

Dr.habil. Ralf E. Krupp
Flachsfeld 5
31303 Burgdorf

Gutachten zur geplanten Kohlendioxid-Einlagerung (CCS) in der
Antiklinal-Struktur Neutrebbin, Ostbrandenburg.

Auftraggeber:
Amt Barnim-Oderbruch
Freienwalder Str. 48
16269 Wriezen

Burgdorf, 24.01.2011



Dr. habil. Ralf E. Krupp

I n h a l t

Veranlassung und Einführung	Seite 3
Erdgeschichtliche Entwicklung des Gebietes und der Struktur Neutrebbin	Seite 4
Strukturelle Entwicklung Ostbrandenburgs und der Struktur Neutrebbin	Seite 11
CCS-Speichergesteine	Seite 15
CCS-Barrieregesteine	Seite 18
Hydrogeologische Stockwerke und Mineralisation der Formationswässer	Seite 18
Modellrechnungen zu chemischen Prozessen im Speicher	Seite 24
Modellrechnungen zum räumlich-zeitlichen Verlauf des Druckaufbaus im CO₂- Speicher	Seite 31
Druckausbreitung in der Vertikalen bei Defekten in der Barriere	Seite 40
Erkundungstechnologie	Seite 41
Schlussfolgerungen und Empfehlungen	Seite 47
Quellen	Seite 49

Veranlassung und Einführung

Der Vattenfall Europe Mining AG wurde am 16. März 2010 durch das Brandenburgische Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe (LBGR) die bergrechtliche Erlaubnis zur Erkundung des Untergrundes im Raum Neut्रेbbin (Ost-Brandenburg) auf seine Eignung als CO₂-Speicher erteilt. Das Erlaubnisfeld (Abbildung 1) mit der Feldesnummer 11-1541 beinhaltet eine Fläche von rund 353 km². Gegenstand der Erkundungen sind die salzwasserführenden Sandsteine der Mittleren Buntsandstein-Formation in einer Tiefe von ca. 1400 m sowie die darüber liegenden, abdichtenden tonigen Deckschichten. Die Erlaubnis gestattet dem Inhaber die Durchführung von Erkundungsarbeiten, insbesondere Seismik und Tiefbohrungen, für die aber noch Sonderbetriebspläne eingereicht werden müssen. Die bergrechtliche Erlaubnis ermöglicht also noch nicht die CO₂-Speicherung. Diese muss im Rahmen eines Planfeststellungsverfahrens genehmigt werden.



Abbildung 1 – Lage des Erkundungsgebietes Neut्रेbbin (353 km²) der Vattenfall Europe Mining AG (weiß gestrichelte Umgrenzung), sowie Lage der Antiklinal-Struktur Neut्रेbbin (weiße Linie: Unterste geschlossene Tiefenlinie der Detfurth-Formation auf -1750 m NN). Quelle: Vattenfall (2009)

Das Amt Barnim als betroffene Gebietskörperschaft hat den Verfasser beauftragt, im Sinne einer wissenschaftlichen Begleitung des CCS-Projektes unter Einbeziehung der Antragsunterlagen gutachtliche Stellungnahmen auszuarbeiten, insbesondere zur regionalen Geologie des projektierten CO₂-Speichers und zur Erkundungstechnologie.

Erdgeschichtliche Entwicklung des Gebietes und der Struktur Neutrebbin

Eine kurze historisch-geologische Betrachtung der Schichtenfolge und ihrer geologischen Entstehung ist hilfreich um die Qualität der potentiellen Speicherhorizonte und ihrer Deckschichten, jenseits von punktuellen Bohrprofilen und lokalen Erkundungsergebnissen, besser beurteilen zu können. Neben den nachfolgend verwendeten Quellen ist insbesondere der Atlas zur Geologie von Brandenburg (LBGR, 2004) als weitere Informationsquelle zu empfehlen.

Paläozoikum: Im Anschluss an die varistische Gebirgsbildung entstand in Mitteleuropa ein ausgedehnter Ablagerungsraum, das Mitteleuropäische Becken. Im östlichen Brandenburg folgen über dem Grundgebirge zunächst kontinentale Ablagerungen des Rotliegenden sowie des marinen Zechsteins mit dem basalen Kupferschiefer und der anschließenden Abfolge des mächtigen Zechstein-Salinar. Die Zechsteinsalze bestehen in Ost-Brandenburg aus ca. 100 m mächtigen Werra-Salzen, mehr als 400 m Staßfurt-Salzen und ca. 200 m Leine-Salzen. Diese Zechstein-Salze sind durch halokinetische Prozesse, hauptsächlich während der Jura- und Kreidezeit, gewandert und haben flache Salzkissen-Strukturen wie jene von Neutrebbin, Rüdersdorf oder Birkholz-Beeskow gebildet. Zur Bildung von Salz-Diapiren (Salzstöcken), die die Deckschichten durchbrochen haben und wie sie in den westlich angrenzenden Bundesländern überwiegend und ausgeprägt vorkommen, ist es in Brandenburg nur ansatzweise gekommen.

Mesozoikum: Mit der Perm-Trias-Grenze fand ein Wechsel von marinen zu kontinentalen Sedimentationsverhältnissen statt. Innerhalb des jetzt ausgeprägten „Germanischen Beckens“ (Abbildung 2) kamen hauptsächlich klastische Sedimente aus den umliegenden Erosionsgebieten, besonders des Böhmisches Massivs im Süden, zur Ablagerung. Dies sind zunächst die (bei Neutrebbin) rund 700 m mächtigen Abfolgen des Buntsandsteins, dem auch die für die CO₂-Speicherung vorgesehenen porösen Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins angehören (s.u.).

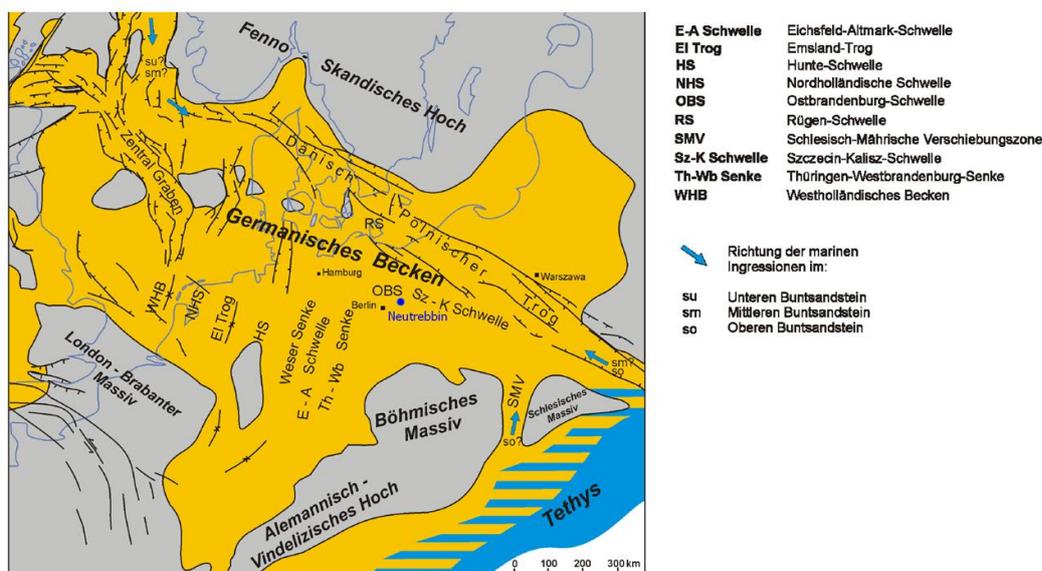


Abbildung 2 – Ausdehnung und Gliederung des Germanischen (Mittleuropäischen) Beckens im Buntsandstein. Nach Ziegler (1990)

Eine detaillierte sequenzstratigraphische Analyse des Unteren und Mittleren Buntsandsteins wurde von Roman (2004) vorgelegt. Der Untere Buntsandstein, bestehend aus der Calvörde und Bernburg-Formation, hat in Ostbrandenburg eine Mächtigkeit um 300 m (z.B. in der Bohrung Großziethen 1/73; Roman, 2004).

Der Mittlere Buntsandstein, der weiter in die Volpriehausen-, Detfurt-, Hardeggen- und Solling-Formationen untergliedert wird, hat im Bereich der Ostbrandenburg-Schwelle Mächtigkeiten um 224 m (Bohrung Wriezen 1/82; Roman, 2004), während im Zentrum des Polnischen Troges über 1200 m erreicht werden (Roman, 2004). Zwischen der Volpriehausen- und Detfurt-Formation, sowie zwischen der Hardeggen- und Solling-Formation bestehen jeweils Schichtlücken (Roman, 2004).

Im Oberen Buntsandstein (Röt), der in Ostbrandenburg knapp 200 m mächtig wird (Feist-Burkhardt et al., 2007), machen sich neben den zurückgehenden feinklastischen Sedimentgesteinen bereits wieder marine Einflüsse bemerkbar. In Rüdersdorf besteht der Röt überwiegend aus buntgefärbten, teilweise dolomitischen Tonsteinen. Charakteristisch sind ferner Gips- und Anhydrit- sowie Karbonat-Einschaltungen. Der Untere Röt (Salinar-Röt) besteht überwiegend aus Steinsalzablagerungen, die in SE-Brandenburg maximal 15 m erreichen (Franke, 2010), nach NW hin aber an Mächtigkeit zunehmen und bei Rüdersdorf bis ca. 60 m dick werden (Zwenger et al. 1993). Neutrebbin liegt nach Feist-Burkhardt et al. (2007) bereits im Grenzbereich zwischen Salinarbecken und Lagunen-Fazies. Die Röt-Steinsalz-Ablagerungen sind von besonderer Bedeutung, weil sie eine effektive hydrogeologische Barrierschicht für die Porenspeicher des Mittleren Buntsandsteins darstellen können, sofern sie primär vorhanden sind, ungestört vorliegen und nicht von Subrosionsprozessen betroffen sind.

Mit dem einsetzenden Muschelkalk wurde das Gebiet des Germanischen Beckens wieder vollständig von einem Flachmeer überflutet, und es kam zu ausgedehnten Mergel- und Kalkablagerungen (z.B. Rüdersdorf), die in Ost-Brandenburg ca. 300 bis 350 m mächtig werden können, jedoch anders als im Beckenzentrum kein Steinsalz führen (Röhling, 2000). – Detaillierte sequenzstratigraphische Bearbeitungen des Muschelkalks wurden von Röhling (2000) und Kedzierski (2000) vorgenommen.

Im Keuper (Abbildung 3) kamen dann wieder Abfolgen mit mehr kontinental geprägten, überwiegend feinklastischen, häufig auch evaporitischen (Anhydrit, Dolomit) Anteilen zur Ablagerung, die im Raum Neutrebbin (bei voller Entwicklung) ca. 600 m mächtig werden können (Vgl. Abbildung 3). Im Mittleren Keuper wurde der ca. 10 m mächtige Schilfsandstein (Stuttgart-Formation) abgelagert. – Eine detaillierte sequenzstratigraphische Bearbeitung des Keupers wurde von Franz (2008) vorgenommen.

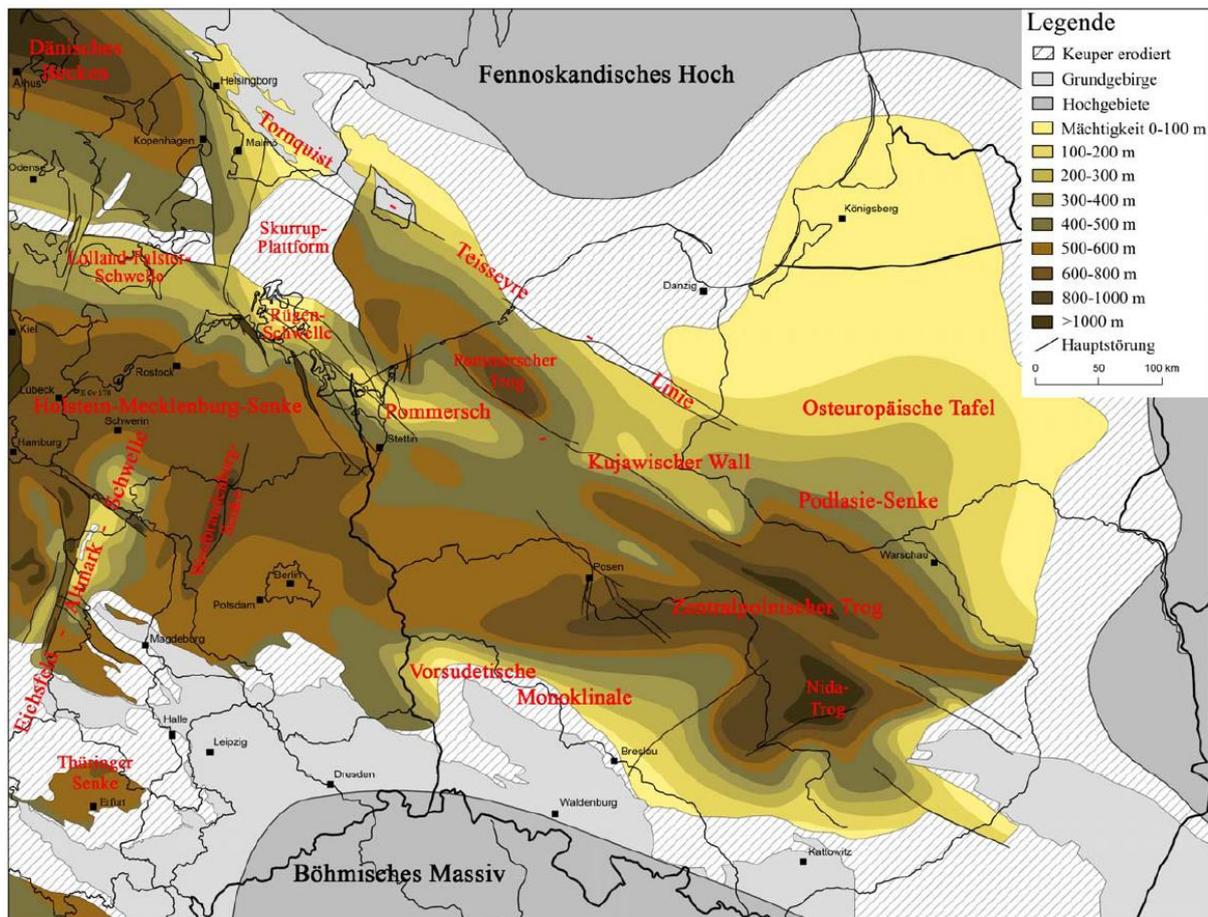


Abbildung 3 – Paläogeographie des östlichen Zentraleuropäischen Beckens und Dänischen Beckens, sowie Gesamtmächtigkeiten des Keupers.
Quelle: Franz (2008)

Allerdings fehlen in Ostbrandenburg häufig die Ablagerungen des obersten Keuper, des Jura, der Kreide und des Paläozäns, beispielsweise in den Bohrungen der Struktur Birkholz-Beeskow oder über dem Salzkissen von Spandau, völlig. Ähnliches gilt auch für die Scheitelzonen anderer Salzkissen-Strukturen in Brandenburg, deren Entstehung in diesem Zeitabschnitt erfolgte. Obwohl Ost-Brandenburg in dem fraglichen Zeitabschnitt Ablagerungsgebiet war, wurden diese Schichten durch die Alp-Cenoman-Transgression weitgehend abgetragen (Jubitz et al., 1993). Durch die Erosion dieser Schichten, gerade in den Antiklinal-Bereichen, fehlen somit zahlreiche Horizonte, die sonst als hydraulische Barrieren von CO₂-Speichern hätten wirken können.

Während des Lias (Unteren Jura) bis in den unteren Dogger hinein kam es innerhalb des Germanischen Beckens und besonders östlich der Hessischen Straße zu Hebungen (Abbildung 4). Es bildete sich eine von Osten her gespeiste Flusslandschaft mit wechselnd limnisch-brackisch-marinen Verhältnissen (Jubitz et al., 1993). Die fluviatilen Phasen können insofern von großer Bedeutung sein, weil in dieser Zeit eine Verkarstung des Untergrundes sowie die Subrosion löslicher Evaporite möglich waren. Dadurch könnten insbesondere die älteren, als Barriere-Horizonte wichtigen Salz- und Anhydrit-Bildungen beeinträchtigt worden sein. Im Dogger und Malm wurde das Gebiet Brandenburgs dann wieder marin überflutet (Abbildung 4).

Als weiterführende Quelle für die sequenzstratigraphische Untergliederung der Trias und des Jura ist Göthel (2006) zu empfehlen.

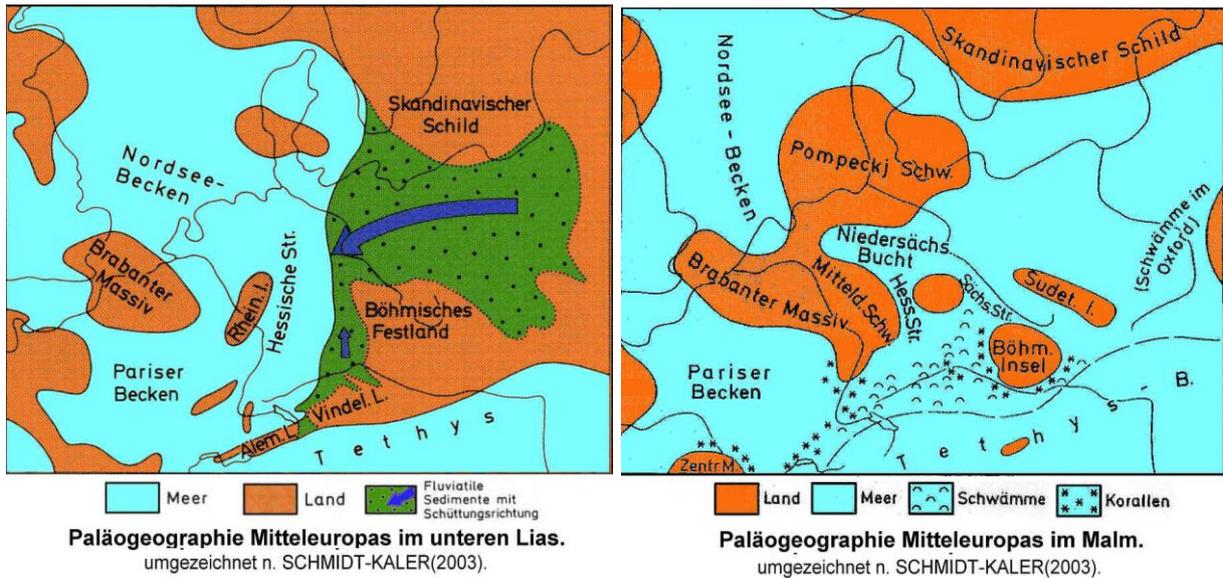


Abbildung 4 – Paläogeographie im Jura. Quelle: Baier und Freitag (2003)

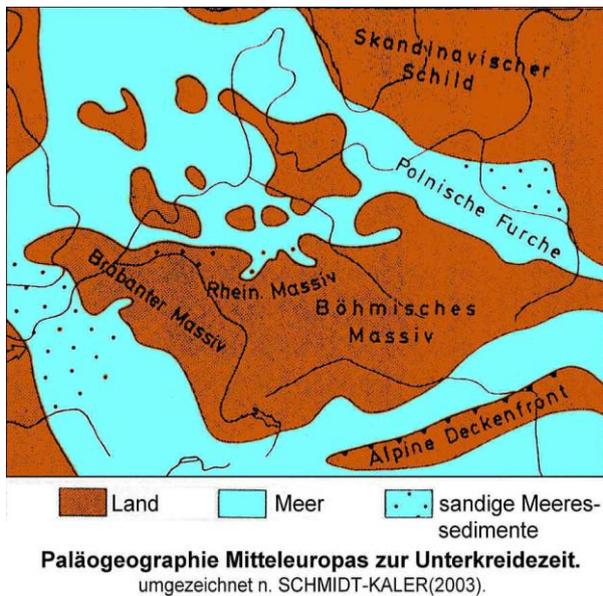


Abbildung 5 – Paläogeographie in der Unteren Kreide. Quelle: Baier und Freitag (2003)

In der Unterkreide (Abbildung 5) wurde Süddeutschland tektonisch gehoben. Das Gebiet wurde Festland und es kam im Bereich der Malm-Tafel unter feuchttropischen Klimaverhältnissen zur Ausbildung des typischen Kegelkarstes (Baier und Freitag, 2003). Nach einer Kartendarstellung in Baier und Freitag (2003) war der Raum östlich Berlin (insbesondere Neutrebbin) bis hin zur Polnischen Furche eine Halbinsel, also Festland. Soweit erhalten, bestehen die Unterkreide-Sedimente des Norddeutschen Beckens aus teilweise kohligten Feinsandsteinen, Schluffen und Tonen (Wealden-Fazies), die unter flach marinen bis brackischen Verhältnissen entstanden sind (Jubitz et al., 1993).

Die Grenze Unter-/Ober-Kreide ist durch die Alp-Cenoman-Transgression bestimmt, mit der sich ein ausgedehntes Epikontinental-Meer herausbildete, das sich von Skandinavien und den Shetland-Inseln bis zum Rheinischen Schiefergebirge und Thüringen erstreckte und auch die östlichen und nördlichen Teile Brandenburgs weitgehend überdeckte (Abbildung 6). Die Oberkreide besteht hauptsächlich aus Tonen, Mergeln, Kalksteinen und Schreibkreide.

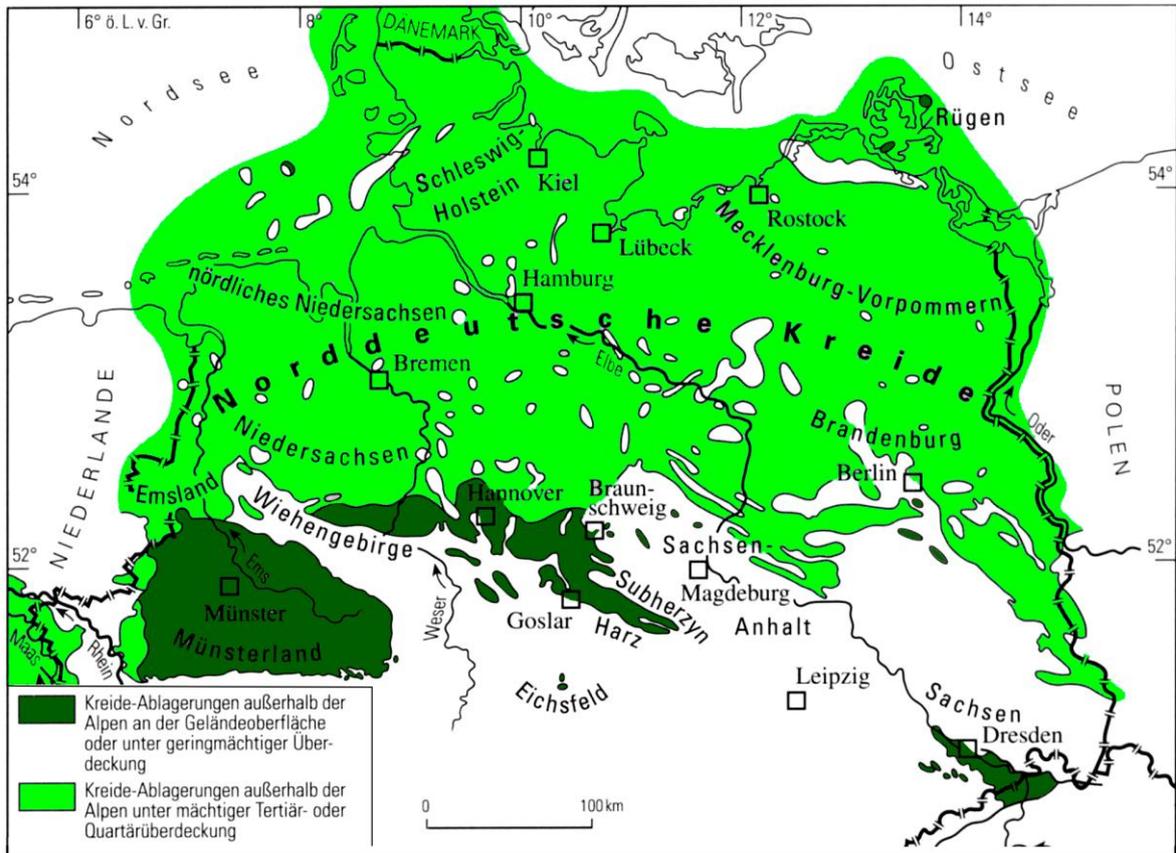


Abbildung 6 – Paläogeographie während der Oberen Kreide. Quelle: Ausschnitt, nach Paläontologische Gesellschaft (2010)

Känozoikum: Die Kreide/Tertiär-Grenze, die durch ein großes Massenaussterben gekennzeichnet ist, ist nach heutiger Auffassung die katastrophale Folge eines Meteoriten- oder Kometen-Einschlags (Chicxulub-Krater im Golf von Mexiko).

Über den in Brandenburg häufig als Prä-Tertiär zusammen gefassten mesozoischen Schichten folgen diskordant bis zu etwa 200 m mächtige Ablagerungen des Tertiärs und Quartärs.

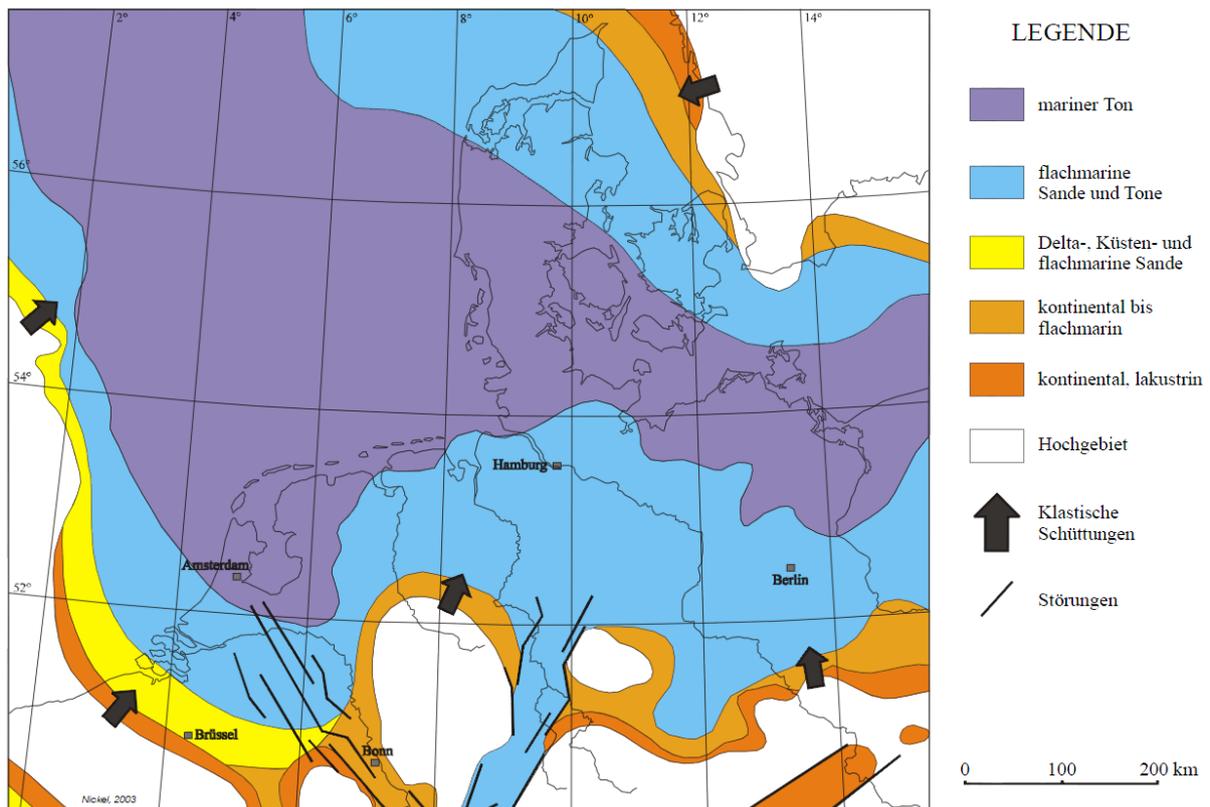


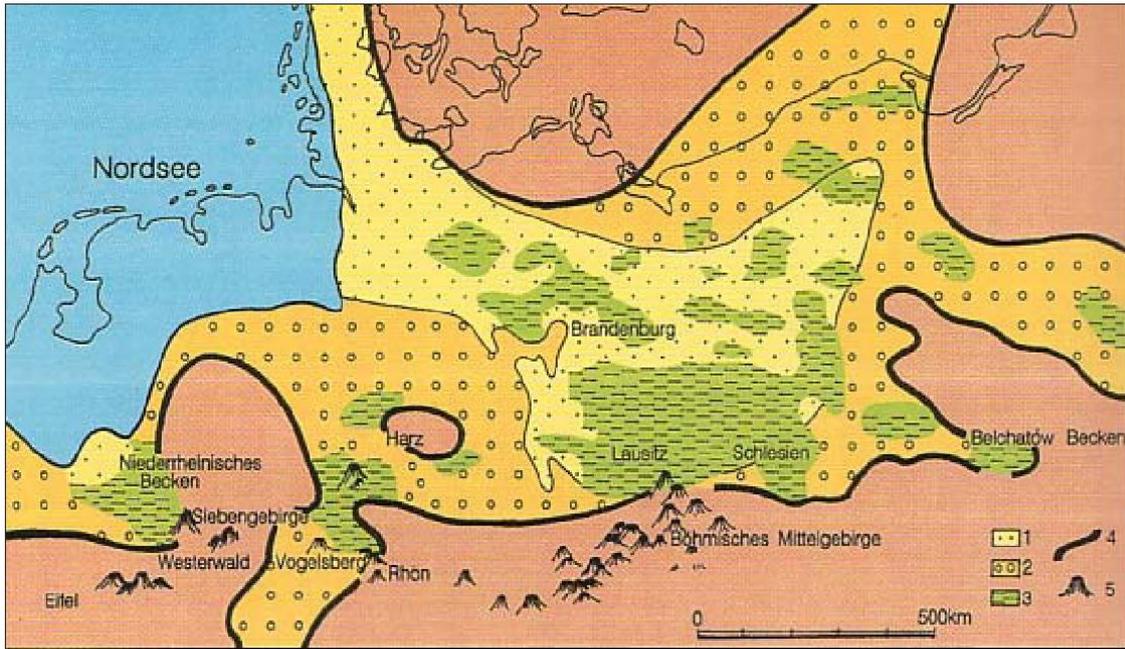
Abbildung 7 – Paläogeographie während des Oligozäns. Quelle: Nickel (2003)

Paläozäne und Eozäne (Alt-Tertiäre) Ablagerungen finden sich nur im Nordwesten Brandenburgs. Während des mittleren Oligozäns erfasste die Rupel-Transgression weite Teile der Landesfläche Brandenburgs (Abbildung 7). Nördlich des Gebietes um Neutrebbin kamen primär bis zu ca. 80 m mächtige reine Tone zur Ablagerung, während in südlicher Richtung bereits flachmarine Verhältnisse herrschten und daher auch zunehmend sandige Ablagerungen zu den Tonen hinzukommen. Die südliche Küstenlinie verlief etwa bei der Neiße-Einmündung in die Oder. Der Rupelton ist ein sehr wichtiger, flächenhaft verbreiteter Grundwasserstauer, der regional das prä-tertiäre Salzwasser-Stockwerk von dem Quartären Süßwasser-Stockwerk trennt. Im Raum Neutrebbin ist das Tertiär infolge Pleistozäner Erosionsprozesse (s.u.) jedoch stark ausgedünnt oder fehlt ganz.

Über den Rupel-Schichten folgt mit scharfer Grenze das sandige Ober-Oligozän (Cottbuser Schichten) und darüber, ebenfalls mit scharfer Grenze, grobklastische Miozäne Abfolgen mit Braunkohle-Horizonten. Diese wurden in Sumpfwäldern mit episodischen Meerwasser-Überflutungen unter den damals tropischen Klimabedingungen gebildet (Abbildung 8).

Mit dem Quartär setzte vor ca. 2,5 Mio. Jahren eine weltweite Kälteperiode ein. Im Vorfeld der aus Skandinavien heranrückenden Eismassen entstanden die Urstromtäler. Außerdem bildeten sich mehrere hundert Meter tief einschneidende, überwiegend von Nordosten nach Südwesten verlaufende subglaziale Rinnen, die als Tunneltäler unter dem Eis angelegt wurden und stellenweise das gesamte Tertiär, also auch den Rupel-Ton, ausgeräumt haben (Stackebrandt, 2009) – Siehe Abbildung 9.

Im Raum Neutrebbin hat das Quartär eine Mächtigkeit von ca. 30 m (am SW-Rand des Oderbruches bei Wriezen) bis ca. 120 m bei Neubarnim. Es wird von Pleistozänen Kiesen und Sanden mit untergeordneten Geschiebemergeln aufgebaut.



- 1 – Periodisch vom Meer überflutete Gebiete, in denen sich nach dem Rückzug des Meeres Moore bildeten
- 2 – Vom Meer unbeeinflusste Gebiete, teilweise mit Moorbildungen
- 3 – Gebiete mit langzeitige oder mehrfach wiederholten Moorbildungen
- 4 – Umgrenzung des Sedimentationsbeckens
- 5 – Vulkane des Tertiärs

Abbildung 8 – Verbreitung der miozänen Mooregebiete in Mitteleuropa. Quelle: Walther (2002)

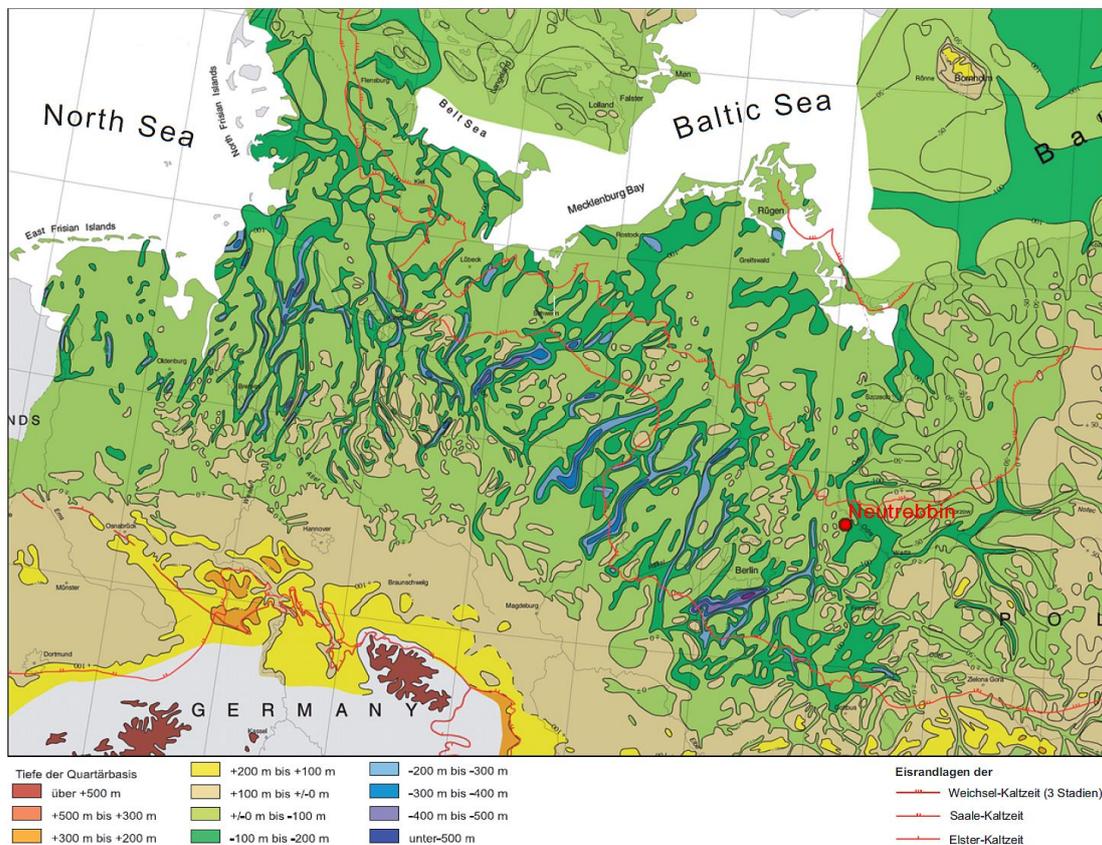


Abbildung 9 – Tiefenlage der Quartär-Basis. Man beachte die tiefen Einschnitte der elsterzeitlichen subglazialen Rinnen. Nach Stackebrandt (2009) und Stackebrandt et al. (2001).

Strukturelle Entwicklung Ostbrandenburgs und der Struktur Neutrebbin

Im Mesozoikum setzte im Verbreitungsgebiet der mächtigen Zechstein-Salze eine weiträumige Salz-Migration ein, die zur Entstehung zahlreicher Salzkissen und Salzdiapire führte. Dabei wurden auch die Röt-Salze teilweise mit einbezogen. Zu den Zechstein-Salzkissen zählt auch die Struktur Neutrebbin (Abbildung 10).

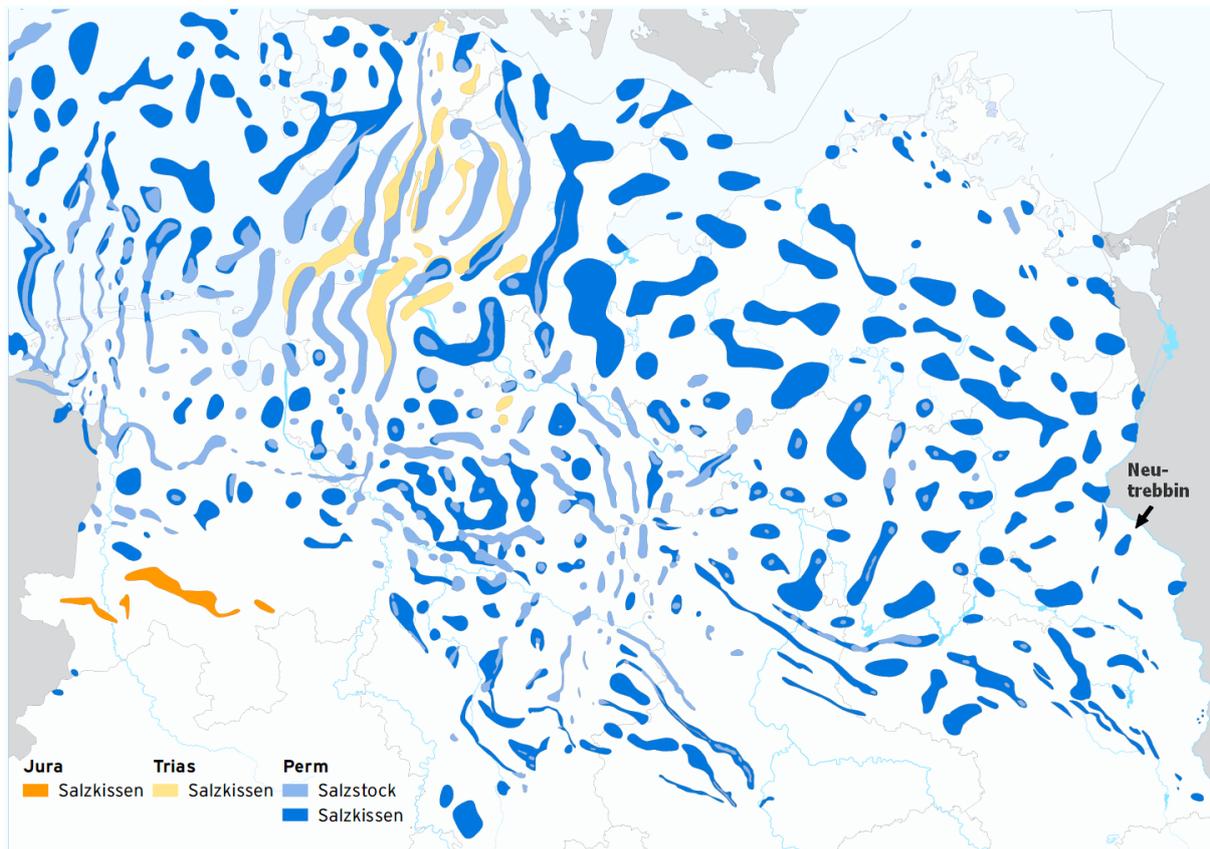


Abbildung 10 – Verbreitung der Salzkissen und Salzdiapire in Norddeutschland. Aus Vattenfall (2009a).

Über den Salzkissen entstanden Aufwölbungen (Antiklinal-Strukturen), die als potentielle Fallen für Kohlenwasserstoffe teilweise bereits in den 1960er Jahren geologisch erkundet worden sind. Die gleichen Antiklinal-Strukturen stehen auch im Zentrum des Interesses bei der Suche nach geeigneten geologischen CO₂-Speichern in salinen Aquiferen (Abbildung 11).

Durch die Aufwölbung wurden die Deckschichten gleichzeitig gedehnt, wodurch typische Scheitelgräben eingesunken sind (Abbildung 12). Auch die Struktur Neutrebbin besitzt einen solchen Scheitelgraben (Vgl. Abbildung 11). Außerdem wurden die Schichtpakete scheinbar verbogen, was jedoch unter den vergleichsweise geringen Deckgebirgs-Mächtigkeiten und Druckeinspannungen während der Kissenbildung eher in Form zahlreicher Sprödbrüche als durch duktile Verformung erfolgt sein dürfte.

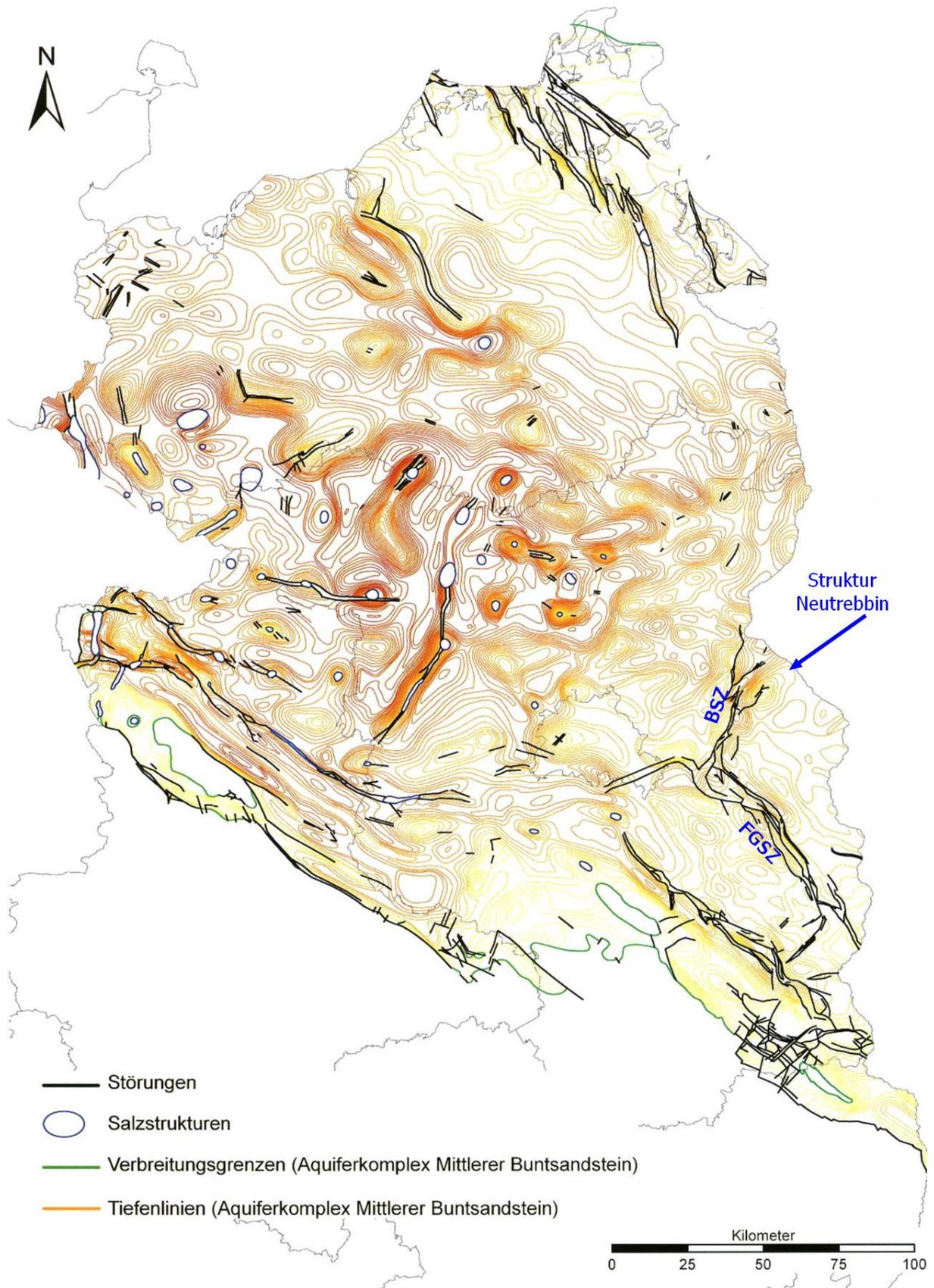


Abbildung 11 – Tiefenlinien (im Original ohne Zahlenangaben) der Basis des Mittleren Buntsandsteins in Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern. Blauer Pfeil: Struktur Neutrebbin. BSZ = Buckow Störungszone; FGSZ = Fürstenwalde-Guben Störungszone. Ergänzt, nach: Brandes und Obst (2009)

Über den entstehenden Salzkissen wurden etwa ab dem Jura die Deckschichten zunehmend angehoben, so dass sie verstärkt der Erosion ausgeliefert waren. Daher sind die Schichtprofile in den eingesenkten Trögen zwischen den Salzkissen zwar oft noch komplett erhalten, in den aufgewölbten Antiklinalen aber durch große Schichtlücken gekennzeichnet. Auch während den verschiedenen großen Transgressionsphasen, die mit regionalen Erosionsprozessen verbunden waren, wurden die älteren Antiklinal-Kerne freigelegt (Vergleiche Abbildung 12). Beispielsweise fehlen im Zentrum der Struktur Birkholz-Beeskow sämtliche Schichten zwischen dem obersten Keuper und dem Rupelton (Vattenfall, 2010). Ähnliches ist für die Salzkissenstruktur Spandau bekannt, und für die Struktur Rüdersdorf sind mehrere Schichtlücken beschrieben, hauptsächlich im Abschnitt der Alp/Cenoman- und der Rupel-Transgression (Jubitz, 1993).

Diese Schichtlücken im Kernbereich der Antiklinalen sind im Zusammenhang mit CCS-Projekten von allergrößter Bedeutung, weil dadurch zahlreiche Grundwasser-Nichtleiter, die prinzipiell eine Dichtungs-Funktion übernehmen könnten, fehlen.

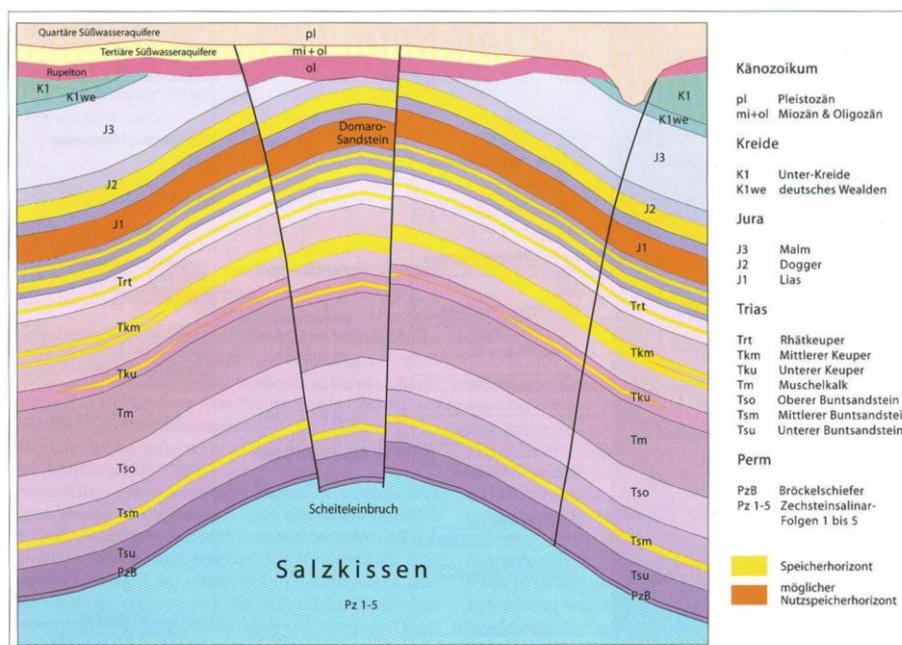


Abbildung 12 – Schematisches Querprofil durch eine Salzkissen-Struktur mit Scheitel-Graben und Erosions-Diskordanz an der Basis des Rupeltons, die (in diesem Beispiel !) bis in den Oberen Jura (J2) einschneidet. Quelle: Höding et al. (2009)

Die Struktur Neutrebbin hat eine ebene Ausdehnung von ca. 150 km² (Vgl. Abbildung 1). Leider sind die Ergebnisse der Bohrung Neutrebbin 1/68 nicht öffentlich zugänglich. Aus publizierten Angaben können jedoch folgende ungefähren Verhältnisse abgeleitet werden: Der S1-Reflektor (Röt-Salinar) liegt im Top der Struktur Neutrebbin auf ca. -1200 m NN (BGR, 2010), und die Struktur-Amplitude hat eine Höhe von etwa 550 m (Franke, 2010). Bei einer Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins von 225 m und des Röt-Salzes von ca. 25 m (Existenz fraglich, s.o.), würde die Basis des Mittleren Buntsandsteins zwischen ca. -1450 m (Top) und -2000 m (Spillpoint) tief liegen. Der Top der Zechsteinoberfläche liegt bei -1800 m (Franke, 2010; Jubitz et al., 2002).

In Brandenburg sind eine Reihe neotektonisch aktiver Störungszone nachgewiesen worden (LBGR, 2004), die in Abbildung 13 dargestellt sind. Unter neotektonischen Aktivitäten werden die tektonischen Erdbewegungen der letzten 35 Millionen Jahre verstanden (LBGR, 2004), also des Zeitraums seit Ablagerung des Mittel-Oligozänen Rupeltons.

In dem Erläuterungstext in LBGR (2004) wird zu den neotektonischen Bewegungen folgende Einschätzung gegeben:

„Die schwache Erdbebenaktivität (Seismizität) in der Gegenwart deutet auf geringe tektonische Aktivität hin. Ein Ausklingen dieser vom jüngeren Tertiär bis zur Gegenwart ist deshalb jedoch nicht gesichert. In einigen Gebieten Europas haben die Bewegungsgeschwindigkeiten im älteren Quartär die aus dem Tertiär bekannten zeitweise sogar übertroffen. Vielleicht befinden wir uns in einer Periode ruhigerer Entwicklung zwischen Perioden mit gesteigerten Aktivitäten. Ein derartiger Befund erlangt bei notwendigen langfristigen Planungen und Standortbestimmungen für Großbauten, Deponien, Talsperren usw. höchste Bedeutung.“

Für das CCS-Projekt Neutrebbin ist besonders die Störungszone von Buckow von Bedeutung, die unmittelbar westlich der Antiklinal-Struktur verläuft. Der Abbildung 13 ist zu entnehmen, dass ca. 15 km östlich eine Parallel-Störung verläuft. Die zwischen den beiden Störungen gelegene Scholle wurde offenbar im Osten leicht angehoben und im Westen abgesenkt, insgesamt also nach Westen gekippt.

Eine Erhöhung des Porendrucks im Untergrund, wie sie bei der Einspeicherung von CO₂ unvermeidlich wäre, könnte mit einiger Wahrscheinlichkeit Bewegungen (seismische Ereignisse) entlang dieser neotektonisch aktiven Störungszone auslösen.

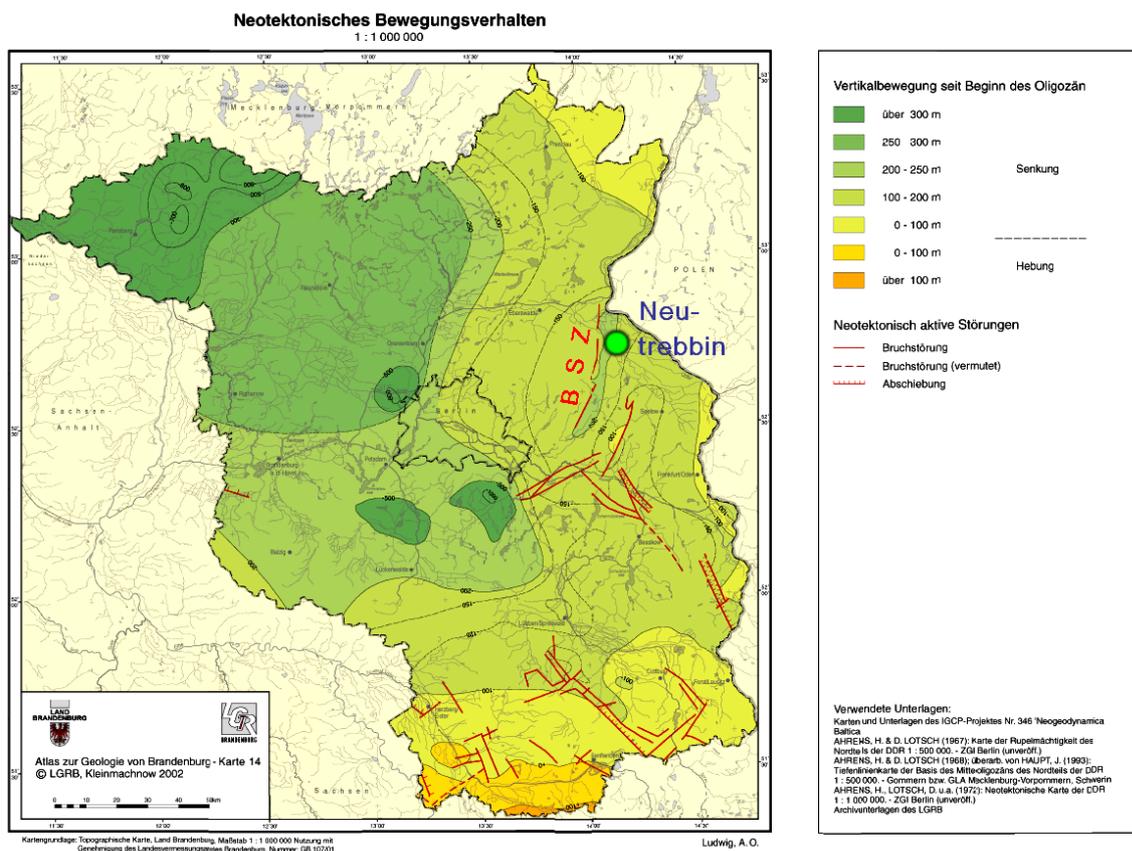


Abbildung 13 – Bekannte neotektonisch aktive Störungszone in Brandenburg. Nach LBGR (2004) mit Ergänzungen. BSZ = Buckow-Störungszone

CCS-Speichergesteine

Die Formationen, die als CCS-Speichergesteine in Betracht kommen könnten (Abbildung 14), sind die gleichen die auch zur Nutzung geothermischer Energie geeignet wären. Daher können einige Erkenntnisse früherer Bearbeiter des Geothermie-Potentials, beispielsweise des ZGI (1983) oder Höding et al. (2009) hier Verwendung finden.

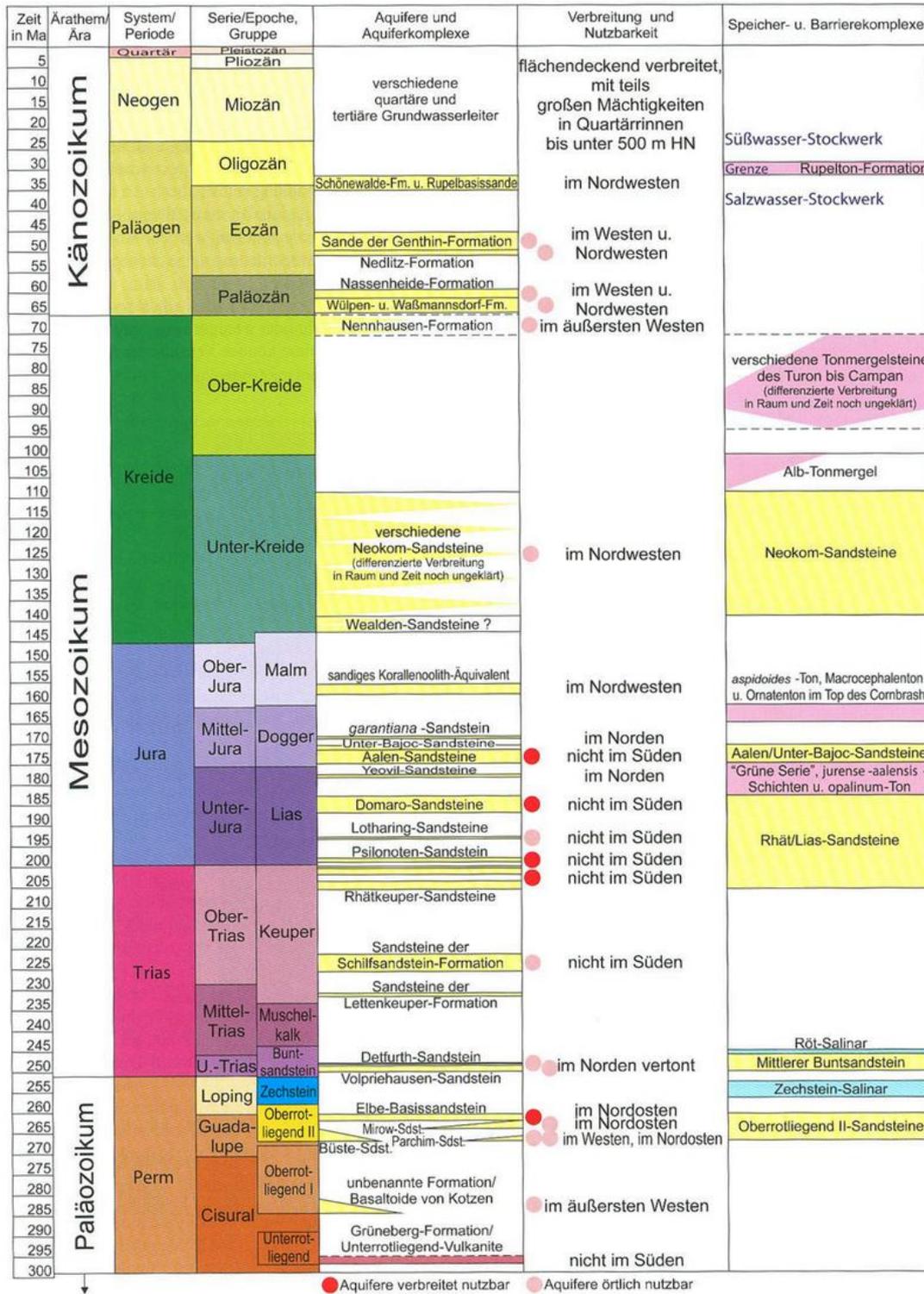


Abbildung 14 – Hydrostratigraphische Tabelle für Brandenburg. Quelle: Höding et al. (2009)

In der Antiklinal-Struktur über dem Salzkissen von Neutrebbin kommen ausschließlich die Einheiten des Mittleren Buntsandsteins als CCS-Speichergesteine in Frage, die im Scheitelpunkt der Antiklinalstruktur unterhalb -1200 m NN liegen und somit theoretisch ausreichende Speicherdrücke für ein CO₂-Endlager ermöglichen können.

Paläogeographisch zählt das Gebiet Neutrebbin während des Buntsandsteins noch zur Südflanke des Germanischen Beckens (Abbildung 2), wo während des Mittleren Buntsandsteins aufgrund der relativen Nähe zum südlichen Festland (Böhmisches Massiv) noch sandige Sedimente zur Ablagerung kamen, die dadurch Speicherqualitäten aufweisen. Vereinfacht gesagt findet im Raum Neutrebbin mit der Zunahme kalkiger und toniger Zementanteile (Kornbindemittel) aber bereits ein Übergang zu einer becken näheren Fazies statt, so dass weiter nördlich und nordöstlich weniger günstige Speichereigenschaften erwartet werden (ZGI, 1983).

Speichergesteine, die sowohl für die Geothermie als auch zur CO₂-Speicherung geeignet sein könnten, sind im Raum Neutrebbin demnach die basalen Sandsteine der Volpriehausen-, der Detfurth- und der Hardeggen-Formationen. Der Solling-Sandstein weist in diesem Gebiet schon keine Speicher-Eigenschaften mehr auf. Stratigraphisch jüngere potentielle Porenspeicher des Keupers (Schilfsandstein) und des Tertiärs liegen in zu geringer Tiefe um als CO₂-Speicher geeignet zu sein. Im Raum Birkholz-Beeskow wird auch der Untere Muschelkalk noch als Reserve-Speicherformation in Betracht gezogen (Vattenfall, 2010), was aufgrund der teilweise zu geringen Tiefenlage aber problematisch ist.

Der Mittlere Buntsandstein ist im Raum Neutrebbin durch die Tiefbohrungen Wriezen 1/82 und Neutrebbin 1/68 aufgeschlossen worden, deren Untersuchungsergebnisse jedoch nicht öffentlich zugänglich sind. Die stratigraphische Abfolge und die Gesteinseigenschaften dürften sich aber nicht wesentlich von denen in anderen Bohrungen des Raumes unterscheiden. In der Bohrung Wriezen ist der Mittlere Buntsandstein 224 m mächtig und wie in Tabelle 1 aufgebaut.

Tabelle 1 – Mittlerer Buntsandstein im Raum Wriezen-Neutrebbin (nach BGR, 2010; Brandes und Obst, 2009; Roman, 2004; ZGI, 1983)

Formation	Mächtigkeit (m)	Lithologie	Nutzporosität Sandstein*	Permeabilität*
Solling	39	Tonsteine, mit gering mächtigen Sandsteinbänken	-	200 - 700 mD
Hardeggen	30	Basissandstein ca. 20 m, darüber Tonsteine	ca. 12 % / 16 %	200 - 700 mD
Detfurth	49	Basissandstein ca. 20 m, darüber Tonsteine,	6 - 16 % / 17 %	500 mD
Volpriehausen	106	Basissandstein ca. 20 m, darüber Ton- und Siltsteine,	8 - 16 % / 22 % / 18 %	110 mD

*) Nutzporositäten (ZGI, 1983; BGR, 2010; Vattenfall, 2009) und Permeabilitäten (Brandes und Obst, 2009; BGR, 2010) beziehen sich auf ein größeres Gebiet, nicht speziell auf die Bohrung Wriezen

Nach hydrodynamischen Untersuchungen von Rheinsch (1972; zitiert in ZGI, 1983) bilden die Sandstein-Aquifere des Mittleren Buntsandsteins regional in der Vertikalen ein gemeinsames Drucksystem. Das heißt, die verschiedenen Sandstein-Aquifere sind nicht hydraulisch voneinander getrennt, und die dazwischen liegenden feinklastischen Schichten wirken nicht als Abdichtung, sondern sind zumindest stellenweise durchlässig.

Petrographisch handelt es sich bei den Buntsandstein-Aquiferen im Wesentlichen um Quarz-Arenite, also Sandsteine die fast ausschließlich aus Quarzkörnern bestehen. Der Anteil an Feldspäten und Lithoklasten (Gesteinsbruchstücke) tritt stark zurück (Vgl. Abbildung 15.) Über die Zementmatrix (Bindemittel) liegen scheinbar keine systematischen Beschreibungen vor. Von Roman (2004), Wolgramm (2002), ZGI (1983) und Hoth et al. (1997) werden praktisch alle Arten von Zementen

erwähnt (calcitisch, dolomitisch, sideritisch, hämatitisch, quarzitisch, tonig, anhydritisch). Generell kann festgestellt werden, dass mit zunehmendem Zementanteil die Permeabilität und Porosität eines Grundwasserleiters abnimmt. Für CCS Projekte bedeutet dies, dass Gesteine mit günstigen hydraulischen Eigenschaften nur geringe Anteile reaktiver Mineralphasen enthalten können, welche mit dem CO₂-Fluid reagieren könnten und auf diesem Weg zu einem hypothetischen „mineral trapping“ beitragen könnten. Dies wird auch durch einige chemische Analysen mesozoischer Sandsteine des Norddeutschen Beckens bestätigt (Tabelle 2). Allerdings sind auch einige Spurenelement-Gehalte, die durch ein CO₂-Fluid mobilisiert werden könnten, teilweise recht hoch (Tabelle 2).

SiO ₂	> 90%	Lithium	6 – 136 ppm
Al ₂ O ₃	0,8 – 5,7 %	Zink	6 – 113 ppm
Fe ₂ O ₃	0,4 – 1,5 %	Kupfer	3 – 37 ppm
CaO	0,12 – 1,65 %	Blei	6 – 48 ppm
MnO	0,001 – 0,17 %	Thorium	3 – 22 ppm
Na ₂ O	0,1 – 0,64 %	Uran	0,5 – 13 ppm
K ₂ O	0,26 – 1,11 %		

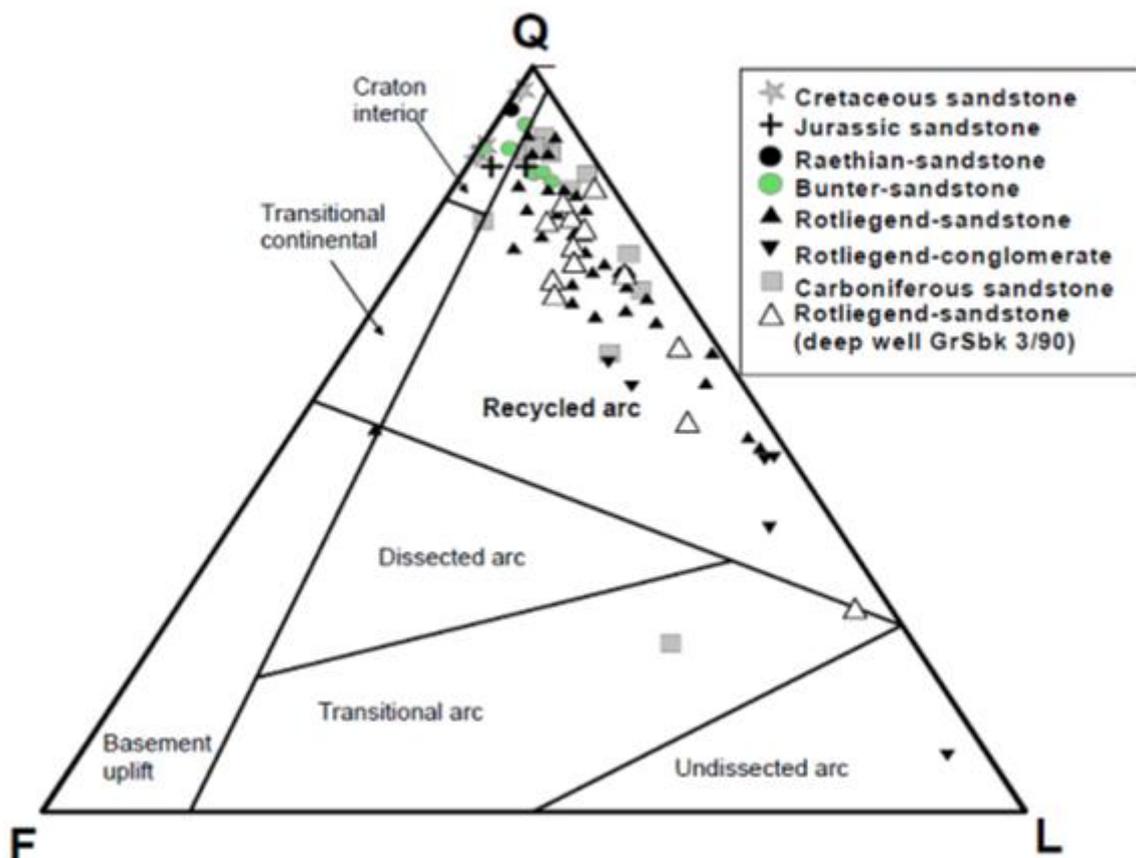


Abbildung 15 – Petrographische Zusammensetzung der Sandsteine im Nordostdeutschen Becken im QLF-Diagramm (Quarz -Lithoklasten-Feldspat). Nach Wolfgramm et al. (2004)

CCS-Barrieregesteine

Das Röt-Salinar ist die erste Formation im Hangenden der Speicher-Formationen des Mittleren Buntsandsteins, die potentiell eine Barriere-Funktion erfüllen könnte. Dazu müssen aber weitere Voraussetzungen erfüllt sein. Vorbehaltlich gegenteiliger Bohrbefunde muss aufgrund der publizierten paläogeographischen Karten (Feist-Burkhardt et al., 2007) damit gerechnet werden, dass der Salinar-Röt im Bereich Neutrebbin wenig bis kein kompaktes Steinsalz führt. Es wären dann bestenfalls tonige Sedimente einer Lagunenfazies zu erwarten, deren Barriereeigenschaften jedoch fraglich sind und nicht an jene einer kompakten Steinsalzschrift heran reichen.

Der nächst höhere Barrierekomplex wäre dann die Abfolge toniger Schichtglieder des obersten Lias und untersten Malm (Grüne Serie, Jurensis-Mergel, Opalinus-Ton; Vgl. Abbildung 14). Aufgrund der paläogeographischen Lage des Gebietes Neutrebbin ist jedoch fraglich, ob in diesem Raum tatsächlich eine marin-tonige oder eher eine fluviatil-sandige Fazies ohne Barriere-Qualitäten zur Ablagerung kam (Vgl. Abbildung 4).

Oberhalb des Aaleniums folgt dann in Ostbrandenburg eine größere Schichtlücke (Franke, 2010), und der nächste Barriere-Komplex wäre der Ornaten-Ton im obersten Dogger (Siehe Abbildung 14), der jedoch nach der stratigraphischen Tabelle für den Jura (Franke 2010) in diesem Raum nur noch teilweise überliefert ist. Im Hangenden folgt dann regional erneut eine größere Schichtlücke bis zum Ende des Jura.

Auf eine Betrachtung stratigraphisch höherer Schichten kann hier verzichtet werden, da in der Unterkreide der Raum Neutrebbin landfest war (Abbildung 5) und die Oberkreide-Ablagerungen vermutlich keine Barriere-Eigenschaften aufweisen. Die nächste Schicht mit Barriere-Eigenschaften wäre dann der Rupelton, der jedoch wegen seiner geringen Tiefenlage und der dort herrschenden Druckverhältnisse als Haupt-Barriere für einen CCS-Speicher ausscheidet.

Die in den vorausgegangenen Betrachtungen herangezogenen Quellen dürften sich überwiegend auf Bohrungen stützen, die in den Trögen zwischen den Salzkissen liegen und in denen die stratigraphischen Profile relativ vollständig überliefert worden sind. Diese relative Vollständigkeit der stratigraphischen Abfolgen kann jedoch gerade für die Antiklinal-Strukturen nicht angenommen werden. Insofern müssen vermutlich im konkreten Einzelfall weitere Schichtlücken mit Ausfällen bei den Barriere-Gesteinen erwartet werden.

Hydrogeologische Stockwerke und Mineralisation der Formationswässer

In Brandenburg lassen sich regional betrachtet 2 wesentliche Grundwasserstockwerke unterscheiden: Die Süßwasser führenden Quartären Schichten im Hangenden des Oligozänen Rupeltons und die Paläozoischen und Mesozoischen Schichten unterhalb des Rupeltons. Der Rupelton selbst ist ein wirkungsvoller und weit verbreiteter Grundwasserstauer in dessen Niveau im Allgemeinen die Süß-/Salzwassergrenze anzutreffen ist.

Allerdings ist der Rupelton im Quartär an vielen Stellen durch subglaziale Rinnen ausgeräumt worden (Vergleiche Abbildung 16). An diesen Stellen besteht also ein hydraulischer Kontakt zwischen Salz- und Süßwasser, und ein vertikales Überströmen von Salzwasser ist immer dann möglich, wenn entsprechende Druckverhältnisse von Natur aus vorliegen oder anthropogen generiert werden.

In Brandenburg sind etwa 100 natürliche Austrittsstellen von Salzwasser bekannt, die überwiegend bereits durch Botaniker im 19. und 20. Jahrhundert erkannt wurden (Hannappel et al., 2007). In

einigen Fällen wurden auch Exfiltrationen saliner Tiefenwässer in Seen nachgewiesen (Kaboth et al. 2008). Solche Salzwasser-Vorkommen sind ganz überwiegend auf hydrogeologische Fenster im Rupelton zurück zu führen, durch welche saline Formationswässer aufsteigen können. Dass dies nicht in weit größerem Umfang stattfindet, ist der höheren Dichte der hoch mineralisierten Formationswässer zu verdanken. Jedoch stellen die durchlässigen Bereiche im Rupelton eine latente Gefährdung für die Wasserwirtschaft, für die geschützten und ungeschützten Ökosysteme und für die Böden, also die Land- und Forstwirtschaft, dar.

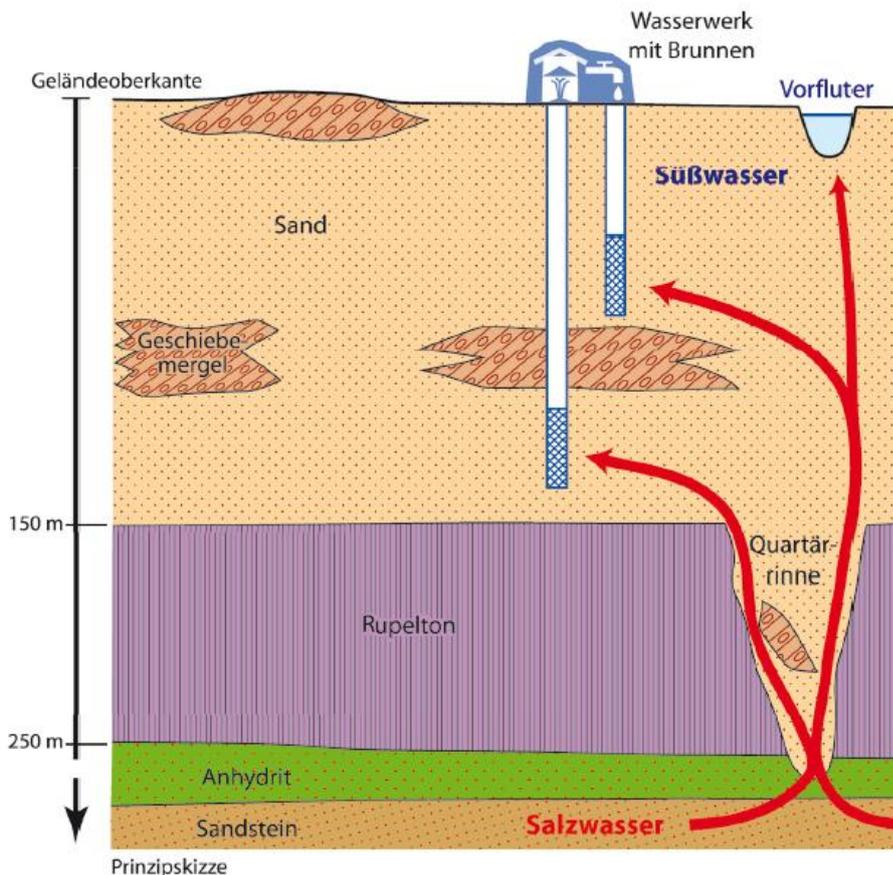


Abbildung 16 – Hydrogeologische Stockwerke in Brandenburg. Dort wo der Rupelton fehlt, wie beispielsweise in ausgeräumten Glazial-Rinnen, können salzhaltige Formationswässer aus der Tiefe in das Süßwasser-Stockwerk eindringen. Aus Hannappel et al., 2007.

Die regionale Verbreitung von Salzstellen, die Lage von Messnetzen zur Überwachung salzhaltiger oberflächennaher Grundwässer sowie das Auftreten von hydrogeologischen Fenstern im Rupelton sind in Abbildung 17 gegenüber gestellt (Vgl. auch Abbildung 27). Berechnungen zur Druckausbreitung (s.u.) zeigen, dass noch in 100 Kilometern Entfernung von den Injektionsbohrungen signifikante Druckerhöhungen im betroffenen Aquifer zu erwarten sind (Abbildung 14 d). Innerhalb eines Schlagkreises von 100 km würden demnach durch die generierten Überdrücke noch Überströmungen in höhere Grundwasserstockwerke ermöglicht. Offensichtlich wäre eine Verdrängung von salinen Formationswässern über die lokal begrenzten aber regional verbreiteten Durchlässigkeiten im Rupelton in der Lage, die Quartären Süßwasservorkommen in jüngeren Schichten ernsthaft zu gefährden. Angesichts der sehr weiträumigen Druckauswirkungen von CO₂-Verpressungen wären von den Standorten Neutrebbin und Beeskow-Birkholz ausgehend große Teile (zwei Drittel) der Landesfläche Brandenburgs sowie der Stadtstaat Berlin potentiell betroffen. Ebenso betroffen wären die südlichen Bereiche Mecklenburg-Vorpommerns und die angrenzenden Gebiete der Republik Polen.

Binnensalzstellen in Brandenburg

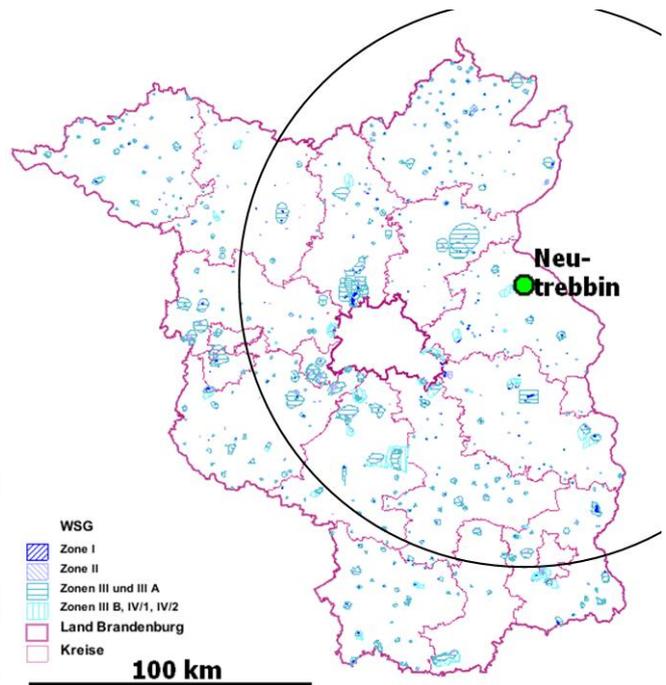
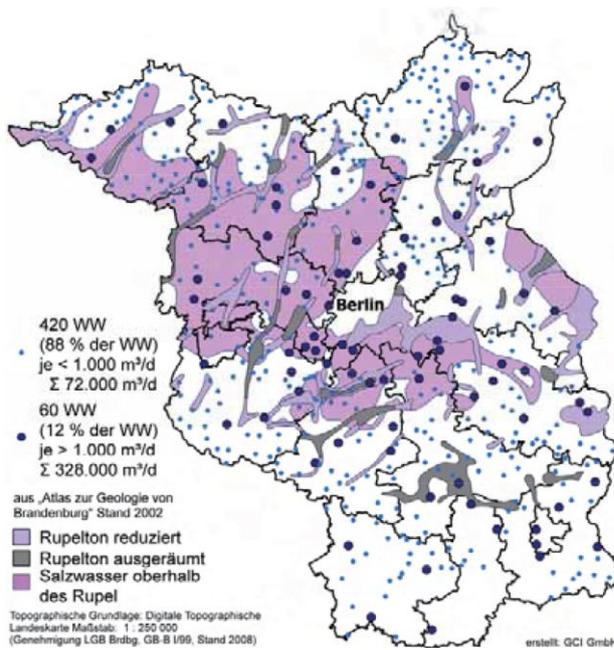
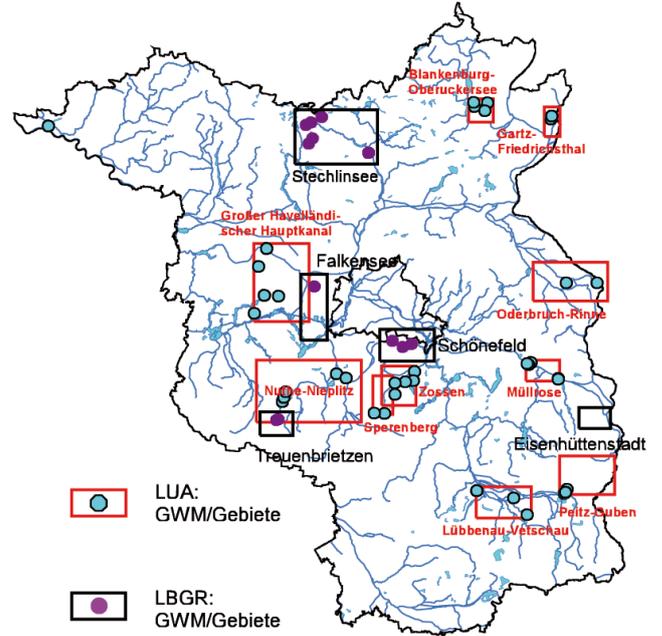


Abbildung 17 – Salzwasser-Gefährdungen in Brandenburg.

A (links oben): Botanisch erkannte Binnensalzstellen in Brandenburg (LUGV, 2010a),

B (rechts oben): Messnetze in versalzungsgefährdeten Bereichen im oberflächennahen Grundwasser (Hannappel et al., 2007),

C (links unten): Verbreitung von Salzwasservorkommen oberhalb des Rupeltons, glazial ausgeräumte Rinnen im Rupelton, sowie Wasserwerke (nach Förderzahlen klassifiziert). (LUGV, 2010b).

D (rechts unten): Wasserschutzgebiete (ergänzt, nach MUGV, 2010) und Einfluss-Radius der injektionsbedingten Druckerhöhungen (s.u.).

Die thermohaline Fluid-Dynamik des Nordostdeutschen Beckens wurde von Magri et al. (2005a, 2005b) mit Hilfe numerischer Modelle untersucht. Die Autoren kamen zu dem Ergebnis, dass die vielerorts in Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern beobachteten Salzwasser-Aufbrüche sowohl durch die relativ geringen topographischen Höhendifferenzen als auch durch thermische Konvektionsprozesse angetrieben werden. Letztere werden durch eine temperaturbedingte Dichte-Inversion in den ab ca. 1500 m Tiefe salzgesättigten Porenlösungen begründet. Leider scheint bislang ein Abgleich der Ergebnisse mit den hydrogeologischen Fenstern im Rupelton sowie mit den regional unterschiedlichen geothermischen Gradienten zu fehlen.

Die Untersuchungen machen jedoch deutlich, dass die natürlichen Strömungsverhältnisse durch relativ geringe topographisch und thermisch bedingte Druckgradienten angetrieben werden. Die temperaturkorrigierten Dichtegradienten bewirken über eine Tiefe von 3 km maximal Druckdifferenzen von 30 bar. Die natürlichen Strömungsgeschwindigkeiten in den tiefen Aquiferen liegen im Bereich von einigen Millimetern pro Jahr bis zu ca. 37 cm/a.

Die geplanten Druckerhöhungen zur Einspeicherung von CO₂ in den Buntsandstein-Aquiferen (s.u.) würden weit über den natürlichen Druck-Gradienten liegen. In der Folge würde daher das bisherige Strömungsregime in den ausgewählten Aquiferen und den hydraulisch damit verbundenen Gesteinskörpern durch die technogenen Druckbeaufschlagungen fundamental und überregional gestört werden. Die Druckerhöhungen in der Tiefe und die dadurch ausgelösten Strömungen in den salinen Formationswässern würden im Bereich der hydrogeologischen Fenster in der Rupelton-Abdeckung oder an durchlässigen Störungszonen eine Anhebung der Süß-/Salzwasser-Grenze und Überströmungen bewirken. Solche Überströmungen saliner Formationswässer könnten sich zwar „nur“ lokal in den durchlässigen Gebieten, dort aber entsprechend fokussiert und verstärkt manifestieren. Im Hangenden des Rupeltons könnten dann in den süßwasserführenden Quartären Grundwasserleitern lateral eine Ausbreitung von aufdringendem Salzwasser und eine sukzessive Versalzung der Süßwasser-Ressourcen erfolgen.

Die chemische Beschaffenheit der Formationswässer der Norddeutschen Senke wurden u.a. in Hoth et al. (1997), Seibt et al. (1999), Erbas et al. (1999) und Wolfgramm und Seibt (2008) beschrieben. Leider scheinen bisher nur sehr summarische Untersuchungen vorzuliegen, die keine Gleichgewichtsbetrachtungen zu den beobachteten mineralischen Phasen und der Gasphase erlauben. In Abbildung 18 (Wolfgramm und Seibt, 2008) ist die generelle Zunahme der Salinität mit der Tiefe dargestellt, die im Buntsandstein mit ca. 15g/L pro 100 m Tiefe zunimmt. Bis in ca. 1500 m Tiefe sind die Wässer NaCl-dominiert, mit größerer Tiefe nimmt der Gehalt an CaCl₂ zu (Wolfgramm und Seibt, 2008).

Die Unterscheidung in diagenetisch entstandene Formationswässer und Subrosionswässer erscheint plausibel, müsste jedoch anhand der vollständigen Analysen näher dargelegt werden. Im Zusammenhang mit CCS-Projekten sind auch die beobachteten Schwermetall-Gehalte in den gefördertem Geothermalwässern von Bedeutung. Beispielsweise wurden Ausfällungen von basischen Bleisalzen (NaPb₂(CO₃)₂OH ; PbClOH) und Bleiglanz (PbS) in den gefördertem Wässern beobachtet (Seibt et al., 1999).

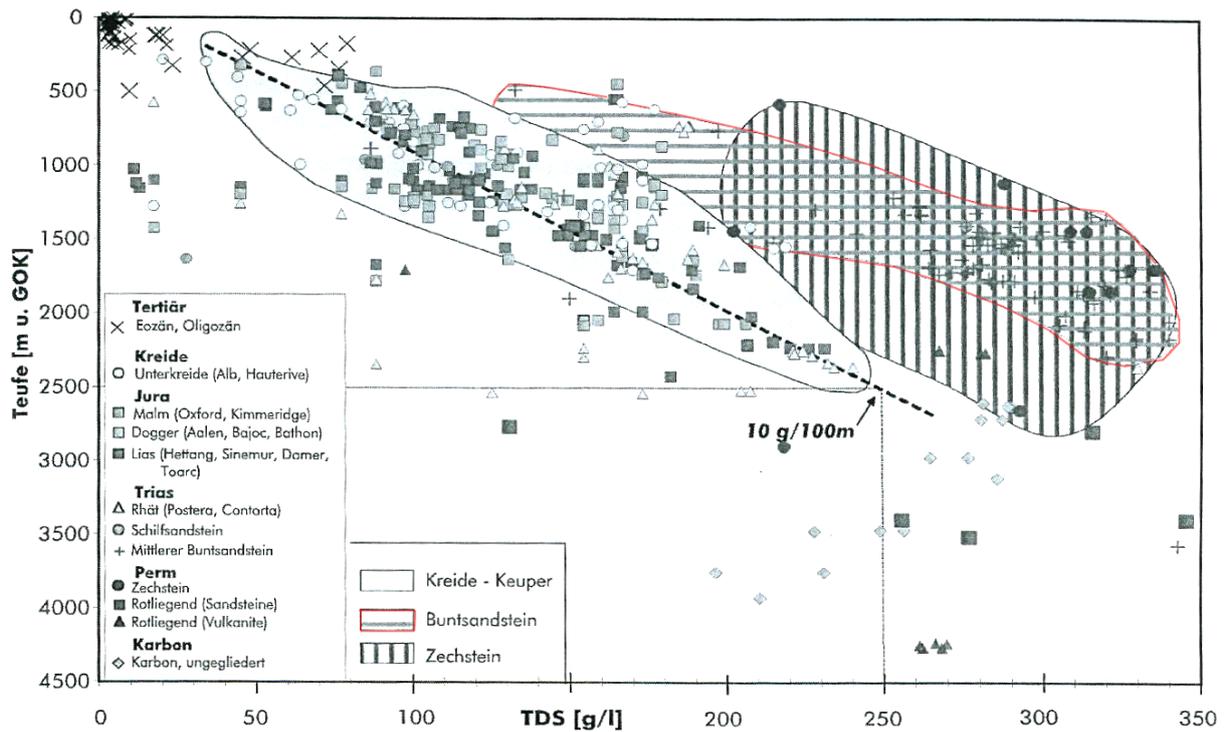


Abbildung 18 – Salinitäts-Tiefen-Diagramm aus dem östlichen Teil des Norddeutschen Beckens. Aus Wolfgramm und Seibt (2008). Das rot markierte Feld kennzeichnet die Lage der Wässer aus dem Mittleren Buntsandstein.

Die in Mecklenburg-Vorpommern geothermisch genutzten Formationswässer führen auch erhebliche Mengen gelöster Gase und weisen auf das Vorhandensein einer Gasphase im Aquifer hin, die überwiegend aus Stickstoff, CO₂ und untergeordnet auch Methan und Edelgasen besteht. Allerdings handelt es sich hier (Neubrandenburg, Waren/Müritz und Neustadt-Glewe) um Sandsteine des Rhätkeupers (Contorta Schichten) und des Unteren Lias. Dennoch ist auch in den Aquiferen des Mittleren Buntsandstein mit mehr oder weniger hohen Gas-Anteilen zu rechnen. Im Norddeutschen Becken nehmen die Gasgehalte mit der Tiefe zu, von ca. 0,005 auf ca. 2 L/L Fluid (Wolfgramm und Seibt, 2008).

Für CCS-Projekte wären solche geogene Gasgehalte von Bedeutung, weil sie sich mit dem CO₂-Fluid mischen und dessen Eigenschaften, insbesondere die Dichte, beeinflussen.

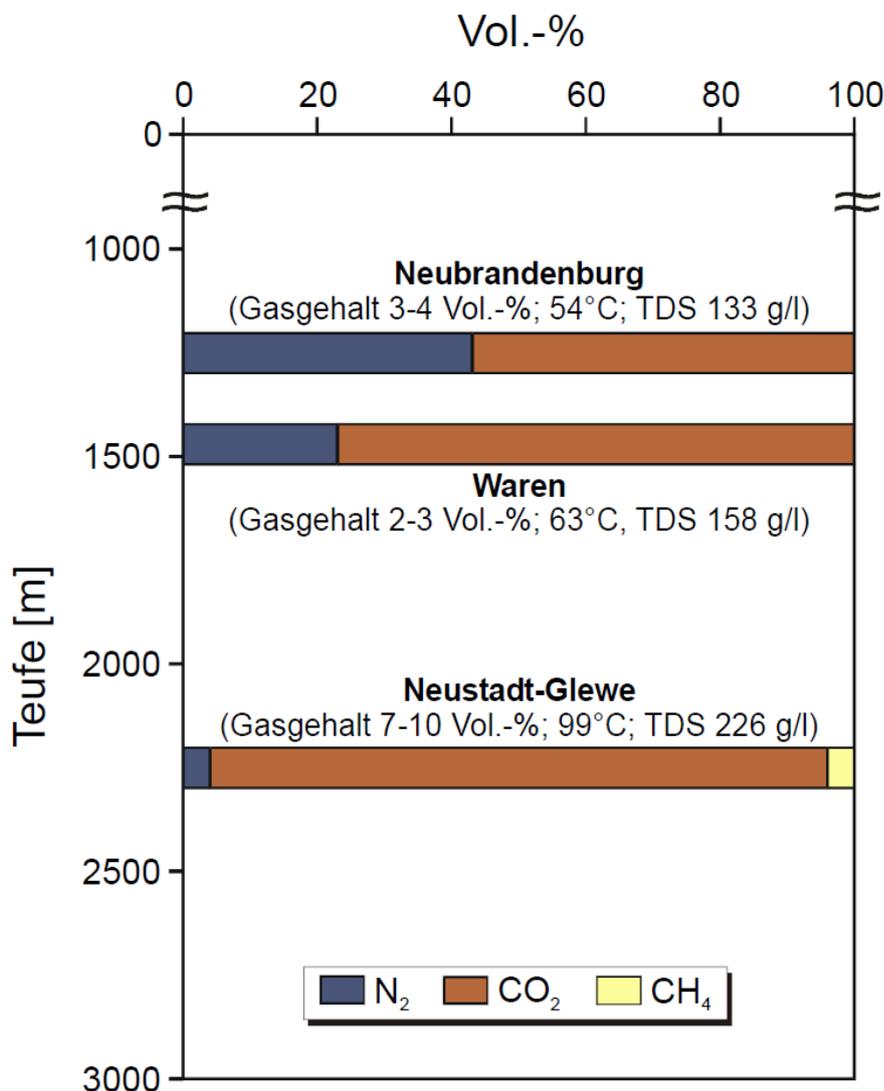


Abbildung 19 – Gasgehalt und Gas-Zusammensetzung der Thermalwässer der geothermischen Heizwerke Waren, Neubrandenburg, Neustadt-Glewe. Quelle: Erbas et al. (1999)

Modellrechnungen zu chemischen Prozessen im Speicher

In Verbindung mit CCS-Projekten würden die in den Aquiferen vorliegenden Mineral-Thermal-Wässer erheblichen physikalischen und chemischen Veränderungen ausgesetzt. Prozessbedingt würde der im Aquifer herrschende Druck, der in etwa dem der Tiefe entsprechenden hydrostatischen Druck entspricht, deutlich erhöht (s.u.). Auch die Aquifer-Temperatur wird sich infolge primärer Temperatur-Differenzen zwischen dem komprimierten CO₂-Fluid und dem Formationswasser verändern. Die Temperatur wird aber auch durch die Gasauflösung im Formationswasser (Lösungswärme) verändert.

Im Gegensatz zu dem oberflächennahen Grundwasser nehmen die tiefen Formationswässer nur in geringem Umfang an dem meteorischen Wasserkreislauf teil und haben daher weitgehend ein chemisches Gleichgewicht mit ihrem Wirtsgestein erreicht. Gleichgewicht bedeutet insbesondere, dass die wässrige Phase in Bezug auf die stabilen gesteinsbildenden Mineralphasen gesättigt ist. Änderungen von Druck, Temperatur und insbesondere der chemischen Zusammensetzung des Formationswassers führen daher zu einer Störung des chemischen Gleichgewichtes und folglich zu chemischen Reaktionen.

Der pH-Wert des Formationswassers hat einen starken Einfluss auf die thermodynamische Stabilität der Minerale des Wirtsgesteins. Durch die vom CO₂-Fluiddruck bestimmte Löslichkeit von CO₂ in Salzlösungen entsteht eine Kohlensäure, die als „schwache Säure“ jedoch nur wenig dissoziiert. Im Gegensatz zu CO₂ lösen sich aber die als Nebenbestandteil im CO₂-Fluid enthaltenen Gase HCl, NO_x und SO_x sehr gut in Wasser. Sie bilden „starke“ (weitgehend dissoziierte) Säuren (letztlich Salzsäure, Salpetersäure und Schwefelsäure), wodurch der pH-Wert deutlich saurer werden wird. Dies hat zur Folge, dass die gebildete Kohlensäure H₂CO₃ nicht in nennenswertem Umfang zu Bikarbonat- und Wasserstoff-Ionen dissoziieren kann. Das häufig postulierte „Solution Trapping“ des sequestrierten CO₂ wird daher nicht stattfinden können.

Inwieweit es durch Mineralreaktionen zu einer partiellen Neutralisation der gebildeten Säuren kommen kann, hängt hauptsächlich von der Verfügbarkeit reaktiver und basenhaltiger Mineralphasen ab. Bei Quarzsandsteinen wie jenen des Mittleren Buntsandsteins ist der Anteil reaktiver Mineralphasen sehr gering (Vgl. Abbildung 15). Folglich wird auch das häufig postulierte „Mineral Trapping“ des CO₂ keinen signifikanten Umfang erreichen können. (Die Versauerung des Formationswassers wird aber zur Folge haben, dass an Mineraloberflächen sorptiv gebundene Schwermetalle in Lösung gehen.)

In der jüngeren Literatur finden sich zahlreiche Versuche, die durch CCS ausgelösten physikalisch-chemischen Prozesse im Aquifer zu simulieren. Auf derartigen Simulationsrechnungen soll, der EU-Richtlinie 2009/31/EG und dem Entwurf zum deutschen CCS-Gesetz (KSpG; Stand Juli 2010) zufolge, auch die Genehmigung von CCS-Projekten beruhen. Aus diesem Grund sollen nachfolgend beispielhaft 3 veröffentlichte Studien kritisch evaluiert werden, mit der Absicht den gegenwärtigen Stand der Wissenschaft zu hinterfragen.

(Die in den Beispielen zitierten Abbildungs- und Tabellen-Bezeichnungen beziehen sich auf die betrachteten Publikationen.)

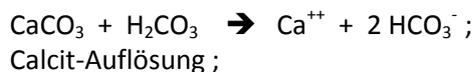
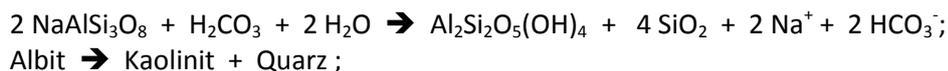
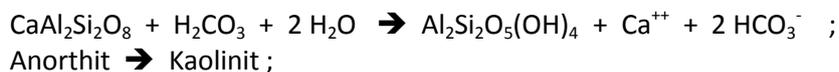
Beispiel 1:

Tianfu Xu, John A. Apps, Karsten Pruess (2005) Mineral sequestration of carbon dioxide in a sandstone–shale system. *Chemical Geology* 217, 295– 318

Die Autoren haben nach eigener Darstellung mit dem Code TOUGHREACT ein „eindimensionales, zeitabhängiges Reaktions- und Transport-Modell für ein Sandstein-Tonstein-System“ berechnet. Der Transport beschränkt sich offenbar auf Diffusionsvorgänge zwischen dem Tonstein und dem Sandstein. Aus der Arbeit geht nicht hervor, welches Volumenverhältnis von Gasphase zu wässriger Phase angenommen wird. Anscheinend wird in dem Modell der CO_2 -Partialdruck als konstant vorgegeben (unendlich verfügbar), was jedoch zu kritisieren ist, weil nach dem Ende der Einspeicherung der CO_2 -Partialdruck durch verschiedene Prozesse abgebaut wird und damit eine antreibende Kraft für die chemischen Reaktionen verloren geht. Es wurde mit reinem CO_2 gerechnet, also der Einfluss von HCl , NO_x und SO_x , sowie O_2 aus Verbrennungsgasen nicht berücksichtigt.

Die Sauerstoff-Fugazität (als Redox-Parameter) sowie die Sulfid-Konzentration werden in gekoppelter Weise und arbiträr ($\text{S}:\text{O} = 1:4$) durch eine vorgegebene Kerogen-Zusammensetzung fixiert. Die Fluid-Zusammensetzung wird nur in Form von Komponenten dargestellt und eine Betrachtung der pH- und Redox-abhängigen Speziation fehlt. Somit ist eine Prüfung auf Plausibilität der Rechenergebnisse nicht möglich. Der wichtige Einfluss der Mineraloberflächen auf die Reaktionskinetik beruht auf arbiträren Schätzwerten.

Die gewählte Sandsteinzusammensetzung ist vergleichsweise reich an basenhaltigen Silikaten und insoweit nicht repräsentativ für viele andere Sandstein-Formationen. Die Ausgangszusammensetzung der wässrigen Lösung wurde als Gleichgewichtszusammensetzung modelliert, beruht also nicht auf empirisch-analytischen Daten (Fakten). Die Konzentrationsangaben in Table 4 (Ausgangszusammensetzung) stimmen nicht mit denen in Fig. 2 für $t = 0$ überein. Es ist auch völlig widersinnig, dass der pH der Lösung mit der Zeit saurer werden soll (wie in Fig. 2b), obwohl die Säuren in den Mineralreaktionen aufgebraucht werden, z.B.



Der Anfangs-pH kann als pH einer reinen Kohlensäure-Lösung im Gleichgewicht mit einem CO_2 -Partialdruck von 200 bar, bei 75°C und in einer 1 molalen NaCl -Lösung abgeschätzt werden. Unter diesen Bedingungen (und Vernachlässigung von Fugazitäts- und Aktivitäts-Koeffizienten) ist die Kohlensäure etwa 2,5 molal und hat einen pH von etwa 2.95 (und nicht von ca. 7).

Dawsonit ($\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$) ist ein in der Natur sehr seltenes Mineral, das besonders im Zusammenhang mit alkalinen Magmatiten vorkommt und dort häufig hydrothermal aus Foiden (SiO_2 -defizitären Feldspat-Vertretern) entstanden ist, vermutlich weil die notwendige Kieselsäure-Konzentration zur Bildung von Kaolinit fehlt. Diese besonderen Bildungsvoraussetzungen sind demnach in chemisch verwitterten Sedimenten und daraus hervorgegangenen Gesteinen normalerweise nicht zu erwarten, auch wenn man die Entstehung von Dawsonit schematisch aus der Zersetzung von Albit herleiten kann:



Es ist also nicht völlig auszuschließen, dass sich Dawsonit bei sehr hohen CO₂-Partialdrücken (200 bar) auch aus Feldspäten bilden kann. Da viele CO₂-Speicher aber bereits ab 800 m bis 1000 m Tiefe (80 bis 100 bar hydrostatischer Druck) geplant sind, werden diese Druckwerte meistens nicht oder nur über kurze Zeitspannen erreicht werden. Es bestehen also erhebliche Zweifel, ob sich Dawsonit in typischen sedimentären C-Speicherformationen überhaupt bilden kann, und wenn ja unter welchen Bedingungen, in welchem Ausmaß und über welchen Zeitraum. – In der Natur hingegen beobachtet man bei kohlensäurehaltigen Lösungen üblicherweise die „advanced argillic alteration“, bei der das Mineral Dickit (Kaolinit-Gruppe) entsteht und kein CO₂ als Mineral fixiert wird:



Aufgrund zahlreicher fehlender Angaben ist die Studie nicht nachvollziehbar. Sie beruht auf etlichen Vereinfachungen und Annahmen, ist intern widersprüchlich und im Ergebnis auch nicht plausibel. Etliche bekannte Mineralphasen, für die keine thermodynamischen Daten bekannt sind (z.B. Hydromagnesit, Artinit, Alumohydrocalcit, Hydrotalkit, etc.) wurden im Modell nicht berücksichtigt.

Beispiel 2:

Xu T, Apps J, Pruess K, Yamamoto H (2007) Numerical modeling of injection and mineral trapping of CO₂ with H₂S and SO₂ in a sandstone formation. *Chemical Geology* 242, 319–346

Die Autoren haben mithilfe des Computer-Codes TOUGHREACT die Co-Injektion von SO₂ oder H₂S zusammen mit CO₂ in einen Sandstein-Aquifer modelliert, wobei eine vereinfachte eindimensionale Konfiguration um die Injektionsbohrung (*simplified 1-D radial region surrounding the injection well*) betrachtet wird (Vgl. Fig. 1). Dies wirft bereits Fragen auf, weil bei einer radialen Ausbreitung ein Zylinder-Sektor zu betrachten wäre, bei welchem die Querschnittsfläche im Quadrat zur Radial-Distanz zunimmt und die Radialkomponente der Strömungsgeschwindigkeit reziprok dazu abnimmt. Die nicht näher erläuterten Entfernungsskalen in den Diagrammen sind daher in Frage zu stellen.

Da bei salinen Aquiferen die Speicherformation in der Regel nicht exakt horizontal lagert, wird ohnehin die leichtere überkritische Phase durch Auftriebskräfte nach oben drängen und sich im Bereich des Struktur-Tops ansammeln, wodurch eine effektive Trennung zwischen überkritischer Fluid-Phase und wässriger Phase zustande kommt. Die Kontaktfläche zwischen CO₂-Fluid und Formationswasser ist begrenzt. Insoweit ist der Modellansatz nicht typisch für CCS-Speicher.

Die Injektionsraten (Table 3) von 1 kg/s CO₂ entsprechen einer Rate von 31 500 Tonnen pro Jahr und liegen damit um fast 3 Größenordnungen unter den real benötigten Versenkleistungen. Alle Zeitskalen in den Abbildungen sind daher in Frage zu stellen. Durch eine Limitierung des Programm-Codes kann die Co-Injektion von SO₂ oder H₂S nur als Bestandteil injizierter Sole (gleiche Zusammensetzung wie das Formationswasser) modelliert werden. Dies hat Konsequenzen für das Modell, weil dadurch immer eine wässrige Lösung im Porenraum vorhanden und keine reine Gas-Füllung darstellbar ist. Da Wasser das Reaktionsmedium ist, werden hier völlig unzutreffende Modellbedingungen generiert, die von der Platznahme eines trockenen überkritischen CO₂-Fluids weit entfernt sind.

Die angenommene Porosität von 30 Prozent mag im Einzelfall zutreffen, ist jedoch für die meisten für CCS in Frage kommenden Aquifere deutlich zu hoch angesetzt. In der Praxis wird der Porenraum daher in vielen Fällen früher verstopfen. Die Zusammensetzung der Arkose (feldspatreicher Sandstein) und die Reservoir-Bedingungen sind typisch für die Gulf Coast Aquifere, jedoch nicht für viele andere saline Aquifere.

Gips wurde als Phase nicht zugelassen. Es ist zwar korrekt, dass Anhydrit die thermodynamisch stabile Phase ist, jedoch ist bekannt, dass in vielen Fällen aufgrund von Nukleations-Problemen zunächst metastabiler Gips ausgefällt wird. Demgegenüber ist die Annahme, dass Opal-A statt Quarz gebildet wird sehr fraglich, weil genügend Kristallisationskeime in Form von gesteinsbildenden Quarzkörnern vorhanden sind. Etliche bekannte Mineralphasen, für die keine thermodynamischen Daten bekannt sind (z.B. Hydromagnesit, Artinit, Alumohydrocalcit, Hydrotalkit, etc.) wurden im Modell nicht berücksichtigt.

Der wichtige Einfluss der Mineraloberflächen auf die Reaktionskinetik beruht auf arbiträr erscheinenden Schätzwerten.

Die Ausgangszusammensetzung der wässrigen Lösung wurde als Gleichgewichtszusammensetzung modelliert, beruht also nicht auf empirisch-analytischen Daten (Fakten). Die Fluid-Zusammensetzung wird nur in Form von Komponenten dargestellt und eine Betrachtung der pH- und Redox-abhängigen Speziation fehlt. Somit ist eine Prüfung auf Plausibilität der Rechenergebnisse nicht möglich.

Der angesetzte CO_2 -Partialdruck beträgt auch in dieser Studie ca. 200 bar, der anfangs sich einstellende pH wird in dieser Studie (Fall *CO₂ only*) mit $\text{pH} = 3,9$ angegeben (Vgl. Fig. 2a) und dürfte damit zwar näher an der Realität liegen als in Beispiel 1 (gleiche Autoren, gleiches Programm), ist aber immer noch um eine pH-Einheit höher als der Schätzwert von 2,95 (Siehe Beispiel 1). Unerklärt sind auch die pH-Sprünge in gewissen Entfernungen (Fig. 2a), und es ist auch völlig unverständlich, wie bei der Injektion eines sauren Gases nach einiger Zeit ein höherer pH-Wert ($\text{pH}=8,5$) resultieren könnte als der Anfangswert von $\text{pH}=6,7$ (Vgl. Fig. 2a und Table 5).

Der Effekt von zusätzlichem H_2S (schwache Säure) auf den pH ist erwartungsgemäß gering. Zusätzliches SO_2 führt hingegen zur Bildung von Schwefelsäure, deren pK_2 bei 75°C bei 2,64 liegt. Es wäre daher zu erwarten, dass im Bereich $\text{pH} = \text{pK}_2 = 2,64$ eine Pufferwirkung auftritt, die man in den Modellergebnissen jedoch vergeblich sucht. Ob sich tatsächlich Sulfat-Molalitäten von 0,8 mol/kg H_2O (Fig. 3a) einstellen, hängt vom Gas/Wasser-Verhältnis und dem SO_2 -Molenbruch im Gas ab, wozu keine Angaben gemacht werden. Analoges gilt für H_2S , das sogar Molalitäten von 1,1 erreichen soll (Fig. 6). – Der Vollständigkeit halber hätte auch der Einfluss von NO_x und HCl betrachtet werden müssen.

Das Verhalten von Calcit (Fig. 9) ist unplausibel, denn in Entfernungen größer ca. 1500 m ist nach 100, 1000, 10000 Jahren mehr Calcit vorhanden als am Anfang (Vgl. Table 4, Medium-Werte). Die von den Autoren angebotene Erklärung (*In the region unaffected by the injection, calcite continues to precipitate as a consequence of oligoclase corrosion.*) kann nicht zutreffen, da die Zusammensetzung des Formationswassers als Gleichgewichtslösung berechnet worden war.

Die Autoren führen hier den Begriff der „acidified zone“ ein, ohne die Signifikanz näher zu erläutern. Tatsächlich entspricht die angesäuerte Zone im Wesentlichen der Ausbreitungs-Zone des injizierten CO_2 -reichen Fluids im Aquifer, wobei an der Ausbreitungsfront eine Übergangs- oder Mischungs-Zone entsteht. Wichtig ist hier jedoch die Feststellung, dass die modellierten mineralischen Sequestrierungs-Mechanismen („Mineral Trapping“) sich auf die Mischungszone beschränken (Fig. 12). Die hohen mineralisch fixierten CO_2 -Mengen von ca. 60 kg/m^3 (Fig. 12) gelten daher (sofern überhaupt richtig berechnet) nur für den begrenzten Bereich der Mischungsfront. In der „acidified

zone“, die im Wesentlichen dem CO₂-Speicherbereich entspricht, findet hingegen eine negative Sequestrierung statt, also zusätzliche Karbonat-Freisetzung durch Calcit-Auflösung, was auch die Autoren einräumen: „As expected, no CO₂ is sequestered in mineral phases in the acidified zone during injection, instead some negative amount of CO₂ is sequestered (not shown in Fig. 12) because calcite dissolves.“ – Dies bedeutet nichts anderes, als dass die mineralische Fixierung („mineral trapping“) bestenfalls eine marginale Randerscheinung ist und für die Langzeitsicherheit von CO₂-Lagern keinerlei quantitative Bedeutung hat.

Die Autoren diskutieren selbst ausführlich die zahlreichen Beschränkungen des Simulationsmodells und unterstreichen die notwendige Weiterentwicklung von Modellierungs-Programmen und die Ergänzung und Verbesserung der mineralogischen und physikalisch-chemischen Grundlagendaten, bevor diese überhaupt erst validiert werden können: „... model validation using natural analogues of highpressure CO₂ reservoirs will be meaningful only with further model refinement and testing as proposed, and by a more accurate and comprehensive definition of field parameters to ensure model conformity.“ Dem ist unbedingt beizupflichten. Von daher ist es aber erstaunlich, dass die EU-Kommission in ihrer Richtlinie 2009/31/EG, ebenso wie die Bundesregierung in ihrem Entwurf zum CCS-Gesetz (KSpG), bereits die Verwendung von Simulationsprogrammen als wesentliche Elemente im Rahmen der Antragstellung für CCS-Projekte vorsehen.

Beispiel 3:

Irina Gaus, Mohamed Azaroual, Isabelle Czernichowski-Lauriol (2005) Reactive transport modelling of the impact of CO₂ injection on the clayey cap rock at Sleipner (North Sea). Chemical Geology 217, 319- 337

In dieser Studie haben die Autoren am Beispiel des Sleipner Feldes (Nordsee) die physikalisch-chemischen Auswirkungen einer Infiltration von gelöstem CO₂ in die Porenflüssigkeit des tonig-siltigen Stauhorizontes (Nordland Shale) über einem Speichergestein (Utsira Sand) untersucht. Für den konkreten Fall (Sleipner Feld) wurde unter Berufung auf Kemp et al. (2001) eine Leckage durch direktes Eindringen von CO₂-Fluid über Kapillarstrukturen ausgeschlossen, und allein die Diffusion in der wässrigen Phase wird als Transportprozess angesehen. Nach eigener Aussage der Autoren handelt es sich um ein eindimensionales Reaktions- und Transport Modell.

Ob CO₂ tatsächlich nur diffusiv und in wässriger Phase in den Stauhorizont eindringen kann, ist mehr als fraglich. Da trocken injiziertes CO₂ Wasser aufnehmen kann, findet auch eine Diffusion von Wassermolekülen aus dem Stauhorizont heraus, also eine Austrocknung, statt. Es wäre daher mindestens ebenso wichtig und interessant, diese Effekte zu untersuchen.

Die Zusammensetzung der Porenflüssigkeit wurde anhand der beschriebenen Mineralogie des Nordland Shale modelliert, wobei Angaben zur Speziation fehlen. Die mineralische Ausgangszusammensetzung des Nordland Shale (Table 3) ist nur ungenau bekannt, weshalb in den Rechenmodellen verschiedene Annahmen getroffen werden mussten, die das Modellierungsergebnis beeinflussen und in Table 3 zusammengestellt sind. Als Mineral-Neubildungen wurden im Modell nur ungeordneter Dolomit, Dawsonit und Magnesit, sowie alle auch primär vorkommenden Mineralphasen erlaubt. Demnach ist Pyrit die einzige schwefelhaltige Phase und Sulfate wurden generell ausgeschlossen (In Fig. 6 ist jedoch Gips mit aufgeführt). Obwohl nicht explizit angegeben, ist daraus zu schlussfolgern, dass die Fluid-Phase als chemisch reines CO₂ angesehen wird.

Dass sich Dolomit tatsächlich bildet ist unwahrscheinlich, weil seine homogene Keimbildung unter den gegebenen Temperatur-Bedingungen kinetisch inhibiert ist. Andererseits fehlt das Mineral

Ankerit bei den Neubildungen. In Gegenwart von reichlich Quarz ist auch die angenommene Kontrolle der Kieselsäure-Aktivität durch Chalcedon fragwürdig. Die Autoren diskutieren das natürliche Vorkommen und die Bildungsbedingungen von Dawsonit, der trotz erkennbarer Zweifel als stabiles Sekundärmineral mit in das Modell aufgenommen worden ist. (Bei CO₂-Partialdrücken um 100 bar (Sleipner) ist die Stabilität von Dawsonit noch unwahrscheinlicher als in den Beispielen 1 und 2.) Etliche bekannte Mineralphasen, für die keine thermodynamischen Daten bekannt sind (z.B. Hydromagnesit, Artinit, Alumohydrocalcit, Hydrotalkit, etc.) wurden im Modell hingegen nicht berücksichtigt.

Die Diskussion der kinetischen Modellierungen zeigt deutlich, dass bisher kaum verlässliche kinetische Stoff-Daten verfügbar sind und die Rechenprogramme daher mit mehr oder weniger aus der Luft gegriffenen Werten „gefüttert“ werden müssen. Folglich sind zeitabhängige Modellierungsergebnisse wenig zuverlässig.

Zur Modellierung der chemischen Gleichgewichte wurde der PHREEQC-Code verwendet, wobei Aktivitätskoeffizienten mit der Davies-Gleichung berechnet worden sind, die für die hier vorliegende Ionenstärke (0,65) eigentlich nicht mehr zuverlässig ist. Andererseits ist die grundsätzlich geeignete Pitzer-Methode bislang mangels Daten für Aluminium-Spezies nicht anwendbar.

Der Stand der Wissenschaft reicht also derzeit nicht aus um die relevanten Probleme zuverlässig modellieren zu können.

Die Modellrechnungen ergaben zur Überraschung der Autoren (*“Almost all H₂O present in the REV participates in these reactions and the total amount of pure H₂O is reduced to 15 g. This enormous reactivity whereby almost all the formation water is consumed seems not real”*), dass auch Wasser an den Reaktionen teilnimmt. Alterations-Reaktionen sind aber fast immer Hydrolyse-Reaktionen (Vgl. Reaktionsgleichungen in Beispiel 1), sodass ein Verbrauch von Wasser stattfindet. Allerdings wird dies in den verwendeten Programm-Codes möglicherweise nicht berücksichtigt.

Die Konsequenzen daraus sind,

1. dass der durch Hydrolyse-Reaktionen entwässerte Porenraum von CO₂-Fluid eingenommen werden kann,
2. dass die residuale Porenlösung bezüglich gelöster Salze immer konzentrierter wird und schließlich Salze auskristallisieren. Der letztgenannte Effekt müsste durch realitätsnahe Modelle auch beschrieben werden, was jedoch auch in den beiden anderen Beispielen (s.o.) offensichtlich nicht erfolgt ist.
3. Da in realistischen Szenarien, insbesondere in Aquifer-Horizonten, das meiste Formationswasser instantan durch das platznehmende CO₂-Fluid verdrängt wird, steht es für Hydrolyse-Reaktionen mit dem trocken gelegten Nebengestein nicht mehr zur Verfügung. Damit können auch die für das Mineral Trapping postulierten Hydrolyse-Reaktionen nicht ablaufen.

Die Modellierung kommt zu dem Ergebnis, dass Plagioklas-Alteration unter Bildung von Calcit die wichtigste Fixierungs-Reaktion sei:



Dieses Ergebnis gilt jedoch (abgesehen von weiteren entgegenstehenden Gründen) nur für chemisch reine CO₂-Fluide, nicht aber für Fluide mit SO_x, NO_x oder HCl-Anteilen, die starke Säuren bilden und die Entstehung von Calcit (und Dawsonit) verhindern (Vgl. Beispiel 2).

Fazit aus den 3 Beispielen

Die drei näher betrachteten Beispiele chemischer Modellrechnungen werden als repräsentativ für den gegenwärtigen Stand der Wissenschaft angesehen. Ohne die Leistungen der Programmierer und Modellierer schmälern zu wollen muss festgestellt werden, dass auf absehbare Zeit wahrscheinlich kein allgemein anerkanntes und generell einsetzbares Simulationsmodell für die chemischen Prozesse in einem CO₂-Speicher zur Verfügung stehen wird.

Außerdem bestehen in den thermodynamischen und kinetischen Datenbasen noch erhebliche Lücken und Unsicherheiten. Vollständige und genaue Datenbasen sind jedoch die Voraussetzung für eine zuverlässige Anwendung von Simulationsprogrammen.

Modellrechnungen zum räumlich-zeitlichen Verlauf des Druckaufbaus im CO₂- Speicher

Damit ein CO₂-Fluid in einen Aquifer eingespeichert werden kann, muss es mit einem Überdruck injiziert werden. Der Injektionsdruck überträgt sich auf das vorhandene Formationswasser und erzeugt einen Druckgradienten (Druckgefälle) von der Injektionsbohrung ins Umfeld. Hierdurch wird eine Strömung im Formationswasser ausgelöst, die bestrebt ist die Druckunterschiede wieder abzubauen. Nur solange der Überdruck durch kontinuierlich fortgesetzte CO₂-Injektion aufrecht erhalten wird, findet auch eine fortgesetzte Strömung statt. Wegen des Strömungswiderstandes im Aquifer, der Masseträgheit des Formationswassers und der Kompressibilität des Wassers und des porösen Wirtsgesteins pflanzt sich die Druckerhöhung zu Beginn der Injektion nur langsam fort. Ebenso findet der Druckausgleich nach Einstellung der Injektion über einen längeren Zeitraum statt.

Hieraus ergibt sich auch, dass die Druckauswirkungen sich weit über die Ausbreitungsfront des CO₂-Fluids hinaus auswirken.

Im Zusammenhang mit CCS wurde von unterschiedlichen Bearbeitern versucht, den Aufbau und die Ausbreitung des injektionsbedingten Überdrucks und die Platznahme des CO₂-Fluids in einem salinen Aquifer zu modellieren. Zwei Studien zu diesem Thema sollen daher vor dem Hintergrund des CCS-Projektes Neuttrebbin erörtert werden.

Beispiel 1:

GRS (2009) Langzeitsicherheitliche Bewertung der CO₂-Untergrundspeicherung. Projekt CO₂-UGS-Risk, Abschlussbericht. Bearbeiter: Jörg Mönig, Klaus-Peter Kröhn. Gesellschaft für Anlagen-und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Juni 2009.

Die vorgelegte Studie stellt allgemeine („generische“) Betrachtungen zu CO₂-Speichern an. Obwohl die Herangehensweise und die Schlussfolgerungen der Autoren nicht in allen Punkten geteilt werden, sind insbesondere die Berechnungen zum Aufbau und zur Ausbreitung des injektionsbedingten Überdrucks und zur Platznahme des CO₂-Fluids in einem salinen Aquifer (S. 97ff. Kapitel 5.2) interessant und von grundlegender Bedeutung.

Die Autoren weisen zu Recht darauf hin, dass das von einer Druckerhöhung betroffene Teilvolumen des Aquifers ein Vielfaches des vom CO₂-Fluid eingenommenen Teilvolumens ausmacht, und dass die Modellränder daher entsprechend weiträumig festgelegt werden müssen.

In der Studie haben die Autoren sowohl analytische als auch numerische Rechenmodelle angewendet. Es wurde jeweils ein für CCS günstiger Referenz-Fall berechnet, und anschließend wurden einzelne Parameter variiert um die Auswirkungen auf das Ergebnis zu untersuchen. Der Referenzfall und einige Varianten sind in der nachfolgenden Tabelle (Tab. 5.5 aus GRS, 2009) zusammen gestellt. Ebenfalls wird die Darstellung des zugrunde liegenden analytischen Modells wiedergegeben (Abbildung 5.5 aus GRS, 2009). Die Aquifer-Porosität wurde mit 20 % angesetzt und die Injektionsdauer wurde auf 40 Jahre begrenzt. Der Modellaquifer ist lateral unbegrenzt, zum Hangenden und Liegenden hin ideal dicht.

Mit Bezug auf das Gebiet Neuttrebbin ist festzuhalten, dass im Referenzfall die hydraulische Leitfähigkeit ($k_f = 1,5 \cdot 10^{-5}$ m/s) größer ist als jene der Aquifere des Mittleren Buntsandsteins (Vgl. Tab. 1) von ca. 500 mD ($\approx 5 \cdot 10^{-6}$ m/s). Auch die im Modell angesetzte Porosität ist mit 20 % im oberen Grenzbereich der Aquifere des Mittleren Buntsandsteins. Die angesetzte Aquifer-Mächtigkeit von 200 m ist erheblich größer als die Mächtigkeiten aller Sandstein-Aquifere im Mittleren Buntsandstein

zusammen, die einzeln bei jeweils ca. 20 m liegen (Vgl. Tab. 1). Die Injektionsrate von 0,466 m³/s entspricht einem CO₂-Strom von 10 Mio. t/a (zum Vergleich: Jänschwalde erzeugt 24 Mio. t/a CO₂).

Für Neutrebbin wären bezüglich der Aquifermächtigkeit also die Ergebnisse der Variante 4b, bezüglich der hydraulischen Leitfähigkeit die der Variante 1a realitätsnäher. Der für den Referenzfall berechnete Injektionsdruck von 3 MPa (= 30 bar, entsprechend 300 m Wassersäule) entspricht bereits einer Anhebung des fiktiven Grundwasserspiegels (Piezometerhöhe) um 300 m im Bereich der Injektionsbohrung.

	Ref.fall	Varianten					
		1a	1b	2	3	4a	4b
Hydraulische Leitfähigkeit [10 ⁻⁵ m/s]	1,5	0,15	0,015				
Spezifischer Speicherkoeffizient [10 ⁻⁶ 1/m]	5				1		
Einstromrate [m ³ /s]	0,466			0,047			
Aquiferdicke [m]	200					100	40
Erforderlicher Injektionsdruck [MPa]	3,0	27	240	0,30	3,3	6,0	15
Einflussbereich [km]	75	51	23	2	236	102	136

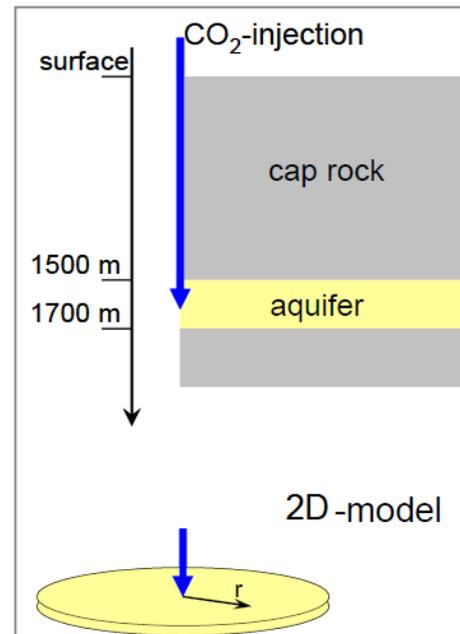


Abbildung 20 – Analytisches Rechenmodell mit den dazugehörigen Parametern und Ergebnissen für den Referenzfall und einige Varianten. (Nach GRS, 2009).

Der laterale Einflussbereich (Radius) der Druckerhöhung wäre im Fall Neutrebbin also größer als die für den Referenzfall berechneten 75 km. Die zeitliche Entwicklung des Überdrucks im Referenzfall ist in der Abbildung 21 (Abbildung 5.6 aus GRS, 2009) wieder gegeben, der berechnete Überdruck nach 40 Jahren in der Abbildung 22 (Abbildung 5.7 aus GRS, 2009).

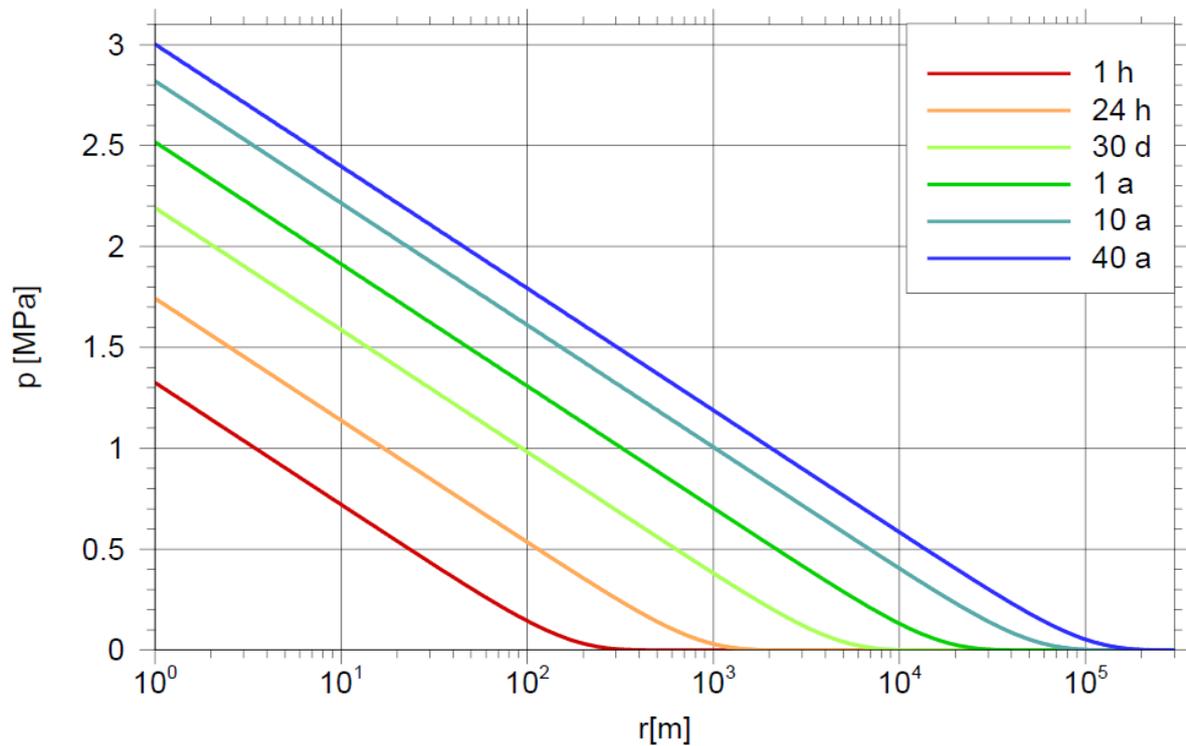


Abbildung 21 – Zeitliche Entwicklung des Überdrucks p als Funktion der radialen Distanz r von der Injektionsstelle im Referenzfall. Nach GRS (2009)

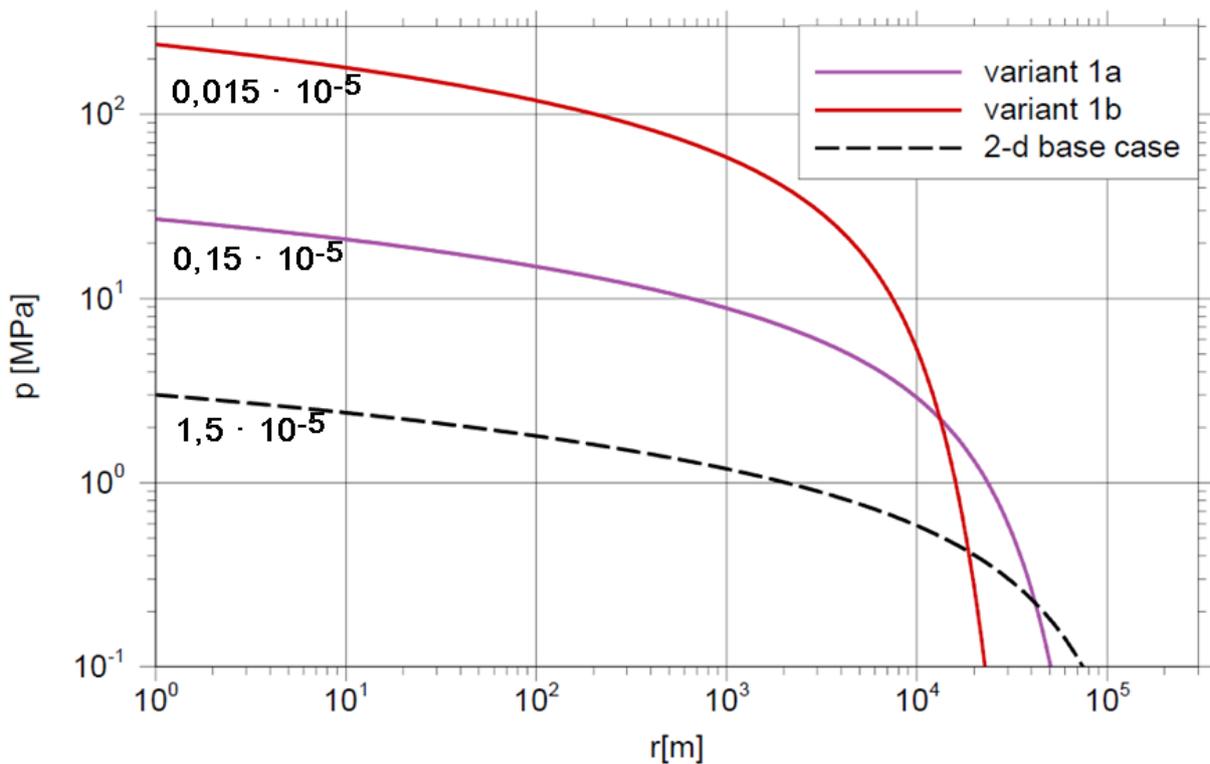


Abbildung 22 – Berechneter Überdruck nach 40 Jahren für den 2D-Referenzfall und Varianten 1a und 1b (unterschiedliche k_f -Werte, in m/s). Nach GRS (2009)

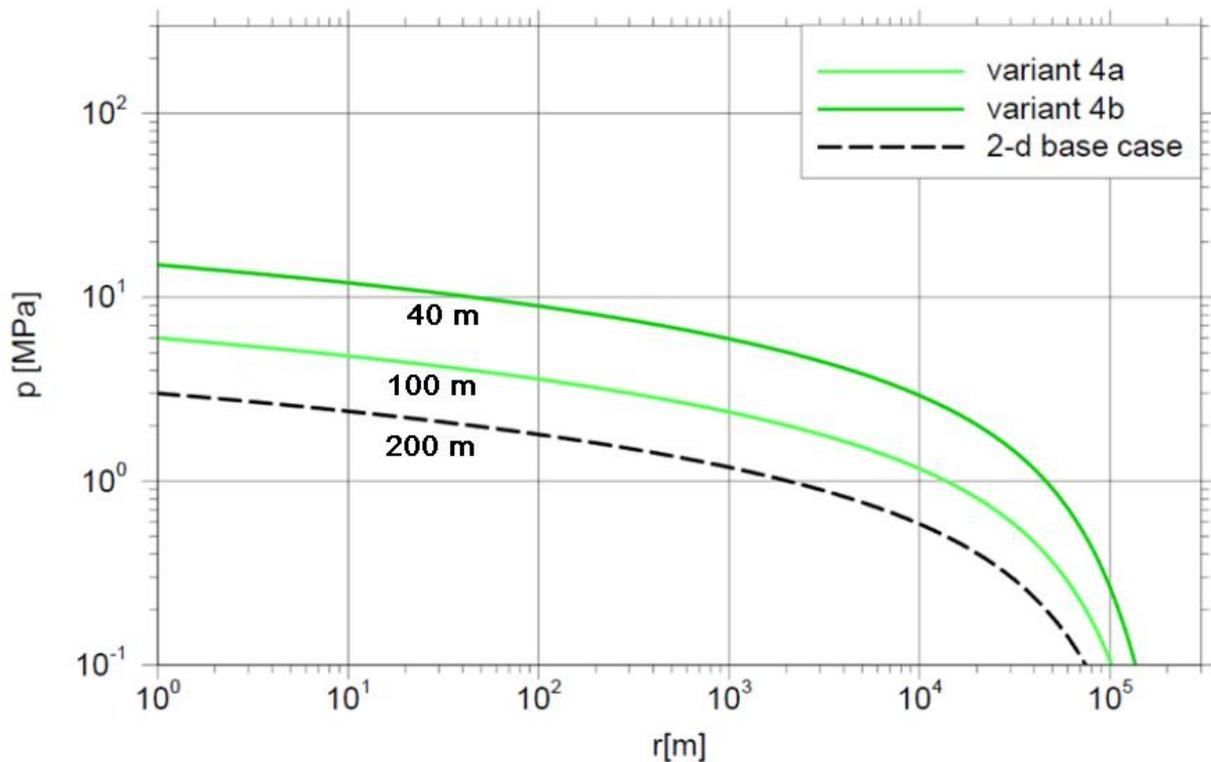


Abbildung 23 – Berechneter Überdruck nach 40 Jahren für den 2D-Referenzfall und Varianten 4a und 4b (unterschiedliche Aquifer-Mächtigkeiten). Nach GRS (2009)

Aus Abbildung 22 ist abzulesen, dass für die im Fall Neutrebroin realistischere Variante 1a (hydraulische Leitfähigkeit) nach 40 Jahren an der Injektionsstelle ein Überdruck von 27 MPa, entsprechend einer Anhebung der Piezometerhöhe um 2700 m, zu erwarten wäre. Selbst in 10 km Entfernung würde die Anhebung der Piezometerhöhe noch über 200 m betragen.

Aus Abbildung 23 ist abzulesen, dass für die im Fall Neutrebroin realistischere Variante 4b (Aquifermächtigkeit) nach 40 Jahren an der Injektionsstelle ein Überdruck von 15 MPa, entsprechend einer Anhebung der Piezometerhöhe um 1500 m, zu erwarten wäre. Selbst in 10 km Entfernung würde die Anhebung der Piezometerhöhe noch über 300 m betragen.

Diese beiden sowie weitere Effekte (Porosität, Permeabilität, Injektionsrate) würden konstruktiv zusammenwirken, so dass die Druckanstiege im Gebiet noch weit dramatischer ausfallen würden als in den Einzelfällen der Modellrechnungen.

Die weiteren analytischen Betrachtungen in GRS (2009) gelten dem Fall, dass der Aquifer nicht lateral unendlich ausgedehnt, sondern teilweise durch undurchlässige Ränder begrenzt ist. Hier mussten die Verfasser der Studie (GRS, 2009) auf eine 1D-Betrachtung zurückgreifen, weil die Differenzialgleichungen für den 2D-Fall mit undurchlässigem Rand bislang nicht lösbar sind. Um die beiden Ansätze vergleichbar zu machen, wurde der 1D-Rechenfall an den im 2D-Rechenfall gefundenen Maximaldruck von 27 MPa angepasst. Vgl. Abbildung 24 (Abbildung 5.11 aus GRS, 2009). Die Verfasser der Studie weisen darauf hin, dass bei dichten Modellrändern der Druckanstieg wesentlich stärker ausfällt und sich über viel größere Entfernungen auswirkt.

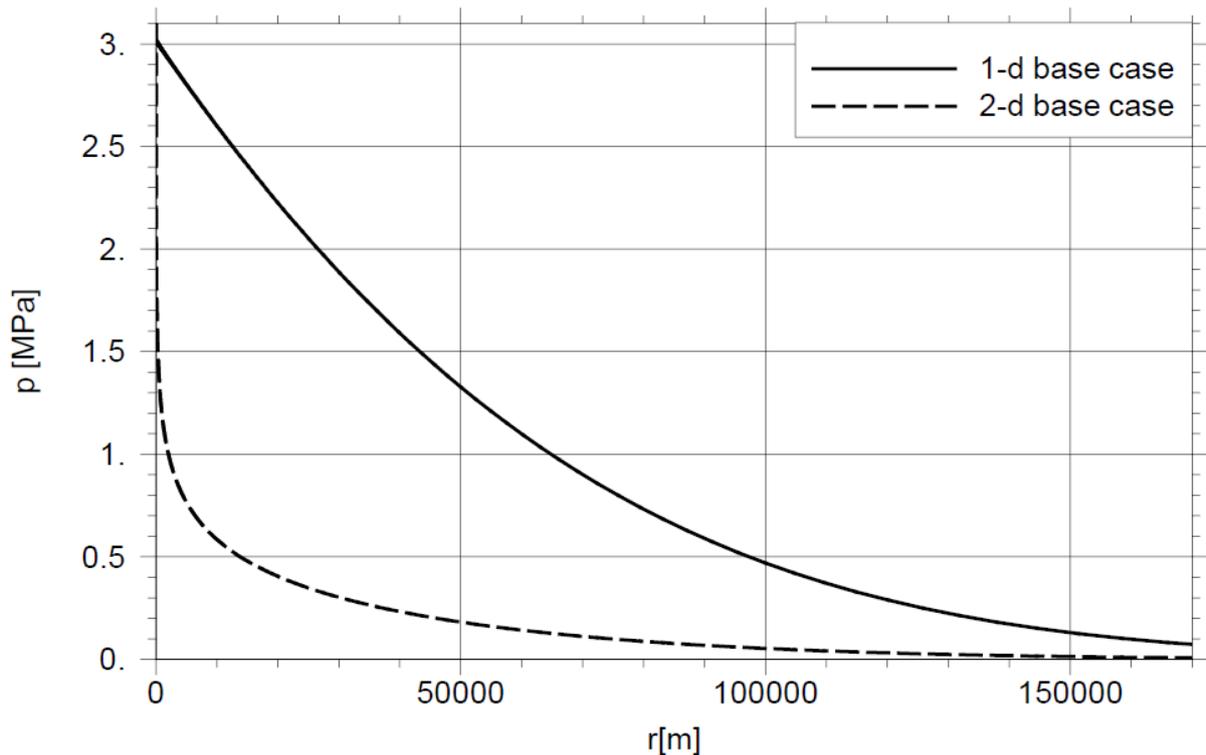


Abbildung 24 – Überdrücke nach 40 Jahren für den 1D- und 2D-Referenzfall. Nach GRS (2009)

Neben dem analytischen Ansatz hat GRS (2009) auch einen zweidimensionalen numerischen Ansatz verfolgt. Das numerische Modell ist allerdings unvollständig dokumentiert und geht anscheinend auch von unrealistischen geologischen Randbedingungen und chemischen Prozessen aus. Auf eine Erörterung soll daher an dieser Stelle verzichtet werden.

Beispiel 2:

BGR (2010) Projekt CO₂-Drucksimulation. Regionale Druckentwicklung bei der Injektion von CO₂ in saline Aquifere. Frauke Schäfer, Lena Walter, Holger Class, Christian Müller. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 15.04.2010.

Das geologische Modell (Abbildung 25) stellt nach Aussage der Verfasser (BGR, 2010) eine typische geschlossene Antiklinalstruktur im Nordostdeutschen Becken dar. Während das Injektionsprogramm fiktiv ist, basiert das Ausgangsmodell auf realen geologischen Informationen. Die geographische Lage des Gebietes wird zwar nicht explizit genannt, jedoch handelt es sich zweifelsfrei um ein Gebiet im östlichen Brandenburg, das die Salzkissen-Strukturen von Neutrebbin und Helmersdorf umfasst, im Osten bis zur polnischen Grenze reicht und im Westen und Südwesten von regionalen Störungszonen (Buckower bzw. Fürstenwalde-Gubener Störungszone) begrenzt wird.

Der Speicherhorizont entspricht dem ca. 20 m mächtigen Volpriehausen-Sandstein, der in tonsteinreiche Gesteinsserien im Hangenden und Liegenden eingeschaltet ist. Im Modell wurde mit einer Nutzporosität von 22 % und einer horizontalen Permeabilität von 110 mD (entspricht $k_f = 1,1 \cdot 10^{-6}$ m/s) gerechnet.

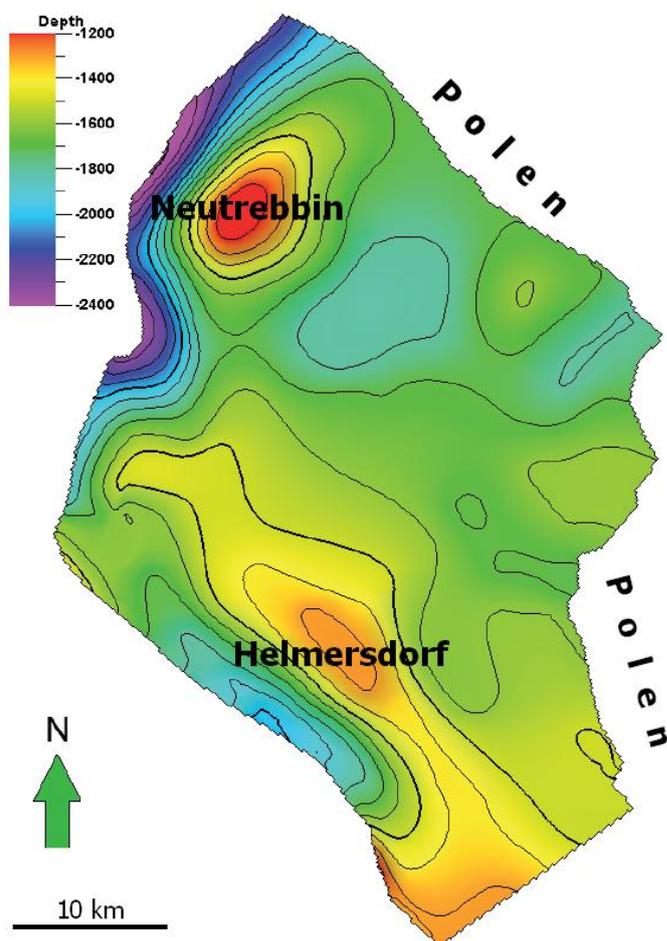


Abbildung 25 – Tiefenlage (NN) des Reflektorhorizonts S1 (Anhydrite im Röt-Salinar, Oberer Buntsandstein), mit den beiden Antiklinal-Strukturen Neutrebbin und Helmersdorf. Nach BGR (2010), auf Grundlage von Isohypsenkarten seismischer Reflektoren aus Reinhardt et al. (1960-1991).

Im Rechenmodell werden im strukturellen Top der Helmersdorf-Antiklinale über eine einzige, vertikale Injektionsbohrung insgesamt 25 Millionen Tonnen CO₂ mit einer konstanten Rate von 2,5 Millionen Tonnen pro Jahr in den Speicherhorizont injiziert. (Das Kraftwerk Jänschwalde beispielsweise, produziert mit 24 Mio. Tonnen pro Jahr etwa die zehnfache CO₂-Menge). Nach Ende des Injektions-Zeitraums (10 Jahre) wird die Simulation weitere 30 Jahre fortgesetzt um zu beobachten, wie sich der Überdruck wieder abbaut.

Sicherheitsrelevante Aspekte, insbesondere zulässige Maximaldrücke für den eigentlichen Speicher und die Injektionsbohrung, werden nach Aussage der Verfasser in der Studie ausdrücklich nicht berücksichtigt.

Tabelle 3 – Zusammenstellung der Modell-Parameter und der jeweils wichtigsten Rechenergebnisse für die Szenarien 1 bis 9 (aus BGR, 2010).

Szenario	Randbedingung	K_h (mD)	K_v/K_h	T_{inj} (°C)	Kompressibilität	Szenario	Entfernung (km)	ΔP_{max} (bar)	ΔP_{40J} (bar)	ΔP_{100J} (bar)							
1	halboffen (im W Neumann, im E Dirichlet)	110	0,1	35	$4,5 \times 10^{-5}$ 1/bar	1	1	94	5	-							
							5	35	4	-							
							10	16	4	-							
							31	4	3	-							
							2	halboffen (s.o.)	110	0,1	=Reservoir	$4,5 \times 10^{-5}$ 1/bar	2	1	96	12	9
														5	36	12	9
														10	17	10	9
														31	8	8	9
							3	geschlossen (Neumann)	110	0,1	=Reservoir	$4,5 \times 10^{-5}$ 1/bar	3	1	84	0	-
5	29	0	-														
10	12	0	-														
31	3	0	-														
4	geschlossen (Neumann)	220	0,1	=Reservoir	$4,5 \times 10^{-5}$ 1/bar	4	1	107	3	-							
							5	48	3	-							
							10	27	3	-							
							31	7	2	-							
5	geschlossen (Neumann)	550	0,1	=Reservoir	$4,5 \times 10^{-5}$ 1/bar	5	1	95	4	-							
							5	35	4	-							
							10	16	4	-							
							31	4	3	-							
6	halboffen (s.o.)	110	0,1	=Reservoir	$4,5 \times 10^{-5}$ 1/bar	6	1	104	15	9							
							5	42	13	9							
							10	16	10	9							
							32	3	3	6							
7	geschlossen (Neumann)	110	1	=Reservoir	$4,5 \times 10^{-5}$ 1/bar	7	1	90	17	-							
							5	36	13	-							
							10	13	10	-							
							32	2	2	-							
8	halboffen (s.o.)	110	0,1	=Reservoir	$4,5 \times 10^{-5}$ 1/bar	8	1	64	12	-							
							5	33	10	-							
							10	16	9	-							
							32	6	6	-							
9	geschlossen (Neumann)	110	0,1	=Reservoir	$4,5 \times 10^{-5}$ 1/bar	9	1	36	10	-							
							5	24	9	-							
							10	15	9	-							
							32	8	8	-							

Auch in der BGR-Studie wurden verschiedene Szenarien durch Variation einzelner Modell-Parameter berechnet. In der Tabelle 3 sind das Basis-Szenario 1 sowie die Varianten 2 bis 9 (Tab. 4 aus BGR, 2010) zusammen mit den wichtigsten Rechenergebnissen (Tab. 5 a und b aus BGR, 2010) tabellarisch wieder gegeben.

Die Rechenmodelle ergaben, dass die Art der Modellgrenzen (offen, halboffen oder geschlossen), die Kompressibilität und die Permeabilität des Aquifers den größten Einfluss auf die regionale Druckentwicklung haben. In der Norddeutschen Tiefebene können Störungen oder Salzmauern (nicht in Brandenburg) Aquifere in geschlossene oder halboffene Kompartimente unterteilen, doch können diese gleichen tektonischen Elemente auch Zonen erhöhter vertikaler Durchlässigkeiten darstellen.

Der Druckanstieg im Aquifer wurde in verschiedenen Entfernungen von der Injektions-Bohrung (Struktur Helmersdorf) verfolgt. Beispielhaft wird hier für den Referenzfall (Szenario 1) die graphische Darstellung des Druckaufbaus im Verlauf der modellierten 40 Jahre wieder gegeben (Abbildung 26). Man erkennt den stetigen Druckanstieg bis zum Ende der CO₂-Verpressung, und den im Nahfeld der Injektionsbohrung anschließend spontan einsetzenden asymptotischen Druck-Abfall. In der 31 km entfernten Struktur B (Neutrebbin) wird das stark abgeschwächte Druckmaximum jedoch erst später erreicht.

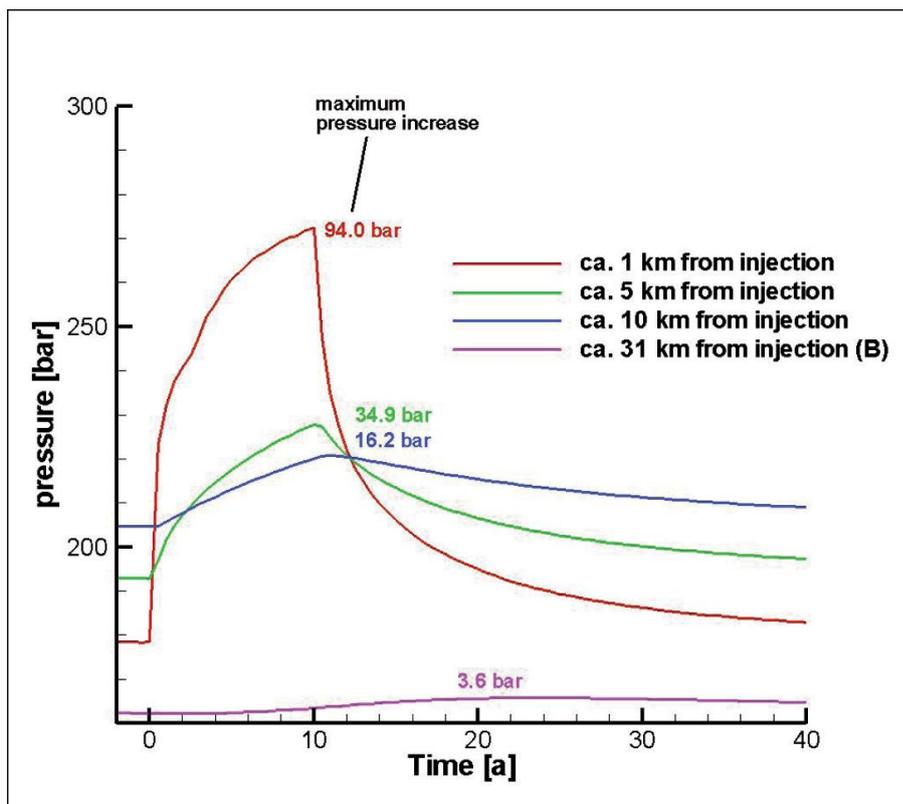


Abbildung 26 – Entwicklung des Drucks und des Überdrucks über die Zeit an verschiedenen Messpunkten, Szenario 1. (Abbildung 13 aus BGR, 2010).

Aus dem Diagramm kann abgelesen werden, dass der Druckanstieg degressiv erfolgt und sich offenbar einem Grenzwert nähert, bei welchem ein stationäres Strömungsregime beginnen würde. Dieser Punkt ist aber nicht erreicht worden, und insofern ist die Druckentwicklung unvollständig erfasst worden. Über die Laufzeit eines Kraftwerks von mehreren Jahrzehnten würde der Aquiferdruck also noch deutlich weiter ansteigen. Auch sind die (nicht erfassten) Überdrücke in weniger als 1 km Entfernung zur Injektionsbohrung noch sehr viel höher und dürften die gebirgsmechanisch zulässigen Grenzdrücke weit übertreffen.

Erwartungsgemäß führen die verschiedenen Szenarien zu dem Ergebnis, dass in einem randlich geschlossenen System höhere Überdrücke entstehen als in einem halboffenen oder offenen System, wobei die Unterschiede bei längerer Modell-Laufzeit noch ausgeprägter ausfallen würden. Da reale

geologische Systeme weder unendlich ausgedehnt und randlich offen, noch in endlicher Entfernung rundum vollständig dicht sind, liegt die Wahrheit irgendwo zwischen den betrachteten Extremen.

Insofern muss bei den zugrunde gelegten (optimistischen) Aquifer-Merkmalen und dem verwendeten (zu kurz terminierten und bezüglich der Injektionsleistung unzulänglichen) Injektions-Regime in 1 km Entfernung, und erst Recht in geringerer Entfernung, von Überdrücken über 90 bar ausgegangen werden. Dies entspricht einer Erhöhung der Piezometerhöhe (fiktiver Grundwasserspiegel) um über 900 Meter.

Fazit aus den 2 Beispielen

Beide Studien kommen zu ähnlichen Aussagen hinsichtlich der Druckauswirkungen. Die Druckerhöhungen im salinen Aquifer erreichen Werte von mehreren MPa über dem hydrostatischen Druck in der entsprechenden Tiefe. Die Druckerhöhungen sind auch noch in Distanzen von größenordnungsmäßig 100 Kilometer erheblich (Abbildung 27). Die erhöhten Drücke bauen sich zu Beginn der CO₂-Injektion langsam auf und klingen nach Beendigung der Injektion langsam ab.

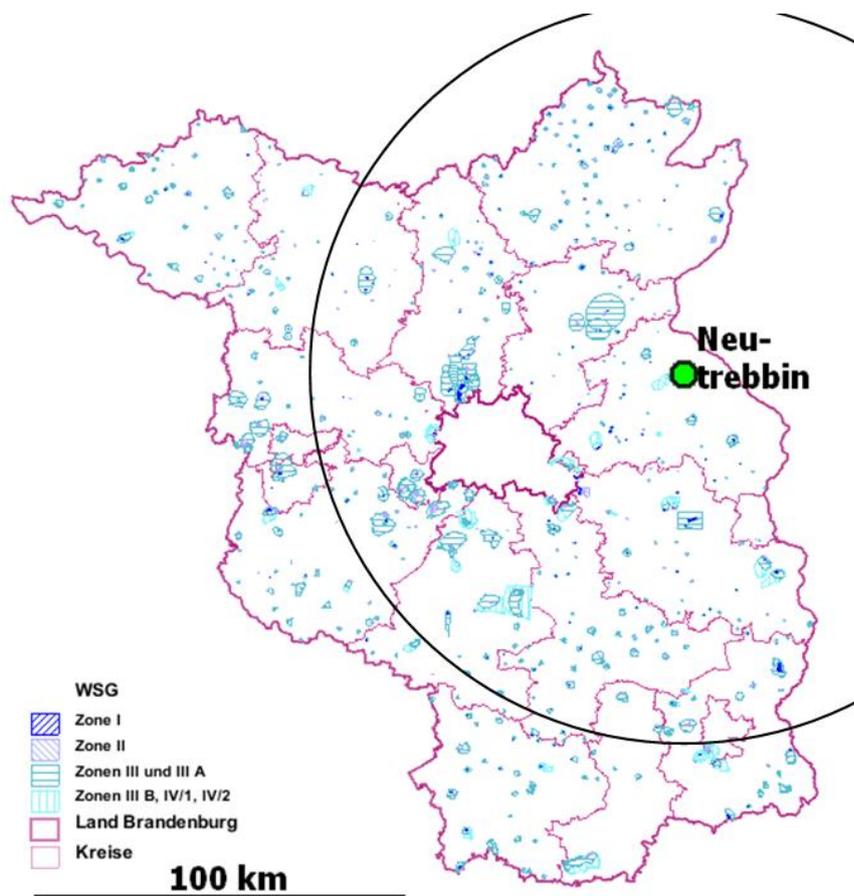


Abbildung 27 – Wasserschutzgebiete in Brandenburg (nach MUGV, 2010). Der Schlagkreis um Neutrebbin mit einem Radius von 100 km kennzeichnet das Gebiet mit zu erwartenden merklichen Druckerhöhungen im Aquiferkomplex und den hydraulisch angeschlossenen Gesteinsschichten. Bis in diese Entfernungen müsste daher mit (zunehmenden) Aufstiegen von Salzwässern gerechnet werden.

Druckausbreitung in der Vertikalen bei Defekten in der Barriere

Leckagestellen in der Hangendbarriere können sich unterschiedlich auswirken, je nachdem, ob sich unterhalb des Lecks noch salines Formationswasser oder bereits CO₂-Fluid befindet.

Fall 1 - Leckage über salinem Formationswasser:

Druckanstiege von mehreren MPa in einem gespannten Aquifer entsprechen Zunahmen der Piezometerhöhen von mehreren hundert Metern (1MPa = 10 bar = 100 m Wassersäule). Die Piezometerhöhe eines gespannten Aquifers kann man sich als fiktive Höhe des Grundwasserspiegels eines ungespannten, also nach oben offenen Aquifers vorstellen. Dort, wo der gespannte Aquifer zum Hangenden hin eine Leckagestelle hat, kommt es bei ausreichendem Druck zum artesischen Aufstieg von Formationswasser, wobei der Aufstieg bis auf Piezometerhöhe möglich ist. Bei Ortshöhen im Raum Neutrebbin von wenigen Metern über Normal Null bedeutet dies, dass an jeder beliebigen Leckagestelle mit Salzwasseraufstiegen gerechnet werden müsste. Das Gebiet, welches von injektionsbedingten Salzwasseraufstiegen betroffen sein könnte, entspricht dem Gebiet in dem signifikante Druckerhöhungen im salinen Aquifer auftreten (Abbildung 27).

Das heißt, in einem Radius in der Größenordnung von ca. 100 Kilometern um die Injektionsbohrung müsste überall dort wo das Deckgebirge undicht ist mit Grundwasserversalzungen im Süßwasserstockwerk gerechnet werden. Die Abbildung 27 macht deutlich, dass die möglichen, von Neutrebbin ausgehenden Grundwasserversalzungen im Westen bis über das Stadtgebiet Berlins hinaus und im Osten bis weit in das Hoheitsgebiet der Republik Polen reichen würden.

Fall 2 - Leckage über CO₂-Fluid:

Wenn das Leck bereits vor der CO₂-Platznahme existiert, so wird das CO₂-Fluid aufgrund des Injektions-Überdruckes sowie aufgrund seines Auftriebs nach oben aufsteigen und mit abnehmendem hydrostatischem Druck immer weiter expandieren und schließlich die Erdoberfläche erreichen, sofern nicht noch eine zweite, intakte Barriere vorhanden ist.

Wenn hingegen eine zweite intakte Barriere vorhanden ist (Abbildung 28), kann der im CO₂-Speicher herrschende Injektionsdruck $p(\text{Speicher})$ über das CO₂-Fluid nach oben zur zweiten Barrierschicht übertragen werden, allerdings vermindert um den hydrostatischen Druck der CO₂-Säule zwischen CO₂-Speicher und der zweiten Barriere, $p(\text{diff})$. Wird die Barriere an dieser Stelle von unten mit einem höheren Druck belastet als dem lithostatischen Druck $p(\text{litho})$ in dieser Tiefe, wird die Barriere durch hydraulische Rissbildung gesprengt.

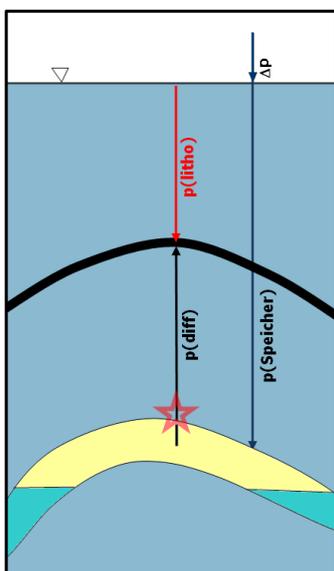


Abbildung 28 – Schematischer Schnitt mit den Druckverhältnissen an einer zweiten Barrierschicht (schwarz). Gelb: CO₂-Fluid. Der Stern markiert eine Leckage im Dach des CO₂-Speichers.

Es gelten folgende Beziehungen:

- $p_{\text{Speicher}} = \rho_{\text{H}_2\text{O}} \cdot g \cdot h_{\text{Speicher}} + \Delta p$
- $p_{\text{diff}} = - p_{\text{Speicher}} + \rho_{\text{CO}_2} \cdot g \cdot h_{\text{diff}}$
- $p_{\text{litho}} = \rho_{\text{Gestein}} \cdot g \cdot h_{\text{litho}}$

Hierbei steht ρ für die mittlere Dichte des Formationswassers, bzw. des CO₂-Fluids, bzw. des Gesteins, g ist die Erdbeschleunigung (9,81 m/s²) und h jeweils die Tiefe. Δp ist der Überdruck gegenüber dem hydrostatischen Druck im Speicher.

Es existiert für jeden Speicherkomplex eine kritische Tiefe, bei der die zweite Barriere gerade noch hält (Abbildung 29). Etwas vereinfacht (Spannungstensor) ist in dieser Tiefe der nach oben gerichtete Speicherdruck dem Betrag nach gleich dem nach unten gerichteten lithostatischen Druck.

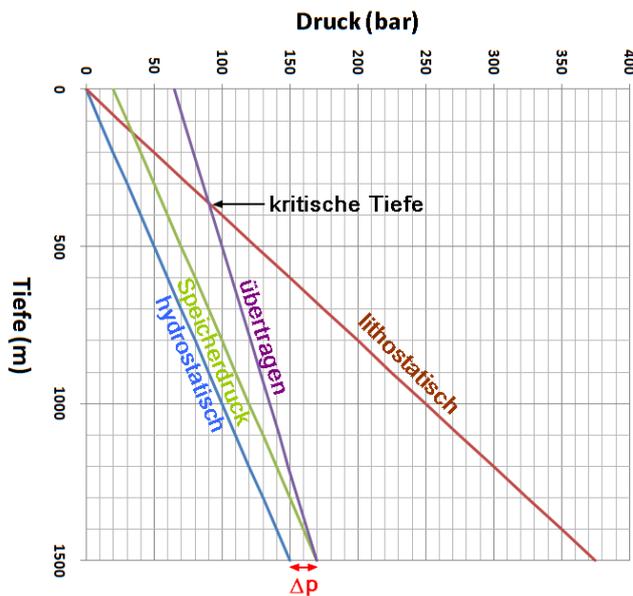


Abbildung 29 – Druckverhältnisse über einem Speicher mit folgenden Daten:

$\rho_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \text{ kg/m}^3$; $\rho_{\text{CO}_2} = 700 \text{ kg/m}^3$; $\rho_{\text{Gestein}} = 2500 \text{ kg/m}^3$; $\Delta p = 20 \text{ bar}$; Reservoirtiefe 1500 m.

Die kritische Tiefe (Schnittpunkt der Geraden für den übertragenen Fluiddruck mit dem lithostatischen Druck) liegt in diesem konkreten Fall bei ca. 360 m.

Höhere Barriere-Schichten können also nur unterhalb der kritischen Tiefe wirksam werden. Im Falle eines Bruchs der Barriere entweicht das CO_2 zur Oberfläche.

Erkundungstechnologie

In der ersten Erkundungsstufe (Vgl. Richtlinie 2009/31/EG, Anhang 1) von CCS-Speicherprojekten kommen in geologisch bereits bekannten Gebieten wie der Norddeutschen Tiefebene heute vor allem die 3D-Seismik sowie Tiefbohrungen zum Einsatz. Da für das Erkundungsgebiet Neutrebbin (Vattenfall, 2009) bislang noch keine detaillierten Planungen bekannt geworden sind, können hier nur einige allgemeine Hinweise gegeben werden.

Seismik

Die 3D-Seismik hat zum Ziel die geologische Struktur des Untergrundes lagegetreu abzubilden. Verglichen mit anderen geophysikalischen Methoden hat die Reflexionsseismik das beste Auflösungsvermögen. Seismisch gut reflektierende Schichtgrenzen zeichnen sich durch gute Kontraste in Gesteinsdichte und seismischer Wellenausbreitungs-Geschwindigkeit aus. Das Prinzip der Methode ist in Abbildung 30 dargestellt.

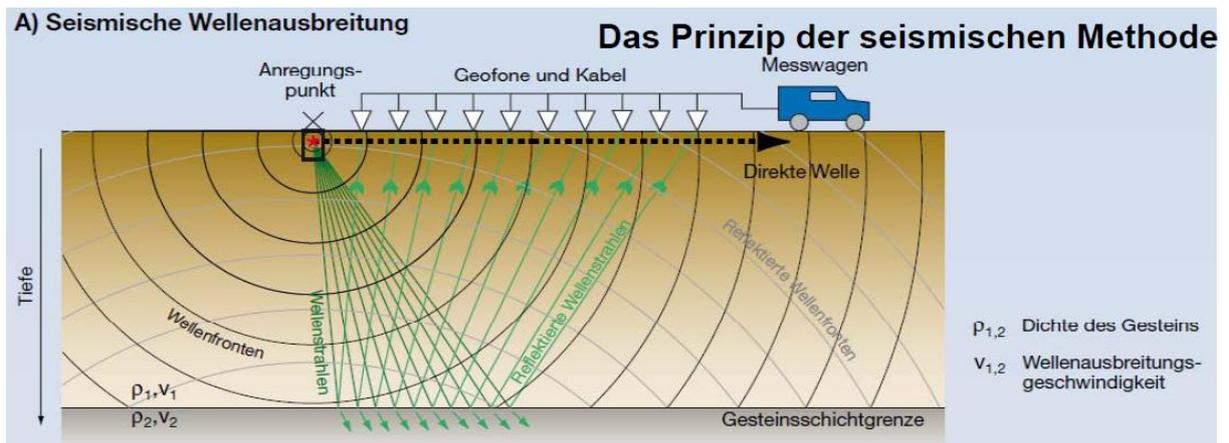


Abbildung 30 – Reflexionsseismik. An der Schichtgrenze wird ein Teil der Wellenenergie reflektiert und durch die Geophonauslage registriert. Quelle: Ding (2010).

Dadurch dass von „Schuss zu Schuss“ (heute kommen überwiegend Vibrator-Fahrzeuge zur Erzeugung seismischer Wellen zum Einsatz) der Anregungsort und/oder die Position der Geophonauslage verändert werden, erreicht man eine Mehrfach-Überdeckung. Das heißt, dass jeder Untergrundpunkt mehrfach in Form seismischer Signale erfasst wird (Abbildung 31). Alle Signale von einem Punkt (Common Midpoint, CMP) werden in eine „Gather“ zusammengefasst. In der 3D-Seismik spricht man nicht mehr von einem CMP-Gather, sondern von einem „Bin“. Der Bin umfasst keinen Punkt, sondern einen kleinen Flächenausschnitt, dessen Größe für die Auflösung des Verfahrens wichtig ist. Aufwand und Kosten einer Seismik-Kampagne hängen stark von der Bin-Größe und der Anzahl darin zusammengefasster Signale ab. Die aufgezeichneten Signale müssen anschließend ein aufwändiges Processing durchlaufen, dessen wichtigste Schritte in den Abbildungen 31 bis 33 dargestellt sind.

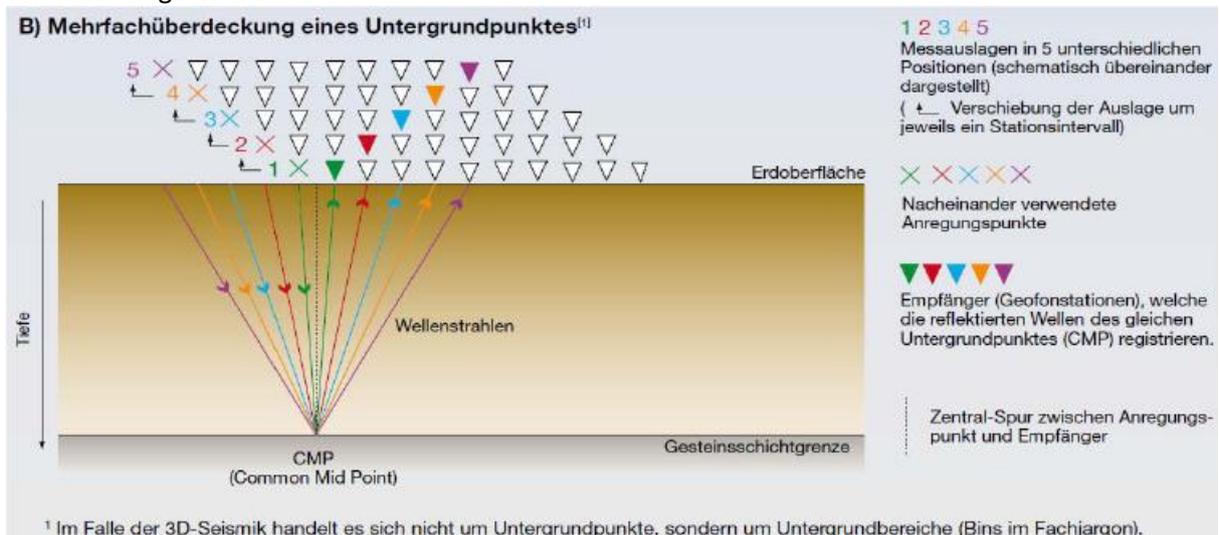


Abbildung 31 – Mehrfachüberdeckung. Ein bestimmter Untergrundpunkt wird mehrfach aus unterschiedlicher Position angeschossen und seine Signale werden in veränderten Geophonauslagen registriert. Quelle: Ding (2010).

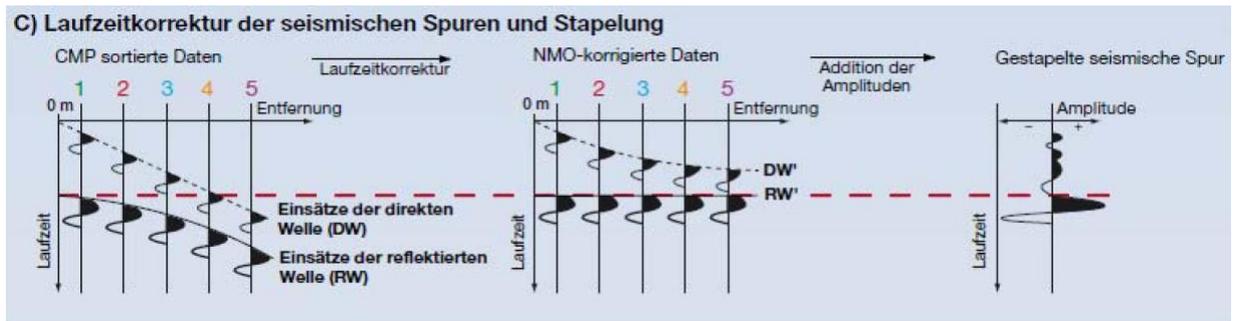


Abbildung 32 – Laufzeitkorrektur und Stapelung. Signale des gleichen Untergrundpunktes werden gesammelt und die einzelnen Laufzeiten werden entsprechend den unterschiedlichen Reflexionswinkeln korrigiert. Die laufzeitkorrigierten Signale eines CMP werden dann addiert (gestapelt), wodurch sich das Signal/Rausch-Verhältnis verbessert. Quelle: Ding (2010).

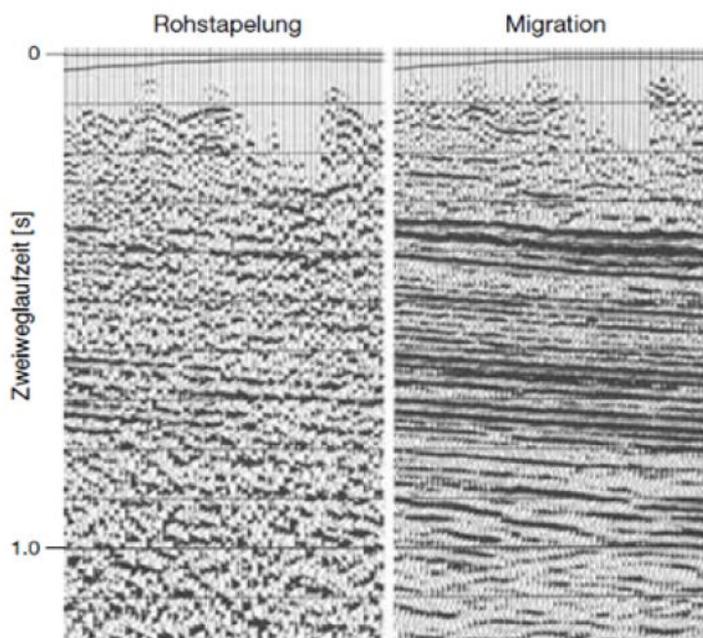


Abbildung 33 – Die laufzeitkorrigierten und gestapelten Signale werden nebeneinander angeordnet. Als nächstes findet die Migration statt, wodurch die Signale entsprechend den Schichtneigungen korrigiert werden. Quelle: Ding (2010).

Tabelle 4 – Praxisdaten verschiedener 3D-seismischer Messkampagnen			
	Asse (geplant)	Schweiz	Beeskow-Birkholz
Linienabstand	60 – 100 m	180 m	320 m / 200 m
Stationsabstand	10 – 20 m	30 m	40 m
Bin-Größe	5m x 5m; 10m x 10m	15m x 15m	
Theor. Mehrfachüberdeckung	>240 (oberflächennah 4-16)	20	
Geophonlinien pro Auslage	16	8	
Kosten pro Schusspunkt	500 – 800 €		
Tagesleistung	200 Auslagepunkte pro Tag		
Anzahl Schusspunkte	z.B. 22.768		20.000

Die Auflösung einer 3D-Seismik ist umso besser, je kleiner die Bin-Größe ist. Die Bin-Größe hängt ihrerseits von den Linienabständen und Stationsabständen ab. Aus der Tabelle 4 kann man entnehmen, dass im Gebiet Beeskow-Birkholz eine vergleichsweise geringe räumliche Auflösung zu erwarten ist. Diese Festlegung führt trotzdem bereits zu ca. 20.000 Schusspunkten, was an der Größe der zu untersuchenden Fläche liegt. Trotzdem wurde in diesem konkreten Fall bereits Kritik wegen

der zu geringen Ausdehnung des Untersuchungsgebietes geübt. Hintergrund ist die EU-Richtlinie 2009/31/EG, die im Anhang 1 eine 3-stufige Vorgehensweise vorsieht. Die in Stufe 1 durchzuführenden seismischen Messungen bilden die Grundlage des später in Stufe 2 zu erstellenden statischen 3D-Erdmodells. Gemäß der EU-Richtlinie soll dieses Erdmodell des Speicherkomplexes das Deckgestein und das Nebengestein einschließlich der hydraulisch verbundenen Gebiete einschließen.

Wegen der enormen Größe der Gebiete in welchen mit Druckauswirkungen und aufdringenden salinen Formationswässern gerechnet werden muss (s.o.), ist das 3D-Erdmodell entsprechend weiträumig anzulegen. Daher muss auch der Untergrund entsprechend weiträumig durch 3D-Seismik erkundet werden.

Auch der Grad der Mehrfach-Überdeckung ist eine wichtige Größe, weil die Anzahl der Überdeckungen eines Untergrundpunktes mit der Tiefe zunimmt. Dies bedeutet, dass der tiefere Untergrund gut erfasst wird, oberflächennahe Bereiche (oberhalb ca. 200 m) aber oft nur eine geringe Mehrfach-Überdeckung aufweisen und die Signale daher undeutlich werden. Im Raum Neutrebbin wäre darauf Wert zu legen, dass die Überdeckung ausreichend ist um die Basis des Rupeltons, dem wichtigsten regionalen Grundwasser-Stauer, durch die 3D-Seismik gut abbilden zu können. Der Grad der Mehrfach-Überdeckung müsste sich an dieser Anforderung orientieren.

Eine auf 2-dimensionalen Profilen beruhende seismische Erkundung des Untergrundes ist in den nordöstlichen Bundesländern durch VEB Geophysik Leipzig relativ flächendeckend vorgenommen worden und in unveröffentlichten Regionalberichten und Kartenwerken dokumentiert (Reinhardt et al., 1960-1991). Das regionale Geschwindigkeitsmodell für Nordost-Deutschland ist an ca. 800 Bohrungen durch Geophon-Versenkmessungen geeicht. Durch vielfache Schichtausfälle und Fazieswechsel sind die Reflektoren nicht immer horizontbeständig, doch ist eine gute überregionale Korrelation dennoch möglich (Katzung, 2004). Tabelle 5 gibt eine Übersicht über die wichtigsten Reflexionshorizonte wieder.

Im hier interessierenden Kontext sind die zwei Reflexionshorizonte X1 und S1 besonders hervorzuheben. Der X1-Reflektor entspricht in der Regel der Basis des suprasalinaren Deckgebirges, bzw. anders ausgedrückt, der Oberkante des Zechstein-Salinars. Der S1-Reflektor entspricht dem obersten Anhydrit des Röt-Salinars (Oberer Buntsandstein).

Modern aufbereitete Kartendarstellung auf Grundlage von Reinhardt et al. (1960-1991) finden sich z.B. in Höding et al. (2009) und Brandes und Obst (2009). Vergleiche Abbildung 11.

Tabelle 5 – Bezeichnung und Korrelierbarkeit der seismischen Reflexionshorizonte im Tafeldeckgebirge Nordostdeutschlands. (Aus Katzung, 2004).

Horizont- Bezeichnung	Stratigraphische Zuordnung	Korrelierbarkeit Korrelationssicherheit
A1	Oligozän/ Grenzbereich Eozän	überwiegend sicher zu verfolgen, teilweise nicht vorhanden (Pleistozän-Rinnen) bzw. Qualitätsverschlechterung über Salzstrukturen
A2	Grenzbereich Ober-Eozän/ Unter-Eozän	siehe A1
T1	Transgressionsfläche Känozoikum	Transgressionshorizont mit unterschiedlichem stratigraphisch-lithologischem Liegenden, z.T. große Qualitätsschwankungen
B2	Cenoman-Basis	gute Qualität
T2	Transgressionsfläche Hauterive bis Unter-Alb	gute Qualität
T4	Diskordanzfläche Wealden bis Valangin	wechselnde Qualität, überwiegend fraglich und nicht durchgängig verfolgbar
L4	Lias-Basis	wechselnde Reflexionsqualität
K2	Oberfläche oberer Gipskeuper	unterschiedliche Reflexionsqualität
M1	etwa Oberfläche Muschelkalk	gute Reflexionsqualität, sichere Korrelation
M3	Basis Muschelkalk	Reflexionsqualität wechselnd, Korrelation im Minimum
S1	Oberste Anhydrite des Röt-Salinars	allgemein sichere Korrelation möglich
X1	Oberfläche Zechstein	Reflexionsqualität überwiegend gut, in Randbereichen von Salzstöcken Korrelationsverschlechterung
Z1	Oberfläche Basalanhydrit	überwiegend sichere Korrelation, 1. Maximum einer kräftigen doppelphasigen Reflexion, Beeinflussung des Wellenbildes durch Interferenzen in Salz-Auswanderungsgebieten mit X1, Qualitätsverschlechterung bis Ausfall der Reflexionen unter Salzstrukturen oder im Bereich komplizierter suprasalinärer Bedeckung

Tiefbohrungen

Tiefbohrungen haben zunächst den Zweck, einen geologischen Aufschluss zu schaffen und Probenmaterial in Form von Bohrklein oder Bohrkernen zu gewinnen, anhand dessen die lokale Schichtenabfolge studiert werden kann. Durch stratigraphische Korrelation mit benachbarten Bohrungen und Aufschlüssen können auch Aussagen über Schichtlücken und die paläogeographische Entwicklung des Gebietes abgeleitet und verfeinert werden. Anhand der gewonnenen Gesteinsproben können auch die mineralogischen und petrophysikalischen Eigenschaften der erbohrten Gesteine im Labor untersucht werden. Außerdem erlauben die Bohrungen die Beprobung des Formationswassers und gegebenenfalls der Erdöl- und der Gasgehalte in den einzelnen Schichten. Neben diesen direkten Methoden existiert eine Vielzahl geophysikalischer Bohrloch-Messverfahren, mit deren Hilfe die physikalischen Gesteinsparameter in situ bestimmt werden können. Schließlich gibt es noch zahlreiche hydrogeologische Bohrloch-Testverfahren, mit deren Hilfe Aussagen über die hydraulischen Aquifer- und Barriere-Eigenschaften im Umfeld der Bohrung möglich sind.

Mangels Kenntnis konkreter Planungen für das Erlaubnisfeld Neutrebbin (Vattenfall, 2009) kann hier hilfsweise auf den Hauptbetriebsplan für das Erlaubnisfeld Birkholz-Beeskow (Vattenfall, 2010) Bezug genommen werden, da die Verhältnisse ähnlich sein dürften.

Beim Ansatz der Bohrpunkte ist zu gewährleisten, dass Schichtlücken über dem Strukturhoch sicher erfasst werden um eine Aussage bezüglich der Durchgängigkeit von Barriere-Schichten, insbesondere über das Vorhandensein von Röt-Salzen zu ermöglichen (s.o.; erdgeschichtliche Entwicklung).

Bei der Herstellung und dem Ausbau der Bohrungen ist bereits darauf zu achten, dass nur Material eingebaut wird, welches resistent gegenüber dem CO₂-Fluid inklusive seiner Nebenbestandteile ist. Dies gilt insbesondere für die verwendeten Zemente, Stähle und Armaturen.

Auf Grundlage der geologischen und bohrloch-geophysikalischen Befunde müsste die Frage geklärt werden, ob die Sandstein-Formationen des Mittleren Buntsandsteins aufgrund ihrer Mächtigkeit, ihrer Nutzporosität und Permeabilität lokal als Speicher überhaupt geeignet sind. Außerdem müsste das darüber lagernde Deckgebirge auf Schichtlücken und damit zusammenhängend auf das Vorhandensein geeigneter und hinreichend mächtiger Barriere-Schichten untersucht werden. Ebenso wäre das tektonische Inventar zu ermitteln.

Durch die hydrogeologischen (hydrodynamischen) Bohrloch-Tests (Vgl. Vattenfall, 2010) sollen die hydraulischen Eigenschaften des Speichers und der Barriere-Schichten getestet werden. Leak-off-, Förder- und Injektions-Tests sind zwar in der Lage das nähere Umfeld der Bohrung zu charakterisieren, jedoch können nicht einmal annähernd Aussagen über weiter entfernt liegende Bereiche gemacht werden. Mit den lateralen und vertikalen Interferenz-Tests ist es nicht möglich, Aussagen über die Druck-Reaktionen und Verdrängungs-Ströme der salinen Formationswässer innerhalb der Druckbeeinflussungs-Zone, also in Entfernungen bis über 100 km, zu machen. Die Tests sind vielmehr auf den engen Bereich der Speicherstruktur fokussiert und beschränkt. Somit klafft eine weite Nachweislücke, die mit bestehender Technik nicht geschlossen werden kann.

Ein besonderes Problem stellt auch die hydraulische Charakterisierung von Störungszonen dar. So ist bekannt (Vgl. Abbildung 11), dass die Antiklinal-Struktur von Neutrebbin durch ein Scheitelgraben-System gestört ist. Nach Westen hin werden die Aquifere durch die neotektonisch aktive Störungszone von Buckow abgeschnitten. Es ist keine Methodik erkennbar, mit welcher solche Störungen über ihre gesamte Erstreckung hinsichtlich der Durchlässigkeit bzw. Dichtheit für verdrängte Formationswässer oder für CO₂-Fluid untersucht werden könnte.

Schlussfolgerungen und Empfehlungen

Zum jetzigen Zeitpunkt können folgende wichtige Schlussfolgerungen gezogen werden:

1. Durch vielfache Transgressionen und Regressionen eines Epikontinentalmeeres seit dem Zechstein und durch die im Mesozoikum einsetzende Bildung von Salzkissenstrukturen, sind zahlreiche regionale und lokale Schichtlücken entstanden. Diese Schichtausfälle sind von besonderer Bedeutung für die Beurteilung der Dichtheit von CCS-Speicherkomplexen. Durch die Erkundungsverfahren muss anhand einer ausreichenden Zahl von Bohrungen sichergestellt werden, dass die als Barrierschichten vorgesehenen Schichtpakete tatsächlich in ausreichender Flächendeckung vorhanden sind. Da tonige Gesteinsschichten schlechte seismische Reflektoren sind, können sie durch Reflexionsseismik selbst nicht nachgewiesen werden. Für das Röt-Salz, sofern es im Raum Neutrebbin vorhanden ist, wäre ein Nachweis zu erbringen, dass es seine Barriere-Eigenschaften nicht durch Subrosionsprozesse lokal eingebüßt hat.
2. Die als Speichergesteine vorgesehenen Sandsteine der Volpriehausen- und Detfurth-Formationen (Mittlerer Buntsandstein) sind überregional verbreitet und führen hochkonzentrierte saline Formationswässer mit wahrscheinlich erheblichen geogenen Schwermetallkonzentrationen und Gasgehalten. Die Sandsteine bilden zusammen mit den anderen Sandsteinen (Hardeggen- und Solling-Sandsteine) des Mittleren Buntsandsteins ein hydraulisch kommunizierendes, gemeinsames hydrogeologisches Stockwerk.
3. Die Sandsteine der Volpriehausen- und Detfurth-Formationen erscheinen aufgrund ihrer petrographischen und petrophysikalischen Ausprägung zwar prinzipiell als Speichergesteine geeignet, dürften jedoch mit ihrer jeweils auf nur ca. 20 m begrenzten Mächtigkeit kaum die notwendigen Injektivitäten ermöglichen. Beispielsweise ist der Utsira Sand (Sleipner-Feld) in der Nordsee ca. 250 m mächtig und weist eine doppelt so hohe Porosität wie die Neutrebbiner Sandsteine auf, doch werden dort „nur“ ca. 1 Million Tonnen CO₂ pro Jahr verpresst, während allein das Kraftwerk Jämschwalde 24 Millionen Tonnen CO₂ pro Jahr produziert.
4. Der Rupelton (Mittleres Oligozän) stellt in der Norddeutschen Tiefebene die wichtigste Barrierschicht zwischen den versalzenen Grundwässern der prä-tertiären Grundwasserleiter und den Quartären Süßwasserleitern dar. Durch Pleistozäne subglaziale Rinnen ist der Rupelton jedoch häufig stark ausgedünnt oder komplett ausgeräumt worden, wodurch hydrogeologische Fenster zwischen den salzwasserführenden prä-tertiären Schichten und dem Süßwasserstockwerk bestehen. Aufgrund der höheren Dichte der Salzwässer findet nur ein geringer Aufstieg saliner Wässer zur Oberfläche statt, der durch geringe Druckunterschiede angetrieben wird, die ihrerseits aufgrund unterschiedlicher topographischer Höhenlagen und infolge thermischer Konvektion erklärt werden. Eine starke Druckerhöhung in den salinen Aquiferen würde den Salzwasserauftrieb möglicherweise um Größenordnungen verstärken. Dies könnte für zahlreiche Wasserwerke eine akute Gefährdung darstellen.
5. Salzkissenstrukturen haben bei ihrer Aufbeulung das Deckgebirge lateral gezerrt, wodurch typische Scheitelgräben entstanden sind. Für die Struktur Neutrebbin ist ein solcher Scheitelgraben nachgewiesen, dessen Grabenstörungen zudem mit der westlich tangierenden, neotektonisch aktiven Buckow-Störungszone in Verbindung stehen. Aufgrund von tektonisch bedingten Gesteinsauflockerungen und Bewegungen in jüngster geologischer Vergangenheit bestehen hier besondere Leckage-Risiken, die einer speziellen Untersuchung bedürfen. Eine Druckerhöhung in Formationen die an die aktive Buckow-Störung angrenzen, birgt auch ein seismisches Risiko.

6. Modellierungsstudien zur Druckausbreitung im Speicherkomplex und den damit verbundenen grundwasserführenden Schichten in seiner Umgebung haben anhand einer Vielzahl von Szenarien unabhängig voneinander gezeigt, dass im Nahfeld der Injektionsbohrung Überdrücke von teilweise weit über 100 bar auftreten würden. Auch noch in Entfernungen von 100 km von der Injektionsbohrung würden Überdrücke von mehreren bar auftreten. Da je 1 bar Druckerhöhung der Grundwasserspiegel bzw. die Süß-/Salzwassergrenze um 10 Meter angehoben werden kann, wäre im Umkreis von rund 100 km mit Grundwasseraustritten und mit Verlagerungen der Süß-/Salzwassergrenze, also mit Grundwasserversalzungen, zu rechnen. Ein Schlagkreis mit Radius 100 km um das Zentrum Neutrebbin würde den größten Teil der Landesfläche Brandenburgs, den Stadtstaat Berlin, die südlichen Teile Mecklenburg-Vorpommerns und weite Teile Polens einschließen. Innerhalb dieses Schlagkreises befinden sich mehrere hundert Wasserwerke mit ausgewiesenen Schutzgebieten.
7. Soweit ein Aquifer-Management durch Abförderung saliner Formationswässer zwecks Raumschaffung und Druckentlastung im Speicherkomplex in Erwägung gezogen wird, wäre hierzu ein zweites Pipeline-Netz zur Entsorgung der konzentrierten Salzwässer erforderlich. Hierbei wäre zu beachten, dass die Salzzusammensetzung, die Schwermetall- und sonstigen Spurenelement-Gehalte, sowie die gelösten Gase einer Einleitung in das Meer entgegen stehen könnten. Freigesetzte Gase wären auch auf toxische Bestandteile wie H₂S und Quecksilber, sowie auf ihr Treibhaus-Potential (CO₂, Methan) zu untersuchen.
8. Chemische Modellierungsstudien zum Verhalten des CO₂-Fluids im Aquifer sind bislang auf die Betrachtung konkreter Einzelfälle beschränkt und unterliegen zahlreichen Einschränkungen und Annahmen. Eine allgemein anerkannte, validierte und etablierte Software für derartige Studien existiert bislang nicht. Außerdem bestehen in den thermodynamischen und kinetischen Datenbasen noch erhebliche Lücken und Unsicherheiten. Vollständige und genaue Datenbasen sind jedoch die Voraussetzung für eine zuverlässige Anwendung von Simulationsprogrammen. Bezüglich des Projektes Neutrebbin müsste in entsprechenden Modellen die quarzreiche und basenarme Zusammensetzung der Speichergesteine und der Chemismus der Formationswässer (inklusive der geogenen Gasgehalte) berücksichtigt werden.
9. Die vorgesehene Erkundungstechnologie entspricht im Wesentlichen dem Stand der Technik, reicht aber zur zuverlässigen Beurteilung möglicher Risiken einer CO₂-Verpressung nicht aus. Bei der 3D-Seismik müsste Wert darauf gelegt werden, dass das überdeckte Gebiet nicht nur die eigentliche Antiklinalstruktur von Neutrebbin abdeckt, sondern auch das hydraulisch angeschlossene Umland. Es wäre auch auf eine ausreichende Mehrfachüberdeckung zu achten, damit auch Reflektoren in geringerer Tiefe, insbesondere im Bereich der hydrogeologisch wichtigen Rupelton-Transgression, ausreichend aufgelöst werden. Zusätzlich wären im Sinne einer Erfassung des Status quo (Beweissicherung) InSAR-Messungen und eine Hubschrauber-Elektromagnetische (HEM) Befliegung des Gebietes zu empfehlen. InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) ist ein Satelliten-Fernerkundungssystem, das geringe Lageveränderungen der Erdoberfläche detektieren und kartographisch darstellen kann. Dadurch könnten Hebungsbewegungen oberhalb des Speicherkomplexes (als Folge zu hoher Injektionsdrücke) erfasst werden. HEM-Befliegungen geben Aufschluss über die elektrische Leitfähigkeit im Untergrund und sind in der Lage Versalzungen im Grundwasser aufzuspüren.
10. Die vorgesehenen hydraulischen Bohrloch-Tests sind nützlich um Aquifer-Parameter in situ bestimmen zu können. Sie haben aber eine begrenzte Reichweite. Selbst die hydraulischen Interferenztests können maximal über wenige Kilometer Entfernung Ergebnisse erzielen. In Anbetracht der weiträumigen Druckauswirkungen von CCS-Maßnahmen sind die Befunde unzureichend um die Gefahren für die Süßwasserstockwerke in größerer Entfernung beurteilen zu können.

Quellen

Baier A, Freitag D (2003) Ein geologischer Streifzug durch das ostbayerische "Ruhrgebiet des Mittelalters".- Geol. Bl. NO-Bayern **53**, 1-4: 71-122, Erlangen 2003.

http://www.angewandte-geologie.geol.uni-erlangen.de/sulzb_00.htm

BfS (2009) Endlager Konrad. Wissen schafft Vertrauen.

http://www.endlager-konrad.de/cln_153/nn_1073436/SharedDocs/Downloads/DE/konrad-experten,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/konrad-experten.pdf

BGR (2010) Projekt CO₂-Drucksimulation Regionale Druckentwicklung bei der Injektion von CO₂ in saline Aquifere. Frauke Schäfer, Lena Walter, Holger Class, Christian Müller. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 15.04.2010.

Brandes J und Obst K (2009) Isobathenkarte für den Aquiferkomplex Mittlerer Buntsandstein in NE-Deutschland. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 16(1/2), 19-28.

Ding H (2010) Vorplanung der 3D-seismischen Messungen zur Erkundung der Deckgebirgsstruktur der Schachanlage Asse II. Dr. Hui Ding (BfS / SE 2.3). Vortrag, AGO-Sitzung am 07.12.2010

Erbas K, Seibt A, Hoth P, Huenges E (1999) Evaluierung geowissenschaftlicher und wirtschaftlicher Bedingungen für die Nutzung hydrogeothermaler Ressourcen, Scientific Technical Report ; 99/09 ; Geothermie Report ; 99-2, GeoForschungsZentrum Potsdam

<http://ebooks.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:8488:1/component/escidoc:8487/9909.pdf>

Feist-Burkhardt S, Götz A, Szulc J, Borkhataria R, Geluk M, Haas J, Hornung J, Jordan P, Kempf O, Michalik J, Nawrocki J, Reinhardt L, Ricken W, Röhling H, Rüffer T, Török A, Zühlke R (2007) Triassic. In: McCann T (2007) The Geology of Central Europe: Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. The Geological Society of London. P. 749-822.

http://books.google.de/books?id=KZe24VMp6_UC&pg=PA775&lpg=PA775&dq=salt+r%C3%B6t+brandenburg&source=bl&ots=q6GBUJRG9x&sig=B4YXHnYE57Fe7DvA8AXSfQo74ms&hl=de&ei=jsf7TJ-5BSul4QbsyLHnBg&sa=X&oi=book_result&ct=result&resnum=5&ved=0CDEQ6AEwBA

Franke D (2010) Regionale Geologie von Ostdeutschland - Ein Wörterbuch.

<http://www.regionalgeologie-ost.de/Einfuehrung.htm>

Franz M (2008) Litho- und Leitflächenstratigraphie, Chronostratigraphie, Zyklus- und Sequenzstratigraphie des Keupers im östlichen zentraleuropäischen Becken (Deutschland, Polen) und Dänischen Becken (Dänemark, Schweden) Dissertation, Universität Halle (Saale).

<http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/08/09H048/index.htm>

Gaus I, Azaroual M, Czernichowski-Lauriol I (2005) Reactive transport modelling of the impact of CO₂ injection on the clayey cap rock at Sleipner (North Sea). Chemical Geology 217, 319- 337.

Göthel M (2006) Fortschritte bei der Unterscheidung von Aquiferen in der Trias und im Jura von Brandenburg unter spezieller Berücksichtigung der Sequenzstratigraphie. Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge, 13(1/2), 91-115.

GRS (2009) Langzeitsicherheitliche Bewertung der CO₂-Untergrundspeicherung. Projekt CO₂-UGS-Risk, Abschlussbericht. Bearbeiter: Jörg Mönig, Klaus-Peter Kröhn. Gesellschaft für Anlagen-und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, Juni 2009.

[http://www.grs.de/grs-250-langzeitsicherheitliche-bewertung-der-CO₂-untergrundspeicherung](http://www.grs.de/grs-250-langzeitsicherheitliche-bewertung-der-CO2-untergrundspeicherung)

Hannappel S, Hermsdorf A, Pohl S, Rietz C, Koseck R (2007) Aufbau von Sondermessnetzen zur geogenen Grundwasserversalzung in Brandenburg. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 14 (2007), 1-10

http://www.hydor.de/downloads/Veroeffentlichungen/Aufbau_Sondermessnetze_2007.pdf

Höding T, Göthel M, Stackebrandt W (2009) Geologische Möglichkeiten für die CO₂-Speicherung in Brandenburg. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 16(1/2), 1-18.

Hoth P, Seibt A, Kellner T (1997) Geowissenschaftliche Bewertungsgrundlagen zur Nutzung hydrogeothermaler Ressourcen in Norddeutschland. GFZ-Potsdam, STR97/15, Geothermie Report 97-1, gtr02A4.pdf

<http://edoc.gfz-potsdam.de/gfz/get/1469/0/0939d03e17f140e071b6f3acf4fce20e/9715-5.pdf>

Jubitz K, Ahrens H, Beutler G, Ceock A, Katzung G, Lotsch D, Schwab G, Tessin R, Walter R (1993) 3. Geologischer Rahmen: Überblick über die Struktur Rüdersdorf und deren Stellung im geologischen Umfeld Ostbrandenburgs. In: Schroeder J (Hrsg.) Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg. No.1: Die Struktur Rüdersdorf. Selbstverlag, Berlin.

Jubitz K, Beer H, Koszinski A, Stackebrandt W, Streichan H (2002) Rüdersdorf – ausgewählte wissenschaftliche und praktische Aussagen eines Großtagebaues im Muschelkalk (Trias) unter norddeutschen Flachlandbedingungen. DEUQUA 2002 Berlin/Potsdam, Exkursionsführer. S. 63-78.

Kaboth U, Rechlin B, Ginzl G (2008) Besteht für unsere Seen eine geogene Versalzungsgefahr? Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 15(1/2), 69-79.

http://www.gci-kw.de/content/software/pdf/kaboth_etal_2008.pdf

Katzung G (2004) 5. Struktur des Untergrundes. In: Katzung G (2004) Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. S. 364-408.

Kedzierski J (2000) Sequenzstratigraphie des Muschelkalks im östlichen Teil des Germanischen Beckens. Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.) vorgelegt an der Mathematisch-Naturwissenschaftlich-Technischen Fakultät der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg. verteidigt am 19.06.2000

<http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/00/00H168/prom.pdf>

Lischeid G (2010) Landschaftswasserhaushalt in der Region Berlin-Brandenburg. Diskussionspapier 2. Berlin-Brandenburgische Akademie der Wissenschaften. Interdisziplinäre Arbeitsgruppe Globaler Wandel – Regionale Entwicklung.

<http://z2.zalf.de/oa/e4066c19-a707-4c9b-b42e-9f2e5fd4a42a.pdf>

LBGR (2004) Atlas zur Geologie von Brandenburg im Maßstab 1:1000000. Stackebrandt W und Manhenke V (Hrsg.), 157 Seiten, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe, Cottbus

LUGV (2010) EU-Life-Projekt "Binnensalzstellen Brandenburg". Landesamt für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz Brandenburg

<http://www.mugv.brandenburg.de/cms/detail.php/lbm1.c.359894.de>

LUGV (2010b) Belastungsrelevante Parameter in Rohwasserproben von Wasserwerken im Land Brandenburg – Recherche, Auswertung und Darstellung der Daten von Brunnen und Vorfeldmessstellen. Landesamt für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz.

http://www.mugv.brandenburg.de/cms/media.php/lbm1.a.2342.de/studie_rohwasser.pdf

Magri F, Bayer U, Clausnitzer V, Jahnke C, Diersch H, Fuhrmann J, Möller P, Pekdeger A, Tesmer M, Voigt H (2005a) Deep reaching fluid flow close to convective instability in the NE German basin— results from water chemistry and numerical modelling. Tectonophysics Volume 397, Issues 1-2, 3 March 2005, Pages 5-20

Magri F, Bayer U, Jahnke C, Clausnitzer V, Diersch H, Fuhrmann J, Möller P, Pekdeger A, Tesmer M, Voigt H (2005b) Fluid-dynamics driving saline water in the North East German Basin. Int.J.Earth Scie (Geol. Rundsch.) 94, 1056-1069.

MUGV (2010) Wasserschutzgebiete im Land Brandenburg. Darstellung auf der Grundlage von Daten des Landes Brandenburg. Ministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz (MUGV)

http://luaplms01.brandenburg.de/wsg_www

Nebe D (1999) Zyklenuntersuchungen an unterkretazischen Sedimenten in NW-Deutschland - Nachweisbarkeit von Milankovitch-Zyklen. Dissertation Ruhr-Universität Bochum.

<http://www-brs.ub.ruhr-uni-bochum.de/netahtml/HSS/Diss/NebeDirk/diss.pdf>

Nickel E (2003) Oligozäne Beckendynamik und Sequenzstratigraphie am Südrand des Nordwesteuropäischen Tertiärbeckens. Dissertation, Universität Bonn.

<http://hss.ulb.uni-bonn.de/2003/0303/0303.pdf>

Paläontologische Gesellschaft (2010) Kreidevorkommen in Deutschland.

<http://www.palaeontologische-gesellschaft.de/palges/kreide/kreide.html>

Priebe, Lange, & Schulz (1983) Abschlußbericht der Suchbohrung E Wriezen 1/82.- Archiv des Landesamtes für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg; Kleinmachnow. Unveröffentlicht.

Rechlin B (2005): Hat Brandenburg ein Salzwasserproblem? Vortrag, DVGW Fachtagung am 15.04.2005 zu „Klima und Wasserwirtschaft im Land Brandenburg“

Reinhardt, H.-G. et al. (1960-1991) Regionales Kartenwerk (Reflexionsseismik). Unveröffentlichter Atlas, VEB Geophysik Leipzig.

Röhling H (1991) A lithostratigraphic subdivision of the Lower Triassic in the Northwest German Lowlands and the German sector of the North Sea, based on Gamma-Ray and Sonic logs. Geol. Jb., A 119: 3-24; Hannover.

Röhling S (2000) Der Mittlere Muschelkalk in Bohrungen Norddeutschlands: Fazies, Geochemie, Zylo- und Sequenzstratigraphie. Dissertation, Universität Halle (Saale)

<http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/02/02H160/>

Roman A (2004) Sequenzstratigraphie des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). Dissertation, Universität Halle (Saale).

<http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/04/04H038/index.htm>

Salzsieder B (2008) Grundwasserversalzung im Land Brandenburg.

http://www.geo.tu-freiberg.de/Hauptseminar/2008/bastian_Salzsieder.pdf

Stackebrandt W (2009) Subglacial channels of Northern Germany – a brief review.

Z. dt. Ges. Geowiss., 160/3, p. 203–210.

ftp://mtuser.vix-pc.mtu.uni-bremen.de/Anna/BalticSeaLiterature/Anna/Literatur/STACKEBRANDT_2009.pdf

Stackebrandt W, Ludwig A, Ostaficzuk, S (2001) Base of Quaternary deposits of the Baltic Sea depression and adjacent areas (map 2). - In: Garetsky, R. G., Ludwig, A. O., Schwab, G. & Stackelbrandt, W. (eds.): Neogeodynamics of the Baltic Sea Depression and Adjacent Areas. Results of IGCP Project 346. Brandenburgische Geowiss. Beitr., 8, 1: 13-19.

Schütte H (2005) Geologische Formationen für die Speicherung von Druckluft im küstennahen Raum der Nord und Ostsee. 5. dena-EnergieForum „Druckluftspeicherwerke“ am 08.09.2005, Berlin.
http://www.dena.de/fileadmin/user_upload/Download/Veranstaltungen/2005/09/05_schuette.pdf

Seibt A, Naumann D, Hoth P, (1999) Lösung und Entlösung von Gasen in Thermalwässern - Konsequenzen für den Anlagebetrieb. - In: Schallenberg, K.; Erbas, K.; Huenges, E.; Menzel, H. (Eds.), Geothermisches Heizwerk Neustadt-Glewe : Zustands- und Stoffparameter, Prozeßmodellierungen, Betriebserfahrungen und Emissionsbilanzen, Geoforschungszentrum, 63-86.
<http://edoc.gfz-potsdam.de/gfz/get/5957/0/b4c50b293aa53587454ebabca75ee5a7/9904-6.pdf>

Uhlig-May F (2009) Langfristige Strategie der Vattenfall Europe zur Entwicklung der CCS-Technologie TU Bergakademie Freiberg, Berg- und Hüttenmännischer Tag, „Ressourcen für die Zukunft“, 19. Juni 2009.
http://www.dbi-gti.de/fileadmin/downloads/5_Veroeffentlichungen/BHT/BHT2009/Vortraege/08_Uhlig_May_Vattenfall_CCS_Strategie.pdf

Wikipedia (2010) Permeabilität.
http://de.wikipedia.org/wiki/Permeabilit%C3%A4t_%28Geowissenschaften%29

Vattenfall (2009a) Forschung für die Energie von morgen. Ein Gemeinschaftsprojekt zur Erforschung unterirdischer Speicherkapazitäten für Kohlendioxid in Brandenburg. Broschüre.
http://www.vattenfall.de/de/file/Broschure_zum_Erkundungsprogramm_13595586.pdf

Vattenfall (2009) Antrag auf Erteilung einer Erlaubnis zur Aufsuchung bergfreier Bodenschätze zu gewerblichen Zwecken. Vattenfall Europe Carbon Storage GmbH. &.CO. KG, Cottbus, 06.03.2009
http://www.lbgr.brandenburg.de/sixcms/media.php/4055/Antrag%20Aufsuchung%20bergfreier%20Bodensch%C3%A4tze_Bkh_20090306.pdf

Vattenfall (2010) Hauptbetriebsplan – Aufsuchungsarbeiten in Bezug auf den bergfreien Bodenschatz Sole im Erlaubnisfeld Birkholz-Beeskow. Vattenfall Europe Carbon Storage GmbH. &.CO. KG, Cottbus, 13.05.2010
http://www.lbgr.brandenburg.de/sixcms/media.php/4055/Bkh_HBP_Finale.pdf

Walther A (2002) Die Braunkohlelagerstätten Deutschlands: Genese, Stratigraphie und wichtige Rohstoffeigenschaften. Oberseminar, Institut für Geologie der TU- Bergakademie Freiberg, 19. Dezember 2002
http://www.geo.tu-freiberg.de/oberseminar/os02_03/Bk_Lagerstl.pdf

Wolfgang M (2002) Fluidentwicklung und Diagenese im Nordostdeutschen Becken - Petrographie, Mikrothermometrie und Geochemie stabiler Isotope. Dissertation , Universität Halle (Saale)
<http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/02/02H158/prom.pdf>

Wolfgang M, Raab S, Seibt A, Trautwein U, Zimmermann G, Holl H, Kellner T (2004) Hydraulische und chemische Eigenschaften eines Rotliegend-Sandsteins im Durchströmungsversuch. In: Ernst

Huenges (2004) Sandsteine im In-situ-Geothermielabor Groß Schönebeck: Reservoircharakterisierung, Stimulation, Hydraulik und Nutzungskonzepte.
<http://edoc.gfz-potsdam.de/gfz/get/5511/0/7acf18867abf8cf6c97b31599ef29a2a/0403.pdf>

Wolfgramm M, Seibt A (2008) Zusammensetzung von Tiefenwässern in Deutschland und ihre Relevanz für geothermische Anlagen. Geothermische Vereinigung / Bundesverband Geothermie. Geothermiekongress 2008, Karlsruhe, 11-13. November, 2008. S. 503-516

Wolfgramm M, Rauppach K, Seibt A (2008) Reservoir-geological characterization of Mesozoic sandstones in the North German Basin by petrophysical and petrographical data. Z.geol.Wiss., Berlin 36, 249-265.

Xu T, Apps J, Pruess K (2005) Mineral sequestration of carbon dioxide in a sandstone–shale system. Chemical Geology 217 295– 318

ZGI (1983) Bericht Geothermie Niedrigthermalwässer Mesozoikum Nordteil DDR. Gebiet SE-Brandenburg, mit einem Überblick über den Mittleren Buntsandstein im Nordteil der DDR. Unveröffentlicht.

Ziegler P (1990) Geological Atlas of Western and Central Europe.- 239 S.; Den Haag.

Zwenger W, Jubitz K, Wendland F, Friedel C, Hagdorn H, Schroeder J (1993) 4. Die Schichtenfolge: Muschelkalk einschließlich Röt. In: Schroeder J (Hrsg.) Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg. No.1: Die Struktur Rüdersdorf. Selbstverlag, Berlin.