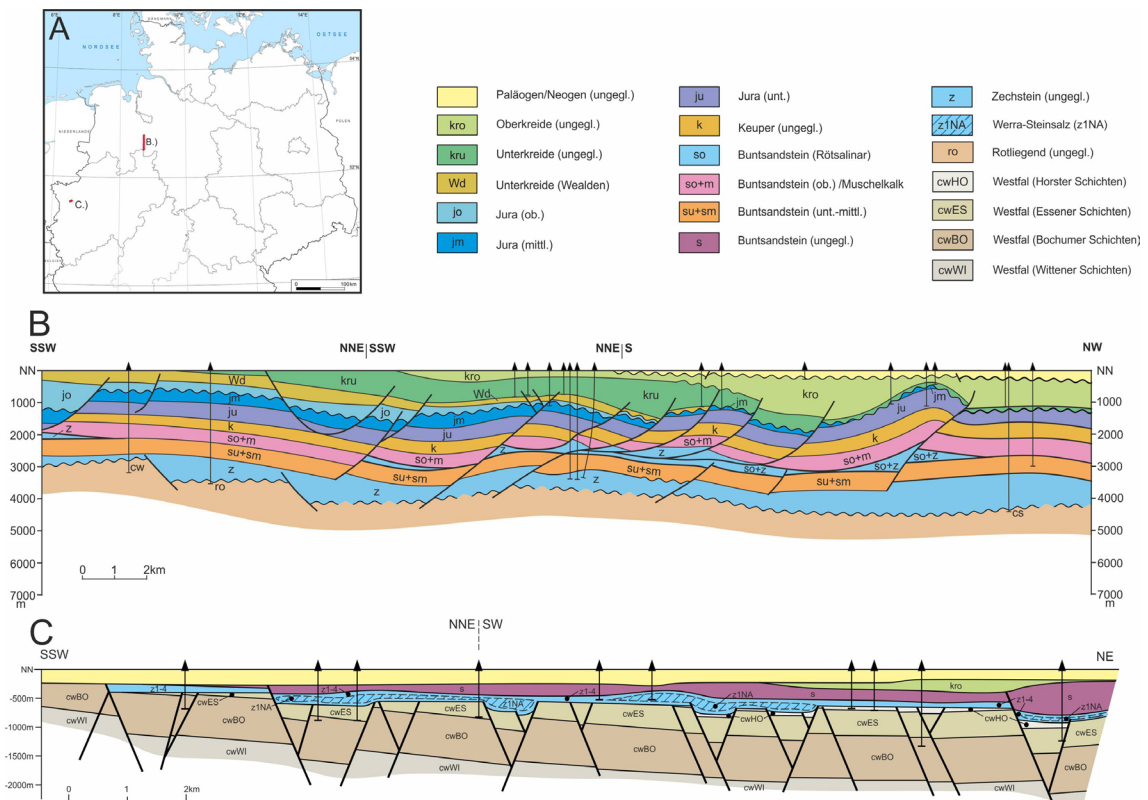


Abb. 13: Flach lagerndes Salinar in Deutschland A: Lage der Profilschnitte B: Salzmobilisierung im Niedersächsischen Becken unter Bildung von Überschiebungsstrukturen in den Deckschichten des Salinars (nach Baldschuhn et al. 2001) C: Mächtigkeitsschwankungen im Salinar am Beispiel des Niederrheinbeckens (verändert nach Reinhold et al. 2014; Wolf 1985).

3.2.3 Bruchbildung und Verheilungsmechanismen im Steinsalz

Halit verhält sich bereits unter oberkrustalen Bedingungen plastisch, solange der Spannungszustand im nicht-dilatanten Spannungsbereich bleibt (Schulze et al. 2001; Wallner et al. 2007). Beim Einsetzen einer deviatorischen Spannung kann Steinsalz durch eine Vielzahl von Prozessen deformiert werden. Eine länger andauernde Einwirkung geringer Differentialspannung führt zu plastischem Fließen (makroskopisch bruchlos und rissfrei). Die Langzeitdeformation wird dabei beeinflusst von Faktoren wie Temperatur und Spannung, aber auch durch Gefügeparameter wie Korngröße, Fluidgehalt, Korngrenzgefüge sowie Gehalt und Verteilung weiterer Mineralanteile (Urai et al. 2008). Kurzzeitige Beanspruchung bei relativ hoher Spannungsdifferenz bewirkt hingegen eine bruchhafte Verformung des Steinsalzes (Hunsche & Hampel 1999).

Wenn Steinsalz mechanisch belastet wird, kann es sich nach Schulze et al. (2001) in zwei spannungsabhängigen Bereichen verformen: Kompaktion und Dilatanz. Diese Domänen sind durch die Dilatanzgrenze getrennt (Abb. 14). Bei Spannungszuständen unterhalb der Dilatanzgrenze (Kompaktionsdomäne) werden Mikrorisse geschlossen, was zu einer

Abnahme der messbaren Permeabilität führt (Schulze et al. 2001; Hunsche & Hampel 1999). Andererseits wird mit zunehmender Differentialspannung (über die Dilatanzgrenze hinaus) das Volumen des Gesteins aufgrund von Mikrorissbildung zunehmen, was zu einer Zunahme der Permeabilität führen könnte.

Da Halit schon bei relativ niedrigen Temperaturen plastisch reagiert, ist vor allem der Betrag der deviatorischen Spannung der entscheidende Parameter. Aus Abbildung 14 ergibt sich, dass bei einem niedrigen effektiven Umschließungsdruck von wenigen MPa und einer hohen deviatorischen Spannung (mehr als 15-20 MPa) im Halitgefüge, Dilatanz auftritt. Diese kann sich durch inter- und intragranulare Mikrorisse äußern. Es kann in diesem Zusammenhang auch zu Korngrenzgleitung kommen (Urai & Spiers 2007). Mit zunehmendem effektiven mittleren Umschließungsdruck werden Mikrorissbildung und dilatantes Verhalten unterdrückt und die Kristallplastizität stellt das dominierende Verformungsverhalten dar.

Wie in Kap. 3.2.1 bereits erwähnt, ist die Bruchbildung im Steinsalz von Verheilungsprozessen begleitet, sodass auftretende Störungen oder Klüfte in vielen Fällen nicht als offene Brüche nachweisbar sind. Da die für Bruchbildung notwendigen Spannungszustände und Verformungsraten unter halotektonischen Bedingungen in den meisten Sedimentbecken nicht erreicht werden (Davison 2009), ist das Vorkommen von Brüchen und Störungen im Steinsalz entweder mit hydraulischer Rissbildung durch erhöhten Fluiddruck oder mit hoher spontaner Spannungseinwirkung, beispielsweise durch seismische Aktivität (Erdbeben) assoziiert. Letzteres ist in Deutschland nach StandAG § 22 Abs. 2 als Ausschlusskriterium definiert, sodass Gebiete der Erdbebenzone 1 (nach DIN EN 1998-1/NA 2011-01) nicht als Endlagerstandort in Betracht kommen. Potentielle Fluidquellen stellen Kohlenwasserstoffe dar, die innerhalb der salinaren Formationen vorkommen können, sowie Fluide aus Mineralumwandlungen von Evaporitmineralen. Hier sind insbesondere die Umwandlung von Gips in Anhydrit, sowie metamorphe Umwandlungen in kalimineralhaltigen Lagen zu nennen (Borchert & Muir 1964). Darüber hinaus können insbesondere in mobilisiertem Salinar intrasalinare Restlösungen konzentriert auftreten. In Davison (2009) sind einzelne bekannte Störungen, die innerhalb von Steinsalz auftreten, aufgeführt (z. B. in Beckenrandlagen oder Riftsystemen).

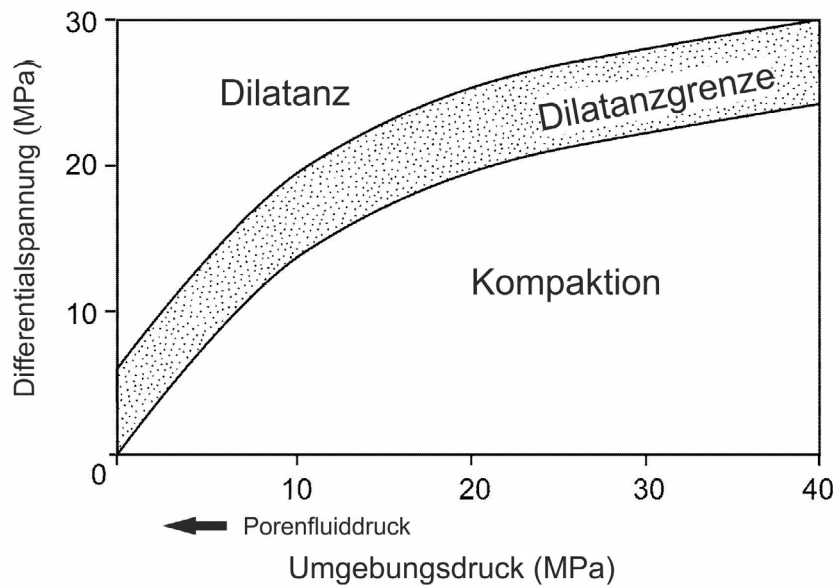


Abb. 14: Kompaktions- und Dilatanzfeld für Steinsalz nach Schléder et al. (2008) und Popp et al. (2001). Einwirkender Porenfluiddruck wirkt dem Umgebungsdruck entgegen.

Unter Klüften wird ein Trenngefüge verstanden, welches aufgrund bruchhafter Deformation entsteht, keinen relevanten Versatzbetrag aufweist (Tanner & Brandes 2019) und in der Regel einen mineralisierten Besteg (Ausfüllung des durch die Kluft gebildeten Hohlraumes) oder Relikte davon aufweist. Im folgenden Kapitel werden ausschließlich Klüfte in Steinsalz behandelt, deren Entstehung auf geogenen Prozessen beruht und nicht auf bergmännische Tätigkeiten zurückzuführen ist (Weiß 1980).

Störungen hingegen können unter bruchhaften oder viskosen Materialverhalten entstehen, unter Bildung eines kataklastischen oder mylonitischen Gesteinsgefüges. Im Gegensatz zu den Klüften besteht ein deutlicher Versatz zwischen den Gesteinsblöcken, des Weiteren sind nicht zwangsläufig neue Mineralisationen zu erwarten. Einzelne Störungen können Teil eines Störungssystems sein, dessen geometrische, stoffliche und strukturelle Eigenschaften lokal sehr komplex sein können (Tanner & Brandes 2019).

Generell finden sich wenig Beschreibungen und Dokumentationen zu Klüften und Störungen innerhalb einer Salzstruktur. Umfassende Beobachtungen gibt es an Gesteinen, die andere rheologische Eigenschaften als Steinsalz aufweisen, wie bspw. Anhydritschichten, Karbonatlagen, silikatführende Einheiten oder Kaliflöze. Die meisten Beobachtungen konnten in Kaliflözen und in deren direktem Umfeld gemacht werden, da aufgrund des wirtschaftlichen Interesses entsprechend umfassende Abbaue aufgeföhren wurden.

Aufschlussbedingungen unter Tage ermöglichen eine detaillierte Untersuchung von Störungen, doch stellen sie auch eine Schwierigkeit dar, da zahlreiche Strukturen nur am frischen Gestein zu beobachten sind. Sie verschwinden im Laufe der Zeit aufgrund von oberflächlicher Verschmutzung und Verwitterung der teilweise stark hygroskopischen Salze (Kupfer 1974; Weiß 1980).

Nach Weiß (1980) konnte das Auftreten von Klüften in verschiedenen Strukturtypen von flachlagerndem Salinar bis zum Salzdiapir beobachtet werden, wobei die Häufigkeit strukturtypabhängig ist und von der flachen Lagerung zu Diapiren hin abnimmt. Die räumliche Verteilung ist vor allem in Diapiren heterogen und an bestimmte Bereiche gebunden, beispielsweise an tektonisch stark beanspruchte Bereiche und bestimmte stratigraphische Einheiten. In flachlagernden Salzen hingegen sind Anzeichen von Lösungsmigration entlang von Spalten, (Mikro-) Klüften sowie tektonischen Auflockerungszonen gehäuft beobachtet worden. Die Lösungen wurden aus lösungsmetamorph überprägten Kaliflözen generiert.

Sedimentäre Risse können als Trockenrisse in Salzgesteinen entstehen und weisen oftmals ein polygonales Bruchmuster auf. Neben Klüften können durch Volumenschwund bei der Umwandlung von Carnallit in Hartsalz Hohlräume entstehen, die in der Regel mit sekundären Salzen verfüllt sind, allerdings auch Restlösung enthalten können.

Die meisten Autoren gehen bei der Hauptursache für Klüfftentstehung von tektonisch induzierter Rissbildung aus. Kinematisch lassen sich Zerrklüfte, Scherklüfte, Dehnungsclüfte und Entlastungsclüfte unterscheiden (Weiß 1980). Scherzonen im Salinar können entstehen, wenn verschiedene Bereiche in einem Salzdiapir unterschiedlich schnell aufsteigen, oder an Übergängen zwischen unterschiedlich kompetenten Einheiten. Hauptmechanismus der Klüfftentstehung ist die hydraulische Rissbildung, bei leicht oberhalb des lithostatischen Drucks auftretenden Spannungen (Schléder et al. 2008). Darüber hinaus ist Bruchbildung im Steinsalz im Zusammenhang mit Basaltintrusionen beschrieben (Knipping 1989).

Die Klüfftfüllungen bestehen in der Regel aus sekundären, leicht löslichen Salzen (Grewe et al. 2017), sedimentärem, umgelagerten Material (Kupfer 1974; Hammer et al. 2012) sowie Laugen, Kohlenwasserstoffen und Gasen in unverritzten Bereichen (Kupfer 1974). Klüfftfüllungen aus sekundären Salzen können mineralogisch sehr variabel zusammengesetzt sein (Grewe et al. 2017). Als mögliche Quelle kommen neben metamorphen Lösungen aus der Kaliflözumwandlung Laugen aus Salzstockinternen Klüft- und Porenspeichern wie bspw. dem Hauptanhydrit oder dem Staßfurtkarbonat in Frage. Letzteres bildet auch den Speicher bzw. die Quelle für Kohlenwasserstoffvorkommen im Zentralbereich des Salzstocks Gorleben (Hammer et al. 2013).

Klastisches umgelagertes Material aus dem Deckgebirge kann während des Aufstiegs in Scherzonen in das Salinar eingearbeitet werden (Kupfer 1974) oder unter besonderen tektonischen Bedingungen in Klüfte in Form von Suspension eingebracht werden (Hammer et al. 2012).

Beispiele für Störungen/Scherzonen und Klüfte im Salinar sind:

- Klüfte im Fulda-Werra-Gebiet, Grube Hattorf (Kluftstreichen NW-SE; NNE-SSW; NNW-SSE; N-S, bilden weitgehend großtektonische Richtungen ab): Die Klüfte stehen überwiegend steil und sind als < 1 mm bis dm breite Klüfte ausgebildet. Sie sind offenstehend bzw. mit Gasen/Laugen oder sekundärem Salz verfüllt. Die streichende Erstreckung beträgt 10-30 m, selten 100 m. Die Klüfte wurden nachgewiesen in den Kaliflözen Hessen und Thüringen. Eine Besonderheit stellen Basaltgänge dar, die miozänem Vulkanismus zuzuordnen sind, und überwiegend präexistierenden tektonischen Linien folgen (Knipping 1989).
- Salzbergwerk Neuhof: Eng bis isoklinal verfaltetes Steinsalz in unmittelbarer Umgebung des Kaliflözes Hessen wird durch einen ca. 1 cm mächtigen, mit grobkörnigem Halit verfüllten Gang durchschlagen (Schléder et al. 2008). Die Halite kristallisierten in einem mit salinärer Lösung ausgefüllten Hohlraum aus. Bildungsmechanismus war hydraulische Rissbildung im Steinsalz, als mögliche Quelle für die Lösung kommen metamorphe Lösungen aus der Kaliflözumwandlung in Frage.
- Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM): Im Grubenfeld Marie wurden über 200 Klüfte kartiert, welche vom Kaliflöz Straßfurt ausgehend mehrere Dezimeter bis Meter in die hangenden sowie liegenden Einheiten hineinreichen (Grewe et al. 2017). Die Klüfte stehen überwiegend steil und streichen NE-SW. Die Kluftmächtigkeiten betragen in der Regel wenige mm und nur vereinzelt bis zu ca. 15 cm. Die Kluftmineralisationen bestehen überwiegend aus Kalisalzen, die dem umgebenden Gestein ähneln bzw. mit dessen Mineralbestand korrespondieren, es ist daher von kurzen Transportwegen der Laugen bzw. einer lokalen Interaktion zwischen Nebengestein und Lauge auszugehen.
- Salzstruktur Gorleben: Kleinstörungen und Klüfte in Salzgestein sind aus über- und untertägigen Erkundungsbohrungen des Salzstockerkundungsprogramms beschrieben (Bornemann et al. 2008). Das Vorkommen von Klüften beschränkt sich auf einzelne lithostratigraphische Einheiten der oberen Staßfurt-Formation (z2) und der Leine-Formation (z3). Die Klüfte weisen vorwiegend Öffnungsweiten von 5 - 30 cm auf und sind durch grobkristallines bis idiomorphes Steinsalz verheilt, bzw. vereinzelt durch Carnallit verfüllt. Das Vorkommen von Klüften tritt teilweise im Zusammenhang mit Verfaltung von Steinsalz auf. Überschiebungen und Schichtausfälle wurden teilweise bei Störungen im Hauptanhydrit beschrieben.

- Salzstruktur Grasleben (Steinsalzbergwerk Braunschweig-Lüneburg): Brüche in Steinsalz sind mit Halit im Zentrum und oftmals Anhydrit am Übergang zum Nebengestein verfüllt, welche als Extensionsbrüche gedeutet werden und nach ihrer Verheilung verfaltet wurden (Horn et al. 2016). Ein weiteres Beispiel zeigt das Verheilen einer Kluft durch Anhydrit und mit geringen Mengen Tonmineralverunreinigtem Halit.
- Salzstruktur Bokeloh, Werk Sigmundshall: Im Miozän angelegte Klüfte sind mit überwiegend oligozänem und quartärem klastischen Material verfüllt (Hammer et al. 2012). Eine teilweise Reaktivierung erfolgte im Quartär durch Gletscherauflast. Das klastische Material wurde in Form einer Suspension aus den die Struktur überlagernden klastischen Sedimenten eingespült.
- Golfküste von Louisiana, USA: In mehreren Salzstöcken im südlichen Louisiana konnten offenstehende Klüfte nachgewiesen werden (Kupfer 1974). Eine Besonderheit stellen salzstockinterne Scherzonen dar, in welche sedimentäres Material eingearbeitet wurde. Dies wird auf unterschiedlich schnell aufsteigende Teile des Salzstocks zurückgeführt, wobei die Mächtigkeit dieser Zonen einige dm bis > 10 m erreichen kann (Kupfer 1974). An solchen Scherzonen muss nicht zwingend sedimentäres Material vorliegen, so dass sich die Scherzone ausschließlich im Steinsalz befindet. Dies erschwert eine eindeutige Ansprache und Abschätzung der Kinematik und des Versatzbetrags. An Scherzonen können größere Hohlräume oder Kluftnetzwerke gebunden sein, welche potentielle Lösungsspeicher darstellen (Kupfer 1974).

3.3 Abstand zu Störungszonen

Gemäß § 22, Abs. 2, Nr. 2 StandAG ist zu aktiven Störungszonen ein abdeckender Sicherheitsabstand zu halten. Im Begründungstext zum StandAG (BT-DRS 18/11398) heißt es zum Ausschlusskriterium „aktive Störungszonen“:

„Durch das Kriterium werden Gebiete ausgeschlossen, in denen geologisch aktive Störungszonen vorliegen, die die Sicherheit eines Endlagers beeinträchtigen können. Der erforderliche Sicherheitsabstand zu derartigen Störungszonen ist individuell abzuschätzen. Er beträgt in der Regel mindestens einen Kilometer.“

Die Empfehlung des AkEnd (Arbeitskreis Auswahlverfahren Endlagerstandorte 2002), die auch im Kommissionsbericht (Kommission Lagerung hoch radioaktiver Abfallstoffe 2016) übernommen wurde, lautet wie folgt:

„... Die mutmaßlichen Breiten von Störungszonen sind individuell abzuschätzen. Da eine exakte Zonenbreite in der Regel nicht festlegbar ist, sollte für eine Ausweisung von Gebieten mit besonders ungünstigen Verhältnissen ein „Sicherheitsaufschlag“ von einigen Kilometern beidseits der erkannten Zone festgelegt werden.“

Im Folgenden soll erläutert werden, welche (anderen) Möglichkeiten es gibt, den abdeckenden Sicherheitsabstand zu Störungszonen zu bewerten.

Die Abgrenzung der Begriffe Störung und Störungszone sowie die Beschreibung des generellen Aufbaus einer Störungszone erfolgt in Kapitel 2.1. Abhängig von der Deformationsart bzw. -intensität und dem Gesteinstyp sowie begleitender hydrothermalen Phasen können Störungen deutlich größere oder wesentlich kleinere hydraulische Leitfähigkeiten als das intakte Gestein (Protolith) haben. Fluidbewegungen finden daher an Störungen selbst statt oder werden ebenfalls häufig durch diese begrenzt (Agemar et al. 2017). Die Struktur von Fluidwegsamkeiten in Störungszonen ist in der Regel sehr komplex und kann sich mit der Zeit durch sekundäre Mineralisation oder auch durch fortschreitende Störungsausbreitung verändern (Agemar et al. 2017). Während aktive Störungszonen in der Kernzone eine Auflockerung aufweisen können, besteht der Störungskern bei inaktiven Störungszonen meist aus brekziiertem, hydraulisch dichtem Material und weist so üblicherweise geringere Permeabilitäten auf als das ungestörte Nebengestein (Reyer et al. 2010). Die hydraulische Leitfähigkeit der Zerrüttungszonen ist aufgrund der erhöhten Zahl an Brüchen gegenüber dem Nebengestein deutlich erhöht (Caine et al. 1996) und nimmt nach den Seiten ab, bis auf den Wert der hydraulischen Leitfähigkeit des ungestörten Nebengesteins. Folglich kann es vorkommen, dass die Kernzone eine hydraulische Barriere darstellt und damit querende Fluidströme unterbindet, während die äußeren Zerrüttungszonen mit größerer Kluftdichte eine erhöhte hydraulische Leitfähigkeit entlang der Störung aufweisen (Agemar et al. 2017).

Der im Gesetz genannte Sicherheitsabstand bezieht sich auf den minimalen Abstand des Endlagerbereichs, also dem „Gebirgsbereich, in dem ein Endlagersystem realisiert ist oder realisiert werden soll“ (StandAG 2017), zur nächsten aktiven Störungszone im Gebirge. Da die Größe des Endlagersystems erst mit Vorliegen der repräsentativen vorläufigen Sicherheitsuntersuchungen bekannt ist, ist das Ausschlusskriterium auf den Gebirgsbereich anzuwenden, in dem das Endlagersystem realisiert werden soll. Um den Abstand des Endlagerbereichs zu einer aktiven Störungszone benennen zu können, muss der Rand der Störungszone bekannt sein. In der Praxis ist es jedoch häufig schwierig, die Bereiche einer Störungszone (siehe Kap. 2.1) voneinander abzugrenzen, da Störungszonen nur selten einen symmetrischen Aufbau besitzen: Es kann mehrere Störungskern-Bereiche geben, in denen die Bewegung aufgenommen wurde und damit Brekzierung stattgefunden hat, und der Übergang zwischen den Zerrüttungszonen und dem Nebengestein ist meist

fließend (Abb. 15, links). Auch kann die Definition und Interpretation der Mächtigkeit einer Störungszone schwierig sein, da diese sowohl in ihrem lateralen Verlauf (van der Zee et al. 2008) als auch in ihrem vertikalen Verlauf variable Mächtigkeiten aufweisen kann sowie ihren Verlauf und ihre Richtung ändern kann (Abb. 16). Ebenso wenig wie der exakte Verlauf einer Störungszone lässt sich häufig ihre fortschreitende Störungsausbreitung („process zone“) voraussagen (Abb. 15, rechts). Weitere Ausführungen dazu geben z. B. in Vermilye & Scholz (1998). Schulz & Evans (2000) weisen darauf hin, dass die ermittelte Mächtigkeit einer Störungszone im Wesentlichen davon abhängt, welche Parameter man misst und in welchem Maßstab die Untersuchungen durchgeführt werden.

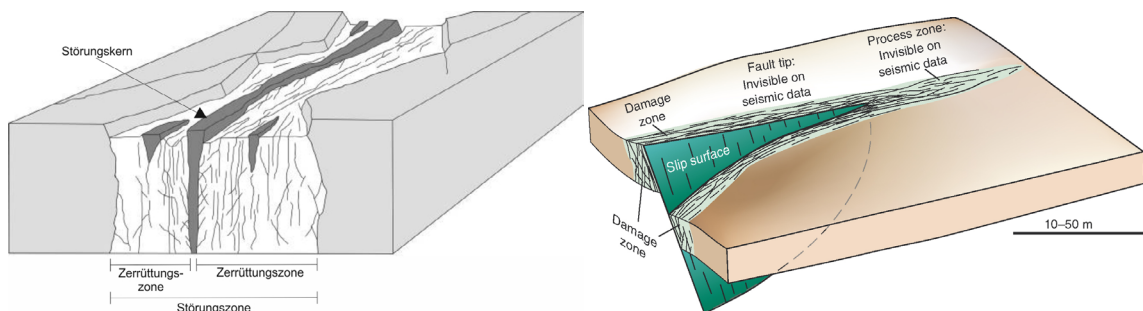


Abb. 15: Variable Mächtigkeit einer Störungszone (verändert nach Reyer et al. 2010) (links) und Beispiel für die fortschreitende Störungsausbreitung (Fossen 2016) (rechts).

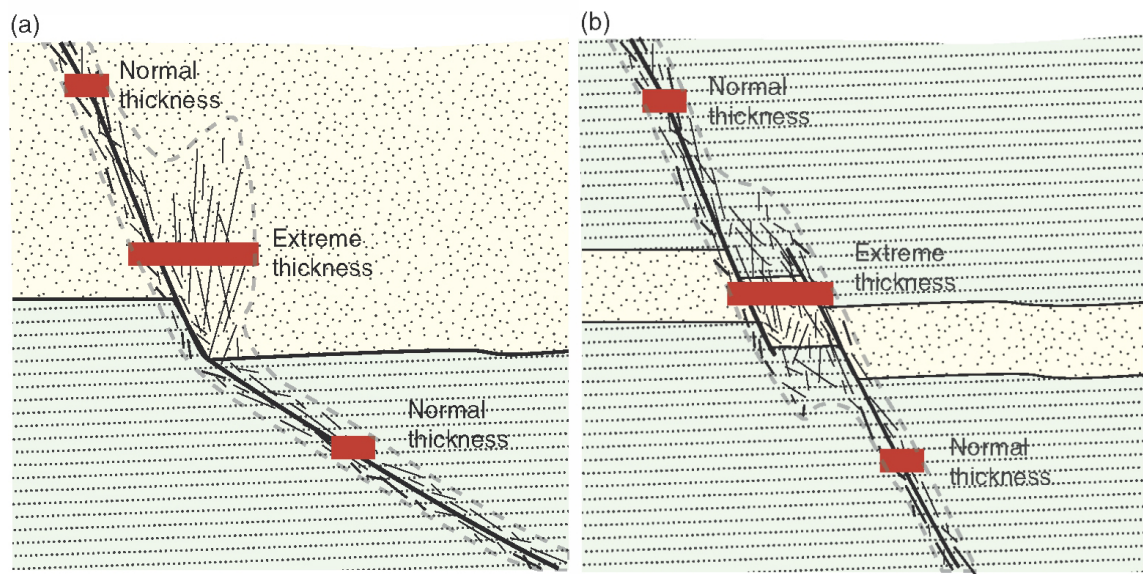


Abb. 16: Schematisches Beispiel für den Verlauf und die Änderungen der Mächtigkeit einer Störungszone aufgrund der Änderung des Einfallens (a) sowie aufgrund der Verbindung mit anderen Störungen (b) (Fossen 2016).

Die Eingrenzung einer Störungzone ist daher sehr subjektiv bzw. mit Ungewissheiten behaftet. Nichtsdestotrotz wird in zahlreichen Veröffentlichungen eine Korrelation zwischen der Mächtigkeit von Störungzonen und ihrem Versatz festgestellt (Fossen 2016; Gudmundsson et al. 2013; Reyer et al. 2010; van der Zee et al. 2008; Wibberley et al. 2010; Wibberley et al. 2008; Schulz & Evans 2000; Evans 1990; Watterson 1986). Bei diesen Untersuchungen sind logarithmische Diagramme weit verbreitet. Gerade Linien in diesen Diagrammen deuten eine konstante Beziehung zwischen diesen beiden Parametern an (Abb. 17).

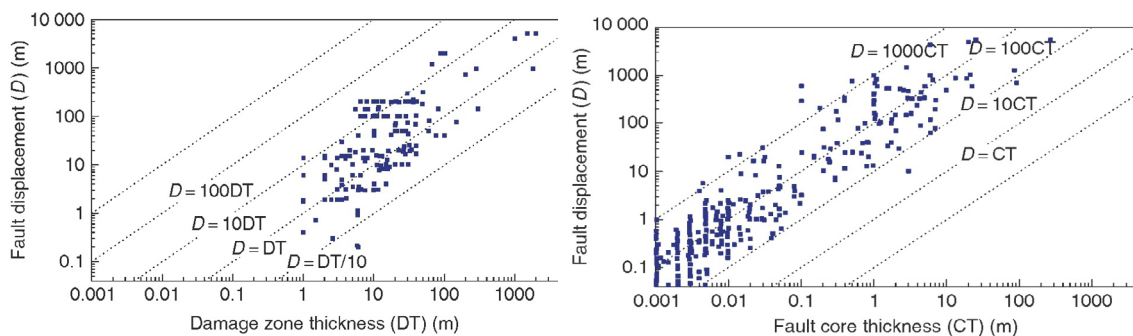


Abb. 17: Zusammenhang zwischen dem Versatz einer Störung (D) und der Mächtigkeit der Zerrüttungszone (DT) (*links*) bzw. des Störungskerns (CT) (*rechts*) für Störungen in siliziklastischen Sedimentgesteinen (Fossen 2016).

Allerdings können die Breite der Zerrüttungszonen und damit die Störungszonenbreite von einer Gesteinsschicht zur anderen unterschiedlich sein. Reyer et al. (2010) zeigen, dass das Verhältnis zwischen Störungszonenbreite und dem Versatz der Störung zwar positiv korreliert, der bei der Bewegung mechanisch beanspruchte Bereich, also die Störungszonenbreite, jedoch vom Gesteinstyp abhängig ist. In Karbonaten ist diese z. B. höher als in Sandsteinen (Abb. 18). Folglich werden in Karbonaten bei gleichem Versatzbetrag üblicherweise mächtigere Störungszonenbreiten erreicht. Allerdings streut die Störungszonenbreite bei Karbonaten insgesamt auch stärker. Der lineare Trend in Abbildung 18 wird in den Karbonaten durch eine Störungzone mit großem Versatz bestimmt, ohne die die Gerade etwas flacher wäre. Dadurch kommt man zu der Annahme, dass die Störungszonenbreite vor allem bei Karbonatgesteinen von weiteren Faktoren abhängt (Reyer et al. 2010).

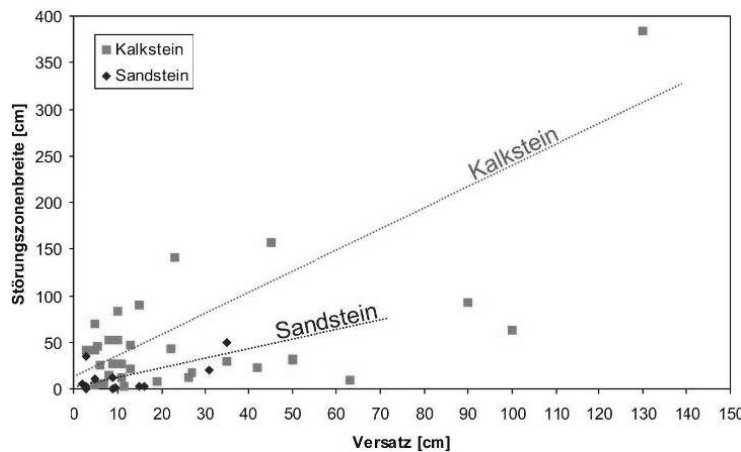


Abb. 18: Darstellung der Störungszonenbreite in Abhängigkeit des Versatzes mit Trendlinien für Kalksteine und Sandsteine (Reyer et al. 2010)

Eine ausführliche Diskussion über den komplexen und heterogenen Aufbau von Störungszonen sowie den Zusammenhang zwischen Störungszonenbreite und Versatz erfolgt in Wibberley et al. (2008).

Beispiele internationaler Festlegungen von Sicherheitsabständen zu Störungszonen in der Endlagerung

In Schweden und Finnland wurden zahlreiche Untersuchungen zum Sicherheitsabstand zu Störungszonen gemacht. Dabei ist zu beachten, dass in den skandinavischen Endlagerkonzepten das Wirtsgestein hinsichtlich des Einschusses keine nachweisrelevante Bedeutung hat. In Munier & Hökmark (2004), auf deren Untersuchungen die in Schweden und Finnland diskutierten Sicherheitsabstände größtenteils beruhen, wird der Sicherheitsabstand als senkrechter Abstand zu einer Störungzone definiert. Die Bemessung dieses Abstandes erfolgt aufgrund der möglichen Reaktivierung von Störungszonen bei seismischen Ereignissen. Untersuchungen von Bäckblom & Munier (2002) zeigen, dass die Bildung von neuen Brüchen durch Erschütterungen im Allgemeinen auf die unmittelbare Umgebung der reaktivierten Störungen beschränkt ist und Gesteinsdeformationen mit der Distanz zur Störung rasch abnehmen. Ihnen zufolge beträgt die Breite des mechanischen Einflussbereichs einer aktiven Störung ungefähr 1 % der Länge der Störung (0,5 % auf jeder Seite). Auch in Japan (METI 2017; JSCE 2001) wird dieser Wert diskutiert. Bäckblom & Munier (2002) weisen aber auch darauf hin, dass ein Sicherheitsabstand standort- und störungsabhängig bestimmt werden muss. In Schweden und Finnland wird ein, je nach Größe bzw. hydraulischer Leitfähigkeit der Störungszone, bis zu 100 m mächtiger Sicherheitsabstand diskutiert. Ausführungen dazu gibt es beispielsweise von SKB (2011; 2009; 2004) sowie in den Munier & Hökmark (2004) vorausgegangenen Sicherheitsuntersuchungen (SKB 1999) bzw. von McEwen (2002), Äikäs et al. (2001), Äikäs

& Riekkola (2000) und Peltonen et al. (1985). In jedem Fall aber muss der Sicherheitsabstand mindestens so groß wie die geschätzte Breite der Störungszone sein (Pere et al. 2012). In Tschechien (Vokál et al. 2015) wird kein Sicherheitsabstand festgelegt, es wird beispielhaft auf Schweden verwiesen. Im deutsch-russischen Projekt ASTER (Wallner et al. 2005) wird ein Sicherheitsabstand zu großen Störungszone von 500 m gehalten. Auch in der Schweiz wird kein allgemeingültiger Sicherheitsabstand zu Störungen angegeben, sondern dieser standort- und störungsabhängig geprüft (Nagra 2002b). Bei Sicherheitsuntersuchungen für ein Endlager im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz (Nagra 1994a; 1994b) wird ein Sicherheitsabstand von 100 m zu den nächsten wasserführenden Störungen vorgesehen. Ein geologisches Tiefenlager im Opalinuston des Züricher Weinlandes müsste zur Neuhauser-Störung, bei der junge Bewegungen bzw. eine Reaktivierung möglich erscheinen (vgl. Müller et al. 2002), einen Sicherheitsabstand von 200 m aufweisen, um ggf. vorhandenen Begleitstörungen auszuweichen (Nagra 2002b), siehe auch Nagra (2002a). In der Stellungnahme des HSK (2005) dazu heißt es, dass der Abstand von 200 m in diesem Fall ausreichend sei.

Vielfach erfolgt auch in den Sicherheitsuntersuchungen anderer Länder keine Angabe eines allgemeingültigen Sicherheitsabstandes. Bei den oben genannten Beispielen ist die Vergleichbarkeit zum deutschen Standortauswahlverfahren häufig nicht gegeben, da sich z. B. nicht auf aktive Störungzonen beschränkt wird oder ein konkretes Endlagerkonzept sowie ein konkreter Standort betrachtet wird.

Parameter für die Festlegung eines abdeckenden Sicherheitsabstands

Bei der Bemessung des Sicherheitsabstands müssen zum einen die Ungewissheiten über die Lage und Begrenzung einer Störungszone mit eingehen, zum anderen muss dem eigentlichen Sicherheitsabstand aufgrund der veränderten hydraulischen und mechanischen Eigenschaften und der von Störungzonen ausgehenden seismischen Gefährdung Rechnung getragen werden. Es ist davon auszugehen, dass die Lokalisierung von Störungzonen, insbesondere in der ersten Phase der Standortsuche, nicht exakt möglich ist, sondern ihre mutmaßliche Raumlage und ihre Mächtigkeit individuell abzuschätzen ist.

Der abdeckende Sicherheitsabstand zu Störungzonen ist von vielen Parametern abhängig. In seine Festlegung müssen sowohl die geologisch-tektonische Situation der Region als auch die Eigenschaften und das Einschlussvermögen des Barrieregesteins einfließen. So neigen verschiedene Gesteinstypen bei mechanischer Beanspruchung in unterschiedlichem Maße zur Ausbildung von Trennflächen oder haben ein unterschiedliches Selbstabdichtungsvermögen. Darüber hinaus müssen die Eigenschaften der Störungszone wie ihre Länge, ihre Breite, ihre hydraulische Leitfähigkeit und ihre mechanischen Eigenschaften berücksichtigt werden. Große räumliche Variabilitäten werden insbesondere

in den hydraulischen Eigenschaften der Bereiche einer Störungszone bestehen, die schwer zu erkunden sind und sich störungs- und standortabhängig unterscheiden. Des Weiteren muss die Orientierung der Störungszone im regionalen Spannungsfeld Beachtung finden, da die Ausbildung von Trennflächen vom tektonischen Spannungsfeld abhängig ist. Dieses kann beispielsweise Einfluss auf die Öffnungsweiten von Trennflächen haben und sich damit auf die hydraulische Leitfähigkeit der Störungszone auswirken. Das Spannungsfeld ist in seiner Orientierung und Magnitude nicht einheitlich und kann lokal deutlich von überregional bekannten Spannungsverteilungen abweichen (vgl. Verbundprojekt SpannEnD, www.spannend-projekt.de). Neben den Eigenschaften der Störungszone selbst müssen die Eigenschaften des Gebirges zwischen der Störungszone und dem Endlagerbereich bei der Bestimmung des Sicherheitsabstandes berücksichtigt werden, z. B. die Längenverteilung von Trennflächen, die Trennflächenhäufigkeit und die hydraulische Leitfähigkeit. Von Bedeutung sind weiterhin die regionalen und lokalen Grundwasserfließverhältnisse sowie die sich daraus ergebenden möglichen Freisetzungswegen. Folglich kann der im Begründungstext zum StandAG (BT-DRS 18/11398) genannte Sicherheitsabstand von mindestens einem Kilometer beidseitig der erkannten Störungszone in der ersten Phase der Standortauswahl angesetzt werden. Im weiteren Verlauf des Verfahrens muss dieser jedoch standortspezifisch geprüft werden.

3.4 Gefährdung des Endlagersystems durch atektonische Vorgänge

Atektionische Deformationsstrukturen im Untergrund (Definition vgl. Kapitel 2.1) sind zum Großteil auf chemische, thermische, gravitative oder glaziale Beanspruchung zurückzuführen, eine Ausnahme bilden z. B. Meteoriteneinschläge (Kapitel 3.4.5). Zudem treten gekoppelte Prozesse auf, z. B. hydromechanische Deformationsprozesse. Viele dieser Prozesse wirken insbesondere im oberflächennahen Bereich bis in Tiefen von einigen 10er Metern, können lokal aber auch größere Tiefen erfassen. In den folgenden Kapiteln werden zunächst jeweils atektonische Vorgänge und deren Charakteristika vorgestellt, und im Nachgang eine potentielle Beeinflussung auf die geologische Barriere diskutiert.

Grundsätzlich gilt, dass Strukturen, wenn sie die Barriere erreichen, die Barrieremächtigkeit reduzieren oder eine Heterogenität hinsichtlich der petrophysikalischen Eigenschaften darstellen können. Inwieweit eine Beeinflussung hydraulischer Eigenschaften der Barriere und die Bildung von Wegsamkeiten erfolgt, ist von einer Vielzahl von Parametern abhängig (u. a. Lithologie, Alteration, Mineralisation, Kompaktion). Die Einschätzung der Beeinflussung von Barrieregesteinen durch atektonische Vorgänge erfordert eine individuelle Betrachtung.

Darüber hinaus soll herausgearbeitet werden, welche Eigenschaften einer atektonischen Deformationsstruktur zu ähnlichen Konsequenzen für die Sicherheit eines Endlagers wie tektonische Störungen führen. Solche Konsequenzen können sich aus der Möglichkeit von

veränderten hydraulischen Parametern bzw. der Schaffung von Wegsamkeiten ergeben. Die Integrität des einschlusswirksamen Gebirgsbereichs (ewG) wird dann vergleichbar beeinträchtigt, wenn atektonische Deformationsstrukturen die Gebirgsdurchlässigkeit im ewG sicherheitsrelevant erhöhen. Nach § 23 Abs. 5 Nr. 1 StandAG muss u. a. in einem ewG die Gebirgsdurchlässigkeit kleiner als 10^{-10} m/s sein. Ist allerdings in einem Gebiet absehbar, dass kein ewG ausgewiesen werden kann, es sich aber für ein wesentlich auf technischen oder geotechnischen Barrieren beruhendes Endlagersystem eignet, muss anstelle der Mindestanforderung nach Absatz 5 Nummer 1 der Nachweis geführt werden, dass die technischen und geotechnischen Barrieren den sicheren Einschluss der Radionuklide für eine Million Jahre gewährleisten können. Die Reduktion der Barrieremächtigkeit ist in der Regel keine direkte Konsequenz aktiver Störungen. Weiterhin sind die Analysen der standortspezifischen Sicherheitsuntersuchungen zu berücksichtigen, inkl. der geologischen Randbedingungen für die Festlegung des ewG.

3.4.1 Deformationen als Folge der Diagenese

Zu Deformationsstrukturen resultierend aus der frühen Diagenese gehören u. a. Strukturen, die aus der sogenannten „subsurface sediment mobilisation“ und „soft sediment deformation“ hervorgegangen sind. Sie entstehen kurz nach Ablagerung in sedimentären Becken in unverfestigten wassergesättigten Sedimenten bzw. durch Mobilisierung dieser. Hieraus können sich eine Vielzahl von Strukturen unterschiedlichster Größenordnung und Art bilden. Shanmugan (2017) zählt beispielsweise in seiner Kompilation über bestehende Publikationen zum Thema bis zu 120 verschiedene Arten von beschriebenen Strukturen. Hierzu gehören u. a. Wickelstrukturen, Flammenstrukturen, Rutschfalten, Belastungsmarken, Seismite, Pockmarks, polygonale Störungssysteme, Sandinjektite und Schlammvulkane. Für einige dieser Strukturen wurde an einer Vielzahl an Beispielen aktiver Fluidfluss diskutiert oder nachgewiesen bzw. ihre Funktion als Teil eines Seal-bypass-Systems beschrieben (Cartwright et al. 2007).

In bisherigen Betrachtungen wurden Strukturen innerhalb des unverfestigten und wassergesättigten Deckgebirges über endlagerrelevanten Barriereformationen generell nicht als potentielle Gefahr für die Barriere angesehen. Jedoch legen einige neuere Untersuchungen nahe, nicht zuletzt aufgrund ihres häufigen Auftretens und der teils beträchtlichen regionalen Ausdehnung derartiger Strukturen, sie auch hinsichtlich einer Beeinflussung von Barrieren näher zu untersuchen. Exemplarisch wird nachfolgend eine der in der Literatur am häufigsten genannten Strukturen, sog. polygonalen Störungssysteme, näher betrachtet.

Polygonale Störungssysteme, mit teils großflächiger Ausdehnung, sind weltweit in epikontinentalen Becken und in den tonreichen Ablagerungen des Känozoikums beobachtet worden. Als Bildungsmechanismus wird u. a. eine frühdiagenetische Entwässerung von

unterkompaktierten, smektitreichen Tonsteinen und Chalk („Kreide“ im lithologischen Sinne) diskutiert (u. a. Cartwright et al. 2003). Welche Rolle polygonale Störungssysteme im Allgemeinen hinsichtlich einer Beeinflussung der Barriere einnehmen, ist bislang Gegenstand der wissenschaftlichen Diskussion, da die Störungen einerseits verheilt, lokal aber auch aktiv und mit unterlagernden Strukturen Fluidfluss durch känozoische tonreiche Barrieren begünstigen (Cartwright et al. 2003; Stuevold et al. 2003; Gay 2017). Im norwegischen Vøring Becken wurden beispielsweise mehrfache Reaktivierungsphasen nachgewiesen, u. a. verursacht durch im Hangenden stattfindende Massenbewegungen (Gay & Berndt 2007). Auch in der deutschen Nordsee sind diese in eozänen bis oligozänen Sedimenten auftretenden Strukturen nahezu flächendeckend vertreten (Stück et al. 2018) und zeigen mitunter zudem eine Vergesellschaftung mit sogenannten „seismic pipes“ und, im Bereich von Salzstrukturen, auch mit Scheitelstörungen, wodurch eine vertikale Fluidmigration bzw. Flachgasakkumulation ermöglicht wird (Müller et al. 2018, Stück et al. 2018).

Nur wenig ist bislang darüber bekannt, inwieweit diese Strukturen an Land vorkommen oder im Zuge weiterer diagenetischer Überprägung erhalten bleiben und welchen Einfluss sie hier auf Fluidmigration haben können. Aufschlussvorkommen von polygonalen Störungssystemen wurden u. a. von Tewksbury et al. (2014) in kretazischen Kalksteinen in Ägypten beschrieben, wobei wiederholte Fluidflussereignisse dort durch Kalzitadern belegt sind. Auch wurden diese Strukturen in paläogenen Tonsteinen Belgiens (Verschuren 1996) sowie in oberkretazischen Kalksteinen (Chalk) von Großbritannien und Frankreich (Hibsch et al. 2003) nachgewiesen. Die in Belgien vorkommenden polygonalen Störungssysteme wurden in Aufschlüssen und Steinbrüchen im Detail untersucht und modelliert (Verschuren 1996). Ihr Vorkommen ist auf eozäne/oligozäne unverfestigte Tone beschränkt (Ypresium, Rupelium). Die Störungen zeigen hierbei Versätze von bis zu 10 m und die Bruchschollen erreichen Größen zwischen wenigen Metern und mehreren hundert Metern.

Potentielle Beeinflussung der geologischen Barriere

Das Vorhandensein früher angelegter polygonaler Störungssysteme auch in derzeitiger Landlage eröffnet die Frage, ob und in welcher Tiefenlage diese auch in Deutschland vorkommen. Als erster Ansatz könnte hierbei eine Überprüfung dienen, in welcher Tiefe Sedimente des Eozäns- und Oligozäns vorliegen, die nachweislich in der deutschen Nordsee von polygonalen Störungen durchzogen sind, und welche Lithologien diese landseitig aufweisen (u. a. Gast et al. 2012). Inwieweit auch andere atektonisch-diagenetisch entstandene Strukturen an Land bzw. in einer für die geologische Barriere relevanten Tiefe vorkommen und damit potentiell Einfluss auf die Barriereintegrität nehmen können, kann im Rahmen der vorliegenden Studie nicht verallgemeinernd beantwortet werden, sondern sollte im Zuge standortspezifischer Erkundungsarbeiten betrachtet werden.

3.4.2 Verkarstungsprozesse, Senkungen und Einbrüche über Lösungshohlräumen

Auslöser für Senkungen oder Einbrüche des Deckgebirges sind natürlich oder anthropogen verursachte Substanzverluste im Untergrund. Materialverluste durch Auflösung von wasserlöslichen Gesteinen oder durch Ausspülung von Lockergestein kommen in vielen geologischen Einheiten vor. Grundsätzlich können Kollapsereignisse jedes unterirdischen Hohlraums beim Überschreiten der Gewölbestabilität zur Absenkung der Erdoberfläche oder zur Bruchbildung an der Geländeoberfläche (Erdfall) führen.

Den klimatischen Verhältnissen in Mitteleuropa entsprechend sind hauptsächlich die Chloride (meist Steinsalz), Sulfate (Gipsstein bzw. Anhydrit) und Karbonate (Kalkstein, Dolomitstein) von der Auslaugung betroffen, die gehäuft vor allem in den Ablagerungen des Zechstein und der Trias vorkommen. Die Lösungsgeschwindigkeiten verhalten sich von den chloridischen über die sulfatischen zu den karbonatischen Gesteinen etwa 10.000 : 100 : 1 (Reuter et al. 1992). Die Chloride werden daher immer als erstes gelöst. In Salzgesteinen erfolgt die Gesteinslösung bevorzugt flächenhaft von der Oberfläche des Gesteins ausgehend, in Karbonaten und Sulfaten meist kavernös von Trennflächen ausgehend (Aderhold 2005). Während bei Salinalgesteinen der Begriff Aus- und Ablaugung gebräuchlich ist, wird bei Karbonatgesteinen meist von Verkarstung gesprochen; bei Sulfaten sind beide Begriffe üblich.

Unter dem Begriff Subrosion versteht man die unter der Erdoberfläche durch Kontakt mit gering mineralisierten Lösungen induzierte Ablaugung an löslichen Gesteinen. Wichtige den Subrosionsprozess beeinflussende Faktoren sind die Löslichkeit und die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins und seiner Deckschichten, die strukturgeologischen Bedingungen (Trennflächen- und Deformationsgefüge), die hydrogeologischen und hydraulischen Gegebenheiten (Wasserangebot, hydraulische Leitfähigkeit, Grundwasserströmung, chemische Zusammensetzung des Grundwassers) sowie die klimatischen Bedingungen. Die herrschenden Lösungsbedingungen und die Lösungsrate können durch die Veränderung von nur einem dieser Faktoren signifikant beeinflusst werden. Die Lösungsgeschwindigkeit ist insbesondere von der Sättigung und der Fließgeschwindigkeit abhängig. Außerdem zeichnen sich oft besonders verkarstungsanfällige Horizonte ab, z. B. dolomitische Lagen oder Horizonte von besonderer Sprödigkeit oder mit erhöhter initialer Gesteinsporosität. Zur Aufrechterhaltung des Lösungsvorgangs ist ein ständiger Abtransport des gelösten Materials erforderlich; ohne stetige Grundwasserzufuhr oder in gesättigten Lösungen kommt die Subrosion bzw. Verkarstung zum Stillstand.

In Abhängigkeit von der Art des Auslaugungsgesteins zeigen die Erscheinungsformen der Gesteinslösung typische Unterschiede. Charakteristisch für Karbonatgesteine ist die geringe Lösungsgeschwindigkeit. Hohlräume im Kalkstein sind über geologische Zeiträume standfest und treten in vielen Größenordnungen auf. Trotz der großen Verbreitung von

Karbonatgesteinen sind von tief liegendem Karbonatkarst kaum Erdfälle bekannt (Prinz & Strauß 2018). Viele Verbrüche im Karbonatgestein sind auf tiefer liegenden Sulfatkarst zurückzuführen (z. B. Erdfallbildung im Oberen Muschelkalk und anstehenden Keuper ausgelöst durch Sulfatkarst im Mittleren Muschelkalk; Priesnitz 1974). In Sulfatgesteinen sind die Mächtigkeit der Sulfatlagen und die Kompetenz der nichtlöslichen Bankfolgen für den Auslaugungsvorgang und seine Folgeerscheinungen entscheidend. Die hohe Lösungsrate und das frühe statische Versagen von Gips führen in der Regel zur Ausbildung kleinräumiger Kollapsstrukturen (Esters 2008; Kempe 2008; Wagenplast 2005; Herrmann 1981). In mächtigen, mehr oder weniger reinen Sulfatgesteinen wird in erster Linie von der Oberfläche und von Trennflächen ausgehend gelöst. Es können sich größere, meist kuppelförmige Hohlräume entwickeln, die mit der Zeit nachbrechen. Wechselfolgen von dünnen Sulfatlagen mit tonigen Gesteinen führen bei der Lösung des Sulfats meist zu einem brucharmen, flächigen Nachsacken des Gebirges (Prinz & Strauß 2018). Eine Besonderheit sind Erdfälle über Salzstöcken. Das Hutgestein von Salzstöcken ist oft stark verkarstet und Ursache von Erdfällen.

Aufgrund ihrer hohen Löslichkeit sind die in der Natur vorkommenden Salinargesteine unter geringer Überdeckung meistens vollkommen verschwunden. Auch tiefer liegende Salinargesteine haben häufig Verbindung mit dem Grundwasser und unterliegen seit geologischen Zeiträumen der Subrosion. Da sich im Niveau des Salzspiegels eine Zone weitestgehend gesättigten Salzwassers höherer Dichte einstellt, wird die Subrosion erst bei Änderung der hydraulischen Situation und Zustrom von geringer mineralisiertem Grundwasser beschleunigt. Der Volumenverlust im Untergrund führt zu flachen, weitgespannten, häufig abgestützten Lösungshohlräumen („reguläre Salzauslaugung“ nach Weber 1967). Der Zusammenbruch der Hohlräume führt im Deckgebirge zu Durchbiegungen und an der Erdoberfläche zu flächenhaften Senkungen (vgl. Reuter et al. 1992). Punktuelle Einbrüche des Deckgebirges über verkarstetem Salzuntergrund (Salzerdfälle) entstehen teils durch lokales Eindringen von Wasser an tektonisch gestörten Bereichen oder bestimmten Schichtgrenzen („irreguläre Salzauslaugung“, nach Weber 1967), häufiger auch im Zusammenhang mit gleichzeitig stattfindenden Senkungsbewegungen aus den hohen Zugspannungen in den Zerrungsbereichen der Senkungsmulden (Reuter et al. 1992; 1971). Im Untergrund sind Salzerdfälle von steilwandigen Salzhängen umgeben, an der Erdoberfläche bilden sich im Allgemeinen ausgeprägte trichter- und kesselförmige Senken aus (Prinz & Strauß 2018). Erdfälle können auch in Verzahnungsbereichen von Chlorid- und Sulfatfazies auftreten (vgl. Richter-Bernburg 1985).

In Waltham et al. (2005) erfolgt die Einordnung von Erdfällen („*sinkhole*“) anhand ihres charakteristischen Entstehungsprozesses in sechs Haupttypen (Abb. 19), zwischen denen es jedoch ein weites Spektrum gibt, in das sich Erdfälle eingliedern lassen. Der *solution-Typ* tritt auf, wenn wasserlösliche Gesteine ohne nennenswerte Überdeckung an der

Erdoberfläche anstehen. Sowohl der *collapse*- als auch der *caprock*-Typ sind charakterisiert durch Bruchbildung, statisches Versagen und schließlich dem Kollaps des überdeckenden Gebirges. Erdfälle des *collapse*-Typs treten in der Natur eher selten auf, typischerweise in massigen Kalken, über denen sich kein *Caprock* oder Deckgebirge eines anderen Festgesteins oder Lockersediments befindet. Bei Erdfällen des *caprock*-Typ befindet sich über dem Lösungsgestein ein Deckgebirge eines anderen Fest- oder Lockergesteins. Diese entwickeln sich eher in Sulfat- und Chloridgestein als in statisch stabilen massigen Kalken. Charakteristisch für Erdfälle des *subsidence*-Typs ist Suffosion, also der Abtransport von disaggregierten Böden oder Sedimenten durch Trennflächensysteme innerhalb des darunter befindlichen Lösungsgesteins. Im Gegensatz zu anderen Erdfalltypen findet kein Verbruch eines Hohlrums innerhalb des Lösungsgesteins statt, sondern es wird ein Massendefizit innerhalb des Deckgebirges ausgeglichen. In Abhängigkeit von den lithologischen Eigenschaften des Deckgebirges kommt es zu unterschiedlichen Entwicklungen des *subsidence*-Typs: Dem reinen *suffosion*-Typ, bei dem mit dem Abtransport des Materials oder der Lösungsrate im Untergrund eine langsame, mehr oder weniger kontinuierliche Absenkung der Oberfläche einhergeht, und dem *dropout*-Typ, bei dem es zum schlagartigen Kollaps des Deckgebirges kommt. Zum *buried*-Typ gehören zunächst alle mehr oder weniger vollkommen verfüllten Geländehohlformen, das Füllmaterial und der Verfüllungsprozess spielen zunächst keine Rolle, können allerdings zu einer späteren Charakterisierung des *buried*-Typs herangezogen werden. Eine ausführliche Beschreibung der genannten Erdfall-Typen erfolgt beispielsweise in Buurmann (2010). Entscheidend für die Einschätzung des Gefährdungspotentials von Erdfällen sind die Größe des Hohlrums und die Tiefe. Weitere wichtige Faktoren sind die mechanischen Eigenschaften des hangenden Gesteins.

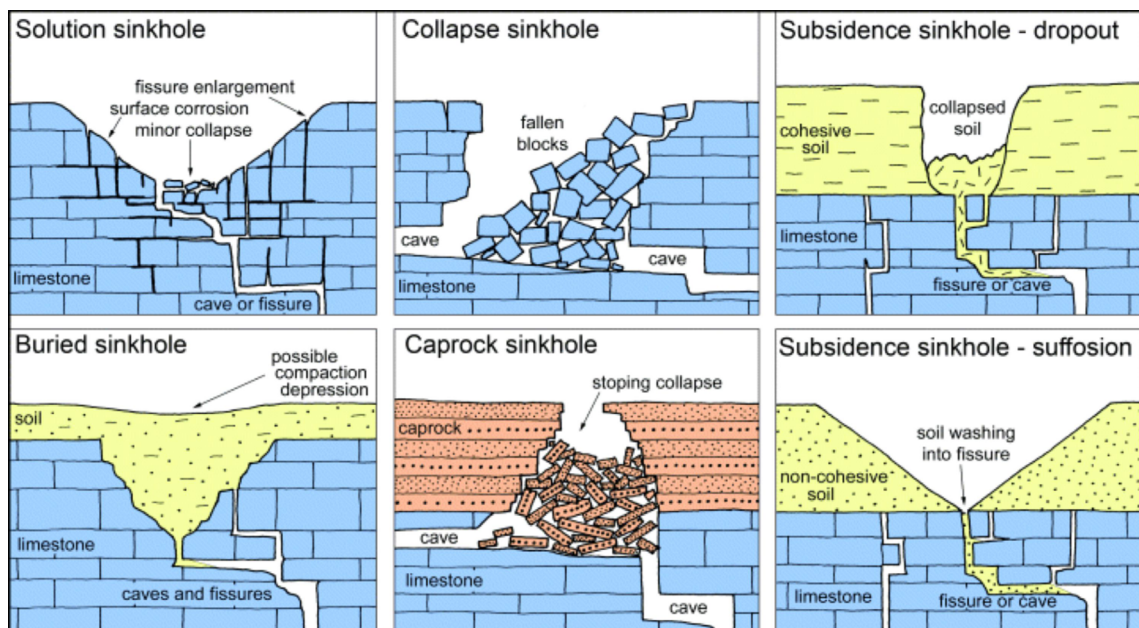


Abb. 19: Vereinfachte Vertikalschnitte durch die sechs Haupttypen von Erdfällen (Waltham et al. 2005).

Potentielle Beeinflussung der geologischen Barriere

Im deutschen Standortauswahlverfahren wird auf Karsterscheinungen im Deckgebirge in Anlage 11 zu § 24 Abs. 5 StandAG eingegangen. Darin wird die Existenz beispielsweise von Karststrukturen mit potentieller hydraulischer Wirksamkeit als ungünstig eingestuft, da ein Einfluss auf die Barriereintegrität z. B. infolge von Zutrittsmöglichkeiten von Fluiden nicht ausgeschlossen werden kann. Da Subrosion zu Volumenschwund führt, kann die Mächtigkeit einer geologischen Barriere im Steinsalz verringert werden. Untersuchungen bzw. Zusammenstellungen zur Subrosion an Salzstöcken erfolgten z. B. im Rahmen der Vorläufigen Sicherheitsanalyse Gorleben (VSG) (Kock et al. 2012) und der Stilllegung ERA Morsleben (BfS 2009; Balzer 1998). Sofern im Barrieregestein selbst lösungsfähige Schichten oder Einschlüsse vorkommen (z. B. einzelne Einschaltungen karbonatischer Lagen im Tongestein) könnte die Barriere Wirkung durch Lösungsprozesse verringert werden. Weiterhin könnten Erdfälle im Deckgebirge veränderte Grundwasserströmungspfade in der Geosphäre zur Folge haben, z. B. wenn ursprünglich voneinander getrennte Aquifere verbunden werden. Des Weiteren können sich die steuernden Faktoren der Karstbildung verändern, z. B. die Lage des Vorfluters (vgl. SSKA 2015). Somit können auch epirogenetische Hebungen oder tektonische Vorgänge Einfluss auf die Grundwasserdynamik und entsprechend auf die Intensität der Karstprozesse nehmen (Reuter et al. 1986). Die zukünftige Entwicklung in Karstgebieten oder Bereichen, die von Subrosion betroffen sind, muss standortspezifisch geprüft werden und findet in den Analysen der standortspezifischen Sicherheitsuntersuchungen Berücksichtigung. Die Gefährdung durch bestehenden Karst während des Baus und der Betriebsphase eines Endlagers wird an dieser Stelle nicht behandelt. Informationen dazu finden sich z. B. in SSKA (2015).

Potentiell vergleichbare Konsequenzen für die Sicherheit eines Endlagers wie durch aktive Störungen verursacht könnte der Verbruch von Hohlräumen im Liegenden des ewG haben, der zum Nachbrechen des hangenden Gebirges und dadurch zu einer Schädigung des ewG führen könnte. Voraussetzung dafür sind das Vorhandensein lösungsfähiger Gesteine im Untergrund, die bei Lösung zunächst standfeste Hohlräume im Untergrund bilden, das Vorhandensein von Wasserwegsamkeiten bis in große Tiefe sowie die Überschreitung der Druck- und Zugfestigkeit im überlagernden Gebirge, so dass der Bruch eintritt.

Ausführungen dazu erfolgen in der von der ENSI in Auftrag gegebenen Karststudie (SSKA 2015) am Beispiel der Nordschweiz. Den Autoren zufolge ist das momentan größte identifizierte Risiko, das von Verkarstungsprozessen ausgeht, die Gegenwart von Lösungshohlräumen in den Opalinuston unterlagernden Karbonatgesteinsformationen (hypogene Verkarstung des Muschelkalk), die den Nachbruch der überlagernden Schichten bewirken und den Opalinuston erfassen könnten. In Stober (2013) werden Indikationen auf eine potentielle hypogene Verkarstung des Muschelkalk beschrieben. Sollten größere Hohlräume im Muschelkalk existieren oder sich im Laufe der Zeit entwickeln, könnten die

hängenden Schichten in diese einbrechen. Ein fortschreitender Einbruch sei durchaus möglich, da die Mächtigkeit zwischen dem Top des Muschelkalk und der Basis des Opalinuston im Untersuchungsgebiet weniger als 200 m beträgt und teilweise lösliche und mechanisch wenig stabile Formationen zwischen den beiden Einheiten lagern. Instabilitäten, welche aus der Lösung von Material im Keuper entstehen, seien ebenfalls nicht auszuschließen. Dem ENSI Karstbericht (SISKA 2015) zufolge sind es folgende Schlüssel-Parameter, mit der die Gefährdung durch Einbrüche über Lösungshohlräumen abgeschätzt werden kann:

- die Lage der potentiellen Hohlräume in den lösungsfähigen Schichten im Liegenden,
- die Größe der Hohlräume,
- die Geometrie der Hohlräume,
- die Festigkeit der (Karbonat-)Decke und der überlagernden Schichten,
- der Wasserdurchfluss durch die Hohlräume,
- die potentielle Mischung von tiefen und oberflächennahen Wässern und
- die Dauer (Alter der Hohlräume).

Vermutlich ist die Gefährdung von Erdfällen in den tief liegenden Karbonatgesteinen eher gering. Sofern sich lösungsfähige Gesteine im Liegenden des ewG befinden (z. B. Barrieregestein Steinsalz), sind besondere Erkundungsmethoden vorzusehen, um potentielle Hohlräume oder Hohlraumbildung und das damit verbundene Einsturzrisiko zu quantifizieren.

3.4.3 Subaerische Rutschungen

Gravitative Massenbewegungen werden im Allgemeinen unterschieden nach der Art des bewegten Materials (Fest- und/oder Lockergestein), den initialen Bewegungsmechanismen (z. B. Fallen, Gleiten, Fließen) und der Bewegungsgeschwindigkeit. Oft kommen in der Natur innerhalb einer Hangbewegung auch Kombinationen dieser Bewegungsmechanismen vor. Rutschungen im engeren Sinne sind bruchhafte oder z. T. bruchlose schwerkraftbedingte Massenverlagerungen aus einer höheren Lage eines Hanges oder einer Böschung in eine tiefere Lage an einer eindeutigen Gleitfläche. Während der Bewegung behält die Rutschmasse auf der Gleitfläche den Kontakt zum festen Untergrund weitgehend bei.

Auslöser von Rutschungen sind natürlich oder anthropogen verursachte Veränderungen des Hanggleichgewichts, die durch eine Kombination komplexer Faktoren gesteuert werden. Dabei unterscheidet man langfristige geogene Prozesse (z. B. morphologische Ausprägung,

Verwitterung, tektonisch oder durch Gefrieren bedingte Gebirgsauflockerung) sowie relativ kurzfristige geogene oder äußere Einflüsse (z. B. Niederschläge, Belastungsänderung, Unterspülung, Erschütterungen wie Erdbeben). Meist liegt ein Zusammenspiel mehrerer Faktoren vor (Prinz & Strauß 2018). Die zwei Haupteinflussgrößen sind Veränderungen in der Neigung oder Höhe eines Hangs bzw. einer Böschung (z. B. der Abtrag von Material am Hangfuß oder Aufschüttungen im Hangbereich) sowie die Wirkung von Wasser, insbesondere nach heftigen oder lang anhaltenden Niederschlägen oder dem Abschmelzen großer Schneemassen und einer dadurch bewirkten zusätzlichen Auflast oder Verminderung der Scherfestigkeit im Boden. Darüber hinaus sind die geologischen Voraussetzungen maßgebend für das Auftreten von Rutschungen. Hangbewegungen entstehen häufig in Wechselfolgen von Kalk- oder Sandsteinen mit veränderlich festen Mergel- bzw. Tonsteinen sowie in metamorph überprägten schiefrigen Gesteinen mit weit durchstreichenden Trennflächen wie angewitterte Tonschiefer oder Gneise. Darüber hinaus sind klüftige, wasserführende Kalksteine, Sandsteine oder Konglomerate auf wenig durchlässigen Ton- oder Tonmergelsteinen besonders rutschungsanfällig (Fallbeispiele siehe z. B. Prinz & Strauß 2018; Wagenplast 2005). Auf der wenig wasserdurchlässigen Schicht bildet sich ein Gleithorizont, der von Schichtwasser aus den hangenden Schichten durchfeuchtet wird. Neben Schichtgrenzen können sich auch Trennflächen wie Störungen zu bevorzugten Gleitflächen entwickeln. Auch mächtige tonig-schluffige Serien sind aufgrund der verhältnismäßig niedrigen Scherparameter sehr rutschungsanfällig (Prinz & Strauß 2018).

Potentielle Beeinflussung der geologischen Barriere

Für Rutschungsereignisse müssen ein ausreichend starkes Relief sowie ein Gleithorizont in günstiger hangabwärtiger Neigung und Grundwasser-Zirkulation vorhanden sein. Eine direkte Schädigung des Barrieregesteins durch Massenverlagerungen könnte in Gebirgsregionen bei Lage des Endlagers im Berg deutlich über der Talsohle erfolgen. Darüber hinaus könnten Massenverlagerungen veränderte Grundwasserströmungspfade in der Geosphäre bewirken. Beides muss in Rutschungsgebieten standortspezifisch geprüft werden und in den Analysen der standortspezifischen Sicherheitsuntersuchungen Berücksichtigung finden.

Der Einfluss von durch Rutschungen ausgelösten Flutwellen auf Endlagerstandorte in Küstennähe oder an Seen während der Betriebsphase wird in der Leitlinie zum Schutz von Endlagern gegen Hochwasser (ESK 2018) diskutiert. Insbesondere für die deutsche Nordseeküste sei das Risiko eines durch Sedimentabrutschungen (an der skandinavischen Küste) entstehenden Tsunamis als nicht vernachlässigbar anzusehen. Gleiches gelte für Tsunamis, die durch Abrutschen von Erd- oder Gesteinsmassen von Steilhängen in Gebirgsseen entstehen. So wurden in den Sedimenten zahlreicher Schweizer Seen

historische und prähistorische Bergstürze und Rutschungen gefunden, die Flutwellen ausgelöst haben. Auch in deutschen Seen können Flutwellen nicht ausgeschlossen werden. Die Sicherheit eines Endlagers in tiefen Gesteinsformationen wird durch Flutwellen und Tsunamis im Nachweiszeitraum nicht beeinträchtigt.

3.4.4 Glazitektonische Deformation

Glazitektonik ist die Deformation von an der Oberfläche anstehenden Gesteinen durch die mechanische Wirkung eines Gletschers (Spannungsänderung) (Aber & Ber 2007). Glazitektonische Deformationsprozesse können sowohl Lockersedimente als auch Festgesteine betreffen, wobei Deformationsstrukturen in Lockersedimenten meistens stärker ausgeprägt sind. Eine Unterteilung von glazitektonischen Deformationsstrukturen kann nach aktiver und passiver Bildung und subglazialer und eisrandlicher Entstehung erfolgen (van der Wateren 2002). Nachfolgend wird diese Unterteilung erläutert.

Aktive Bildung: Die aktive Bildung glazitektonischer Strukturen erfordert die Übertragung von Spannungen durch einen vorstoßenden Gletscher auf den Untergrund. Die Übertragung von Spannungen wird durch die Ankopplung zwischen Gletscher und Untergrund kontrolliert. Die wichtigsten Kontrollfaktoren für die aktive Bildung sind die Eigenschaften des Untergrunds, zu diesen zählen die thermischen Eigenschaften, Permeabilität und Porosität des Untergrunds, die Verfügbarkeit von Porenwasser und eisrandlicher Permafrost (van der Wateren 1995, 2002; Aber & Ber 2007; Waller et al. 2012; Winsemann et al. 2020).

Passive Bildung: Passive glazitektonische Deformationsstrukturen entstehen durch die Auflast eines Gletschers auf den Untergrund und können bis in Tiefen von bis zu 200 m auftreten (van der Wateren 2002; McCarroll & Rijdsdijk 2003; Aber & Ber 2007). Ihre Entstehung wird durch hohen Porenwasserdruck, unverfestigte feinkörnige Sedimente und Dichteinversion, also die Überlagerung von Sedimenten geringer Dichte durch Sedimente hoher Dichte, begünstigt (Aber & Ber 2007). Diese Faktoren können zur teilweisen Verflüssigung unverfestigter Sedimente führen („*liquefaction*“). Unter (differentieller) Auflast kann es zu Fließbewegungen des verflüssigten Sediments („*fluidisation*“) kommen (Lowe 1975; Owen & Moretti 2011). Durch diese Prozesse kommt es zur Bildung von Entwässerungsstrukturen, (Ton-)Diapiren und klastischen Gängen oder Intrusionen (McCarroll & Rijdsdijk 2003; Aber & Ber 2007). Allerdings kann das Vorliegen günstiger Bedingungen, z. B. Permafrost oder hohe Sedimentationsraten, dazu führen, dass ähnliche Deformationsstrukturen im unverfestigten Sediment auch ohne zusätzliche Eisauflast entstehen (Eissmann 1987; Aber & Ber 2007) (vgl. Kapitel Permafrost).

Subglaziale Entstehung: Unterhalb eines vorstoßenden Gletschers können durch die duktile Deformation unverfestigter Sedimente subglaziale Scherzonen entstehen, die eine Mächtigkeit von etwa 10 m erreichen können (van der Wateren et al. 2000; Waller et al. 2012).

Eisrandliche Entstehung: Am Rand eines vorstoßenden Gletschers kann es zur Bildung von Stauchmoränen oder glazitektonischen Komplexen kommen. Beide sind in Norddeutschland weit verbreitet (Meyer 1987; van der Wateren 1995; Klostermann 1992; Kupetz 1997; Gehrman et al. 2019). Die interne Architektur von Stauchmoränen und glazitektonischen Komplexen hängt vom Deformationsverhalten des Gebirges ab. Dominiert duktile Deformation kommt es zur Bildung von Falten, kleineren Überschiebungen und Schuppen. Dominiert spröde Deformation können größere Decken überschoben werden, wenn ein geeigneter Abscherhorizont (*detachment*) vorhanden ist (Van der Wateren 1995; 2002). Solche glazitektonischen Decken können Mächtigkeiten von bis zu 250 m erreichen und mehrere Kilometer weit transportiert werden (Kupetz 1997; Huuse & Lykke-Andersen 2000; Winsemann et al. 2020).

Während der Bildung von Stauchmoränen und glazitektonischen Komplexen entstehen durch den Abtransport von Material Hohlformen vor oder unter dem Eisrand (van der Wateren 1995). Die Tiefe dieser Becken hängt von der Tiefenlage des Abscherhorizonts ab. Von pleistozänen glazitektonischen Komplexen sind Tiefenlagen der Abscherhorizonte von bis zu 350 m bekannt (Huuse & Lykke-Andersen 2000; Aber & Ber 2007; Winsemann et al. 2020). Die heutige Tiefenlage von Abscherhorizonten kann durch Überdeckung mit Sedimenten nach der glazitektonischen Deformationsphase größer sein als die ursprüngliche Mächtigkeit des abgetragenen Materials.

Periglaziale Deformation

Unter periglazialen Bedingungen versteht man die klimatischen und geomorphologischen Bedingungen im Umfeld von Gletschern und Eisschilden, wobei insbesondere Permafrost eine große Rolle spielt (French 2007). Nach French (2007) besteht Permafrost, wenn die Temperaturen im Untergrund (Boden, Gesteinspaket) mindestens zwei aufeinanderfolgende Jahre lang bei 0 °C oder niedriger liegen. Während der pleistozänen Kaltzeiten, und insbesondere während der Vereisungsphasen, war ganz Deutschland zeitweise von kontinuierlichem Permafrost betroffen (Frenzel et al. 1992; French 2007; Grassmann et al. 2010). Die maximale Eindringtiefe von Permafrost der vergangenen Kaltzeiten lässt sich aus Geländebefunden kaum ermitteln, die Ergebnisse von Modellierungen weisen für Norddeutschland auf maximale Tiefen von 100 bis 300 m hin (Delisle et al. 2007; Grassmann et al. 2010).

Durch Permafrost kann es zur Deformation in oberflächennahen Gesteinspaketen, etwa durch die Bildung von Frostspalten und Kryoturbationen, kommen. Zur Bildung von periglazialen Deformationsstrukturen kommt es durch wiederholte Gefrier- und Auftauprozesse, die zur Veränderung der gesteinsmechanischen Eigenschaften und hydraulischen Leitfähigkeit des Untergrunds führen. Die wesentlichen Kontrollfaktoren sind die Wassersättigung, Porosität, Permeabilität, Lithologie und thermischen Eigenschaften des Untergrundes (French 2007; Waller et al. 2012; Vandenberghe 2013). Frostspalten entstehen durch die thermische Kontraktion des gefrorenen Untergrunds (Locker- oder Festgestein), durch das Eindringen und Gefrieren von Wasser in die entstehenden Spalten kommt es zur Bildung von Eiskeilen (French 2007). An der Erdoberfläche bilden Frostspalten polygonale Muster aus, ihre Öffnungsweite kann dort bis zu 10 m betragen und die Spalten können bis zu 60 m tief reichen (Eissmann 1978; French 2007). Beim Schmelzen der Eiskeile werden Frostspalten mit Sediment verfüllt, das sich häufig vom Umgebungsmaterial unterscheidet („Eiskeilpseudomorphosen“).

Kryoturbationen sind unregelmäßig geformte Strukturen, beispielsweise Tropfenböden, Injektionsstrukturen und Diapire, und entstehen durch eine viskos-plastische Deformation von Lockergesteinen, die sich durch Gefrier- und Auftauprozesse und damit verbundene Volumenänderungen und Porenwasserüberdruck wie viskose Fluide verhalten (Eissmann 1987; French 2007; Vandenberghe 2013). In der Regel reichen Kryoturbationen nur einige Meter tief, für Tondiapire aus Braunkohle ist eine Aufstiegshöhe von etwa 40 m nachgewiesen (Eissmann 1978; 1987).

Potentielle Beeinflussung der geologischen Barriere

Atektonische Deformationsprozesse durch Glazitektonik oder Permafrost während möglicher zukünftiger Inlandsvereisungen hätten das Potential, die Barriere zu beeinträchtigen. Die maximale Tiefe, die durch solche Deformationsprozesse erreicht werden kann, ist allerdings eher gering. Für pleistozäne aktive glazitektonische Deformationen unter günstigen Bedingungen sind nach Huuse & Lykke-Andersen (2000) und Aber & Ber (2007) Tiefen von bis zu 350 m nachgewiesen. An Standorten, an denen solche Bedingungen bestehen könnten, ist auf eine ausreichende Tiefenlage eines ewG zu achten, so dass Beeinträchtigungen ausgeschlossen werden können. Die unmittelbaren Auswirkungen von passiver glazitektonischer Deformation (maximale Tiefe ~200 m laut Aber & Ber 2007) und Deformation durch Permafrost (maximale Tiefe von Eiskeilen ~60 m laut French 2007) wären geringer, allerdings könnte es auch hier zu einer Veränderung der hydrogeologischen Gegebenheiten im Gebirge kommen.

3.4.5 Meteoriteneinschlag

Extraterrestrische Himmelskörper wie Meteoroiden, Asteroiden und Kometen, die die Erdbahn kreuzen, können mit der Erde kollidieren. Die wenigen tatsächlich die Erdoberfläche erreichenden Himmelskörper werden als Meteorite bezeichnet. Listen der offiziellen Meteoritenfälle in Deutschland, Österreich und der Schweiz sind z. B. in Schultz & Schlüter (2015) enthalten. Sehr kleine Meteorite (Masse < 1 kg) treffen täglich auf die Erdoberfläche. Etwa einmal in 1.000 Jahren können Meteorite mit ca. 10^2 Megatonnen TNT-Äquivalent auf der Erde einschlagen. Größere Meteorite mit einer in den Untergrund reichenden Zerstörungskraft treten selten auf. Prinzipiell nimmt die Einschlagswahrscheinlichkeit mit Zunahme der Größe von Himmelskörpern ab. Statistisch kann der Einschlag eines Objektes mit einem Durchmesser > 500 m alle 500.000 Jahre bis 10 Millionen Jahre erwartet werden (Chapman 1994). Nach Frater (2005) ist im Durchschnitt alle 100 Millionen Jahre mit dem Einschlag eines mehrere Kilometer großen Meteoriten von der Größe des K/T-(Kreide/Tertiär)-Meteoriten zu rechnen, dessen Einschlag den Chicxulub-Krater verursacht hat, eine Zerstörungskraft von ca. 10^8 Megatonnen TNT-Äquivalent entwickelte und als Ursache für das Aussterben vieler Spezies, z. B. der Dinosaurier, angesehen wird. Es ist davon auszugehen, dass geologische Vorgänge die Spuren der meisten Meteoriteneinschläge auf der Erde ausgelöscht haben. Meteorite mit einem Durchmesser von > 1 km verursachen Krater mit Durchmessern von > 10 km und einigen hundert Metern Tiefe. Die Zerrüttung der Erdkruste geht dabei noch wesentlich tiefer (z. B. Koeberl & Anderson 1996; Koeberl & Henkel 2005).

Potentielle Beeinflussung der geologischen Barriere

Der direkte Einschlag eines großen Himmelskörpers im Bereich eines Endlagerstandortes kann die Integrität der geologischen Barriere und aller Endlagerkomponenten vollständig zerstören. Die Wahrscheinlichkeit von größeren, Krater erzeugenden Einschlägen im Bereich eines potentiellen Endlagers innerhalb von einer Million Jahre ist laut Hertzsch (2013) als sehr gering einzustufen. Die häufiger vorkommenden Meteorite mit einer Größe von einigen Metern Durchmesser sind in der Lage, bei einem direkten Treffer das Deckgebirge zu schädigen.

Die drastischen Primärauswirkungen eines den ewG zerstörenden kilometergroßen Meteoriteneinschlags sind für die Menschheit und die Umwelt wesentlich bedeutsamer als eine dann zusätzlich möglicherweise stattfindende Freisetzung von Radionukliden aus dem Endlager. Geprüfte Maßnahmen zur Verhinderung von Meteoriteneinschlägen existieren derzeit nicht.

3.5 Resümee Kapitel 3

Im Folgenden sollen die wesentlichen Aspekte der umfangreichen Ausführungen zu unterschiedlichen Fragestellungen bezüglich des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszonen“ nach ihren behandelten Themen zusammengefasst werden:

3.1 Grundgebirgsstörungen:

- Für den Bewertungszeitraum von 1 Mio. Jahren ist eine allgemein gültige Bewertung der Gefährdung eines Endlagersystems durch Störungen im Grundgebirge nicht möglich und eine standortspezifische Bewertung erforderlich. Ein wesentlicher Aspekt dafür ist, dass belastbare Angaben über rezente Störungsaktivitäten keine gesicherte Einschätzung zur zukünftigen Aktivität von bestehenden Störungen im Grundgebirge zulassen. Zudem ergibt sich eine Gefährdung durch Störungen im Grundgebirge nur dann, wenn es an diesen zu Bewegungen kommt und diese zum Versagen der Barrieregesteine an Störungen im Bereich und im Umfeld des Endlagersystems führen.
- Die Wirkung einer Bewegung an einer Störung im Grundgebirge und eine damit verbundene mögliche Gefährdung eines Endlagerbereichs und seiner geologischen Barrieren hängt vom Grundspannungszustand der geologischen Barriere, vom Abstand des Endlagersystems zur zu betrachtenden Grundgebirgsstörung und von den Verformungs- und Festigkeitseigenschaften der Gesteine die die geologische Barriere aufbauen, ab. Auf Basis numerischer Berechnungen und der Kenntnisse der gesteinsmechanischen Eigenschaften der geologischen Barriere können Sicherheitsabstände für Steinsalz und Tongestein festgelegt werden, wodurch die Wahrscheinlichkeit einer sicherheitsrelevanten Beeinträchtigung der Gebirgsspannung im Endlagerbereich minimiert werden kann. Durch dieses Vorgehen wird auch ein möglicher Einfluss durch die Entstehung neuer Störungen im Endlagerbereich ausgeschlossen, da hier angenommen werden kann, dass bestehende Störungen als Schwächezonen agieren und diese als erstes im Gebirgsbereich anliegende Spannungen abbauen. Diese Vorgehensweise kann aber nur in Bereichen mit bekannten Störungen angewandt werden.

3.2 Störungen im Steinsalz

- Aus geomechanischer Sicht ist Bruchbildung im Steinsalz nur bei kurzzeitig sehr hoher Belastung (z. B. bei Erdbeben) oder hydraulisch unter hohem Fluiddruck möglich. Brüche in Steinsalz sind in den meisten Fällen nicht als offene Brüche nachweisbar, sondern verheilt.

- Durch die mechanische Entkopplung zwischen Steinsalz und liegenden bzw. hangenden Gesteinsschichten lassen sich Annahmen über Deformationserscheinungen und -art von Deckgebirge und Sockel nur eingeschränkt auf das Steinsalz übertragen. Das Vorkommen von Scheitelstörungen im durch den Salzaufstieg gewölbten und deformierten Deckgebirge von Salzstrukturen wurde für zahlreiche Beispiele in Norddeutschland dokumentiert. Belastbare Belege für das Vordringen von Scheitelstörungen in eine Salzstruktur fehlen bislang für Deutschland und sind geophysikalisch schwer nachzuweisen.
- Für die Erkundung des möglichen Auftretens von Störungen im Steinsalz sind daher eine detaillierte Erfassung der Ungewissheiten bei der geophysikalischen Erkundung sowie weiterführende Gesteinsuntersuchungen zur Analyse von Schwächezonen im Steinsalz anhand von Bohrungen oder Aufschlüssen notwendig.

3.3 Abstand zu Störungszonen

- Die Bemessung des Sicherheitsabstandes muss unter Berücksichtigung zweier Gesichtspunkte erfolgen: Zum einen muss den in der Störungzone im Vergleich zum Nebengestein veränderten hydraulischen und mechanischen Eigenschaften sowie der von Störungszonen ausgehenden seismischen Gefährdung Rechnung getragen werden, zum anderen den Ungewissheiten über die exakte Lage und Begrenzung einer Störungzone. Insgesamt ist festzuhalten, dass der Sicherheitsabstand zu einer Störungzone in jedem Fall individuell abzuschätzen ist und kein allgemeingültiger Sicherheitsabstand angegeben werden kann.

3.4 Atektonische Vorgänge

- Als sicherheitsrelevant für ein Endlagersystem im Nachweiszeitraum von einer Million Jahre sind atektonische Vorgänge einzustufen, die das Barrieregestein erreichen. Viele der betrachteten atektonischen Vorgänge wirken insbesondere oberflächennah, größere Tiefen können z. B. Meteoriteneinschläge, aber auch Subrosionsprozesse erreichen. Darüber hinaus sind veränderte hydrogeologische Verhältnisse in der Geosphäre infolge atektonischer Vorgänge zu betrachten, da die Schaffung von Wegsamkeiten die Integrität der geologischen Barriere beeinflussen kann. Alle betrachteten atektonischen Prozesse haben das Potential, die hydrogeologischen Verhältnisse im Gebirge zu verändern. Die Einschätzung der daraus resultierenden Gefährdung der Integrität der geologischen Barriere erfordert eine individuelle Betrachtung.

-
- Potentiell vergleichbare Konsequenzen für die Sicherheit eines Endlagers wie durch aktive Störungen verursacht könnte der Verbruch von Hohlräumen im Liegenden des ewG haben. Die Eintrittswahrscheinlichkeit dieses Prozesses ist als eher gering einzustufen, muss aber standortspezifisch untersucht werden. Der Einschlag eines großen Meteoriten kann ebenfalls mit denen aktiver Störungen vergleichbare Konsequenzen verursachen, auch hier wird die Wahrscheinlichkeit als eher gering eingestuft.
 - Kaltzeitliche Prozesse können zur Bildung oberflächennaher Deformationsstrukturen führen. Diese Prozesse umfassen glazitektonische Deformation durch die mechanische Wirkung von Gletschern und periglaziale Deformation durch die Wirkung von Permafrost. Die nachgewiesene Tiefenwirkung pleistozäner kaltzeitlicher Deformation reicht von etwa 60 m für periglaziale Strukturen bis zu etwa 350 m für Abscherhorizonte an der Basis glazitektonischer Komplexe. An potentiellen Endlagerstandorten, für die die Möglichkeit einer zukünftigen Beeinflussung durch kaltzeitliche Deformation besteht, sollten Beeinträchtigungen daher durch eine ausreichende Tiefenlage des ewG ausgeschlossen werden.

4 Datenredundanz

4.1 Fragestellung & Einführung

Viele der im Rahmen des Standortauswahlverfahrens an die BGE übergebenen störungsbezogenen Daten stammen aus geologischen Karten unterschiedlicher Maßstäbe (1:25.000 bis 1:2.000.000). Infolge dessen ergeben sich nach Aussage der BGE in dem daraus kompilierten Gesamtdatensatz u. a. viele Dopplungen störungsbezogener Attribute, beispielsweise des Störungsverlaufes in der Kartendarstellung. Anhand von Fallbeispielen soll insbesondere auf einen möglichen Umgang mit derlei Dopplungen eingegangen werden. In den Beispielen sowie den nachfolgenden Erläuterungen ist, sofern nicht anders genannt, stellvertretend für alle weiteren störungsbezogenen Attribute, stets der Verlauf einer Störung im Kartenbild (Störungsspur) gemeint.

Der Begriff Redundanz beschreibt in der Informationstheorie mehrfach vorhandene, inhaltlich gleiche Informationen, die in einer Informationsquelle (z. B. einer Datenbank) enthalten sind. Es handelt sich somit um ein oder mehrere Duplikate der gleichen Information. Diese Duplikate können identifiziert und, da sie inhaltlich identisch sind, ohne Informationsverlust entfernt werden (sog. Deduplikation). Erweisen sich die Daten als nicht redundant, d. h. nicht inhaltlich identisch, können keine Daten ohne einen Informationsverlust entfernt werden.

In diesem Fall ist zur Erörterung oben genannter Fragestellung neben der „Redundanz“ auch der Begriff der „Überbestimmung“ (i. S. der Informationstheorie) von Bedeutung. Die Situation im Falle einer Überbestimmung ist zunächst ähnlich der Redundanz. Es liegt eine Vielzahl von Informationen zu einem Merkmal vor. Es sind demnach mehr Informationen verfügbar, als zur Bestimmung des Merkmals nötig wären. Das Merkmal ist damit „überbestimmt“. Der Begriff Überbestimmung stammt ebenfalls aus der Informationstheorie und wird hier auf geowissenschaftliche Fragestellungen übertragen. Im Gegensatz zur Redundanz sind die „Bestimmungen“ (d. h. Messungen) jedoch nicht inhaltlich identisch, sondern können sich unterscheiden und widersprechen. Im Falle geowissenschaftlicher, störungsbezogener Daten (z. B. Störungsverlauf im Kartenbild) ist der Begriff teils missverständlich, da ein Merkmal (Störungsverlauf) zwar mehrfach bestimmt wurde, jedoch, ohne genaue Kenntnisse, keine Bewertung der Qualität (Genauigkeit und Präzision) der Bestimmung vorgenommen werden kann. Aus geowissenschaftlicher Sicht wäre hier der Begriff „Mehrfachbestimmung“ gegebenenfalls treffender. Im vorliegenden Bericht verwenden wir dennoch den informationstheoretischen Begriff der Überbestimmung.

Während die Redundanz in einem datenbanktechnischen Sinn als ein Fehler betrachtet wird (Dopplung von Informationen, erhöhter Pflegeaufwand, höherer Speicherbedarf etc.), können die zusätzlichen bzw. widersprüchlichen Informationen der Überbestimmung für unterschiedliche Zwecke genutzt werden. Im Falle des Verlaufs einer Störung im Kartenbild wären dies u. a.: 1. Eine Verbesserung der Genauigkeit, bzw. der Präzision der Bestimmung des Störungsverlaufs, da durch jede zusätzliche Beobachtung (Messung) gegebenenfalls die Auswirkung der Fehler (d. h. der Abweichungen) der Einzelbeobachtungen verringert werden kann, und 2. die Bewertung der Bestimmtheit bzw. der Genauigkeit (z. B. Varianz und Reliabilität) einer Messung (d. h. der Störungsspur).

Eine derartige Verwendung der Daten in überbestimmten Systemen setzt jedoch voraus, dass die Daten unabhängig voneinander erhoben wurden, d. h. keine redundanten Anteile haben (siehe Fallspeispiele unten).

4.2 Fallbeispiele

Im Folgenden sollen anhand einiger Fallbeispiele allgemeine Empfehlungen zum möglichen Umgang mit Dopplungen in Datensätzen erläutert werden. Besonderes Augenmerk gilt hier der Identifikation redundanter Daten und nicht-redundanter, überbestimmter Daten.

Fallbeispiel 1a: Daten sind redundant

Es ist eine Redundanz zu vermuten, wenn die Störungsspuren aus verschiedenen Ausgangsdatsätzen (z. B. Karten unterschiedlicher Maßstäbe und Quellen) im Kartenbild einen identischen Verlauf zeigen. Im genannten Beispiel läge eine Redundanz dann vor, wenn es sich bei den Datensätzen um Kopien der gleichen Grunddaten handeln würde, diese also inhaltlich, d. h. in Bezug auf den Störungsverlauf, identisch sind. Ein solcher Fall kann beispielsweise vorliegen, wenn die gleichen störungsbezogenen, reflexionsseismischen Interpretationsdaten in identischer Weise für die Erstellung von Karten unterschiedlicher Maßstäbe verwendet wurden (z. B. 1:50.000 und 1:200.000). Mit Ausnahme von i. d. R. technischen und maßstabsbedingten Abweichungen (Zeichnungsungenauigkeit, Verzerrung bei der Digitalisierung analoger Daten, Rundungsfehler etc.) wären die Störungsspuren identisch. In diesem Fall kann eine Deduplikation durchgeführt werden. Unter Berücksichtigung des Anwendungszweckes und der gewünschten Auflösung/Genauigkeit ist bei den zu belassenden Daten gegebenenfalls eine priorisierte Berücksichtigung der mittleren Maßstäbe (mittlere Maßstabszahlen) denkbar. Dabei bestünde u. a. ein günstiges Verhältnis zwischen der abgedeckten Fläche (geringere Anzahl zu bearbeitender Datensätze) und den Details (geringere maßstabsbedingte Ungenauigkeiten in der Darstellung).

Fallbeispiel 1b: Daten sind partiell redundant

Liegen hingegen Daten aus unterschiedlichen Datenquellen vor, die nicht vollständig, sondern lediglich partiell inhaltlich identisch sind, können diese Daten nicht ohne weitere Prüfung als redundant angesehen werden. Bezogen auf das gewählte Fallbeispiel wären dies Störungsspuren, welche weitgehend einen identischen oder sehr ähnlichen Verlauf zeigen, jedoch gebietsweise deutlich voneinander abweichen. Es könnte sich hierbei beispielsweise um begründete Abweichungen aufgrund verschiedener Interpretationen handeln oder um eine stärkere Generalisierung der, für beide Kartenmaßstäbe identischen, Ausgangsdaten für die Darstellung in kleineren Maßstäben (größeren Maßstabzahlen). Im zuerst genannten Fall liegt keine Redundanz vor (siehe Fallbeispiele 2 und 3), im zuletzt genannten eine auf technischen Fehlern beruhende, partielle Redundanz.

Neben diesem technischen Fehler können auch weitere, teils bedeutendere Mängel beobachtet werden, beispielsweise infolge der Transformation von Daten aus unterschiedlichen Koordinatensystemen. Dies ist vor allem bei der Transformation älterer Daten aus heute ungebräuchlichen, historischen Koordinatensystemen in moderne Koordinatensysteme (WGS84, ETRS89, UTM) von Bedeutung. Abweichungen können in solchen Fällen mehrere hundert Meter betragen. In beiden Fällen beziehen sich die Abweichungen zwischen den Datensätzen auf eine unterschiedliche Darstellung der selben Interpretation eines Objektes. Die zugrundeliegenden Daten für die Interpretation der dargestellten Objekte sind dabei in beiden Darstellungen identisch. Sie stellen demnach fehlerhafte Kopien redundanter Grunddaten dar.

Ob diese Daten trotzdem als redundant angesehen werden, hängt maßgeblich von der vorgesehenen Verwendung und Auflösung ab und muss im Einzelfall entschieden werden. Für eine entsprechende Beurteilung der Qualität der Daten sind deren Ursprung (z. B. Kartierung, Geophysik, Modellierung etc.), die zugrundeliegende Methodik, der Zweck (z. B. Übersicht- strukturelle- oder lithologische Kartierung) sowie durchlaufene Datenaufbereitungsschritte zu klären.

Gegebenenfalls wäre auch die Definition eines Toleranzwertes für die Abweichung der Einzeldatensätze denkbar, welcher in Abhängigkeit des nötigen Betrachtungsmaßstabs definiert wird und als Grenzwert zwischen der Definition als redundant oder nicht-redundant genutzt wird. Im Falle einer teilweisen Redundanz infolge darstellungs- und maßstabsbedingter Generalisierungen wäre zunächst, unter Abwägung aller Faktoren und entsprechend der jeweiligen Phasen des Standortauswahlverfahrens (vgl. §§ 13-20 StandAG), anstelle einer umfangreichen Untersuchung aller Daten, eine priorisierte Verwendung der Daten aus Quellen mit den auf die jeweiligen Anforderungen zugeschnittenen Maßstäben denkbar. Bei mittleren Maßstäben (mittlere Maßstabzahlen)

bestünde dabei u. a. ein günstiges Verhältnis zwischen der abgedeckten Fläche (geringere Anzahl zu bearbeitender Datensätze) und Details (geringere maßstabsbedingte Ungenauigkeiten in der Darstellung). Diese erste, generalisierende Betrachtung müsste, entsprechend den Anforderungen, im weiteren Verfahrensverlauf stufenweise durch genauere Betrachtungen in größeren Maßstäben (kleineren Maßstabszahlen) abgelöst werden.

Fallbeispiel 2: Daten sind nicht redundant, es liegt eine Überbestimmung vor

In diesem Fall liegen mehrere, nicht-redundante Datensätze pro Merkmal vor. Im Gegensatz zu redundanten Daten sind diese unabhängig voneinander erhoben worden und stellen individuelle Informationen des Merkmals dar, keine Duplikate. Die Unabhängigkeit der Einzelbeobachten (Messungen) erlaubt mittels statistischer Analysen eine Steigerung der Genauigkeit bzw. der Präzision der Bestimmung (Messung) des Störungsverlaufs, da durch jede zusätzliche Beobachtung des Störungsverlaufs die Auswirkung der Messabweichungen der Einzelmessungen verringert werden kann.

Im Falle einer Überbestimmung wäre, je nach Verwendungszweck und Zielmaßstab, anstelle einer statistischen Auswertung auch eine priorisierte Berücksichtigung von bestimmten Daten denkbar. Hierfür ist jedoch eine Beurteilung der Qualität jedes Einzeldatensatzes nötig. Beispielsweise wäre eine Bewertung basierend auf dem Zweck der Erstellung des jeweiligen Datensatzes möglich. Demnach könnten, im Falle von Karten als Datengrundlage, mögliche Parameter für eine Priorisierung wie folgt aussehen: Detailkarte vor Übersichtskarte, Karte in großem Maßstab (kleine Maßstabszahl) vor Übersichtskartierung, Primärdaten vor kompilierten Datensätzen. Mögliche Kriterien für eine Priorisierung sind vielfältig, jedoch nur bei genauer Kenntnis des Datenbestandes zu definieren und in ihrem Zusammenhang zu bewerten, weshalb an dieser Stelle keine detaillierte Auflistung oder Empfehlung erfolgen kann.

Fallbeispiel 3: Daten sind nicht redundant, es liegt keine Überbestimmung vor

In diesem Fall liegt nur ein Datensatz pro störungsbezogenem Merkmal vor. Das Entfernen von Duplikaten entfällt. Eine nähere Untersuchung der Bestimmtheit oder Varianz des Merkmals wie beim Vorliegen einer Überbestimmung ist ebenfalls nicht möglich.

4.3 Resümee Kapitel 4 & weiterführende Betrachtungen

Bezogen auf die zuvor erläuterten Fallbeispiele können zusammenfassend folgende allgemeine Hinweise gegeben werden:

- Im Falle einer vollständigen Redundanz können sämtliche Duplikate nach ihrer Identifikation gelöscht werden (Fallbeispiel 1). Spielen datenbanktechnische Aspekte keine Rolle (z. B. Speicherplatz) kann ein Datensatz für die weitere Verwendung ausgewählt werden, während die übrigen Datensätze als passive Belegdaten im System verbleiben.
- Im Falle einer partiellen Redundanz (Fallbeispiel 1b) gilt es den Ursprung (z. B. Kartierung, Geophysik, Modellierung etc.), die zugrundeliegende Methodik, den Zweck (z. B. Übersicht-, Strukturelle- oder lithologische Kartierung) und die durchlaufenen Bearbeitungsschritte der dargestellten Datensätze zu klären, um eine entsprechende Bewertung ihrer Qualität vornehmen zu können. Basierend auf den Ergebnissen der Bewertung kann ein zu bevorzugender Datensatz ausgewählt werden. Hierbei ist insbesondere zu klären, welche Anforderungen an die Auflösung und Genauigkeit an die zu verwendenden Daten in den jeweiligen Ständen des Standortauswahlverfahrens gestellt werden. Möglicherweise müssen diese Anforderungen auch in Abhängigkeit vom jeweils zu bewertenden Indikator der geowissenschaftlichen Abwägungskriterien (s. § 24 StandAG) definiert werden. Darauf ausgerichtet sind die Datensätze zu sichten und zuzusortieren. Beispielsweise lassen sich u. U. Untersuchungen im großen Maßstab in der Phase der Ausweisung von Teilgebieten nicht verwenden. Ebenfalls wäre, entsprechend den jeweiligen Phasen des Standortauswahlverfahrens (vgl. §§ 13-20 StandAG) zunächst eine priorisierte Berücksichtigung der auf die jeweiligen Anforderungen zugeschnittenen Maßstäbe denkbar. Diese Betrachtung kann im weiteren Verfahrensverlauf stufenweise durch genauere Betrachtungen in größeren Maßstäben (kleineren Maßstabszahlen) abgelöst werden.
- Im Falle nicht-redundanter Daten kann beim Vorliegen einer Überbestimmung (Fallbeispiel 2) mittels statistischer Verfahren eine Aussage über die Bestimmtheit und Verlässlichkeit des überbestimmten Merkmals getroffen werden. Darüber hinaus können statistische Verfahren zur begründeten Auswahl von Zahlenwerten zur Bewertung von Anforderungen und Kriterien führen. Liegt keine Überbestimmung vor (nur ein Datensatz pro Merkmal), ist dies nicht möglich (Fallbeispiel 3).

Im Falle einer Überbestimmung wäre, je nach Verwendungszweck und Zielmaßstab, anstelle einer statistischen Auswertung auch eine priorisierte Berücksichtigung von bestimmten Daten denkbar. Hierfür ist jedoch eine Beurteilung der Qualität jedes Einzeldatensatzes

nötig. Mögliche Kriterien für eine Priorisierung sind vielfältig, nur bei genauer Kenntnis des Datenbestandes zu definieren und in ihrem Zusammenhang zu bewerten. Im Falle einer methodischen Überbestimmung wäre zu überlegen, welche Methoden gegebenenfalls repräsentativ zu verwendende Ergebnisse liefern können.

Weiterführende Betrachtungen

Zum Thema Vergleichbarkeit von geologischen Kartendaten in verschiedenen Maßstäben und Generalisierungsgraden ist auf das EU-Projekt GeoERA GeoConnect3D (<https://geoera.eu/projects/geoconnect3d6/>) zu verweisen (Laufzeit Mitte 2018 bis Mitte 2021) an dem u. a. die BGR beteiligt ist. In diesem Projekt wird in ausgewählten Studienregionen demonstriert, wie über einen abgestimmten strukturellen Rahmen („structural framework“) aus Störungen und anderen Strukturen (z. B. Salzdiapire, Intrusionen) eine Vergleichbarkeit und ein Verschnitt von geowissenschaftlichen Themenkarten in verschiedenen Maßstäben möglich wäre. Das Ziel ist es, durch den skalenübergreifenden, fixierten strukturellen Rahmen einen topologisch nahezu passgenauen Verschnitt von unterschiedlichsten Untergrunddaten zu ermöglichen und so zu gestalten, dass sie für eine Analyse weiterführender Themenfelder (z. B. Rohstoffvorkommen, Untergrundnutzung, Risikobewertung) genutzt werden können. Ein weiterer wesentlicher Aspekt in diesem Projekt ist die grenzüberschreitende Harmonisierung von Strukturdaten als wesentliche Grundlage für eine topologisch saubere Darstellung der Strukturen in verschiedenen Darstellungsmaßstäben. Längerfristig gilt es eine Vergleichbarkeit und themenübergreifende Anwendbarkeit von geowissenschaftlichen Themenkarten auf transeuropäischer Ebene zu schaffen.

5 Zusammenfassung

Im vorliegenden Bericht hat die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) ausgewählte Fragestellungen bezüglich des Ausschlusskriteriums „aktive Störungszonen“ bearbeitet, deren Beantwortung durch die Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH (BGE) beauftragt wurde. Hierzu zählten neben einer Erörterung störungsbezogener Begriffe und gängiger Methoden zur Ermittlung der Störungsaktivität auch die Betrachtung unterschiedlicher Charakteristika von Störungen und deren potentieller Einfluss auf eine geologische Barriere. Neben einer möglichen Beeinflussung des Endlagerbereichs durch Grundgebirgsstörungen wurde die Ausprägung von Störungen im Deckgebirge und Hutgestein von Salinarstrukturen dargelegt. Darüber hinaus wurde der Abstand zu Störungszonen im Hinblick auf die Sicherheit des Endlagerbereichs diskutiert sowie ein potentieller Einfluss von atektonischen Deformationsstrukturen auf die geologische Barriere erörtert. Auch wurde der Umgang mit potentiellen Datenredundanzen, wie sie im Zuge der Datenerhebung und Auswertung entstehen können, behandelt.

Aufgrund der unterschiedlichen Thematik der einzelnen Kapitel sei an dieser Stelle für eine inhaltliche Zusammenfassung der einzelnen Teilaspekte auf das entsprechende Resümee am Ende des jeweiligen Kapitels verwiesen.

Literaturverzeichnis

- Aber, J.S. & Ber, A. (2007): Glaciotectonism. – *Developments in Quaternary Science*, 6, 1-246.
- Aderhold, G. (2005): Klassifikation von Erdfällen und Senkungsmulden in karstgefährdeten Gebieten Hessens: Empfehlungen zur Abschätzung des geotechnischen Risikos bei Baumaßnahmen. – Hochschulschrift, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Geologische Abhandlungen Hessen: 100; Wiesbaden.
- Agemar, T., Hese, F., Moeck, I. & Stober, I. (2017): Kriterienkatalog für die Erfassung tieferreichender Störungen und ihrer geothermischen Nutzbarkeit in Deutschland. – *Z. Deut. Gesellsch. Geowiss.*, 168, 2: 285-300. DOI:0.1127/zdgg/2017/0084
- Ahmadi, O., Juhlin, C., Ask, M. & Lund, B. (2015): Revealing the deeper structure of the end-glacial Pärvie fault system in northern Sweden by seismic reflection profiling. – *Solid Earth*, 6, 621–632. Doi: org/10.5194/se-6-621-2015.
- Äikäs, K. & Riekkola, R. (2000): Locating of the high level waste repository within the Olkiluoto site [in Finnish with an English abstract]. – Posiva Oy, Working Report 2000-52: 111; Helsinki.
- Äikäs, K., Hagros, A. & Malmlund, H. (2001): Locating of the high level waste repository within the Olkiluoto site based on the bedrock model 2001/2 [in Finnish]. – Saanio & Riekkola Oy, memorandum TS-66/2001: 131; Helsinki.
- Aitken, M.J. (1998): *An Introduction to Optical Dating. The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-Stimulated Luminescence*. 267; Oxford, New York, Tokyo (Oxford University Press).
- AKEnd - Arbeitskreis Auswahlverfahren Endlagerstandorte (2002): *Auswahlverfahren für Endlagerstandorte - Empfehlungen des AkEnd*. Bonn.
- Al Hseinat, M., Hübscher, C., Lang, J., Lüdmann, T., Ott, I. & Polom, U. (2016): Triassic to recent tectonic evolution of a crestal collapse graben above a salt-cored anticline in the Glückstadt Graben/North German Basin. – *Tectonophysics*, 680: S. 50-66.
- Andrews, D.J. & Hanks, T.C. (1985): Scarp degraded by linear diffusion: Inverse solution for age. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90, B12: 10193-10208. DOI:10.1029/JB090iB12p10193

- Arfai, J., Lutz, R., Franke, D., Gaedicke, C. & Kley, J. (2015): Mass-transport deposits and reservoir quality of Upper Cretaceous Chalk within the German Central Graben, North Sea. – *International Journal of Earth Sciences*. DOI:10.1007/s00531-015-1194-y
- Avouac, J.-P. & Peltzer, G. (1993): Active tectonics in southern Xinjiang, China: analysis of terrace riser and normal fault scarp degradation along the HotanQira fault system. – *Journal of Geophysical Research*, 98, 21: 773-807.
- Bäckblom, G. & Munier, R. (2002): Effects of earthquakes on the deep repository for spent fuel in Sweden based on case studies and preliminary model results. SKB, TR-02-24. – Technical Report: 115; Stockholm.
- Bäckblom, G. & Stanfors, R. (1989): Interdisciplinary study of post-glacial faulting in the Lansjärv area Northern Sweden. – Svensk Kärnbränslehantering AB, SKB TR 89-31.
- Baldschuhn, R., Binot, F., Fleig, S. & Kockel, F. (2001): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor. Strukturen, Strukturentwicklung, Paläogeographie. – *Geol. Jb.*, A 153, Reihe A: S. 88.
- Baldschuhn, R., Frisch, U. & Kockel, F. (1998): Der Salzkeil, ein strukturelles Requisite der saxonischen Tektonik. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 149, 1: S. 59-69.
- Balzer, D. (1998): Projekt Morsleben: Geologische Bearbeitung des Hutgesteins. – Abschlussbericht, Band 1. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe: 87; Hannover.
- Baroň, I., Plan, L., Grasemann, B., Woodell, I., Lenhardt, W., Hausmann, H. & Stemberk, J. (2016): Can deep seated gravitational slope deformations be activated by regional tectonic strain: First insights from displacement measurements in caves from the Eastern Alps. – *Geomorphology*, 259. DOI:10.1016/j.geomorph.2016.02.007
- Baroň, I., Plan, L., Sokol, L., Grasemann, B., Melichar, R., Mitrovic, I. & Stemberk, J. (2019): Present-day kinematic behaviour of active faults in the Eastern Alps. – *Tectonophysics*, 752: 1-23. DOI:https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.024
- Bense, F.A., Wemmer, K., Löbens, S. & Siegesmund, S. (2014): Fault gouge analyses: K–Ar illite dating, clay mineralogy and tectonic significance - a study from the Sierras Pampeanas, Argentina. – *International Journal of Earth Sciences*, 103, 1: 189-218. DOI:10.1007/s00531-013-0956-7

- Berg, S.S. & Skar, T. (2005): Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah. – *Journal of Structural Geology*, 27, 10: 1803-1822. DOI:<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.04.012>
- Bergerat, F. (1987): Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. – *Tectonics*, 6, 2: 99-132. DOI:10.1029/TC006i002p00099
- Best, G. & Zirngast, M. (2002): Die strukturelle Entwicklung der exhumierte Salzstruktur „Oberes Allertal“. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe: 110; Hannover.
- Best, G., Kockel, F. & Schöneich, H. (1983): Geological History of the Southern Horn Graben. – In: Kaasschieter, J.P.H. & Reijers, T.J.A. (Eds.): *Petroleum Geology of the Southeastern North Sea and the Adjacent Onshore Areas*. Dordrecht (Springer). DOI:https://doi.org/10.1007/978-94-009-5532-5_2
- BfS (2009): Plan zur Stilllegung des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben. – Bundesamt für Strahlenschutz. Stilllegung ERA Morsleben: 320; Salzgitter
- Billi, A., Salvini, F. & Storti, F. (2003): The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. – *Journal of Structural Geology*, 25, 11: 1779-1794. DOI:[https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00037-3](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00037-3)
- Bischoff, M., Bönnemann, C., Fritz, J., Gestermann, N. & Plenefisch, T. (2013): Untersuchungsergebnisse zum Erdbeben bei Völkersen (Landkreis Verden) am 22.11.2012. – LBEG / BGR. Hannover, 60 S.
- Borchert, H. & Muir, R.O. (1964): *Salt deposits: the origin, metamorphism and deformation of evaporites*. 338 S.; (Van Nostrand Company, London).
- Bornemann, O., Behlau, J., Fischbeck, R., Hammer, J., Jaritz, W., Keller, S., Mingerzahn, G. & Schramm, M. (2008): Standortbeschreibung Gorleben - Teil 3: Ergebnisse der über- und untertägigen Erkundung des Salinars. – *Geol. Jb.*, C 73. 211 S.
- Braathen, A. & Gabrielsen, R.H. (1998): *Lineament Architecture and Fracture Distribution in Metamorphic and Sedimentary Rocks, With Application to Norway*. – Geological Survey of Norway, Report No. 98.043: 78; Trondheim.
- Brandes, C. & Winsemann, J. (2013): Soft-sediment deformation structures in NW Germany caused by Late Pleistocene seismicity. – *International Journal of Earth Sciences*, v. 102, p. 2255–2274, doi:10.1007/s00531-013-0914-4.

- Brandes, C., Plenefisch, Th., Tanner, D.C., Gestermann, N. & Steffen, H. (2019): Evaluation of deep crustal earthquakes in northern Germany - Possible tectonic causes. – Terra Nova 31: 83–93.
- Brandes, C., Steffen, H., Bönnemann, C., Plenefisch, T., Gestermann, N. & Winsemann, J. (2014): Aktive Tektonik in Norddeutschland: glazial-isostatische Ausgleichsbewegungen und/oder Folgen der Erdöl/Erdgas-Förderung? – Erdöl Erdgas Erdöl 130:138–143
- Brandes, C., Steffen, H., Steffen, R. & Wu, P. (2015): Intraplate seismicity in northern Central Europe is induced by the last glaciation. – Geology 43 (7): 611–614, doi: <https://doi.org/10.1130/G36710.1>.
- Brandes, C., Winsemann, J., Roskosch, J., Meinsen, J., Tanner, D. C., Frechen, M., Steffen, H. & Wu, P. (2012): Activity along the Osning Thrust in Central Europe during the Lateglacial: ice-sheet and lithosphere interactions. – Quaternary Science Reviews, Volume 38, 49-62, ISSN 0277-3791, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.021>.
- Brooks, G.R. & Adams, J. (2020): A review of evidence of glacially-induced faulting and seismic shaking in eastern Canada. – Quaternary Science Reviews, 228: S. 106070. DOI:10.1016/j.quascirev.2019.106070
- Brückner-Röhling, S., Espig, M., Fischer, M., Fleig, S., Forsbach, H., Kockel, F., Krull, P., Stiewe, H. & Wirth, H. (2002): Standsicherheitsnachweise Nachbetriebsphase: Seismische Gefährdung - Teil 1: Strukturgeologie. – BGR-Bericht: 253 S.; Hannover.
- Brückner-Röhling, S., Fleig, S., Forsbach, H., Kockel, F., Krull, P. & Wirth, H. (2004): Die Bewegungsphasen tektonischer Störungen im Tertiär Norddeutschlands – Ergebnisse strukturgeologischer Untersuchungen. – Z. geol. Wiss. 32 (5/6): 295–321.
- Bruhn, R.L., Parry, W.T., Yonkee, W.A. & Thompson, T. (1994): Fracturing and hydrothermal alteration in normal fault zones. – Pure and Applied Geophysics PAGEOPH, 142, 3-4: 609-644. DOI:10.1007/bf00876057
- Bruns, J., Boetticher, L., Doose, H., Cottrell, M., Wolff, P., Günther, R.-M., Naumann, D., Popp, T. & Salzer, K. (2011): Glazigene Beeinflussung von Wirtsgesteinstypen Ton und Salz und deren Einflüsse auf die Eignung zur Aufnahme eines HAW-Endlagers. – Abschlussbericht, 292 Seiten, Golder Associates GmbH in Kooperation mit IfG Institut für Gebirgsmechanik GmbH: Celle, 2011.

- BT-DRS 18/11398: Drucksache des Deutschen Bundestages 18/11398 vom 07.03.2017: Entwurf eines Gesetzes zur Fortentwicklung des Gesetzes zur Suche und Auswahl eines Standortes für ein Endlager für Wärme entwickelnde radioaktive Abfälle und anderer Gesetze.
- Bucknam, R.C. & Anderson, R.E. (1979): Estimation of fault-scarp ages from a scarp-height–slope-angle relationship. – *Geology*, 7, 1: 11-14. DOI:10.1130/0091-7613(1979)7<11:EOFAFA>2.0.CO;2
- Buurmann, N. (2010): Charakterisierung von Zirkularstrukturen im geologischen Untergrund Hamburgs zur Abgrenzung verkarstungsgefährdeter Bereiche. – Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften, Universität Hamburg, MIN-Fakultät, Department Geowissenschaften: 227; Hamburg.
- Caine, J., Evans, J. & Forster, C. (1996): Fault zone architecture and permeability structure. – *Geology*, 24: 1025-1028. DOI:10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2
- Calais, E. T., Camelbeeck, S., Stein, M. Liu, & Craig, T. J. (2016): A new paradigm for large earthquakes in stable continental plate interiors. – *Geophys. Res. Lett.*, 43, 10.621–10.637. Doi:10.1002/2016GL070815.
- Camelbeeck, T., van Ruymbeke, M., Quinif, Y., Vandycke, S., de Kerchove, E. & Ping, Z. (2012): Observation and interpretation of fault activity in the Rochefort cave (Belgium). – *Tectonophysics*, 581: 48-61. DOI:https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.027
- Carruthers, D., Cartwright, J., Jackson, M.P. & Schutjens, P. (2013): Origin and timing of layer-bound radial faulting around North Sea salt stocks: New insights into the evolving stress state around rising diapirs. – *Marine and Petroleum Geology*, 48: S. 130-148.
- Cartwright, J., Aplin, A. & Huuse, M. (2007): Seal bypass system. – *AAPG Bulletin*, 91, 8: 1141-1166. DOI:10.1306/04090705181
- Cartwright, J., James, D. & Bolton, A. (2003): The genesis of polygonal fault systems: a review. – *Geological Society, London, Special Publications*, 216, 1: 223. DOI:10.1144/GSL.SP.2003.216.01.15
- Chapman, C.R. (1994): Impacts on the Earth by asteroids and comets - assessing the hazard. – *Nature*, 367: 33-40; London.

- Chester, F.M. & Logan, J.M. (1987): Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. – *Journal of Structural Geology*, 9, 5: 621-629. DOI:[https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90147-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90147-7)
- Childs, C., Easton, S., Vendeville, B., Jackson, M., Lin, S., Walsh, J.J. & Watterson, J. (1993): Kinematic analysis of faults in a physical model of growth faulting above a viscous salt analog. – *Tectonophysics*, 228: 313-329. DOI:10.1016/0040-1951(93)90346-L
- Childs, C., Nicol, A., Walsh, J.J. & Watterson, J. (2003): The growth and propagation of synsedimentary faults. – *Journal of Structural Geology*, 25: 633-648. DOI:10.1016/S0191-8141(02)00054-8
- Choi, J.-H., Edwards, P., Ko, K. & Kim, Y.-S. (2016): Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. – *Earth-Science Reviews*, 152: 70-87. DOI:<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006>
- Chwatal, W., Decker, K. & Rock, K.-H. (2005): Mapping of active capable faults by high-resolution geophysical methods: examples from the central Vienna Basin. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, 97: 52-59.
- Clausen, J.A., Gabrielsen, R., Johnsen, E. & Korstgård, J. (2003): Fault architecture and clay smear distribution. Examples from field studies and drained ring-shear experiments. – *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 83: 131-146.
- Connolly, P., Gölke, M., Bäßler, H., Fleckenstein, P., Heitel, S., Lindenfeld, M., Schindler, A., Theune, U. & Wenzel, F. (2003): Finite Elemente Modellrechnungen zur Erklärung der Auffächerung der größeren horizontalen Hauptspannungsrichtung in Norddeutschland. – Univers. Karlsruhe, Inst. f. Geophysik, unveröffentl. Bericht: 163 S.; Karlsruhe.
- Davison, I. (2009): Faulting and fluid flow through salt. – *Journal of the Geological Society*, London, 166, 2: S. 205-216.
- Davison, I., Alsop, I. & Blundell, D. (1996): Salt tectonics: some aspects of deformation mechanics. – *Geological Society, London, Special Publications*, 100, 1: S. 1-10. DOI:10.1144/gsl.Sp.1996.100.01.01
- Davison, I., Alsop, I., Birch, P., Elders, C., Evans, N., Nicholson, H., Rorison, P., Wade, D., Woodward, J. & Young, M. (2000): Geometry and late-stage structural evolution of Central Graben salt diapirs, North Sea. – *Marine and Petroleum Geology*, 17, 4: S. 499-522.

- de Gromard, R. Q., Kirkland, C. L., Howard, H. M., Wingate, M. T. D., Jourdan, F., McInnes, B. I. A., Danišik, M., Evans, N. J., McDonald, B. J. & Smithies, R. H. (2019): When will it end? Long-lived intracontinental reactivation in central Australia. – *Geoscience Frontiers*, Volume 10, Issue 1, 149-164. DOI: [org/10.1016/j.gsf.2018.09.003](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.09.003).
- De Jager, J. (2003): Inverted basins in the Netherlands, similarities and differences. – *Netherlands Journal of Geosciences*, 82, 4: S. 339-349.
- Delisle, G., Grassmann, S., Cramer, B., Messner, J. & Winsemann, J. (2007): Estimating episodic permafrost development in northern Germany during the Pleistocene. – In: Hambrey, M.J., Christoffersen, P., Glasser, N.F. & Hubbard, B. (Eds.) *Glacial Sedimentary Processes and Products*. – IAS Special Publication, 39: 109-119; Hoboken (Wiley).
- Dooley, T., McClay, K. & Pascoe, R. (2003): 3D analogue models of variable displacement extensional faults: applications to the Revfallet Fault system, offshore mid-Norway. – *Geological Society, London, Special Publications*, 212: S. 151-167.
- Dooley, T.P., Jackson, M.P.A. & Hudec, M.R. (2015): Breakout of squeezed stocks: dispersal of roof fragments, source of extrusive salt and interaction with regional thrust faults. – *Basin Research*, 27, 1: S. 3-25. DOI:10.1111/bre.12056
- Duffy, O.B., Gawthorpe, R.L., Docherty, M. & Brocklehurst, S.H. (2013): Mobile evaporite controls on the structural style and evolution of rift basins: Danish Central Graben, North Sea. – *Basin Research*, 25, 3: 310-330. DOI:10.1111/bre.12000
- Dyjażyński, K. & Peryt, T.M. (2014): Controls on basal Zechstein (Wuchiapingian) evaporite deposition in SW Poland. – *Geological Quarterly*, 58, 3: S. 485-502, doi: 10.7306/gq. 1166.
- Eissmann, L. (1978): Mollisoldiapirismus. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 24, 130-138.
- Eissmann, L. (1987): Lagerungsstörungen im Lockergebirge. Exogene und endogene Tektonik im Lockergebirge des nördlichen Mitteleuropa. – *Geophysik und Geologie*, 3, 7-77.
- ESK (2018): Leitlinie zum Schutz von Endlagern gegen Hochwasser. Empfehlung der Entsorgungskommission vom 06.12.2018: 35.

- Esters, F. (2008): Die Bedeutung des Gipskarstes für die öffentliche Sicherheit in Sachsen-Anhalt, Beispiele von Erdfällen und behördliches Handeln. – In: Brust, M.K., Kupetz, M. & Schmiedel, S. (Eds.): Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (Hannover) - Gips- und Anhydritkarst in der Mansfelder Mulde - Die Wimmelburger Schloten - 23. Treffen des Arbeitskreises Bergbaufolgen der DGG. 235: 49-53; Hannover (Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften).
- Evans, J. & Bradbury, K. (2004): Faulting and Fracturing of Nonwelded Bishop Tuff, Eastern California: Deformation Mechanisms in Very Porous Materials in the Vadose Zone. – Vadose Zone Journal - VADOSE ZONE J, 3: 602-623. DOI:10.2113/3.2.602
- Evans, J.P. (1990): Thickness-displacement relationships for fault zones. – Journal of Structural Geology, 12, 8: 1061 - 1065. DOI:[https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90101-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90101-4)
- Ewiak, O., Victor, P. & Oncken, O. (2015): Investigating multiple fault rupture at the Salar del Carmen segment of the Atacama Fault System (northern Chile): Fault scarp morphology and knickpoint analysis. – Tectonics, 34, 2: 187-212. DOI:10.1002/2014TC003599
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Sipton, Z.K., Wibberley, C.A.J. & Withjack, M.O. (2010): A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. – Journal of Structural Geology, 32, 11: 1557-1575. DOI:<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>
- Feldmann, L. (2002): Das Quartär zwischen Harz und Allertal mit einem Beitrag zur Landschaftsgeschichte im Tertiär. – Clausthaler Geowissenschaften, Band 1: X + 149 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- Fischer, M., Frisch, U., Heßmann, W. & Stiewe, H. (1995): Endlagerung stark wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen Deutschlands - Untersuchung und Bewertung von Salzformationen. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Archiv-Nr. 111089; Hannover.
- Fischer-Appelt, K., Baltés, B., Buhmann, D., Larue, J. & Mönig, J. (2013): Synthesebericht für die VSG. Bericht zum Arbeitspaket 13. Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben. – Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, GRS-290, Köln.

- Fossen, H. (2016): Structural geology. – 2nd ed.: XV, 510 Seiten; Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- Frater, H. (2005): Landschaftsformen. Unsere Erde im Wandel - den gestaltenden Kräften auf der Spur. – 1. Aufl., 247; Berlin (Springer).
- French, H. M. (2007): The Periglacial Environment. – Third Edition: 458 S.; Hoboken (Wiley).
- Frenzel, B., Pécsi, M. & Velichko, A. A. (Eds.) (1992): Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene - Holocene. – Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences. 79 S. Stuttgart (Gustav Fischer Verlag).
- Frumkin, A. (2013): Salt karst. – In: Shroder, J. & Frumkin, A. (Hrsg.): Treatise on Geomorphology. – Bd. 6. Karst Geomorphology: S. 407-424; San Diego, CA (Academic Press).
- Gehrmann, A., Meschede, M., Hüneke, H. & Pedersen, S.A.S. (2019): Sea cliff at Kieler Ufer (Pleistocene stripes 11–16) - large-scale architecture and kinematics of the Jasmund Glacitectonic Complex. – DEUQUA Special Publications, 2, 19-27. DOI: 10.5194/deuquasp-2-19-2019
- Gast, S., Wirth, H., Fischer, M. & Weber, K. (2012): Planungsgrundlagen und geologische Informationen für die Entwicklung potenzieller CO₂-Speichervorhaben (COOSKA). – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Gay, A. & Berndt, C., (2007): Cessation/reactivation of polygonal faulting and effects on fluid flow in the Vøring Basin, Norwegian Margin. Journal of the Geological Society, London, Vol. 164, pp. 129-141.
- Geyn, M. A. (2005): Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. 211; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchges.).
- Glass, C. E. (2013): Interpreting Aerial Photographs to Identify Natural Hazards. 184; (Elsevier). DOI:10.1016/C2012-0-06726-9
- Gosar, A., Sebel, S., Košťák, B. & Stemberk, J. (2011): On the state of the tm 71 extensometer monitoring in Slovenia: Seven years of micro-tectonic displacement measurements. – Acta Geodynamica et Geomaterialia, 8: 389-402.

- Gough, D. I. & Bell, J. S. (1982): Stress orientation from borehole wall fractures with examples from Colorado, east texas, and northern Canada. – Canadian Journal of Earth Sciences, 19: 1359-1370. DOI:<https://doi.org/10.1139/e82-118>
- Grassmann, S., Cramer, B., Delisle, G., Messner, J. & Winsemann, J. (2010): Geological history and petroleum system of the Mittelplate oil field, Northern Germany. – International Journal of Earth Sciences, 94, 979-989. DOI: 10.1007/s00531-005-0018-x
- Gregersen, S. (1992): Crustal stress regime in Fennoscandia from focal mechanisms. – Journal of Geophysical Research, 11: 821-827.
- Grewe, W., Mertineit, M., Schramm, M. & Hammer, J. (2017): Mineralogisch-geochemische Untersuchungen der Kluftmineralisationen in Lager H. – Ergebnisbericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR): S. 120; Hannover.
- Groshong, Jr, R. (2006): 3-D Structural Geology: A Practical Guide to Quantitative Surface and Subsurface Map Interpretation. DOI:10.1007/978-3-540-31055-6
- Grünthal, G. & Stromeyer, D. (1995): Rezentens Spannungsfeld und Seismizität des baltischen Raumes und angrenzender Gebiete - ein Ausdruck aktueller geodynamischer Prozesse. – Brandenburgische Geowiss. Beitr., 2, 2: 69-76, 2 Abb., 1 Tab.; Kleinmachnow.
- Grünthal, G., Stromeyer, D., Bosse, C., Cotton, F. & Bindi, D. (2018): The probabilistic seismic hazard assessment of Germany - version 2016, considering the range of epistemic uncertainties and aleatory variability. – Bulletin of Earthquake Engineering, 16, 10: S. 4339-4395. DOI:10.1007/s10518-018-0315-y
- Gudmundsson, A., De Guidi, G. & Scudero, S. (2013): Length–displacement scaling and fault growth. – Tectonophysics, 608: 1298 - 1309. DOI:<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.012>
- Guglielmi, Y., Birkholzer, J., Rutqvist, J., Jeanne, P. & Nussbaum, C. (2017): Can fault leakage occur before or without reactivation? Results from an in situ fault reactivation experiment at Mont Terri. – Energy Procedia 114, 3167–3174.

- Hammer, J., Fleig, S., Mingerzahn, G., Kühnlenz, T., Mertineit, M., Pusch, M., Schramm, M., Behlau, J., Zaretzki, B., Hesser, J., Shao, H., Köthe, A. & Vogel, P. (2012): Salzgeologische Bewertung des Einflusses von „kryogenen Klüften“ und halotektonischen Deformationsprozessen auf die Integrität der geologischen Barriere des Salzstocks Gorleben. – Bericht zum Arbeitspaket 2, Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben. Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS): S. 86.
- Hammer, J., Pusch, M., Häger, A., Scheeder, G., Shao, H., Paul, B., Ostertag-Henning, C., Mingerzahn, G., Schlömer, S. & Hesser, J. (2013): Projekt Gorleben: Untersuchungen von Kohlenwasserstoffen im Erkundungsbergwerk Gorleben. – Ergebnisbericht 2012, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR): S. 207; Hannover.
- Hanks, T.C., Bucknam, R.C., Lajoie, K.R. & Wallace, R.E. (1984): Modification of wave-cut and faulting-controlled landforms. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89, B7: 5771-5790. DOI:10.1029/JB089iB07p05771
- Hanssen, R. (2001): *Radar Interferometry Data Interpretation and Error Analysis*. 2. DOI:10.1007/0-306-47633-9
- Heidbach, O., Rajabi, M., Cui, X., Fuchs, K., Müller, B., Reinecker, J., Reiter, K., Tingay, M., Wenzel, F., Xie, F., Ziegler, M.O., Zoback, M.-L. & Zoback, M. (2018): The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. – *Tectonophysics*, 744: 484-498. DOI:<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
- Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K. & Ziegler, M. (2016): World Stress Map 2016. – GFZ Data Services. <http://doi.org/10.5880/WSM.2016.002>
- Herrmann, A. (1981): Zum Gipskarst am südwestlichen und südlichen Harzrand. – Bericht der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover, 124: S. 35-45.
- Hertzsch, J.-M. (2013): Zur Wahrscheinlichkeit der Beeinträchtigung der Integrität untertägiger Endlager durch Impaktereignisse. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR): 19; Hannover.
- Hetényi, G., Epard, J.-L., Colavitti, L., Hirzel, A.H., Kiss, D., Petri, B., Scarponi, M., Schmalholz, S.M. & Subedi, S. (2018): Spatial relation of surface faults and crustal seismicity: a first comparison in the region of Switzerland. – *Acta Geodaetica et Geophysica*, 53, 3: S. 439-461. DOI:10.1007/s40328-018-0229-9

- Heynekamp, M.R., Goodwin, L.B., Mozley, P.S. & Haneberg, W.C. (1999): Controls on Fault-Zone Architecture in Poorly Lithified Sediments, Rio Grande Rift, New Mexico: Implications for Fault-Zone Permeability and Fluid Flow. – In: Goodwin, L.B., Mozley, P.S., Moore, J.M. & Haneberg, W.C. (Eds.): Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust. 27-49. DOI:<https://doi.org/10.1029/GM113p0027>
- Hibsch, C., Cartwright, J., Hansen, D., Gaviglio, P., André, G., Cushing, M., Bracq, P., Juignet, P., Benoit, P. & Allouc, J. (2003): Normal faulting in chalk: Tectonic stresses vs. compaction-related polygonal faulting. – In: Van Rensbergen, P. et al. (Eds.): Subsurface sediment mobilization. Geological Society of London Special Publication 216, p. 291-308.
- Hinzen, K.-G. (2003): Stress field in the Northern Rhine area, Central Europe, from earthquake fault plane solutions. – *Tectonophysics*, 377, 3: 325-356. DOI:<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.004>
- Hobbs, W.D., Means, P.F. & Williams, P.F. (1976): *An Outline of Structural Geology*. 571; New York (Wiley).
- Holländer, R. (1993): Tektonische Untersuchungen und geodynamische Interpretation der Elfas-Überschiebung im untertägigen Gipsabbau Bützeberg/Holenberg bei Stadtoldendorf. – Diplomarbeit, Technische Universität Braunschweig: 84 S.; Braunschweig.
- Horn, M., Barnasch, J., Bode, J., Stanek, K. & Zeibig (2016): Erscheinungsformen der bruchlosen Deformation und Bruchdeformation im Salinar des Steinsalzbergwerkes Braunschweig-Lüneburg. – *Kali & Steinsalz*, 02/2016: S. 30-42.
- Hoth, P., Wirth, H., Reinhold, K., Bräuer, V., Krull, P. & Feldrappe, H. (2007): Endlagerung stark wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen Deutschlands - Untersuchung und Bewertung von Tongesteinsformationen. – BGR-Bericht, 118 S., Hannover.
- HSK (2005): Gutachten zum Entsorgungsnachweis der Nagra für abgebrannte Brennelemente, verglaste hochaktive sowie langlebige mittelaktive Abfälle (Projekt Opalinuston). – HSK 35/99; Würenlingen.
- Hunsche, U. & Hampel, A. (1999): Rock salt—the mechanical properties of the host rock material for a radioactive waste repository. – *Engineering Geology*, 52, 3-4: S. 271-291.

- Hürtgen, J. (2017): The first paleoseismic database of Germany and adjacent Regions PalSeisDB v1.0. – PhD Thesis, Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen, 498 pp.
- Huuse, M. & Lykke-Andersen, H. (2000): Large-scale glaciotectonic thrust structures in the eastern Danish North Sea. – In: Maltman, A.J., Hubbard, B. & Hambrey, M.J. (Eds.) Deformation of Glacial Materials. – Geological Society Special Publications, 176: 293-305; London (Geological Society). DOI: 10.1144/GSL.SP.2000.176.01.22
- Jackson, C.A.-L., Jackson, M.P., Hudec, M.R. & Rodriguez, C.R. (2015): Enigmatic structures within salt walls of the Santos Basin - Part 1: Geometry and kinematics from 3D seismic reflection and well data. – Journal of Structural Geology, 75: S. 135-162.
- Jackson, M. & Hudec, M. (2017): Salt Tectonics - Principles and Practice. 498; (Cambridge University Press)
- Jackson, M., Vendeville, B. & Schultz-Ela, D. (2003): Structural Dynamics of Salt Systems. – Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 22: 93-117. DOI:10.1146/annurev.ea.22.050194.000521
- Jähne-Klingberg, F., Stück, H., Bebiolka, A., Bense, F. & Stark, L. (2019): Prognosemöglichkeiten von großräumigen Vertikalbewegungen für Deutschland. – Abschlussbericht; Hannover (BGR).
- Jobmann, M., Becker, D.-A., Hammer, J., Jahn, S., Lommerzheim, A., Müller-Hoeppe, N., Noseck, U., Krone, J., Weber, J.R., Weitkamp, A. & Wolf, J. (2016): Machbarkeitsuntersuchung zur Entwicklung einer Sicherheits- und Nachweismethodik für ein Endlager für wärmeentwickelnde Abfälle im Kristallingestein in Deutschland. – Abschlussbericht, DBE TECHNOLOGY GmbH, BGR, GRS, Peine.
- Johnston, P., Wu, P. & Lambeck, K. (1998): Dependence of horizontal stress magnitude on load dimension in glacial rebound models. – Geophys. J. Int. (1998) 132, 41-60
- Jones, I.F. & Davison, I. (2014): Seismic imaging in and around salt bodies. – Interpretation, 2, 4: S. SL1-SL20.
- Jones, I.F. (2018): Velocities, Imaging and Waveform Inversion. The evolution of characterising the Earth's subsurface. – Education Tour Series, 13: 378 S.; DB Houten, Netherlands (EAGE Publications bv).

- Jones, M.A. & Knipe, R.J. (1996): Seismic attribute maps; application to structural interpretation and fault seal analysis in the North Sea Basin. – *First Break*, 14: 449-461.
- JSCE (2001): Basic concept on geological environment for selection of preliminary investigation areas in Japan. – Japan Society of Civil Engineers.
- Kaiser, A., Reicherter, K., Hübscher, C. & Gajewski, D. (2005): Variation of the presentday stress field within the North German Basin - insights from thin shell FE modeling based on residual GPS velocities. – *Tectonophysics* 397: 55-72.
- Kalia, A.C., Frei, M. & Lege, T. (2017): A Copernicus downstream-service for the nationwide monitoring of surface displacements in Germany. – *Remote Sensing of Environment*, 202: 234-249. DOI:<https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.05.015>
- Keller, E.A. & Pinter, N. (1996): *Active Tectonics, Earthquake Uplift and Landscape*. Upper Saddle River (Prentice Hall).
- Kempe, S. (2008): Gipskarst - ein Überblick. – In: Brust, M.K., Kupetz, M. & Schmiedel, S. (Hrsg.): *Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (Hannover) – Gips- und Anhydritkarst in der Mansfelder Mulde - Die Wimmelburger Schloten - 23. Treffen des Arbeitskreises Bergbaufolgen der DGG*. S. 30-41; Hannover (Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften). DOI:ISBN 978-3-936617-82-5
- Kern, H. & Popp, T. (1997): Gesteinspermeabilität unter kompressiver und dilatanter Verformung. – Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben BGR 2-420 213, 102 S.
- Kley, J., Franzke, H.-J., Jähne, F., Krawczyk, C., Lohr, T., Reicherter, K., Scheck-Wenderoth, M., Sippel, J., Tanner, D.C. & van Gent, H. (2008): Strain and Stress. – In: Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D. & Nelskamp, S. (Hrsg.): *Dynamics of Complex Intracontinental Basins: The Central European Basin System*. S. 97-124; Berlin/Heidelberg.
- Klostermann, J. 1992: *Das Quartär der Niederrheinischen Bucht - Ablagerungen der letzten Eiszeit am Niederrhein*. 200 S.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).

- Kneucker, T., Blumenberg, M., Strauss, H., Dohrmann, R., Hammer, J. & Zulauf, G. (2020): Structure, kinematics and composition of fluid-controlled brittle faults and veins in Lower Cretaceous claystones (Lower Saxony Basin, Northern Germany): Constraints from petrographic studies, microfabrics, stable isotopes and biomarker analyses. – *Chemical Geology*, 2020, 119501, [Doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119501](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119501).
- Knipping, B. (1989): *Basalt Intrusions in Evaporites*. – Bd. 24. *Lecture Notes in Earth Sciences*: 132 S.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer-Verlag).
- Kock, I., Eickemeier, R., Frieling, G., Heusermann, S., Knauth, M., Minkley, W., Navarro, M., Nipp, H.-K. & Vogel, P. (2012): Integritätsanalyse der geologischen Barriere, Bericht zum Arbeitspaket 9.1. Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben. – Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, GRS-286: 312; Köln.
- Kockel, F. & Krull, P. (1995): *Endlagerung stark wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen Deutschlands - Untersuchung und Bewertung von Salzformationen*. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe: S. 66; Hannover.
- Kockel, F. (2003): Inversion structures in Central Europe - Expressions and reasons, an open discussion. – *Netherlands Journal of Geosciences*, 82, 4: S. 367-382.
- Koeberl, C. & Anderson, R.R. (1996): *The Manson Impact Structure, Iowa: Anatomy of an Impact Crater*. – Special paper, 302: 468; Boulder, Colorado (Geological Society of America).
- Koeberl, C. & Henkel, H. (Eds.) (2005): *Impact tectonics*. – *Impact Studies Series*: 552; (Springer).
- Kolyukhin, D. & Torabi, A. (2012): Statistical analysis of the relationships between faults attributes. – *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 117: 5406. DOI:10.1029/2011JB008880
- Kommission Lagerung hoch radioaktiver Abfallstoffe (2016): *Abschlussbericht der Kommission Lagerung hoch radioaktiver Abfallstoffe*. – K-Drs. 268: 683; Berlin.
- Kopera, J. & Leydecker, G. (2001): *Projekt Gorleben - Aufbau einer Datenbank für Strong-Motion Akzeleorogramme zur Generierung intensitäts- und untergrundabhängiger Antwortspektren*. – BGR-Bericht: 107 S.; Hannover.

-
- Kostak, B. & Popp, K. (1966): Moiré Strain Gauges. – *Strain*, 2, 2: 5-16.
DOI:10.1111/j.1475-1305.1966.tb00490.x
- Kukkonen, I.T., Olesen, O., Ask, M.V.S. & the PFDP Working Group (2010): Postglacial faults in Fennoscandia: targets for scientific drilling. – *GFF* 132 (1), 71-81.
- Kupetz, M. (1997): Geologischer Bau und Genese der Stauchendmoräne Muskauer Faltenbogen. – *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 4, 1-20.
- Kupfer, D.H. (1974): Shear Zones in the Gulf Coast Salt Delineate Spines of Movement. *Transactions of the 24th Annual Meeting. Gulf Coast Association of Geological Societies*, 24: S. 197-209.
- Lagerbäck, R. (1992): Dating of Late Quaternary faulting in northern Sweden. – *Journal of the Geological Society, London* 149, 285-292.
- Leonard, M. (2014): Self-Consistent Earthquake Fault-Scaling Relations: Update and Extension to Stable Continental Strike-Slip Faults. – *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104, 6: S. 2953-2965. DOI:10.1785/0120140087
- Leydecker, G. (2011): Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 bis 2008. – *Geologisches Jahrbuch Reihe E*, 59: 198.
- Lowe, D. R. (1975): Water escape structures in coarse-grained sediments. – *Sedimentology*, 22, 157-204.
- Mandl, G. (2000): *Faulting in brittle rocks: an introduction to the mechanics of tectonic faults*. 441 S.; (Springer Science & Business Media).
- Marotta, A.M., Bayer, U., Thybo, H. & Scheck, M. (2002): Origin of the regional stress in the North German basin: results from numerical modelling. – *Tectonophysics* 368 245-264.
- Martinez, J.D. (1980): Salt dome cap-rock—a Record of geologic processes. – *Fifth International Symposium on Salt, Northern Ohio Geological Society, Cleveland, O.* Bd. 1: S. 143-151.
- Massonnet, D. & Feigl, K. (1998): Massonnet, D. & Feigl, K. L. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. – *Rev. Geophys.* 36, 441-500. *Reviews of Geophysics*, 36. DOI:10.1029/97RG03139

- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. & Rabaute, T. (1993): The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. – *Nature*, 364, 6433: 138-142. DOI:10.1038/364138a0
- Mattson, A. & Bruhn, R.L. (2001): Fault slip rates and initiation age based on diffusion equation modeling: Wasatch Fault Zone and eastern Great Basin. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106, B7: 13739-13750. DOI:10.1029/2001JB900003
- Maystrenko, Y., Bayer, U. & Scheck-Wenderoth, M. (2005): The Glueckstadt Graben, a sedimentary record between the North and Baltic Sea in north Central Europe. – *Tectonophysics*, 397, 1-2: 113-126. DOI:10.1016/j.tecto.2004.10.004
- McCalpin, J. (2009): *Paleoseismology*. – International Series, 95: 615; Amsterdam-London (Academic Press).
- McCarroll, D. & Rijdsdijk, K.F. (2003): Deformation styles as a key for interpreting glacial depositional environments. – *Journal of Quaternary Science*, 18, 473-489. DOI: 10.1002/jqs.780
- McEwen, T. (2002): Host rock classification - Phase 1: The factors that determine the location and layout of a repository - a review Workong report 2002-36. – Leicestershire, United Kingdom.
- METI (2017): Explanation material of the Nationwide Map of “Scientific Features” relevant for Geological Disposal. – Agency for Natural Resources and Energy, Ministry of Economy, Trade and Industry: 28; https://www.enecho.meti.go.jp/en/category/electricity_and_gas/nuclear/rwm/.
- Meyer, K.D. (1987): Ground and end moraines in Lower Saxony. – In: van der Meer, J.J.M. (Ed.): *Tills and Glaciotectonics*. 197-204; Rotterdam (Balkema).
- Micarelli, L., Moretti, I. & Daniel, J.M. (2003): Structural properties of rift-related normal faults: the case study of the Gulf of Corinth, Greece. – *Journal of Geodynamics*, 36, 1: 275-303. DOI:[https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(03\)00051-6](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(03)00051-6)
- Minkley, W., Wüste, U., Popp, T., Naumann, D., Wiedemann, M., Bobinsky, J. & Tejchman, J. (2010): Beweissicherungsprogramm zum geomechanischen Verhalten von Salinarbarrieren nach starker dynamischer Beanspruchung und Entwicklung einer Dimensionierungsrichtlinie zum dauerhaften Einschluss. – 214 Seiten, BMBF-Projekt FKZ 02C1264, Institut für Gebirgsmechanik (IFG): Leipzig.

- Mönig, J., Buhmann, D., Rübel, A., Wolf, J., Baltes, B. & Fischer-Appelt, K. (2012): Sicherheits- und Nachweiskonzept. – Bericht zum Arbeitspaket 4, Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben, GRS-277, ISBN: 978-3-939355-53-3, Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH: Köln.
- Mrugalla, S. (2014): Geowissenschaftliche Langzeitprognose für Norddeutschland - ohne Endlagereinfluss. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Ergebnisbericht, Projekt ANSICHT – Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und Nachweiskonzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein: 189 S.; Hannover.
- Muir-Wood, R. (2000): Deglaciation Seismotectonics: a principal influence on intraplate seismogenesis at high latitudes? – Quaternary Science Reviews 19, 1399-1411.
- Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. & Ljunggren, C. (1992): Regional patterns of tectonic stress in Europe. – Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 97, B8: 11783-11803. DOI:10.1029/91JB01096
- Müller, K., Brandes, C. & Winsemann, J. (2019): Paleoseismic investigation of northern Germany. –Final report, Contract 201-10079313. Leibniz-Universität Hannover; Hannover.
- Müller, S., Reinhardt, L., Franke, D., Gaedicke, C. & Winsemann, J. (2017): Shallow gas accumulations in the German North Sea. – Marine and Petroleum Geology, 91. DOI:10.1016/j.marpetgeo.2017.12.016
- Müller, W.H., Naef, H. & Graf, H.R. (2002): Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien Zürcher Weinland. – Nagra, Technischer Bericht 99-08: 238; Wettingen.
- Munier, R. & Hökmark, H. (2004): Respect distances - Rationale and means of computation. – SKB, R-04-17; Stockholm, Sweden.
- Murawski, H. & Meyer, W. (2010): Geologisches Wörterbuch. 221; (Springer Spektrum). DOI:10.1007/978-3-662-54050-3
- Nagra (1994): Kristallin-I Safety Assessment Report. – Technical Report 93-22, Nagra, Wettingen, Switzerland.
- Nagra (1994a): Kristallin-I Safety Assessment Report - TR 93-22. – National Cooperative for the Disposal of Radioactive Waste: 396; Wettingen.

- Nagra (1994b): Kristallin-I: Gesamtsynthese der regionalen Untersuchungen zur Endlagerung hochaktiver Abfälle im kristallinen Grundgebirge der Nordschweiz. – Nagra. Technischer Bericht 93-09: 103; Wetingen.
- Nagra (2002): Projekt Opalinuston. „Synthese der geowissenschaftlichen Untersuchungsergebnisse - Entsorgungsnachweis für abgebrannte Brennelemente, verglaste hochaktive sowie langlebige mittelaktive Abfälle“. – NAGRA, Bd. NTB, 02-03: 560; Wetingen/Schweiz.
- Nagra (2002a): Project Opalinus Clay: Safety Report. Demonstration of disposal feasibility for spent fuel, vitrified high-level waste and long-lived intermediate-level waste (Entsorgungsnachweis). – National Cooperative for the Disposal of Radioactive Waste, 02-05. Technical report: 360; Wetingen, Schweiz.
- Nagra (2002b): Projekt Opalinuston: Synthese der geowissenschaftlichen Untersuchungsergebnisse. Entsorgungsnachweis für abgebrannte Brennelemente, verglaste hochaktive sowie langlebige mittelaktive Abfälle. Nationale Gesellschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle, Technischer Bericht, 02-03: 659; Wetingen.
- Nagra (2008): Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager. Darlegung der Anforderungen, des Vorgehens und der Ergebnisse. – Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle, Nagra Technischer Bericht 08-03: 428; Wetingen/Schweiz.
- Nash, D.B. (1980): Morphologic Dating of Degraded Normal Fault Scarps. – The Journal of Geology, 88, 3: 353-360. DOI:10.1086/628513
- Orellana, L.F. (2018): Frictional and Transport Properties of Fault Zones in the Opalinus Clay Formation. – Doctoral thesis, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Switzerland. (191 p).
- Owen, G. & Moretti, M. (2011): Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. – Sedimentary Geology, 235, 141-147. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2010.10.003
- Peltonen, E., Vuori, S., Anttila, M., Hillebrand, K., Meling, K., Rasilainen, K., Salminen, P., Suolonen, V. & Winberg, M. (1985): Safety analysis of disposal of spent nuclear fuel - Normal and disturbed evolution scenarios. – Nuclear Waste Commission of Finnish Power Companies, Report YJT-85-22 (In Finnish); Helsinki.

- Pere, T., Mattila, J., Aro, S., Ahokas, H., Vaittinen, T. & Wikström, L. (2012): Layout Determining Features, their Influence Zones and Respect Distances at the Olkiluoto Site. – Posiva Oy, 2012-21. Posiva Report: 128.
- Petersen, K., Clausen, O.R. & Korstgård, J.A. (1992): Evolution of a salt-related listric growth fault near the d-1 well, block 5605, danish north sea: displacement history and salt kinematics. – Journal of Structural Geology, 14, 5: 565-577. DOI:10.1016/0191-8141(92)90157-R
- Plumb, R. & Hickman, S. (1985): Stress-induced borehole elongation: A comparison between the four-arm dipmeter and the borehole televiewer in the Auburn Geothermal Well. – Journal of Geophysical Research, 90: 5513-5521. DOI:10.1029/JB090iB07p05513
- Popp, T., Kern, H. & Schulze, O. (2001): Evolution of dilatancy and permeability in rock salt during hydrostatic compaction and triaxial deformation. – Journal of Geophysical Research, 106, B3: S. 4061-4078.
- Potent, S. (2003): Kinematik und Dynamik neogener Deformationsprozesse des süd-zentralchilenischen Subduktionssystems, nördlichste Patagonische Anden (37°-40°S). – Doktorarbeit. Universität Hamburg; Hamburg.
- Priesnitz K (1974) Beobachtungen an einem bemerkenswerten rezenten Erdfall bei Göttingen. – Neues Archiv für Niedersachsen 23: 387-397.
- Prinz, H. & Strauß, R. (2018): Ingenieurgeologie. – 6. Auflage; Berlin (Springer Spektrum).
- Radzinski, K.-H. (2008): Zechstein. – In: Bachmann, G.H., Ehling, B.-C., Eichner, R. & Schwab, M. (Hrsg.): Geologie von Sachsen-Anhalt. S. 160-178; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- Ragan, D.M. (2009): Structural Geology - An Introduction to Geometrical Techniques. 4; (Cambridge University Press).
- Ramsay, J.G. & Huber, M.I. (1987): The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. 2: Folds and Fractures. London (Pergamon Press)
- Reicherter, K., Kaiser, A. & Stackebrandt, W. (2005): The post-glacial landscape evolution of the North German Basin: morphology, neotectonics and crustal deformation. – International Journal of Earth Sciences, 94, 5: 1083-1093. DOI:10.1007/s00531-005-0007-0

- Reiners, P. & Ehlers, T. (2005): Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications. – Mineralogical Society of America.
- Reinhold, K. & Hammer, J. (2016): Steinsalzlager in den salinaren Formationen Deutschlands. – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 167, 2: S. 167 - 190.
- Reinhold, K., Hammer, J. & Pusch, M. (2014): Verbreitung, Zusammensetzung und geologische Lagerungsverhältnisse flach lagernder Steinsalzfolgen in Deutschland. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe: S. 98; Hannover.
- Reiter, K., Heidbach, O., Müller, B., Reinecker, J. & Röckl, T. (2016): Stress Map Germany 2016. – Potsdam (GFZ Data Services). DOI:10.5880/WSM.Germany2016_en
- Reiter, K., Heidbach, O., Reinecker, J., Müller, B. & Röckel, T. (2015): Spannungskarte Deutschland 2015. – Erdöl Erdgas Kohle, 131, 11: S. 437-442.
- Rommelts, G. (1995): Fault-related salt tectonics in the southern North Sea, The Netherlands. – In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G. & Snelson, S. (Eds.): Salt Tectonics: A global perspective. 65: 261-272; Tulsa (American Association of Petroleum Geologists Memoir).
- Reuter, F. & Tolmacev, V.V. (1990): Bauen und Bergbau in Senkungs- und Erdfallgebieten: eine Ingenieurgeologie des Karstes. – Schriftenreihe für geologische Wissenschaften, 28: 176 Seiten; Berlin (Akad.-Verl.).
- Reuter, F., Klengel, K.J. & Pasek, J. (1992): Ingenieurgeologie. – 3., stark überarbeitete und erweiterte Auflage: 603; Leipzig (Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie).
- Reuter, F., Molek, H. & Meier, G. (1971): Beziehungen zwischen Gebirgsfestigkeit und Karsterscheinungen im Salzkarrst der DDR. – Neue Bergbautechnik, 1: 14-20.
- Reyer, D., Bauer, J.F. & Philipp, S.L. (2010): Architektur und Permeabilität von Störungszonen in Sedimentgesteinen des Norddeutschen Beckens. – Der Geothermiekongress 2010, 17.-19. November 2010, Karlsruhe.
- Rhodes, E. (2011): Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. – Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 39: 461-488. DOI:10.1146/annurev-earth-040610-133425
- Richter-Bernburg, G. (1985): Zechstein-Anhydrite. Fazies und Genese. – Geologisches Jahrbuch Reihe A, Band A 85: 82.

- Rittenour, T.M. (2008): Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. – *Boreas*, 37, 4: 613-635. DOI:10.1111/j.1502-3885.2008.00056.x
- Röckel, Th. & Lempp, Chr. (2003): Der Spannungszustand im Norddeutschen Becken. – *Erdöl Erdgas Kohle* 119, 2: 73-80.
- Rowberry, M., Kriegner, D., Holy, V., Frontera, C., Llull, M., Olejnik, K. & Marti, X. (2016): The instrumental resolution of a moire extensometer in light of its recent automatisisation. – *Measurement*, 91. DOI:10.1016/j.measurement.2016.05.048
- Rudloff, A., & Leydecker, G. (2001): Projekt Gorleben, Standsicherheitsnachweise Nachbetriebsphase - Seismische Gefährdung: Ableitung von empirischen Beziehungen zwischen verschiedenen Magnituden-Skalen. – BGR-Bericht: 46 S.; Hannover.
- Samuelson, J., Elsworth, D. & Marone, C. (2009): Shear-induced dilatancy of fluid-saturated faults: experiment and theory. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114, B12404.
- Scheidegger, J.M., Jackson, C.R., McEvoy, F.M. & Norris, S. (2019): Modelling permafrost thickness in Great Britain over glacial cycles. – *Science of the Total Environment*, 666, 928-943. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.02.152
- Schlöder, Z., Urai, J.L., Nollet, S. & Hilgers, C. (2008): Solution-precipitation creep and fluid flow in halite: a case study of Zechstein (Z1) rocksalt from Neuhofer salt mine (Germany). – *International Journal of Earth Sciences*, 97, 5: S. 1045-1056.
- Scholz, C. & Anders, M.H. (1994): The permeability of faults. – U.S. Geological Survey Open-File Report, 94: 247-253.
- Scholz, C. (2002): *The Mechanics of Earthquake Faulting*. (Cambridge University Press). DOI:10.1017/CBO9780511818516
- Schultz, L. & Schlüter, J. (2015): *Meteorite*. – 2. Aufl., 119 S.; Darmstadt (Theiss).
- Schulz, S.E. & Evans, J.P. (2000): Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geophysical structure of active strike-slip faults. – *Journal of Structural Geology*, 22, 7: 913-930. DOI:https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00019-5

- Schulze, O., Popp, T. & Kern, H. (2001): Development of damage and permeability in deforming rock salt. – *Engineering Geology*, 61, 2-3: S. 163-180.
- Seidel, G. (2011): Stratigraphischer Vergleich des Zechsteins von Thüringen mit dem Zechstein angrenzender Gebiete. – *Mauritiana*, 22: S. 1-15.
- Sessler, W. (1990): The influence on subsidence of three different types of salt deposits. – In: Heling, D., Rothe, P., Förstner, U. & Stoffers, P. (Hrsg.): *Sediments and environmental geochemistry - Selected aspects and case histories*. S. 179-196; Berlin [u. a.] (Springer-Verlag). DOI:10.1007/978-3-642-75097-7
- Shanmugam, G. (2017): Global case studies of soft-sediment deformation structures (SSDS): Definitions, classifications, advances, origins, and problems. – *Journal of Palaeogeography*, 6, 4: 251-320. DOI:<https://doi.org/10.1016/j.jop.2017.06.004>
- SISKA (2015): Grundlagen zur Beurteilung von Tiefenlagerprojekten im Hinblick auf Karstphänomene. – Schweizerisches Institut für Speläologie und Karstforschung. -Auftraggeber: Eidgenössisches Nuklearsicherheitsinspektorat (ENSI): 45; Brugg.
- SKB (1999): Deep repository for spent nuclear fuel. SR 97 - Post-closure safety. – TR-99-06, Mainreport. Volume I, Volume II and Summary.
- SKB (2004): Interim main report of the safety assessment SR-Can. – Svensk Kärnbränslehantering AB, Technical Report, TR-04-11: 378.
- SKB (2009): Design premises for a KBS-3V repository based on results from the safety assessment SR-Can and some subsequent analyses. – Technical Report, TR-09-22: 44; Stockholm, Sweden.
- SKB (2011): Long-term safety for the final repository for spent nuclear fuel at Forsmark. – Svensk Kärnbränslehantering AB, Volume III. Main report of the SR-Site project 555-893; Stockholm, Sweden.
- Skupin, K., Speetzen, E. & Zandstra, J.G. (2003): Die Eiszeit in Nordost-Westfalen und angrenzenden Gebieten Niedersachsens. Elster- und saalezeitliche Ablagerungen und ihre kristallinen Leitgeschiebesgesellschaften. – *Geol. Dienst Nordrhein-Westfalen*: 95 S.; Krefeld.
- Spies, T., Hesser, J., Eisenblätter, J. & Eilers, G. (2004): Monitoring of the rock mass in the final repository Morsleben: experiences with acoustic emission measurements and conclusions. – *Proceedings of DisTec2004*, Berlin. 301-311.

- StandAG (2017): Gesetz zur Suche und Auswahl eines Standortes für ein Endlager für hochradioaktive Abfälle. – Standortauswahlgesetz vom 5. Mai 2017 (BGBl. I S. 1074), das zuletzt durch Artikel 3 des Gesetzes vom 12. Dezember 2019 (BGBl. I S. 2510) geändert worden ist.
- Stanfors, R. & Ericsson, L. O. (1993): Post-glacial faulting in the Lansjärv area, northern Sweden. Comments from the expert group on a field visit at the Molberget post-glacial fault area. – Svensk Kärnbränslehantering AB, SKB TR 93-11.
- Stark, L. (2014): Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und Nachweis-konzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein (AnSichT): Geowissenschaftliche Langzeitprognose für Süddeutschland - ohne Endlagereinfluss. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Ergebnisbericht; F+E Endlagerung: 152; Hannover.
- Steffen, H. & Wu, P. (2011): Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia – A review of data and modeling. – *Journal of Geodynamics*, 52, 3-4: 169-204; Amsterdam.
- Stewart, I. S., Sauber, J. & Rose, J. (2000): Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. – *Quaternary Science Reviews* 19: 1367-1389, Elsevier Science Ltd.; DOI: 10.1016/S0277-3791(00)00094-9.
- Stewart, S. (2006): Implications of passive salt diapir kinematics for reservoir segmentation by radial and concentric faults. – *Marine and Petroleum Geology*, 23, 8: S. 843-853.
- Stewart, S. (2007): Salt tectonics in the North Sea Basin: a structural style template for seismic interpreters. – Geological Society, London, Special Publications, 272: S. 361.
- Stewart, S.A., Harvey, M.J., Otto, S.C. & Weston, P.J. (1996): Influence of salt on fault geometry: examples from the UK salt basins. – Geological Society, London, Special Publications, 100, 1: S. 175-202. DOI:10.1144/gsl.Sp.1996.100.01.12
- Stober, I. (2013): Die thermalen Karbonat-Aquifere Oberjura und Oberer Muschelkalk im Südwestdeutschen Alpenvorland. – *Grundwasser: Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie in der Deutschen Geologischen Gesellschaft (FH-DGG)*, 18, 4: 259 - 269. DOI:10.1007
- Strozyk, F., Van Gent, H., Urai, J.L. & Kukla, P.A. (2012): 3D seismic study of complex intra-salt deformation: An example from the Upper Permian Zechstein 3 stringer, western Dutch offshore. – Geological Society, London, Special Publications, 363, 1: S. 489-501. DOI:10.1144/sp363.23

- Stück, H.L., Bense, F.A. & Jähne-Klingberg, F. (2018): Faulted and fractured zones in the German North Sea: Possible fluid migration pathways through barrier formations. – International Meeting of Sedimentology Québec, Canada.
- Tagami, T. (2012): Thermochronological investigation of fault zones. – Tectonophysics, 538-540: 67-85. DOI:10.1016/j.tecto.2012.01.032
- Tanner, D.C. & Brandes, C. (2019): Understanding Faults. – Detecting, Dating, and Modeling, 382 S.; Amsterdam (Elsevier).
- Tanner, D.C., Bense, F.A. & Ertl, G. (2011): Kinematic retro-modelling of a cross-section through a thrust-and-fold belt: the Western Irish Namurian Basin. – Geological Society, London, Special Publications, 349, 1: 61-76. DOI:10.1144/sp349.4
- ten Veen, J., van Gessel, S. & den Dulk, M. (2012): Thin- and thick-skinned salt tectonics in the Netherlands - a quantitative approach. – Netherlands Journal of Geosciences, 91, 4: S. 447-464.
- Tewksbury, B., Hogan, J., Kattenhorn, S., Mehrtens, C. & Tarabees, E. (2014): Polygonal faults in chalk: Insights from extensive exposures of the Khoman Formation, Western Desert, Egypt. – Geology, 42: 479-482. DOI:10.1130/G35362.1
- Thingbaijam, K.K.S., Martin Mai, P. & Goda, K. (2017): New Empirical Earthquake Source-Scaling Laws. – Bulletin of the Seismological Society of America, 107, 5: S. 2225-2246. DOI:10.1785/0120170017
- Thorsen, C.E. (1963): Age of Growth Faulting in Southeast Louisiana. – Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 13: 103-110.
- Torabi, A. & Berg, S. (2011): Scaling of fault attributes: A review. Marine and Petroleum Geology. – MAR PETROL GEOL, 28: 1444-1460. DOI:10.1016/j.marpetgeo.2011.04.003
- Torabi, A., Ellingsen, T.S.S., Johannessen, M.U., Alaei, B., Rotevatn, A. & Chiarella, D. (2019): Fault zone architecture and its scaling laws: where does the damage zone start and stop? – Geological Society, London, Special Publications: SP496-2018-151. DOI:10.1144/sp496-2018-151
- Tvedt, A.B., Rotevatn, A. & Jackson, C.A. (2016): Supra-salt normal fault growth during the rise and fall of a diapir: Perspectives from 3D seismic reflection data, Norwegian North Sea. – Journal of Structural Geology, 91: S. 1-26.

- Twiss, R.J. & Moores, E.M. (2007): Structural geology. – 2nd ed.; San Francisco (Calif.) (Freeman)
- Urai, J. & Spiers, C. (2007): The effect of grain boundary water on deformation mechanisms and rheology of rocksalt during long-term deformation. – In: Wallner, M., Lux, K., Minkley, W. & Hardy, H. (Hrsg.). The Mechanical Behavior of Salt - Understanding TMHC Processes in Salt. S. 149-158; (Taylor&Francis Group).
- Urai, J., Schléder, Z., Spiers, C. & Kukla, P. (2008): Flow and transport properties of salt rocks. – In: Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D. & Nelskamp, S. (Hrsg.): Dynamics of complex intracontinental basins: The central European basin system). S. 277-290; Berlin, Heidelberg (Springer-Verlag).
- Van der Wateren, F.M. (1995): Structural geology and sedimentology of push moraines. – Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 54, 1-168.
- Van der Wateren, F.M. (2002): Processes of glaciotectonism. – In: Menzies, J. (Ed.) Modern and past glacial environments. 417-443; Amsterdam (Elsevier).
- Van der Wateren, F.M., Kluiving, S.J. & Bartek, L.R. (2000) Kinematic indicators of subglacial shearing. – In: Maltman, A.J., Hubbard, B. & Hambrey, M.J. (Eds.) Deformation of Glacial Materials. – Geological Society Special Publications, 176: 259-278; London (Geological Society). DOI: 10.1144/GSL.SP.2000.176.01.20
- van der Zee, W., Wibberley, C. & Urai, J. (2008): The influence of layering and pre-existing joints on the development of internal structure in normal fault zones: The Lodève basin, France. – Geological Society, London, Special Publications, 299: 57-74. DOI:10.1144/SP299.4
- Vandenberghe, J. (2013): Cryoturbation structures. – In: Elias, S.A. & Mock, C.J. (Eds.) The Encyclopedia of Quaternary Science, Vol. 3: 430-435; Amsterdam (Elsevier).
- Vendeville, B.C. & Jackson, M.P.A. (1992): The fall of diapirs during thin-skinned extension. – Marine and Petroleum Geology, 9, 4: 354-371. DOI:https://doi.org/10.1016/0264-8172(92)90048-J
- Vermilye, J.M. & Scholz, C.H. (1998): The process zone: A microstructural view of fault growth. – Journal of Geophysical Research, 103, B6: 12223-12237.
- Verschuren, M. (1992): An integrated 3D approach to clay tectonic deformation and the development of a new 3D surface modelling method [Ph.D. thesis]: Ghent, Belgium, Universiteit Gent, 359 p.

- Vokál, A., I., P., Vondrovic, L., Kováčik, M., Steinerová, I., Dusílek, P. & Woller, F. (2015): Requirements, suitability indicators and criteria for the selection of potential deep geological repository sites [Englische Übersetzung des tschechischen Dokumentes]. – SÚRAO, Technical Report 2/2015/ENG. Správa úložišť radioaktivních odpadů SÚRAO.
- Wagenplast, P. (2005): Ingenieurgeologische Gefahren in Baden-Württemberg. – Informationen 16: 79; Freiburg i. Br. (LGRB).
- Wallace, R.E. (1977): Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. – GSA Bulletin, 88, 9: 1267-1281. DOI:10.1130/0016-7606(1977)88<1267:PAAO YF>2.0.CO;2
- Waller, R.I., Murton, J.B. & Kristensen, L. (2012): Glacier-permafrost interactions: Processes, products and glaciological implications. – Sedimentary Geology, 255, 1-28. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2012.02.005
- Wallner, M., Lux, K.-H., Minkley, W. & Hardy, H. R (2007): The Mechanical Behavior of Salt - Understanding of THMC Processes in Salt. – Proceedings of the 6th Conference (SaltMech6), Hannover, Germany, 22-25 May 2007. 453 S.; (CRC Press).
- Wallner, M., Mrugalla, S., Hammer, J., Brewitz, W., Fahrenhorst, C., Fein, E., Filbert, W., Haverkamp, B., Jobmann, M., Krone, J., Lerch, C., Ward, P., Weiß, E., Ziegenhagen, J., Gupalo, T., Kamnev, E., Konovalov, V., Lopatin, V.V., Milovidov, V. & Prokopova, O. (2005): Anforderungen an die Standorterkundung für HAW-Endlager im Hartgestein (ASTER). – Abschlussbericht. Deutsch-russische wissenschaftlich-technische Zusammenarbeit zur Endlagerung radioaktiver Abfälle.
- Waltham, T., Bell, F.G. & Culshaw, M.G. (2005): Sinkholes and subsidence - Karst and cavernous rocks in engineering and construction. 382; Berlin (Springer).
- Warren, J.K. (2016): Evaporites - A geological Compendium. (Springer International Publishing). DOI:10.1007/978-3-319-13512-0
- Warsitzka, M., Jähne-Klingberg, F., Kley, J. & Kukowski, N. (2019): The timing of salt structure growth in the Southern Permian Basin (Central Europe) and implications for basin dynamics. – Basin Research, 31, 2: S. 337-360.
- Watterson, J. (1986): Fault dimensions, displacements and growth. – Pure and Applied Geophysics, 124, 1: 365-373. DOI:10.1007/BF00875732

- Weber, H. (1967): Die Oberflächenformen des festen Landes : Einführung in die Grundzüge der allgemeinen Geomorphologie. Leipzig (Teubner).
- Weiß, H.M. (1980): Möglichkeiten der Entstehung sowie Art, Umfang und tektonische Stellung von Rissen und Klüften im Salzgebirge. – GSF-Bericht T-200: S. 96; München.
- Wibberley, C.A.J., Jackson, C.A.-L., Faulkner, D.R., Schlische, R.W., Lunn, R. & Shipton, Z.K. (2010): Fault zones : structure, geomechanics and fluid flow. – Journal of Structural Geology, 32,11, 11: 1553 - 1863.
- Wibberley, C.A.J., Yielding, G. & Di Toro, G. (2008): Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review. – Geological Society, London, Special Publications, 299, 1: 5-33. DOI:10.1144/sp299.2
- Winsemann, J., Koopmann, H., Tanner, D.C., Lutz, R., Lang, J., Brandes, C. & Gaedicke, C. (2020): Seismic interpretation and structural restoration of the Heligoland glaciotectonic thrust-fault complex: Implications for multiple deformation during (pre-) Elsterian to Warthian ice advances into the southern North Sea Basin. – Quaternary Science Reviews, 227, 106068. DOI: 10.1016/j.quascirev.2019.106068
- Wiprut, D. & Zoback, M.D. (2000): Fault reactivation and fluid flow along a previously dormant normal fault in the northern North Sea. – Geology, v. 28, p. 595-598, DOI: 10.1130/0091 -7613.
- Withjack, M. & Callaway, S. (2000): Active Normal Faulting Beneath a Salt Layer: An Experimental Study of Deformation Patterns in the Cover Sequence. – AAPG Bulletin, 84, 5: S. 627-651.
- Wolf, R. (1985): Tiefentektonik des linksniederrheinischen Steinkohlengebietes. – In: Drodzowski, G., Engel, H., Wolf, R. & Wrede, V. (Hrsg.): Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten. S. 105-167; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).
- Yin, H. & Groshong, J.R.H. (2006): Balancing and restoration of piercement structures: geologic insights from 3D kinematic models. – Journal of Structural Geology, 28, 1: pp. 99-114.
- Yin, H., Zhang, J., Meng, L., Liu, Y. & Xu, S. (2009): Discrete element modeling of the faulting in the sedimentary cover above an active salt diapir. – Journal of Structural Geology, 31, 9: S. 989 - 995. DOI:https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.10.007

Abkürzungsverzeichnis

AKEnd	Arbeitskreis Auswahlverfahren Endlagerstandorte
ASTER	Anforderungen an die Standorterkundung für HAW-Endlager im Hartgestein
BBD	Bodenbewegungsdienst
BfS	Bundesamt für Strahlenschutz
BGE	Bundesgesellschaft für Endlagerung mbH
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
ENSI	Eidgenössisches Nuklearsicherheitsinspektorat
ERAM	Endlager für Radioaktive Abfälle Morsleben
ESK	Entsorgungskommission
ewG	einschlusswirksamer Gebirgsbereich
GeoERA	Establishing the European Geological Surveys Research Area to deliver a Geological Service for Europe
GeoMePS	Zusammenstellung und Bewertung von geowissenschaftlichen Methoden und Programmen für die übertägige Standorterkundung
GTA	Geotektonischer Atlas
HLNUG	Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie
HSK	Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen
InSAR	Interferometric Synthetic Aperture Radar
JSCE	Japan Society of Civil Engineers
METI	Ministry of Economy, Trade and Industry
MonaSeis	Mikroseismisches Monitoring im nördlichen Oberrheingraben

Nagra	Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle
OSL	Optically Stimulated Luminescence
SAR	Synthetic Aperture Radar
SiMoN	Seismisches Monitoring natürlicher und induzierter Seismizität im nördlichen Oberrheingraben
SISKA	Swiss Institute for Speleology and Karst Studies
SKB	Svensk Kärnbränslehantering AB
SpannEnD	Spannungsmodell Endlagerung Deutschland
StandAG	Standortauswahlgesetz
VSG	Vorläufigen Sicherheitsanalyse Gorleben

Abbildungsverzeichnis		Seite
Abb. 1:	Konzeptionelle Darstellung einer Störungszone (verändert nach Caine et al. 1996; Faulkner et al. 2003; Choi et al. 2016). Generell müssen nicht alle dargestellten Komponenten bei jeder Störung ausgeprägt oder nachweisbar sein.	11
Abb. 2:	Schematische Darstellung einer Sockelstörung und der Stockwerkstektunik. Extensionale Störungen im Salzsockel (Basement) führen zu Blockrotation, Salzfluss und Bildung eines initialen Salzkissens im Top der Sockelstörung. Aufgrund des rheologischen Verhaltens des Salzes besteht eine mechanische Entkopplung der Deformation im prä-salinaren Grundgebirge (Basement fault block) und dem Deckgebirge (Triassic) (nach Remmelts 1995, aus Warren 2016).	12
Abb. 3:	Schematische Darstellung reaktiver, aktiver und passiver Salzdiapire (Salz rot dargestellt) und den wesentlichen assoziierten Strukturelementen. Scheitelstörungen, überwiegend in Form von Abschiebungen bzw. Gräben sind wesentliches Strukturelement eines reaktiven und aktiven Diapirismus. Scheitelstörungen können auch bei passivem Diapirismus auftreten, zeigen in diesem Fall jedoch, im Vergleich zu den Strukturen eines reaktiven oder aktiven Scheitelgraben, meist eine geringere strukturelle Komplexität (aus Warren 2016, nach Vendeville & Jackson 1992; Jackson et al. 1994).	13
Abb. 4:	Methoden zur Identifikation gegenwärtig aktiver und neotektonischer Aktivität von Störungen. a) Darstellung des rezenten Spannungsfeldes innerhalb Europas (Heidbach et al. 2007), b) Seismizitätskarte für Deutschland mit tektonischen und induzierten Erdbeben ab Magnitude 2 für den Zeitraum von 1900-2019 als Indikator für aktive Störungen. (Quelle: BGR) c) Beispiel für ein regionales Netzwerk im nördl. Oberrheingraben (Hessen), welches seismische Ereignisse der Magnituden >1 aufzeichnet (MonaSeis-Netzwerk, Zeitraum November 2010-September 2011; Kracht et al. 2018), d) Beispiel einer Aufzeichnung und Auswertung einer Störungsaktivität von Extensiometerdaten aus Baron et al. 2019. Neben der Orientierung der Versatzvektoren (dargestellt im Stereoplot, links), zeigen die drei Diagramme rechts die Magnitude des Versatzes, die kumulativen Werte der einzelnen Versatzkomponenten, Blockrotationen des Gerätes und Störungsaktivität in Abhängigkeit der Zeit.	20
Abb. 5:	a) Bruchstufen und deren Knickpunkte als geomorphologische Manifestation der Störungsaktivität (Ewiak et al. 2015), b) Unterschiedliche Bruchstufentypen und deren Kenngrößen verändert nach Mayer (1984) aus Ewiak (2015).	23
Abb. 6:	a) Bildliche Darstellung der Ermittlung des Flusslängengradient Index aus Keller & Pinter (1996) b) Beispielhafte Darstellung von Ergebnissen einer Drainagenetzanalyse anhand unterschiedlicher Profile aus Potent (2003).	24

Abb. 7:	Beispiel für die Ermittlung des Expansionsindex an einer synsedimentären Abschiebung. a) schematisches Querprofil, b) Expansionsindex für die in a) dargestellten Schichtintervalle (nach Thorsen 1963, aus Groshong 2006).	26
Abb. 8:	Konzeptionelles Modell der Auswirkungen von Eisauflast (stark überhöhte Eismächtigkeit) auf ein existierendes Spannungsfeld (Quelle: Stewart et al. 2000): Glaziale Biegespannungen (hellgraue Pfeile) wirken auf das regionale Spannungsfeld (schwarze Pfeile) und führen zu entgegengesetzten Spannungszuständen (dunkelgraue Pfeile) und unterschiedlichen Orientierungen der Strukturen durch Stressabbau am Gletscherrand (A, D), im Bereich der lithosphärischen Vorwölbung (B, E) und im undeformierten Vorland (C, F).	35
Abb. 9:	Selbstheilung in Steinsalz (Knäuelsalz) durch mehrphasige Kornblastese von Halitkörnern, ehemalige Korngrenze mit Anhydritpartikeln (weiß) gegenüber rezenten Korngrenzen mit Fluideinschlüssen und Anhydritsäumen (grün) - Nic. Gekreuzt (aus: Quelle: Bruns et al. 2011, nach: Kern & Popp 1997).	40
Abb. 10:	Selbstabdichtung und vermutete Selbstheilung in Boom-Clay (anorganischer, verfestigter Ton mit im Labor bestimmtem Grenzwert für Plastizität): Mechanische Selbstabdichtung eines ursprünglich offenen Bohrlochliners ($\varnothing \approx 100$ mm; gelb markiert) durch plastisch zutretenden Ton, der durch das Rohr gepresst, d. h. extrudiert wird; austretende Lösungen können über chemische Ausfällung eine zusätzliche Abdichtung bewirken (Quelle: Bruns et al. 2011).	41
Abb. 11:	Deformationsstrukturen im Deckgebirge einer Salinarstruktur nach Davison et al. (2000).	45
Abb. 12:	Schematische Darstellung von Störungsmustern, die im Zusammenhang mit Salzlagen in den Niederlanden beobachtet werden. Nach ten Veen et al. (2012).	47
Abb. 13:	Flach lagerndes Salinar in Deutschland A: Lage der Profilschnitte B: Salzmobilisierung im Niedersächsischen Becken unter Bildung von Überschiebungsstrukturen in den Deckschichten des Salinars (nach Baldschuhn et al. 2001) C: Mächtigkeitsschwankungen im Salinar am Beispiel des Niederrheinbeckens (verändert nach Reinhold et al. 2014; Wolf 1985).	49
Abb. 14:	Kompaktions- und Dilatanzfeld für Steinsalz nach Schléder et al. (2008) und Popp et al. (2001). Einwirkender Porenfluiddruck wirkt dem Umgebungsdruck entgegen.	51
Abb. 15:	Variable Mächtigkeit einer Störungszone (verändert nach Reyer et al. 2010) (links) und Beispiel für die fortschreitende Störungsausbreitung (Fossen 2016) (rechts).	56
Abb. 16:	Schematisches Beispiel für den Verlauf und die Änderungen der Mächtigkeit einer Störungszone aufgrund der Änderung des Einfallens (a) sowie aufgrund der Verbindung mit anderen Störungen (b) (Fossen 2016).	56

Abb. 17:	Zusammenhang zwischen dem Versatz einer Störung (D) und der Mächtigkeit der Zerrüttungszone (DT) (<i>links</i>) bzw. des Störungskerns (CT) (<i>rechts</i>) für Störungen in siliziklastischen Sedimentgesteinen (Fossen 2016).	57
Abb. 18:	Darstellung der Störungszonenbreite in Abhängigkeit des Versatzes mit Trendlinien für Kalksteine und Sandsteine (Reyer et al. 2010)	58
Abb. 19:	Vereinfachte Vertikalschnitte durch die sechs Haupttypen von Erdfällen (Waltham et al. 2005).	65