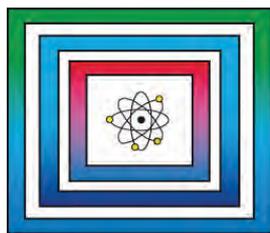


F+E Endlagerung

9Y3207000000

Geowissenschaftliche
Langzeitprognose für
Norddeutschland – ohne
Endlagereinfluss



Ergebnisbericht

Hannover, November, 2014

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE
HANNOVER

F+E Endlagerung

Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und
Nachweiskonzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein

Geowissenschaftliche Langzeitprognose für Norddeutschland –
ohne Endlagereinfluss

Ergebnisbericht

Autor:	Mrugalla, Sabine
Auftraggeber:	Bundesministerium für Wirtschaft und Energie
Förderkennzeichen:	02E11061C
Geschäftszeichen:	B3.2/B50112-43/2014-0006/001
Datum:	20.11.2014

Inhaltsverzeichnis	Seite
Verkürzte Zusammenfassung.....	5
1 Einleitung und Zielsetzung.....	6
2 Inhalt der geowissenschaftlichen Langzeitprognose für einen generischen Endlagerstandort im Tongestein in Norddeutschland.....	7
3 Geographische Lage der in der Langzeitprognose betrachteten Fläche.....	9
4 Aufbau und Zusammensetzung der Geosphäre in Norddeutschland.....	10
4.1 Struktureller Aufbau und Zusammensetzung des Nebengebirges.....	11
4.1.1 Zechstein.....	12
4.1.2 Trias.....	15
4.1.3 Jura.....	22
4.1.4 Kreide.....	27
4.1.5 Tertiär.....	37
4.1.6 Quartär.....	46
4.2 Zukünftige Entwicklung des Nebengebirges.....	50
4.3 Struktureller Aufbau und Zusammensetzung des Wirtsgesteins.....	51
4.3.1 Hauterivium.....	53
4.3.2 Barremium.....	55
4.4 Zukünftige Entwicklung des Wirtsgesteins.....	57
5 Klima.....	57
5.1 Klimaveränderungen.....	58
5.1.1 Erdbahnparameter (Milanković-Zyklen).....	58
5.1.2 Primäre Sonnenstrahlung.....	60
5.1.3 Plattentektonik (Kontinentaldrift).....	60
5.1.4 Gebirgsbildung und Vulkanismus.....	62
5.1.5 Atmosphärische Parameter.....	63
5.1.6 Paläoklima als Prognosebasis der zukünftigen Entwicklung.....	65
5.1.7 Grundlagen und Ergebnisse von unterschiedlichen modellgestützten Klima- prognosen.....	67
5.2 Paläoklima in Norddeutschland.....	70
5.3 Ableitung der zukünftigen Klimaentwicklung in Norddeutschland.....	76
5.4 Ungewissheiten bei der Abschätzung der Klimaentwicklung.....	77
6 Kaltzeitliche Entwicklungen.....	79
6.1 Permafrost.....	81
6.2 Zukünftige Permafrostentwicklung in Norddeutschland.....	90
6.3 Inlandvereisung.....	91
6.4 Zukünftige Inlandvereisungen.....	94

Seite

6.5	Glazigene Rinnen.....	97
6.6	Zukünftige Rinnenbildungen.....	102
7	Überregionale Einflüsse auf die Geosphäre in Norddeutschland.....	104
7.1	Vertikale Bewegungen der Erdkruste.....	104
7.2	Zukünftige vertikale Bewegungen der Erdkruste	105
7.3	Krustendeformation.....	106
7.4	Zukünftige Krustendeformationen	110
7.5	Erdbeben.....	111
7.6	Prognose von zukünftig auftretenden Erdbeben	115
8	Regionale Entwicklungen der Geosphäre in Norddeutschland	116
8.1	Geomorphologie.....	116
8.1.1	Topographie.....	117
8.1.2	Zukünftige Entwicklung der Topographie.....	117
8.1.3	Oberflächengewässer.....	118
8.1.4	Zukünftige Entwicklung von Oberflächengewässern	118
8.2	Transgression oder Regression.....	119
8.3	Zukünftige Trans- und Regressionen.....	120
8.4	Sedimentation.....	124
8.5	Zukünftige Entwicklung der Sedimentation.....	124
8.6	Erosion.....	126
8.7	Zukünftig ablaufende Erosion	127
8.8	Diagenese.....	128
8.9	Zukünftige Entwicklung der Diagenese.....	129
8.10	Mikrobielle Prozesse im Gebirge.....	130
8.11	Zukünftige Entwicklung der mikrobiellen Prozesse im Gebirge.....	132
9	Tektonische Entwicklungen der Geosphäre in Norddeutschland	133
9.1	Störungen und Störungszonen in der Geosphäre.....	133
9.2	Zukünftige Entwicklung von Störungen und Störungszonen in der Geosphäre.....	138
9.3	Halokinese und Subrosion in Norddeutschland.....	139
9.4	Zukünftig zu erwartende Entwicklung der Halokinese und Subrosion	141
10	Hydrogeologie.....	142
10.1	Grundwasserströmung in der Geosphäre.....	142
10.2	Zukünftige Entwicklung der Grundwasserströmung.....	145
10.3	Hydrochemische Verhältnisse in der Geosphäre.....	146
10.4	Zukünftige Entwicklung der hydrochemischen Verhältnisse.....	151

Seite

11	Kohlenwasserstoffe	152
11.1	Kohlenwasserstoffvorkommen in Norddeutschland.....	152
11.2	Zukünftige Entwicklung des KW-Systems.....	155
12	Erläuterung von wenig wahrscheinlichen oder auszuschließenden Ent- wicklungen der Geosphäre in Norddeutschland	156
12.1	Orogenese.....	156
12.2	Überregionale Grabenzonenbildung.....	157
12.3	Magmatismus und hydrothermale Aktivität.....	159
12.4	Gesteinsmetamorphose.....	161
12.5	Meteoriteneinschlag.....	161
13	Zusammenfassung.....	165
	Literaturverzeichnis.....	167
	Tabellenverzeichnis.....	185
	Abbildungsverzeichnis.....	186

Verkürzte Zusammenfassung

Autor:	Mrugalla, Sabine
Titel:	Geowissenschaftliche Langzeitprognose für Norddeutschland – ohne Endlagereinfluss
Schlagwörter:	Geologie, Hydrogeologie, Kaltzeit, Langzeitprognose, Norddeutschland

Die geowissenschaftliche Langzeitprognose für Norddeutschland ist ein Bericht für das vom BMWi beauftragte AnSichT-Vorhaben, das gemeinsam von der DBE TEC, der GRS und der BGR durchgeführt wird. In diesem werden an generischen Standorten für Nord- und Süddeutschland die Methodik des Sicherheitsnachweises für ein HAW-Endlager im Tongestein erarbeitet und getestet. Beschrieben ist die natürliche Entwicklung der Geosphäre in der nächsten eine Million Jahre ohne den Einfluss eines Endlagers.

Veränderungen der Geosphäre resultieren vor allem aus der klimatischen Entwicklung, die kaltzeitliche Prozesse oder Trans- und Regression steuert. Daran gekoppelt laufen die Sedimentation, die Erosion aber auch die Grundwasserströmung oder die Veränderung der hydrochemischen Verhältnisse in besonderer Weise ab. Das Nebengebirge wird hauptsächlich oberflächennah verändert oder vollständig umgestaltet. Nur wenige Prozesse zeigen Auswirkungen bis in größere Tiefen, weshalb das dort anstehende Wirtsgestein kaum Veränderungen erfahren wird. Aufgrund der angewendeten Auswahlkriterien für untersuchungswürdige Tongesteinsformationen ist mit Beeinträchtigungen durch Erdbeben, tektonische Ereignisse oder vulkanische Aktivitäten nicht zu rechnen.

1 Einleitung und Zielsetzung

Das Vorhaben „Methodik und Anwendungsbezug eines Sicherheits- und Nachweis-konzeptes für ein HAW-Endlager im Tonstein“ (AnSichT) wurde 2012 vom damaligen Bundesministerium für Wirtschaft und Technologie in Auftrag gegeben, um eine Methodik des Sicherheitsnachweises für ein HAW-Endlager im Tongestein zu erarbeiten und dessen Anwendbarkeit anhand eines generischen Endlagerstandortmodells zu testen. Bearbeitet wird es gemeinsam von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), der DBE TECHNOLOGY GmbH (DBE Tec) und der Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS, Braunschweig) mit dem Ziel eine vollständige und ausgewogene Betrachtung aller Aspekte zu gewährleisten, die für die verschiedenen Teile einer Sicherheitsanalyse bzw. eines Sicherheitsnachweises notwendig sind. Ein Sicherheitsnachweis für ein HAW-Endlager erfolgt, entsprechend den derzeit gültigen Anforderungen (vgl. BMU 2010), für einen Zeitraum von einer Million Jahre in die Zukunft und berücksichtigt neben der Entwicklung der technischen Komponenten auch die der Geosphäre.

Ziel der geowissenschaftlichen Langzeitprognose ist die Beschreibung der natürlichen Entwicklungen der Geosphäre, die sich ohne den Einfluss eines Endlagers in Zukunft einstellen würden. Sie stellt zusammen mit den Standortmodellbeschreibungen eine wichtige Informationsgrundlage für die Beschreibung der geologischen Prozesse in der Szenari-entwicklung dar. Im Rahmen des Vorhabens AnSichT wird eine geowissenschaftliche Langzeitprognose für Norddeutschland und eine für Süddeutschland erstellt. Grund für die getrennte Betrachtung ist, dass in diesen Bereichen sehr unterschiedliche regionale Rahmenbedingungen vorliegen, die sich auf die Entwicklung der Geosphäre auswirken.

2 Inhalt der geowissenschaftlichen Langzeitprognose für einen generischen Endlagerstandort im Tongestein in Norddeutschland

Im vorliegenden Bericht wird die geowissenschaftliche Langzeitprognose für Norddeutschland beschrieben. Eingegrenzt wird das Betrachtungsgebiet durch die in der Bearbeitung von HOTH et al. (2007) ausgewiesenen untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen in Norddeutschland.

Im AnSicht-Vorhaben erfolgt eine Unterscheidung der Gesteine der Geosphäre in Nebengebirge und Wirtsgestein. Als Wirtsgestein wurden für das Projekt aus den in HOTH et al. (2007) bewerteten Tongesteinsformationen beispielhaft die Schichten der Stufen Hauterivium und Barremium aus der Unterkreide ausgewählt (s. a. REINHOLD & SÖNNKE 2012 und REINHOLD et al. 2013).

In den Darstellungen der geowissenschaftlichen Langzeitprognose für Norddeutschland wurde keine Selektion innerhalb der in HOTH et al. (2007) ausgewiesenen Flächen vorgenommen. Die im vorliegenden Bericht betrachtete Fläche deckt daher den gesamten für Norddeutschland ausgewiesenen Bereich ab und nicht nur den Anteil, der durch die als untersuchungswürdig eingestuften Schichten der Unterkreide aufgebaut wird. Gründe dafür sind, dass die ausgewählten Einheiten flächenhaft betrachtet häufig nah oder überlappend mit anderen möglichen Wirtsgesteinsschichten vorkommen und dass sich bei der Selektion der Unterkreide-Flächen eine Kleinteiligkeit der Verbreitung ergeben würde, die bei der Erläuterung der ablaufenden Prozesse nicht auflösbar wäre. Für die Prozesse, die überregional wirken, wird im vorliegenden Bericht eine Prognose für die Entwicklung aufgezeigt. Die geologischen Prozesse, die von regionalen Rahmenbedingungen abhängig sind, zeigen lokal oft so starke Variationen in den Ausprägungen, dass eine Entwicklungsprognose für die gesamte betrachtete Fläche nicht vorgenommen werden kann. Eine Prognose für diese Prozesse ist nur lokal und auf konkreten Erkundungsdaten basierend sinnvoll. In der vorliegenden Langzeitprognose wurden in diesem Fall Beispiele für Ausprägungen genannt und Grundzüge des Prozessablaufes aufgezeigt.

Werden andere stratigraphische Einheiten als Wirtsgestein ausgewählt, kann die Langzeitprognose auch innerhalb der gleichen Region Abweichungen in der Entwicklung aufweisen. Grund dafür ist, dass eine geänderte Gesteinsauswahl andere Ausgangseigenschaften oder eine andere Raumlage aufweisen können, die zu anderen zukünftigen Entwicklungen führen. Außerdem läge dann auch eine andere Abfolge der Nebengebirgsschichten vor, was ebenfalls zu einer abweichenden Entwicklung führen würde.

Unabhängig von den lokalen Rahmenbedingungen wird für die Prognose der zukünftigen geologischen Entwicklung das Aktualitätsprinzip angewendet, das besagt, dass die naturwissenschaftlichen Grundgesetze auch in Zukunft gültig sind und dass die daraus resultierenden Prozesse in gleicher Weise wie in der Vergangenheit ablaufen werden. Auf dieser Basis können bekannte vergangene Entwicklungen in die Zukunft extrapoliert werden, wodurch eine Abschätzung von zukünftigen Gegebenheiten möglich ist.

3 Geographische Lage der in der Langzeitprognose betrachteten Fläche

Die in der Tonstudie von HOTH et al. (2007) veröffentlichten Teilgebiete mit untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen in Norddeutschland wurden zur Vereinfachung grob zusammengefasst, um das Gebiet einzugrenzen, für das die geowissenschaftliche Langzeitprognose erarbeitet wurde. Nachfolgend wird dieser Bereich als „betrachteter Bereich“ oder „betrachtete Fläche“ bezeichnet. Eine Wiederholung des Zitats HOTH et al. (2007) erfolgt im Text bei der Verwendung dieser Formulierung nicht mehr.

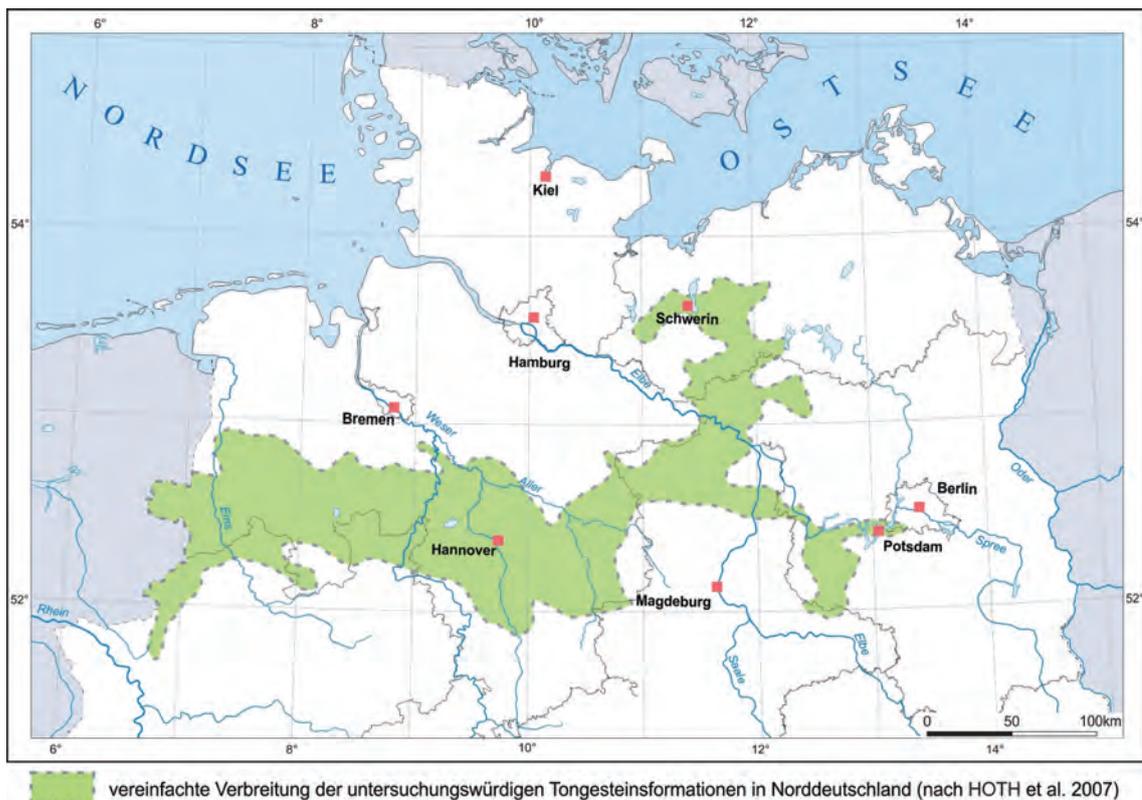


Abb. 1: Geographische Lage der in der Langzeitprognose betrachteten Fläche in Norddeutschland auf Grundlage der vereinfachten Verbreitung der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen nach HOTH et al. 2007.

Abbildung 1 zeigt die vereinfachte Verbreitung der untersuchungswürdigen Tongesteine als grüne Fläche. Sie erstreckt sich über weite Teile Norddeutschlands und reicht in einem breiten Streifen vom Emsland über den Raum Hannover. Im weiteren Verlauf reicht ein Ausläufer im Nordosten bis nach Schwerin und im Südosten bis in die Region südwestlich von Potsdam.

4 Aufbau und Zusammensetzung der Geosphäre in Norddeutschland

Wie in Kapitel 2 erläutert, wird die Geosphäre in Nebengebirge und Wirtsgestein aufgeteilt. In diesem Kapitel wird zunächst das Nebengebirge und dann separat das Wirtsgestein beschrieben.

Das Wirtsgestein setzt sich, entsprechend der im AnSichT-Vorhaben für Norddeutschland erfolgten Festlegung, aus den stratigraphischen Einheiten des Hauterivium und Barremium zusammen. Darüber hinaus wurde die Basis des Zechstein, wegen der dort gegebenen tektonischen Abkoppelung vom tieferen Untergrund, als Untergrenze für das Referenzprofil NORD (REINHOLD & SÖNNKE 2012) sowie für das Standortmodell NORD (REINHOLD et al. 2013) definiert. In Anlehnung an diese Festlegungen umfasst die Beschreibung des Nebengebirges im vorliegenden Bericht die Schichten ab der Basis Zechstein bis zur Basis des Hauterivium und ab dem Top des Barremium bis zur Geländeoberfläche. Erläutert werden die strukturgeologische Entwicklung Norddeutschlands und die Tiefenlage verschiedener stratigraphischer Einheiten sowie deren Lithologie, Mächtigkeit und Faziesverbreitung. Im Bereich der betrachteten Fläche variieren die Eigenschaften der Gesteine auch innerhalb einer lithostratigraphischen Einheit z. T. stark. Daher wird in den folgenden Kapiteln keine detaillierte Charakterisierung vorgenommen, sondern ein allgemeiner Überblick über die vorkommenden Ausprägungen gegeben.

Die Beschreibung der strukturgeologischen Entwicklung der abgelagerten Schichten bezieht sich im Wesentlichen auf das Gebiet der Norddeutschen Senke, die Teil der intrakontinentalen Mitteleuropäischen Senke ist (WALTER 2007). Aufgrund der großen Variationsbreiten in den Ausprägungen liegt der Fokus der Prognose der zukünftigen Entwicklung bei den überregional ablaufenden Prozessen. Abbildung 2 stellt in Form einer abgedeckten Karte einen Überblick über geologische Strukturbereiche und die ungefähre Verbreitung der prätertiären Schichten im Untergrund für den Bereich der Norddeutschen Senke nach WALTER (2007) dar.

4.1.1 Zechstein

Im Verlauf des Zechstein kam es nach WALTER (2007) zu mehreren marinen Transgressionen im Norddeutschen Becken, die die Bildung der evaporitischen Zechstein-Zyklen ermöglichten. Wie in Abbildung 3 dargestellt, reicht die Spannbreite der Tiefenlage der Zechsteinbasis im betrachteten Bereich von unter 5.500 m u. NN bis über 1.500 m u. NN. Innerhalb der betrachteten Fläche sind die tiefsten Bereiche der Basis am Westrand im zentralen bis nördlichen Teil und im Umfeld von Schwerin.

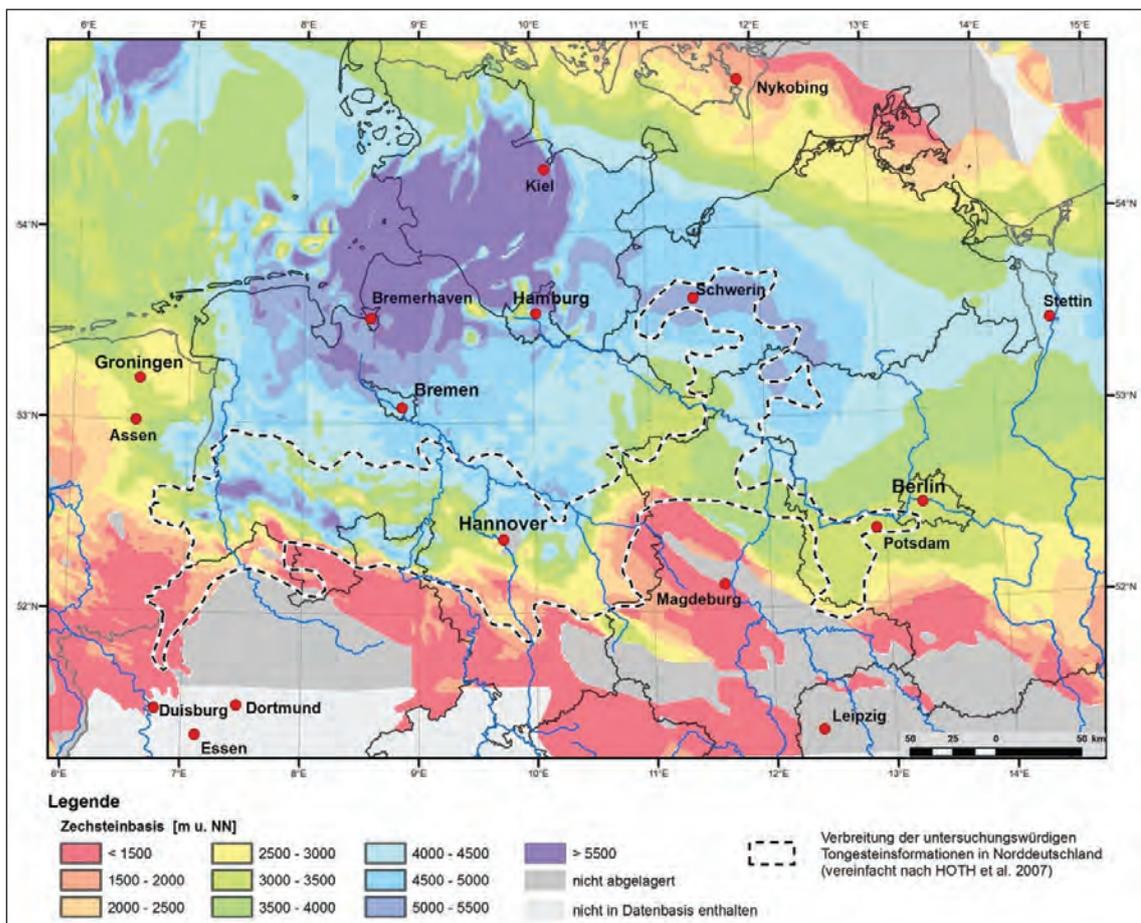


Abb. 3: Tiefenlage der Zechsteinbasis in Norddeutschland (geändert nach PERYT et al. 2010)

Die Zechstein-Schichten sind im betrachteten Bereich unterschiedlich ausgebildet. Das betrifft sowohl die stratigraphische Abfolge, bei der vertikal unterschiedliche Sedimente zur Ablagerung kamen, als auch die horizontale Ausbreitung, bei der unterschiedliche Faziesbereiche entstanden. In der stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 (STD 2002) (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [HRSG.] 2002) wird das Zechstein, beruhend auf der Abfolge von marinen evaporitischen Sedimentfolgen, in der Beckenfazies zyklisch gegliedert (KÄDING 2005). Die dort beschriebenen salinaren Zyklen beginnen mit tonigen Ablagerungen, über denen karbonatische, später sulfatische und schließlich chloridische Sedimente folgen. In Deutschland konnten im Zechstein sieben solcher Zyklen

nachgewiesen werden, die im Detail, abhängig von der Ausbildung des jeweiligen Beckens und den tektonischen Einflüssen, Unterschiede in der Vollständigkeit der Abfolgen und in internen Schichtwiederholungen aufweisen.

Die sieben ausgegliederten stratigraphischen Folgen sind vom Hangenden zum Liegenden die:

- Fulda-Formation (z7),
- Friesland-Formation (z6),
- Ohre-Formation (z5),
- Aller-Formation (z4),
- Leine-Formation (z3),
- Staßfurt-Formation (z2),
- Werra-Formation (z1).

In den Beckenzentren werden mit zunehmender Eindampfung des Meerwassers die größten salinaren Sedimentmächtigkeiten erreicht. Im Bereich der Beckenränder keilen die marinen evaporitischen Ablagerungen aus und es kommen verstärkt terrestrische Sedimente zur Ablagerung, die im Übergangsbereich mit den Evaporiten verzahnt vorliegen. Abbildung 4 zeigt eine solche Faziesverteilung am Beispiel der Staßfurt-Folge in Norddeutschland.

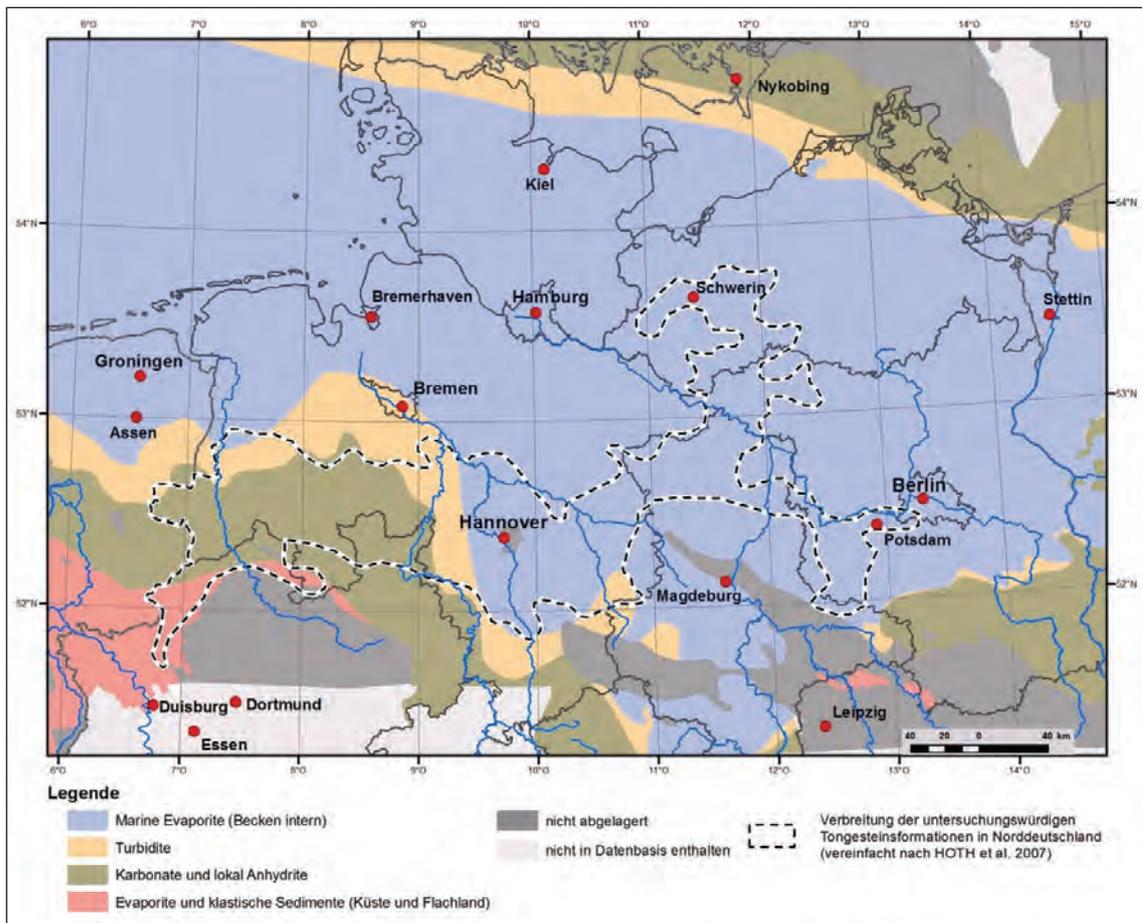


Abb. 4: Faziesverbreitung der Staßfurt-Folge in Norddeutschland (geändert nach PERYT et al. 2010)

Bei den rezenten Mächtigkeiten des Zechstein treten starke Schwankungen auf, da in Norddeutschland aus dem Zechstein-Salinar zahlreiche Salzstöcke, -kissen und -mauern entstanden sind. Abbildung 5 gibt einen Überblick über die Verbreitung der in Norddeutschland vorliegenden Salzstrukturen (vgl. a. REINHOLD et al. 2008).

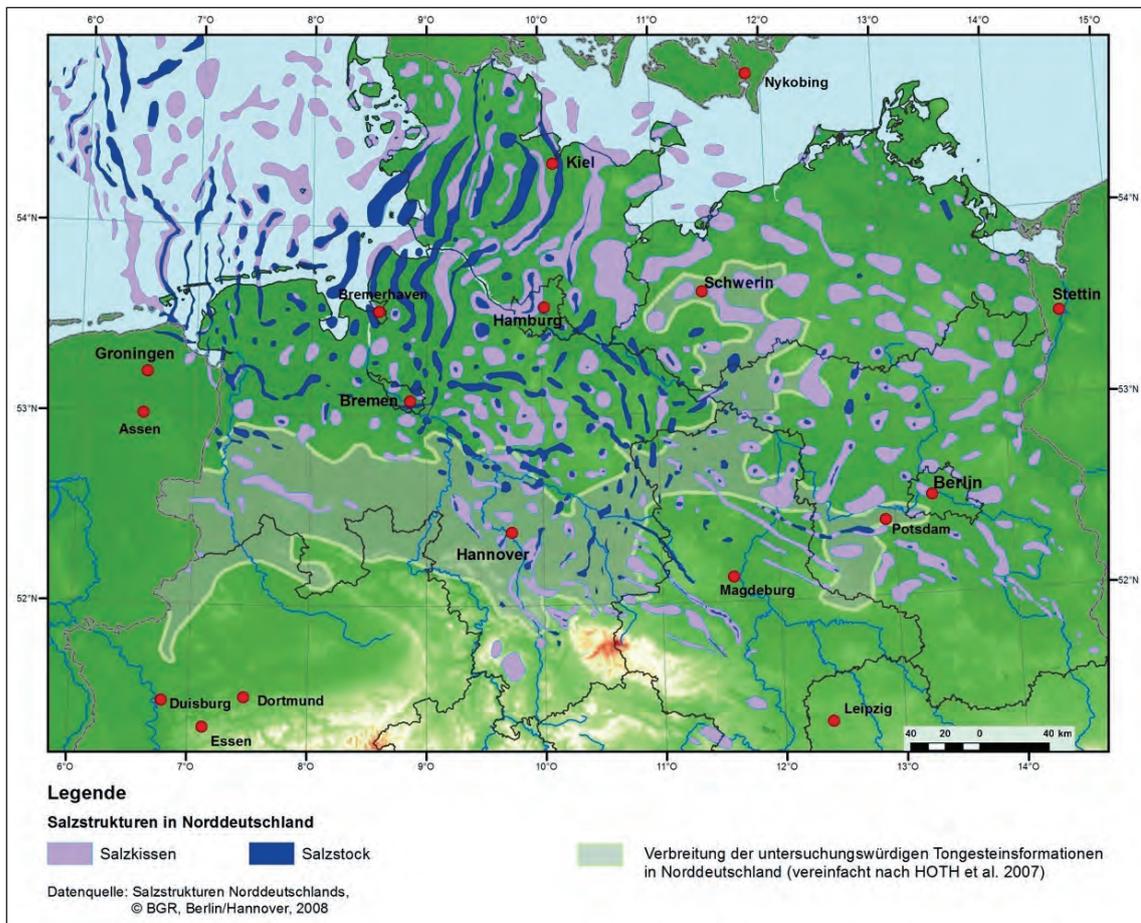


Abb. 5: Salzstrukturen in Norddeutschland

4.1.2 Trias

Anhand lithologischer Kriterien abgegrenzt beginnt die Trias in Norddeutschland mit dem Buntsandstein, der intern zyklisch gegliedert ist. Aufgrund fehlender Leitfossilien und dem zeitlich versetzten Auftreten der ersten Buntsandstein-Schichten im Ablagerungsraum ist die Grenze Perm/Trias bisher nicht eindeutig zeitlich datiert.

Die Trias ist nach WALTER (2007) im gesamten Norddeutschen Becken als klassische Germanische Trias ausgebildet. Diese beinhaltet unterschiedlich mächtige kontinentale Rotsedimente des Buntsandstein, gleichmäßig ausgebildete Plattformkarbonate und Evaporite des Muschelkalk sowie erneut teils festländische, teils lagunäre Bildungen des Keuper. Die seit dem Oberrotliegenden wirksame thermische Subsidenz hielt im Muschelkalk noch an und wurde danach von einem West-Ost-ausgerichteten Dehnungsmuster überlagert. In dieser Zeit wurden z. B. der Glückstadt-Graben (Schleswig Holstein) und

der Gifhorner Trog (Niedersachsen) angelegt (s. a. Abb. 2). Außerdem kam es zu ersten Mobilisierungen der Zechsteinsalze (WALTER 2007). Abbildung 6 stellt die Tiefenlage der Triasbasis (Basis Buntsandstein) dar und in Abbildung 7 ist die stratigraphische Gliederung der Trias in Norddeutschland wiedergegeben.

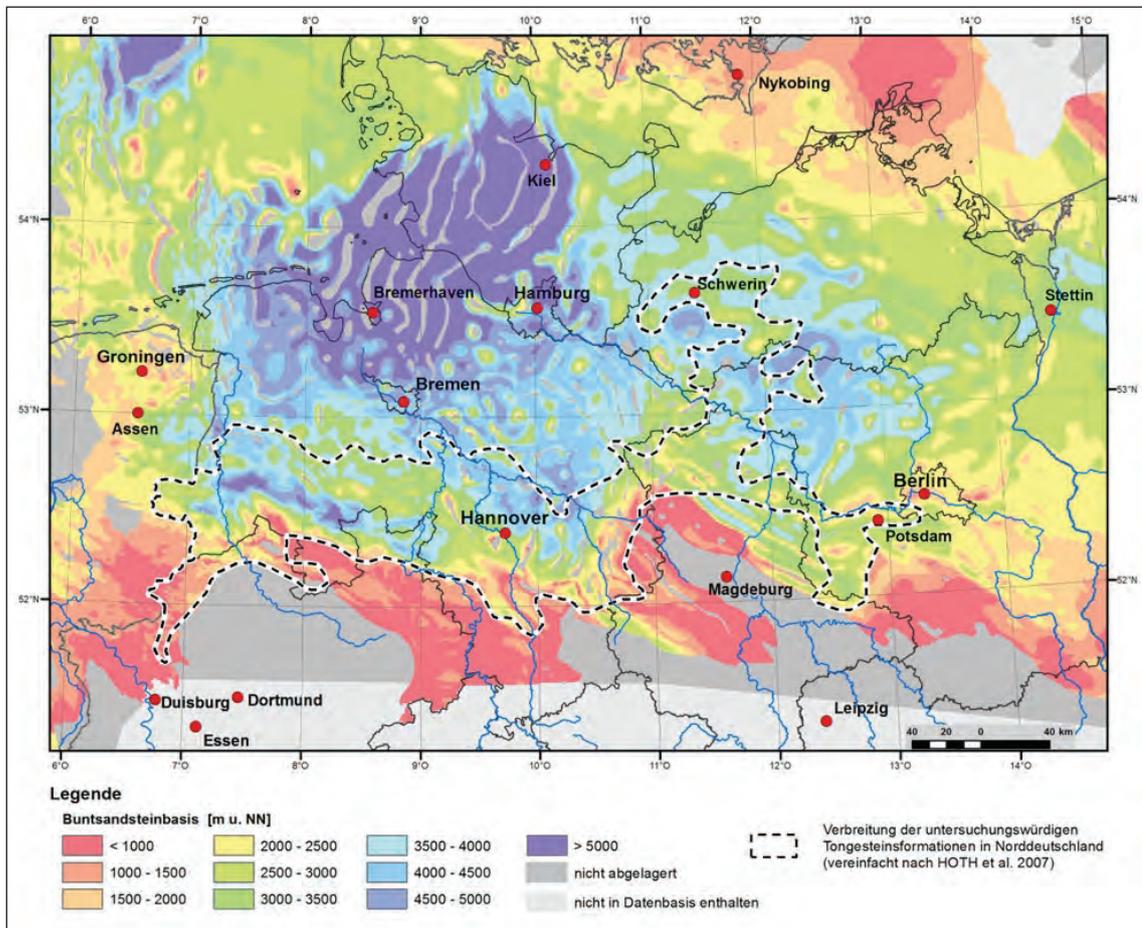


Abb. 6: Tiefenlage der Triasbasis in Norddeutschland (geändert nach BACHMANN et al. 2010)

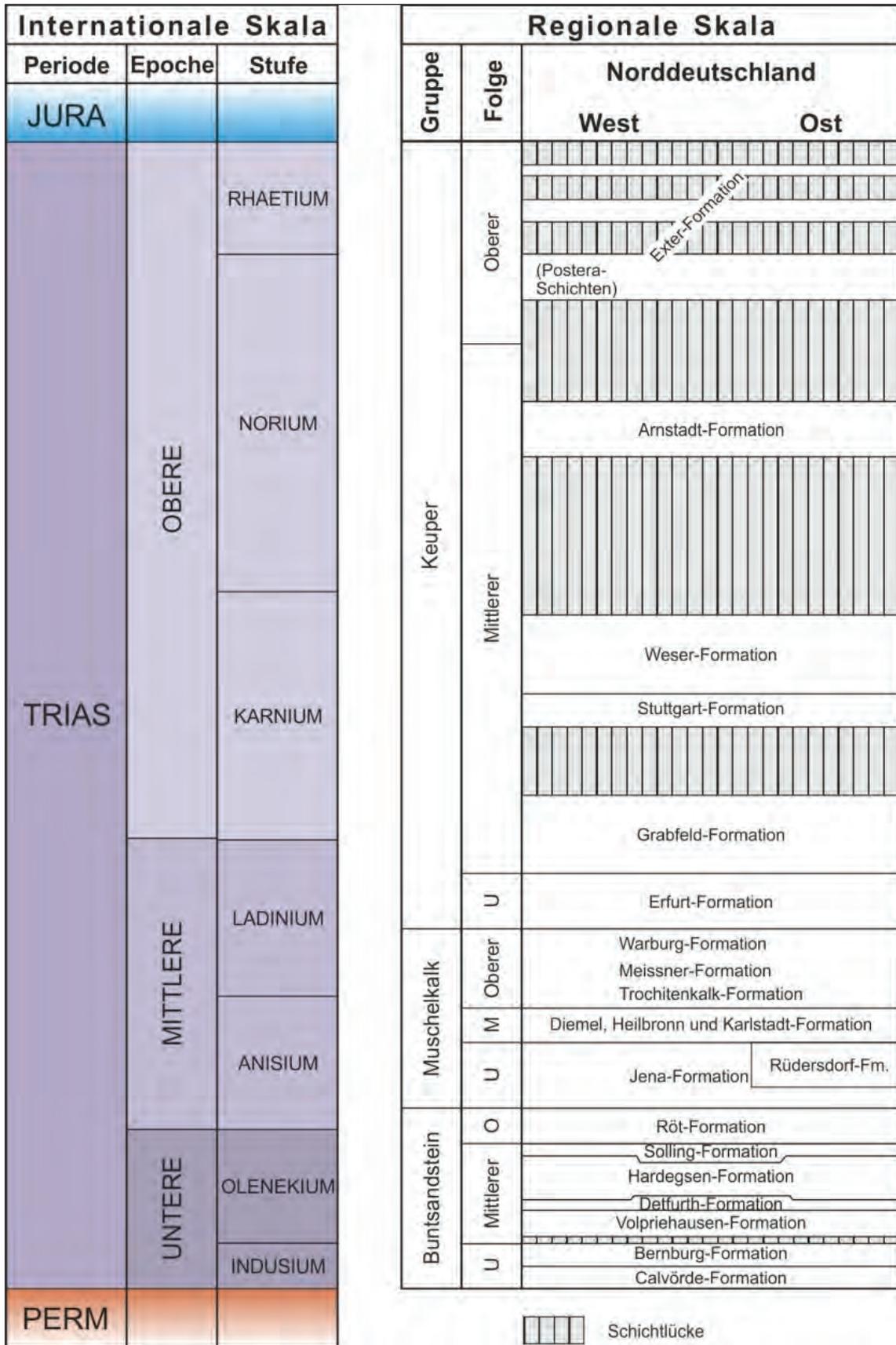


Abb. 7: Stratigraphische Tabelle der Trias in Norddeutschland (nach STD 2002, DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [Hrsg.] 2002)

Die Gliederung des *Buntsandstein* stützt sich laut der Erläuterung der Stratigraphischen Kommission Deutschlands (LEPPER et al. 2005) im Wesentlichen auf die Korrelierung von Sohlbankzyklen 1. Ordnung, die sich sowohl im Korngrößenspektrum als auch in geophysikalischen Messkurven klar erkennen lassen. Die Calvörde-Formation z. B., die im Beckenzentrum und in den Randbereichen die Basis des Buntsandstein markiert, beginnt mit einer ooidführenden Sandsteinschicht, die sich deutlich von den unterlagernden Zechsteinschichten unterscheidet. Je nach Ablagerungsraum, wie z. B. Becken- oder Schwellenregion, liegen innerhalb der Buntsandsteinschichten auch Erosionsdiskordanzen vor.

Der Untere Buntsandstein (Calvörde- und Bernburg-Formation) besteht – wie in LEPPER et al. (2005) beschrieben – im Norddeutschen Becken aus einer rhythmischen Feinsandstein/Schluffstein/Tonstein-Wechselagerung mit „unten-grob“-Zyklen. Am Beckenrand bzw. in den süddeutschen Randgebieten dominieren Sandsteinabfolgen mit geröllführenden Einschaltungen. Die Mächtigkeit der Calvörde-Formation (s1) beträgt im Norddeutschen Becken je nach paläogeographischer Position zwischen 135 und 190 m. Zum Beckenrand nehmen die Mächtigkeiten sukzessive ab. Innerhalb der Bernburg-Formation kommt es zur Ausbildung eines mächtigen, kompakten, sogenannten Hauptrogensteinhorizontes, der allerdings je nach paläogeographischer Position in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus liegen kann. Abhängig von der Position ist auch die Mächtigkeit der Bernburg-Formation, die von gut 210 m in den Subsidenzzentren bis zu etwa 80 m auf beckeninternen Hochlagen variiert.

In weiten Teilen Deutschlands ist die Untergrenze des Mittleren Buntsandstein durch das Einsetzen des Volpriehausen-Sandstein über einer Diskordanz definiert, die mit einem charakteristischen Korngrößensprung einhergeht. Allgemein ist der fein- bis grobklastisch geprägte Mittlere Buntsandstein ebenfalls nach Ablagerungszyklen in die Formationen Volpriehausen, Detfurth, Hardegsen und Solling gegliedert, die in Abbildung 8 zusammengestellt sind.

Mit dem Einsetzen des Rötalinars bzw. seiner randlichen Faziesäquivalente wird überregional sowohl in Nord- als auch in Süddeutschland der Beginn des Oberen Buntsandstein festgelegt. Die Röt-Formation deckt den gesamten Oberen Buntsandstein ab und ist lediglich intern in verschiedene Zyklen gegliedert.

		Formation	Lithologie (LEPPER et al. 2005)	Mächtigkeit (LEPPER et al. 2005)	
Buntsandstein	Oberer	Röt	überwiegend rote pelitische Sedimente, im Ndt. Becken zwei mächtige Salzlager im tieferen Röt, sandige Fazies in Randlage	Röt 1: 170 m Röt 2: 50 m (salzfrei) 50 m (Salinar) Röt 3: 30 - 40 m Röt 4: 100 m	
	Mittlerer	Solling	überwiegend sandig	110 m	H-Diskordanz
		Hardegsen	grobklastischer Basissandstein, Sandstein/Schluffstein-Wechselfolge, im Ndt. Becken vollständig ausgebildet	130 m bis zu 220 m im Beckenzentrum	
		Detfurth	grobklastische Basis, Ton	k. A.	D-Diskordanz
		Volpriehausen	grobklastische Basis, pelitisch-feinklastische Zyklen (Ndt. Becken)	k. A.	V-Diskordanz
	Schichtlücke				
	Unterer	Bernburg	Sandstein und Rogensteinlagen, Hauptrogensteinkomplex (intern)	80 - 210 m	
Calvörde		rhythmische Folge von sandigen, beckenwärts oolithischen und tonig-schluffigen Partien	135 - 190 m zum Beckenrand abnehmend		

Abb. 8: Stratigraphische und lithologische Gliederung des Buntsandstein in Norddeutschland (nach LEPPER et al. 2005)

Zur Zeit des Buntsandstein liefen nach LEPPER et al. (2005) bis in das zentrale Norddeutsche Becken hinein tektonisch bedingte Subsidenz und lokale Hebungen ab, die zu einer strukturellen Gliederung des Beckens führten. Hauptsächlich aus dieser Entwicklung resultieren auch die variierenden Schichtmächtigkeiten innerhalb des Ablagerungsraumes. Ein weiteres Merkmal, das die strukturelle Entwicklung in dieser Zeit widerspiegelt, sind die im gesamten Norddeutschen Becken nachweisbaren Erosionsdiskordanzen, die regional auch größere Schichtlücken erzeugten. Die wichtigsten Diskordanzen im Buntsandstein sind in der lithostratigraphischen Übersicht in Abbildung 8 gekennzeichnet.

Die Verteilung der Fazies reicht je nach Lage zum Beckenzentrum von terrestrisch-kontinental über limnisch bis hypersalinär bzw. pelitisch bis feinsandig. Gröberklastische fluviale Sedimente sind in der proximalen Randfazies anzutreffen und die eingeschalteten Oolithlagen kamen in Playas zur Ablagerung.

Auf den Buntsandstein folgt in Norddeutschland der *Muschelkalk*, der nachfolgend zusammenfassend anhand der Erläuterungen zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 von HAGDORN & SIMON (2005) charakterisiert wird. Die Unter- und Obergrenze der Muschelkalk-Abfolge werden lithostratigraphisch und leitbankstratigraphisch definiert und sind noch nicht abschließend festgelegt. Abbildung 9 gibt einen Überblick über die stratigraphische Gliederung und die lithologische Ausbildung des Muschelkalk in Norddeutschland.

		Formation	Lithologie		
Muschelkalk	Oberer	Warburg	dunkelgraue, z. T. graue und olivgrüne Ton- und Tonmergelsteine, nach oben zunehmender Sand- und Glimmeranteil, einzelne bioklastische Kalksteinbänke		
		Meissner	dunkelgraue Ton- und Tonmergelsteine, graue bioklastische Kalksteinbänke		
		Trochitenkalk	graue Kalksteine, häufig Schill- u. Crinoidenkalksteine, in Beckenfazies mit dunkelgrauen Tonmergelstein- und Blaukalhorizonten		
	Mittlerer	Diemel,	graue und ockergelbe Dolomit- sowie dolomitische Kalk- und Mergelsteine, gelegentlich oolithisch		
		Heilbronn	Steinsalz (zentral), Kalziumsulfatgestein (randlich), dunkelgraue Tonsteine, graue Dolomite		
		Karlstadt	graue Kalk-, Mergel, Tonmergel- u. Tonsteine, Dolomit, untergeordnet Sulfatgestein, oft bituminös		
	Unterer	Jena	Rüdersdorf	westlicher Teil	östlicher Teil
				graue Kalksteine	graue und gelbgraue bis rotbraune Kalksteine, oft porös und oolithisch
				zyklische Gliederung durch bioklastische Bänke	

Abb. 9: Stratigraphische und lithologische Gliederung des Muschelkalk in Norddeutschland (nach HAGDORN & SIMON 2005)

Für Deutschland wurde der Grenzgelbkalk als Basisschicht des Muschelkalk festgelegt, die Grenze Buntsandstein/Muschelkalk konnte innerhalb des Norddeutschen Beckens mit Hilfe von geophysikalischen Bohrlochmessungen in Tiefbohrungen verfolgt werden. Mit Ausnahme von randlichen Bereichen kann diese Grenze als isochron angesehen werden.

Der Untere Muschelkalk weist im westlichen und östlichen Bereich Faziesunterschiede auf. In Brandenburg kamen Flachwassersedimente zur Ablagerung, die sich von den marinen Sedimenten der Jena-Formation unterscheiden und mit diesen im Übergangsbereich verzahnt sind. Daher wurden diese Sedimente als Rüdersdorf-Formation gesondert aufgeführt.

Im nördlichen Beckenteil (nördlich von Thüringen) wird die erste Sandsteinschüttung (S1-Sandstein), die von Norden her erfolgte, als unterste nicht isochrone Schicht des *Keuper* eingestuft. Abbildung 10 zeigt eine Übersicht über die stratigraphischen und lithologischen Einstufungen innerhalb dieser Gruppe.

		Formation	Lithologie (NITSCH 2005, NITSCH 2011)	Mächtigkeit (NITSCH 2011)	
Keuper	Oberer		Schichtlücke	lokal variierend 100 - 150 m (Ndt. Senke) 60 - 80 m (Weserbergland) max. 600 m (Glückstadt-Graben)	
		Exter	Tongesteine (marin), Sandsteine (deltatisch)		
			Schichtlücke		
			dunkle Tongesteine (marin), Sandsteine (marin-delta.)		
		Schichtlücke			
		(Postera-Schichten)	Sandstein (deltatisch), teilw. Quarzsandstein, dunkle Tongesteine (limnisch-brackisch)		
			Schichtlücke		
	Mittlerer		Arnstadt	bunte u. graue Tongesteine, tonige Dolomitsteinbänke, teilw. Oolithe, Sulfatknollen in tieferen Abschnitten, gering mächtige Sandsteineinschaltungen (Leinetal)	mittl. 100 - 200 m max. 400 m (Glückstadt-Graben)
				Schichtlücke (Altkimmerische Hauptdiskordanz)	
			Weser	rotbunte u. grüne Tongesteine (dolomitische Tonsteine u. Tonmergelsteine) mit Sulfatknollen u. dünnen Dolomitbänken, 3 Steinsalzlager (Ndt. Senke), 50m mächtiger Sulfathorizont am Top in Ndt.	mittl. 30 - 60 m max. 4500 m (Glückstadt-Graben)
		Stuttgart	sandige Schluff- u. Tongesteine, Sandsteinbänke o. Rinnenfüllungen, wenig tonig-schluffige Kohlen u. Dolomitsteinbänkchen	mittl. cm - >60 m , max. 100 m (Glückstadt-Graben)	
			Schichtlücke		
		Grabfeld	Ton- u. Mergelsteine, zwischengeschaltete Sulfatgesteinbänkchen u. -knollen, dünne Dolomitbänke, bis zu 5 Steinsalzlager im Ndt. Becken	mittl. 100 - 300 m max. 2700 m (Glückstadt-Graben)	
	U	Erfurt	sandig-tonige u. tonig-karbonatische Wechsellagen, zahlreiche lokale geringmächtige Kohlebänkchen	mittl. 20 - 80 m , 120 m (Ndt. Senke)	

Abb. 10: Stratigraphische und lithologische Gliederung des Keuper in Norddeutschland (nach NITSCH 2005 und NITSCH 2011)

Insgesamt weisen die Ablagerungen des Keuper eine hohe fazielle Vielfalt auf, die von marinen über brackische bis hin zu deltaisch-fluviatilen Bedingungen mit zahlreichen Wechsellagen reicht. Häufig sind in den Schichten auch Paläoböden mit Wurzelspuren und terrestrische Fossilien nachweisbar. Neben den zeitlich bedingten Änderungen kommt es auch räumlich innerhalb des Ablagerungsraumes zu Faziesunterschieden mit Verzahnungsbereichen von Randfazies und Beckensedimenten. Die Steinsalzablagerungen des Mittleren Keuper treten z. B. nur in zentralen Bereichen des Norddeutschen Beckens auf. Ebenso variieren die Sedimentmächtigkeiten der Formationen stark, woran sich auch paläogeographische Schwellen ablesen lassen. Ein weiteres Zeichen für die wechselhaften Ablagerungsbedingungen sind die zahlreichen Schichtlücken und Diskordanzen innerhalb der Gruppe.

4.1.3 Jura

Ähnlich wie im Keuper sind auch die jurassischen Schichten geprägt von häufigen Änderungen des überwiegend flachmarinen Ablagerungsmilieus. Es kam zu Trans- und Regressionen unterschiedlicher Intensität und langen Zeiten der Stagnation, in diesem Zusammenhang wechselten Sedimentation, Nichtsedimentation und Erosion. In Norddeutschland ist die Intensität dieser Prozesse schwächer ausgeprägt als zur gleichen Zeit in Süddeutschland, da dort zusätzlich die anhaltende Subsidenz wirkte. Ein weiterer abschwächender Prozess ist die in einigen Gebieten im Mittleren Jura einsetzende Abwanderung der Zechsteinsalze (MÖNNIG 2005). Beide Prozesse führten dazu, dass der flachmarine Ablagerungsraum im Vergleich zu Süddeutschland auch während Regressionen länger fortbestehen konnte oder erhalten blieb. Dennoch zeigen sich auch in Norddeutschland Unterschiede in der faziellen Ausprägung der Sedimente und das Einsetzen von Schichtlücken, beide können auch kleinräumig auftreten. Die Tiefenlage und Verbreitung der Jurabasis ist in Abbildung 11 dargestellt. Deutlich wird, dass die Juraschichten nicht in der gesamten zu betrachtenden Fläche vorliegen, so dass es Bereiche gibt, in denen der Jura nicht Teil des Nebengebirges ist. Kleinräumige Schwankungen zeigen sich auch bei den Mächtigkeiten der jurassischen Sedimente, so dass in den nachfolgenden Beschreibungen der Gruppen nur generelle Trends angegeben sind.

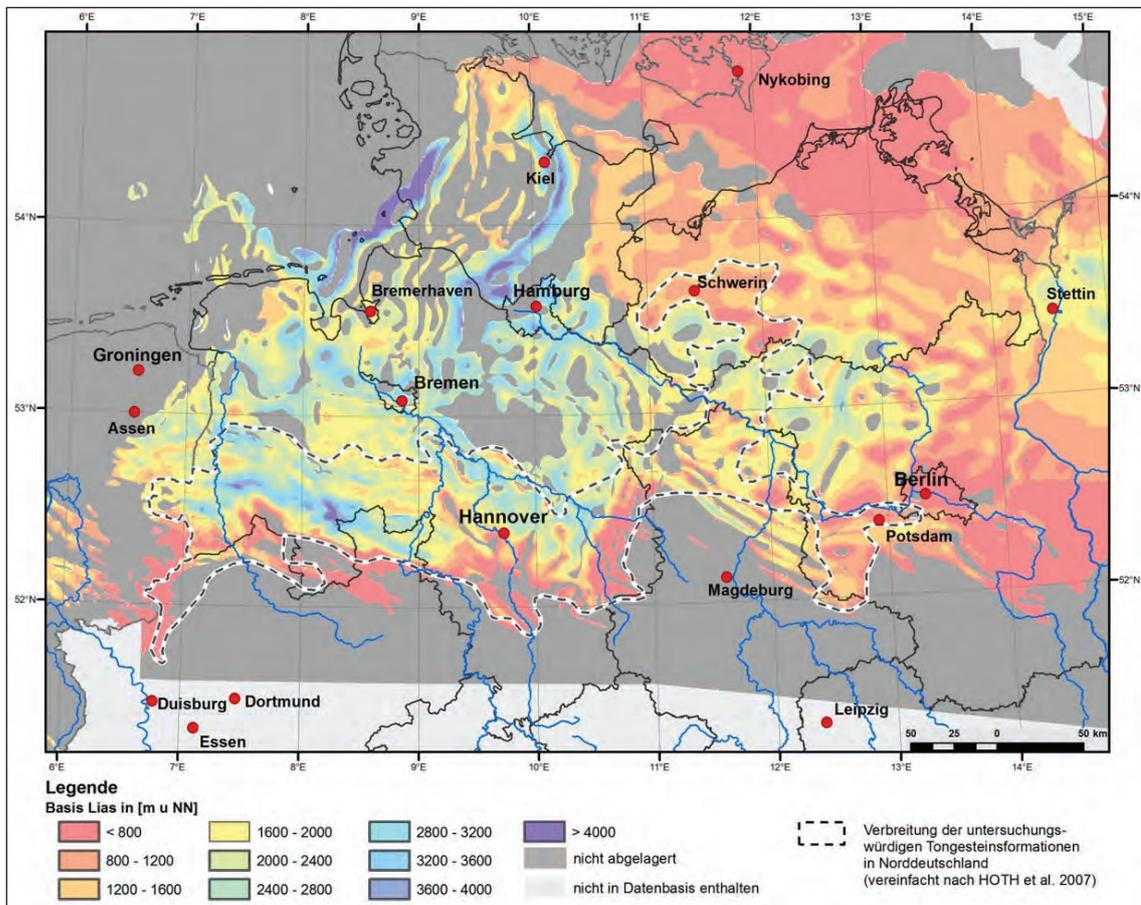


Abb. 11: Tiefenlage der Jurabasis (Lias) in Norddeutschland (geändert nach LOTT et al. 2010)

Aufgrund der häufigen Alters- und Raumlageunterschiede der abgelagerten Schichten wird abweichend von den vorherigen Kapiteln auf eine Darstellung der lithostratigraphischen Einteilung für den gesamten betrachteten Bereich entsprechend der STD 2002 verzichtet. Stattdessen wird in Abbildung 12 beispielhaft die stratigraphische Tabelle für Niedersachsen (HEUNISCH et al. 2007) verwendet. Abweichende Einheiten, die für Nordostdeutschland in der STD 2002 angegeben sind, werden den entsprechenden Einheiten gegenübergestellt, ohne ihre exakte Abgrenzung anzugeben. Im Übergangsbereich kommt es häufig auch zu Verzahnungen der aufgeführten Einheiten und variierenden Schichtlücken. Eine Einteilung in klar abgegrenzte Formationen erfolgte auch in der STD 2002 nicht, zudem ist die Nomenklatur der Jurauntergliederung noch nicht abschließend erstellt.

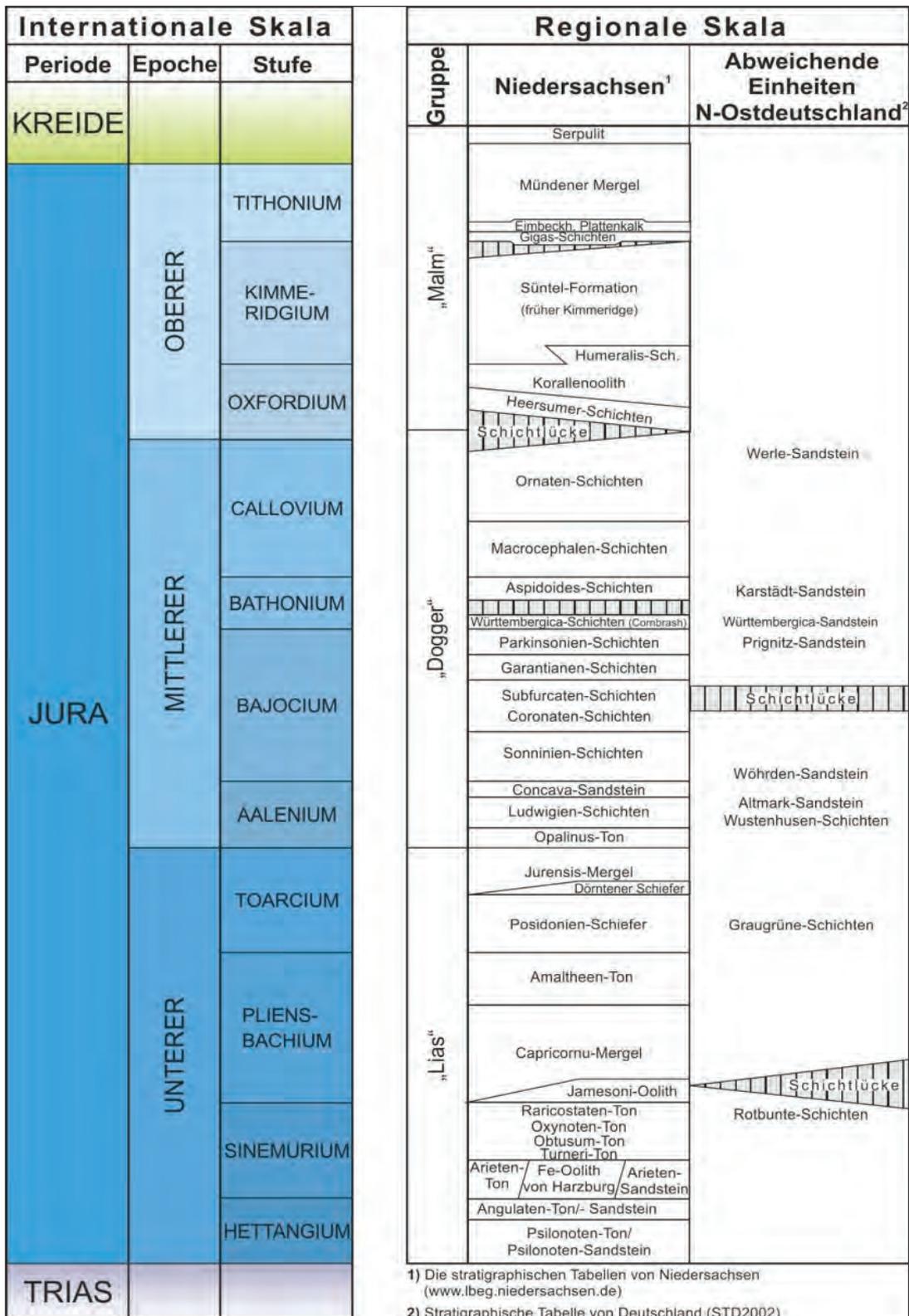


Abb. 12: Stratigraphische Gliederung des Jura in Niedersachsen und Abweichungen in Nordostdeutschland (nach HEUNISCH et al. 2007 und STD 2002, DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [HRSG.] 2002)

Für Norddeutschland ist die Verwendung der Begriffe „Lias“, „Dogger“ und „Malm“ als Gruppen in der Deutschen Stratigraphischen Kommission umstritten. Mangels anderer abgestimmter oder gebräuchlicher Begriffe werden sie nachfolgend trotzdem zur Unterteilung des Jura in Norddeutschland verwendet.

Der Übergang vom Keuper zum **Lias** ist in Norddeutschland nicht an einen Lithologiewechsel gebunden. Häufig blieben die Sedimentationsbedingungen gleich, so dass der Übergang kontinuierlich erfolgte. Nach Nordosten bleibt die sandige Fazies jedoch länger bestehen, in Mecklenburg reicht sie z. B. bis ins Obere Sinemurium (MÖNNIG 2005). Besondere Bedingungen lagen während der Sedimentation der Posidonien-Schiefer im Oberen Lias (Toarcium) vor. Zur Ablagerung kamen dunkle Tonsteine mit einem hohen Bitumengehalt, die ein wichtiges Muttergestein für die norddeutschen Erdöllagerstätten darstellen (s. a. Kap. 11). In WALTER (2007) wird für die Sedimente des Unterjura im westlichen Nordwestdeutschland eine Mächtigkeit von bis zu 1.400 m angegeben.

Strukturell entwickeln sich im Mitteljura (**Dogger**) die im Unterjura angelegten rheinisch streichenden Senkungszonen Nordwestdeutschlands fort. Die Tonsteifolgen werden jedoch häufiger als im Unterjura von gröberklastischen deltaischen Einschaltungen unterbrochen (WALTER 2007), die z. T. wichtige Erdöl- und auch Erdgas-Speichergesteine darstellen (s. a. Kap. 11). Laut MÖNNIG (2005) ist die Basis des Dogger nicht eindeutig zu verfolgen, da die Jurensis-Mergel als oberste Schicht des Lias verglichen mit den Opalinus-Tonen an der Basis des Dogger keinen Fazieswechsel zeigen. Die nachfolgende Charakterisierung der Einheiten erfolgt basierend auf BRAND & MÖNNIG (2009). Dort sind die Opalinus-Tone als einheitlich feingeschichtete Tonmergelsteine beschrieben. Der Ablagerungsraum hing zu dieser Zeit noch mit dem süddeutschen zusammen, was durch die Mikrofauna belegt ist. Eine Trennung in zwei Räume fand erst im Ober-Aalenium statt. Die Ludwигien-Schichten weisen eine sehr differenzierte Sedimentfolge auf, die aus Ton- und Tonmergelsteinen sowie Sandsteinen besteht. Im östlichen Verbreitungsgebiet tritt der ca. 50 – 100 m mächtige kompakte Altmark-Sandstein auf. Der in der stratigraphischen Tabelle ausgehaltene Concava- oder Wöhrden-Sandstein ist hingegen auf das nördliche Ablagerungsgebiet begrenzt. Er wurde bislang im West- und Ostholstein-Trog nachgewiesen, in denen er geringmächtig und stark vertont ausgebildet ist. Weiter östlich wurde er innerhalb des Altmark-Sandsteins ebenfalls nachgewiesen. Flächenhaft betrachtet sind die Sonninien- und Coronaten-Schichten lithologisch sehr unterschiedlich ausgebildet und es treten häufig Diskordanzen auf, die z. T. lokal begrenzt sind. Im Bereich von der Ems bis über die Weser hinaus sind beide Schichten unten durch Tonsteine gekennzeichnet und darüber unterschiedlich entwickelt. Im gesamten Bereich ist innerhalb der Sonninien-Schichten der ca. 10 m mächtige Varel-Sandstein abgelagert, wohingegen innerhalb der Coronaten-Schichten Sandsteine nur lokal begrenzt zur Ablagerung kamen – dabei jedoch Mächtigkeiten bis zu 250 m erreichen. Hangend folgen die Subfurcaten-, Garantianen- und Parkinsonien-Schichten, die vorwiegend pelitisch ausgebildet sind. Bei dem Prignitz-Sandstein, der in der Tabelle (Abb. 12) als Abweichung im östlichen Teil aufgeführt ist, handelt es sich um eine isolierte, limnische Ablagerung, die im Umfeld der Salzstöcke Rambow und Werle nachgewiesen wurde. Mit Beginn des Bathonium endet die Abfolge der Tonsteine und es dominieren klastische Sedimente. Innerhalb der Württembergica-

Schichten kommt es zu unterschiedlich mächtigen Sandsteinanreicherungen, die in der Weser-Senke bis 40 m, im Gifhorn-Trog 60 m und im Raum Dannenwalde-Karstädt bis 100 m erreichen. Während dabei im Westen eine marin-brackische Fazies vorherrscht, ist sie im Osten brackisch-limnisch geprägt. Der Name Cornbrash-Sandstein ist ein Relikt der frühen Erdölexploration und sollte nicht mehr verwendet werden. Darauf folgt nach einer Schichtlücke im Mittel-Bathonium erneut eine Ablagerung von marinen Tonsteinen, die zu den Aspidoides-Schichten zählen. Darin enthalten sind die in NW- und NE-Deutschland vorkommenden Schaumburg- und Karstädt-Sandsteine. Das Callovium beginnt schließlich mit den Macrocephalen-Schichten. Das gesamte Callovium umfasst die Macrocephalen- und Ornatens-Schichten und ist in NE-Deutschland vollständiger und mächtiger ausgebildet. Für die gesamte Abfolge des Dogger in NW- und NE-Deutschland ist in BRAND & MÖNNIG (2009) eine Mächtigkeit von bis zu 1.300 m angegeben.

Mit Beginn des Oberjura (**Malm**) setzte ein Meeresrückzug ein, der weite Bereiche Norddeutschlands und die südliche Nordsee betraf. Als Folge davon kam es zu einer weitflächigen Abtragung der bisherigen Jura- und Triassedimente. Lediglich Teile des Niedersächsischen Beckens und untergeordnet auch des Prignitz-Altmark-Brandenburg-Beckens blieben als Sedimentationsräume erhalten. Das Niedersächsische Becken war in dieser Zeit lokal stark untergliedert in Schwellengebiete mit reduzierter Sedimentation und enge Gräben und Halbgräben mit großer Subsidenzrate. Hinzu kam, dass im nördlichen und südlichen Rahmen der Senkungszone komplexe Randbruchsysteme mit teilweise aufsteigendem Zechsteinsalinar entstanden (WALTER 2007).

Nach einer Schichtlücke beginnt der Malm mit einem eindeutigen lithologischen Wechsel, der gut verfolgt werden kann (MÖNNIG 2005). Die Heersumer Schichten an der Malmbasis sind karbonatisch-sandig ausgebildet und deutlich härter als die unterlagernden Tonsteine des Dogger. Ihr fleckiges Erscheinungsbild ist auf extreme Bioturbation zurückzuführen (GRAMANN et al. 1997). In Norddeutschland schieben sich im Malm brackische und limnische Sedimente wie bereits im Norden und Nordosten auch aus dem Westen und Süden in den Ablagerungsraum vor. Auf die Heersumer-Schichten folgt der Korallenoolith, der unter flachmarinen Bedingungen gebildet wurde und Kalkooide sowie oolithisches Eisenerz enthält. Letzteres enthält z. T. abbauwürdige Eisenkonzentrationen und wurde in der Vergangenheit sowohl Über- als auch Untertage gefördert. Aufgrund der Fossilführung können im Oberen Korallenoolith die Humeralis-Schichten ausgehalten werden. Darüber kamen die Süntel-Schichten (früher Kimmeridge) mit Ton-, Mergel- und Kalksteinen zur Ablagerung. Aufgrund der Entstehung von Schwellen verengte sich der Sedimentationsraum des Norddeutschen Beckens und es stellten sich brackische Bedingungen ein, die zwischenzeitlich Subsidenz bedingt von marinen Verhältnissen unterbrochen wurden (CÁŠAR 2012), nach BETZ et al. (1987). Die Grenze am Top zu den hangenden Gigas-Schichten ist am plötzlichen Wechsel von weichen Mergeln zu harten, marinen Kalksteinen

in ganz Norddeutschland auffällig ausgebildet (MÖNNIG 2005). Weiterhin karbonatisch, jedoch deutlich plattig bis dünnsschichtig ausgebildet folgen im Hangenden die Eimbeckhäuser Plattenkalke, die zum Teil auch schwach primär bituminös sind (GRAMANN et al. 1997). Im Oberen Malm folgen die Münder Mergel, die nach der derzeitigen Einstufung in die Kreide hineinreichen. Abgelagert wurden in Folge von Regressionen und unter semiariden bis ariden klimatischen Bedingungen Mergelsteine sowie Evaporite (Anhydrite und Steinsalz). Zwischenzeitliche Meeresspiegelanstiege ermöglichten jedoch auch die Ablagerung von Karbonaten (GRAMANN et al. 1997). Die letzte zum Malm zählende Einheit, die jedoch aufgrund der zeitlichen Einstufung dessen Endes schon komplett zur Kreide gehört, ist der Serpulit (vgl. Abb. 12, s. a. Kap. 4.1.4). Bei seiner Sedimentation lagen im Beckenbereich marine Bedingungen mit einem Meeresspiegelhochstand vor, bei dem auch beckeninterne Schwellen erneut überflutet wurden. Dennoch kamen auch in diesem Abschnitt lokal saline Sedimente zur Ablagerung (GRAMANN et al. 1997). Abschließend führen GRAMANN et al. (1997) für die Schichten des Oberen Jura an, dass bisher keine eingehenden Untersuchungen über die Verteilung von Tonmineralen vorliegen.

Kennzeichnend für den gesamten Jura ist das Auftreten von Eisenooïden, die in Norddeutschland auch zu Eisenerzen angereichert sind. Eisenooïde kommen im Lias im Raricostaten-Ton und in den Capricornu-Mergeln vor, im Dogger treten sie in den Ludwigien-Schichten und in den Macrocephalen-Schichten auf und im Malm sind sie im Korallenoolith vorhanden (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [HRSG.] 2002).

4.1.4 Kreide

Eine einheitliche lithologische Gliederung der Kreide liegt für die betrachtete Fläche nicht vor. Hinzu kommt, dass in den östlichen Bereichen keine lithologische Gruppierung vorgenommen wurde, die mit denen im Niedersächsischen Becken vergleichbar wäre (vgl. a. HISS et al. 2006). Insgesamt ist die lithologische Ausprägung der kretazischen Schichten lokal sehr unterschiedlich und damit auch die lithostratigraphische Einstufung. Zur besseren Übersicht wird die Darstellung der Kreide deshalb für die Unterkreide und Oberkreide an Beispielen gesondert vorgenommen.

Unterkreide

Die Abgrenzung Jura/Kreide stellt nach der aktuellen Einstufung ein Problem dar, da die Sedimentation der zum Malm zählenden Mündener Mergel bereits in die Kreide hineinreicht und die der ebenfalls zum Malm gehörenden Serpult-Schichten komplett in der Kreide stattfindet. Daher setzen die ersten stratigraphisch zur Unterkreide zählenden Schichten (Wealden und Bückeberg-Formation) erst nach dem zeitlichen Beginn der Kreide innerhalb des Berriasium ein (vgl. Abb. 14).

Abbildung 13 zeigt demnach auch nicht die Basis der Kreide am Beginn des Berriasium, sondern entspricht ungefähr dem Top Wealden bzw. Bückeberg-Formation. Allgemein gilt für die Verbreitung der Unterkreide in der betrachteten Fläche, wie schon zuvor bei den jurassischen Schichten, dass sie nicht überall zur Ablagerung kam oder erhalten blieb. Die Tiefenlage der Basisfläche schwankt hauptsächlich im Bereich < 800 bis 1.600 m u. NN. und erreicht im betrachteten Bereich nur lokal Werte, die unterhalb von 2.000 m u. NN. liegen (z. B. nördlich von Hannover).

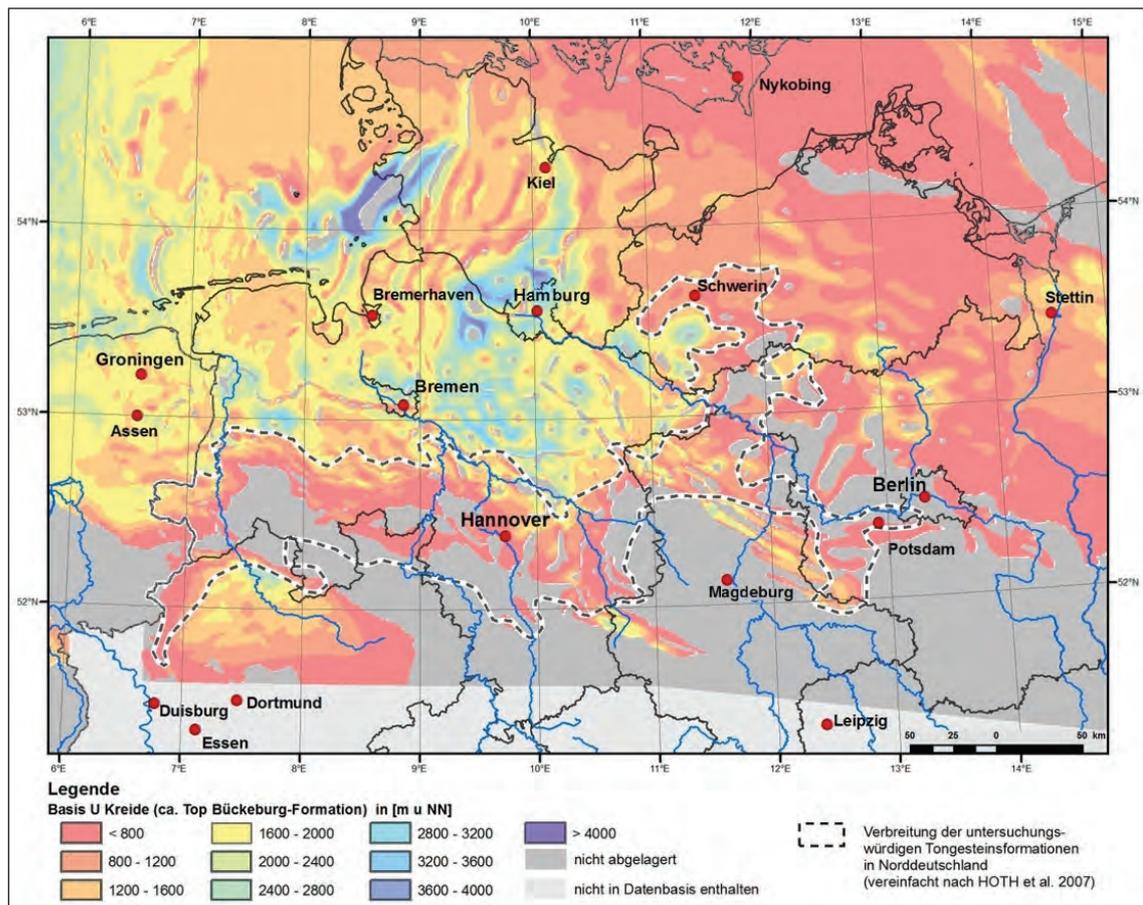


Abb. 13: Tiefenlage der Kreidebasis (ungefähr im Topbereich der Bückeberg-Formation) in Norddeutschland (geändert nach VEJBJÆK et al. 2010)

Wie einleitend erläutert erfolgte die lithologische Untergliederung der Kreide aufgrund der lokalen Unterschiede nicht einheitlich. Insbesondere in den östlichen Gebieten wurde in verschiedenen Regionen statt einer lithologischen Einteilung eine biostratigraphische Zonengliederung angewendet, auf die in diesem Bericht mangels einer direkten Vergleichbarkeit nicht näher eingegangen wird. Die Tabelle in Abbildung 14 stellt daher bei der regionalen Skala auch nur eine beispielhafte Auswahl dar und soll einen Überblick über die Unterschiede, aber auch über die Gemeinsamkeiten von West nach Ost innerhalb des betrachteten Bereichs geben. Dadurch soll ebenfalls verdeutlicht werden, dass eine generelle, für die gesamte betrachtete Fläche gültige Beschreibung der Ausprägung der kretazischen Schichten nicht möglich ist. Für die genaue Beschreibung und Beurteilung eines bestimmten Bereichs sind für diese Fragestellung immer lokal erhobene Daten notwendig.

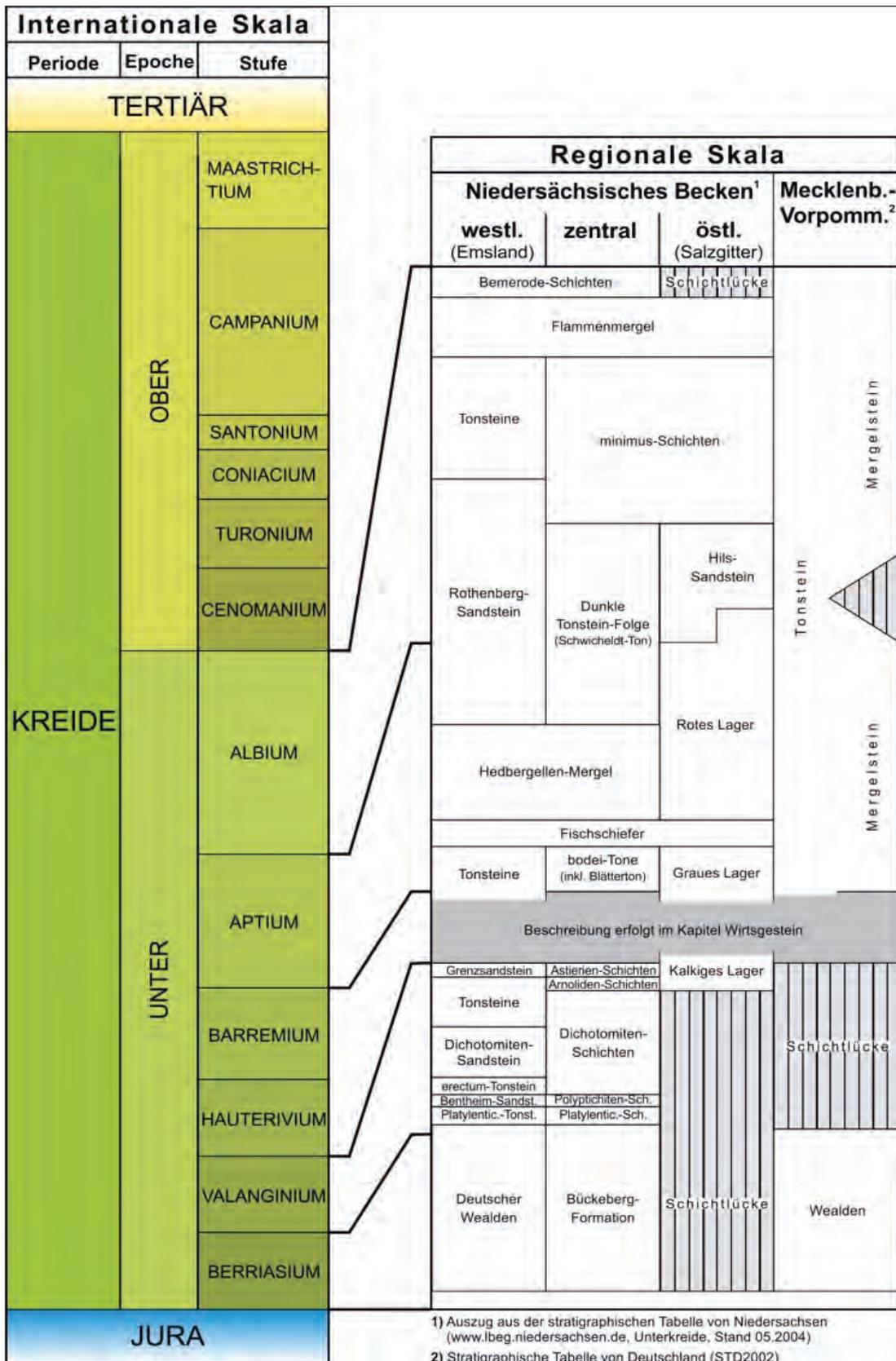


Abb. 14: Stratigraphische Gliederung der Unterkreide im Niedersächsischen Becken und in Mecklenburg-Vorpommern (nach HEUNISCH et al. 2007 und STD 2002, DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [HRSG.] 2002)

Im **Berriasium** setzte sich die Subsidenz des Niedersächsischen Beckens fort, welches im Norden durch das Festland der Pompeckij-Scholle und im Süden durch den Festlandsblock der Rheinisch-Böhmischen Masse begrenzt wird. Insgesamt ist die Subsidenzrate im Westen höher als im Osten (HISS et al. 2006). Zeitweise kam es zu einer Unterbrechung der Verbindung zum offenen Meer mit einer anschließenden vollständigen Aussüßung des Beckens (WALTER 2007). Die unterschiedlichen Entwicklungen innerhalb des Niedersächsischen Beckens spiegeln sich auch in Abbildung 14 in der Gliederung von West nach Ost wider.

In den westlichen und zentralen Beckenteilen kam es zur Ablagerung von feinschichtigen, dunkelgrauen und schwarzen, z. T. bituminösen Tonsteinen. Von den südlichen Festländern her wurden Deltaschüttungen gebildet, die lokal aus Sumpfwäldern stammten, was zur Bildung von Kohlenlagen führte. Die feinschichtigen Tonsteine zeigen Erdöl- und Erdgas-muttergesteinsmerkmale, wohingegen die Wealden-Sandsteine und Schalenrümmerkalke Speichergesteinseigenschaften besitzen (WALTER 2007) (s. a. Kap. 11). In der östlichen Randfazies wurden in die Tonsteinfoolgen des Berriasium und Valanginium die Bentheim- und Dichotomiten-Sandsteine sowie der Grenzsandstein und im Aptium und Albium der Rothenberg-Sandstein zwischengeschaltet (HISS et al. 2006). Die Bückeberg-Formation im zentralen Teil wurde in einem geschlossenen Becken unter Süß- und Brackwasserbedingungen abgelagert. In der Stratigraphischen Tabelle der Unterkreide von Niedersachsen (HEUNISCH et al. 2007, Stand 05.2004) sind von Osten nach Westen für den Abschnitt des Deutschen Wealden, bzw. Bückeberg-Formation, Mächtigkeiten von 400 bis 700 m angegeben.

Im **Valanginium** erreichen die dunklen marinen Tonsteine im Bereich des Emslandes eine Mächtigkeit von bis zu 350 m. Weiter östlich sind die Tonsteine schwach siltig und erreichen Mächtigkeiten bis 300 m im nördlichen Vorland des Wiehengebirges und bis ca. 100 m im Raum Hannover-Braunschweig (HISS et al. 2006). In der östlichen Randfazies setzt die Sedimentation nach der Stratigraphischen Tabelle von Niedersachsen (HEUNISCH et al. 2007, Stand 05.2004) nach einer größeren Schichtlücke erst im oberen Valanginium mit den Schichten des Kalkigen Lagers ein, die bis in das Barremium hineinreichen und Mächtigkeiten von 5 bis 20 m aufweisen. In diesen Schichten können auch Trümmereisenerze als meist linsenförmige Körper von 1 bis 2 km Länge und 100 m Mächtigkeit enthalten sein (HISS et al. 2006). Der in Abbildung 14 im Berriasium und Valanginium aufgenommene Wealden ist in Mecklenburg-Vorpommern nur auf abgesunkenen Schollen innerhalb von Störungszonen auf dem Darßer Ort und auf Mittel-Rügen nachgewiesen (DIENER 2000a). Das Vorkommen liegt somit außerhalb des betrachteten Bereichs.

Die Beschreibung des Barremium und Hauterivium, deren zukünftige Entwicklung und die damit verbundenen Ungewissheiten, erfolgen in den Kapiteln 4.3 und 4.4.

Im **Aptium** kamen dunkle, z. T. glaukonitische Tonsteine mit einer Mächtigkeit von 200 m im östlichen Bereich und dunkel- bis mittelgraue Ton- und Mergelsteine mit einer Mächtigkeit von 350 m im zentralen und westlichen Bereich zur Ablagerung (Hiss et al. 2006). Während die Sedimentation der bodei-Tone im zentralen Teil mit Beginn des Aptium einsetzte, wurde die Sedimentation der Einheit der Tonsteine im Westen und des Grauen Lagers im Osten aus dem Barremium übergangslos fortgesetzt (HEUNISCH et al. 2007). Ein markanter, bereichsübergreifender Horizont im Aptium ist der dunkle, feinlaminierter Fischeschiefer, der einen hohen Gehalt an organischem Kohlenstoff aufweist. Darüber kamen im westlichen und zentralen Bereich die Hedbergellen-Mergel und im Osten das Rote Lager zur Ablagerung. Fortgesetzt wird die teilweise nicht- oder randmarine Sedimentation im Osten, in unmittelbarer Randlage zur südlich gelegenen Rheinisch-Böhmischen Masse, mit dem Hils-Sandstein. Dieser küstennahe Bereich zeichnet sich durch lateral rasche lithofazielle Wechsel aus. Der Raum Salzgitter-Goslar ist zudem durch Flachwasserkarbonate, Trümmereisenerze, glaukonitische Mergel- und Siltsteine gekennzeichnet. Anders als im Valanginium sind die Eisenerze des Aptium nicht als Trümmereisenerz, sondern oolithisch ausgebildet (Hiss et al. 2006). Nach MUTTERLOSE (2000a) kommen in den Schichten des Albium, die rasche lithologische Wechsel aufweisen, keine Eisenerze mehr vor. Im Raum Salzgitter werden die Erze durch etwa 40 m mächtige, glaukonitführende, sandige Tonsteine und zum Teil auch Sandsteine des Hils-Sandsteins (Unter-Albium) überlagert. Darüber folgen die 10 bis 15 m mächtigen Tonsteine der minimus-Schichten und schließlich die bis zu 80 m mächtigen Mergelsteine des Flammenmergel.

Die Entwicklung der Sedimentation in Norddeutschland vom Mittel-Albium bis zum „Fazieswechsel“ im oberen Ober-Cenomanium (Oberkreide) repräsentiert einen vollständigen transgressiven Idealzyklus mit stetig zunehmendem Karbonatgehalt der Sedimente. Nachweisbar ist diese Abfolge in sehr ähnlicher Ausbildung vom nördlichen Münsterland bis nach Sachsen-Anhalt. Lediglich an der Wende Albium/Cenomanium fand eine kurze regressive Phase statt (Hiss et al. 2006). Ab dem **Albium** (höhere Unterkreide) führte die anhaltende Transgression dazu, dass das Meer die Pompeckische Schwelle komplett überdeckte und bis nach Ostdeutschland und Polen reichte. Im Zuge dieser Entwicklung kam es zur Ablagerung von marinen grauen Tonen, welche die jurassischen und unterkretazischen synsedimentären Strukturen überdeckten (WALTER 2007). Im Randbereich des Niedersächsischen Beckens bestehen die minimus-Schichten aus glaukonitisch-sandigen Tonsteinen oder Sandsteinen und im Beckenzentrum aus glaukonitischen Tonsteinen. Darüber folgt im Ober-Albium der weiträumig verbreitete Flammenmergel, der positionsabhängig aus biosilicischen Mergelsteinen (distal) und kieseligen Silt- bis Feinsandsteinen (proximal) aufgebaut ist. Im Bereich von Hannover und südlich von Bremen kommen lokal die Bemeroeder Schichten, bis zu 30 m mächtige Tonmergelsteine, vor, die die Grenze Albium/Cenomanium vollständig belegen (Hiss et al. 2006).

Weiter im Osten im Gebiet von Mecklenburg-Vorpommern kommen laut STD 2002 im Aptium und Albium Mergel- und Tonsteine vor, die lithologisch nicht weiter untergliedert wurden. Sedimente dieser Zeit wurden in unterschiedlichen Mächtigkeiten auch im betrachteten Gebiet abgelagert (vgl. DIENER 2000a).

Oberkreide

Durch die Kombination der weiterhin andauernden Subsidenz und einer allgemeinen Transgression kommt es in der Oberkreide zu einem Höchststand des Meeresspiegels. Weite Teile West- und Mitteleuropas sowie große Teile des südlichen Osteuropas werden vom südlichen Nordatlantik und der Tethys überflutet (WALTER 2007). Trotz der beschriebenen Ausweitung des Sedimentationsraumes gilt auch für die Oberkreide, dass sie nicht im gesamten betrachteten Gebiet zur Ablagerung kam. Verglichen mit der Unterkreide (Abb. 13) ist die bis heute erhalten gebliebene Verbreitung sogar noch zurückgegangen. Abbildung 15 zeigt die Basis der Oberkreide am Beginn des Cenomanium. Die Tiefenlage der Basisfläche, die von der betrachteten Fläche meist nur randlich gestreift wird, liegt im Bereich von ca. < 750 bis 1.000 m u. NN. Lediglich im Bereich um Schwerin und im nördlichen Sachsen Anhalt werden lokal Tiefen von 1.250 m u. NN. bzw. ungefähr 2.000 m u. NN. erreicht.

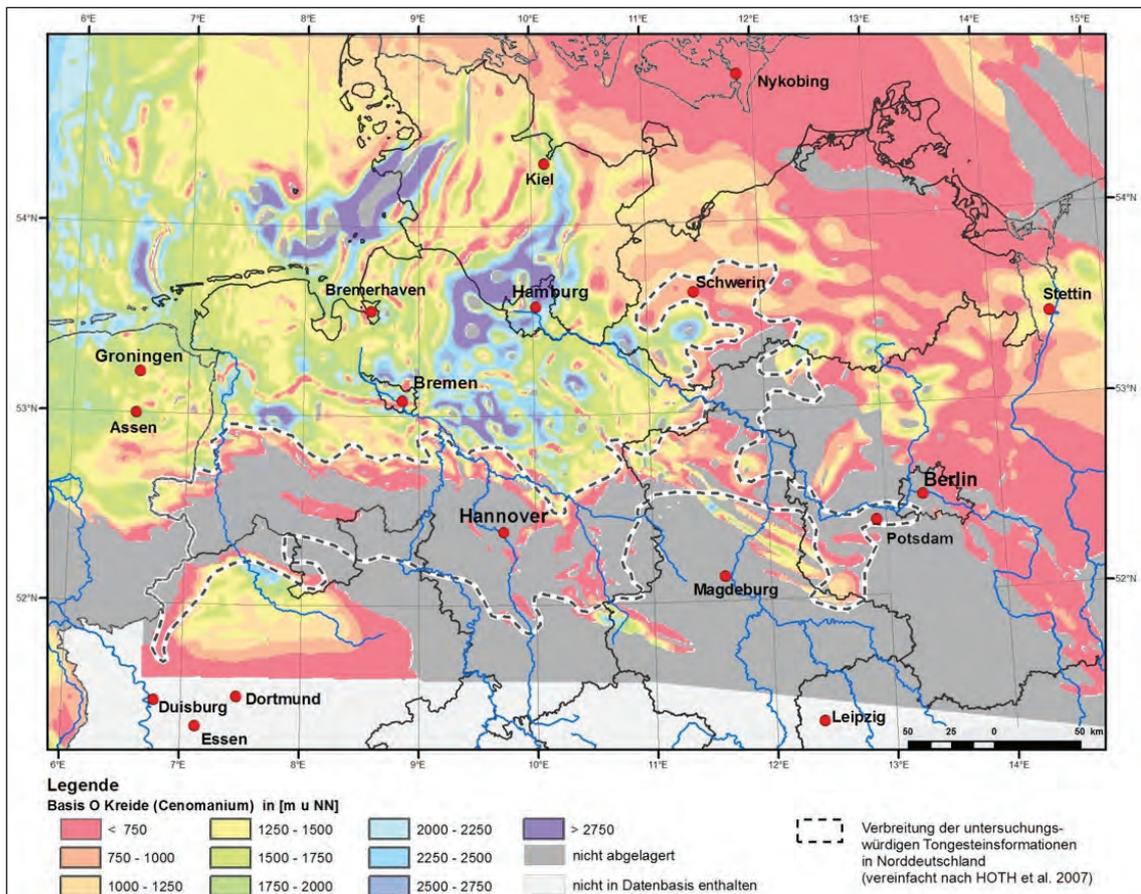


Abb. 15: Tiefenlage der Oberkreidebasis (Cenomanium) in Norddeutschland (geändert nach VEJBJÆK et al. 2010)

Zur Erläuterung der stratigraphischen Gliederung der Oberkreide wurden exemplarisch drei Beispiele ausgewählt. Für die westlichen Bereiche wurde ein Profil aus dem Münsterland und dem Emsland verwendet, das in den nördlichen Teil des Münsteraner Beckens hineinreicht und dort die betrachtete Fläche erreicht. Das Profil von Mecklenburg-Vorpommern umfasst auch Bereiche, die nördlich des betrachteten Gebiets liegen, weshalb nicht alle dort genannten Schichten innerhalb des betrachteten Gebiets vorkommen. Es verdeutlicht dadurch jedoch die große Bandbreite der abgelagerten Sedimente zu dieser Zeit. In den stratigraphischen Profilen sind größtenteils noch alte Bezeichnungen enthalten, die z. T. auch noch weiter verwendet werden. Für Abbildung 16 wurden NIEBUHR et al. (2007) und dem LithoLex die neuen Bezeichnungen und Einstufungen in Formationen entnommen, die von der Stratigraphischen Kommission festgelegt wurden. Zum besseren Verständnis und zur Erleichterung der Übertragbarkeit von Informationen in der Literatur wurden die alten Namen aus der STD 2002 zusätzlich in Klammern und kursiv gesetzt in die Abbildung mit aufgenommen.

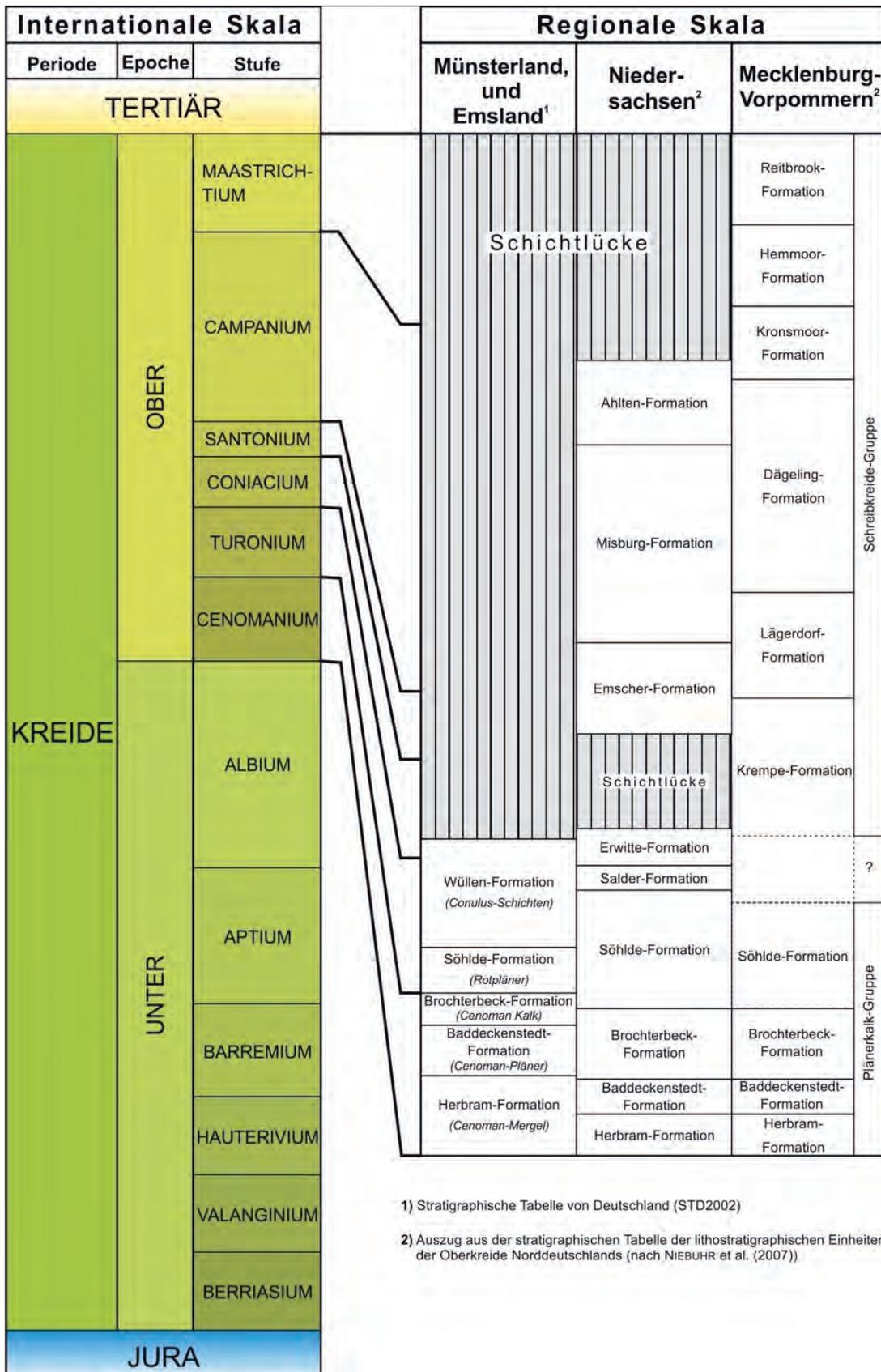


Abb. 16: Stratigraphische Gliederung der Oberkreide in Norddeutschland (nach NIEBUHR et al. 2007 und STD 2002, DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [HRSG.] 2002)

Im **Cenomanium** wurden im gesamten norddeutschen Raum Mergel- bis hin zu Kalksteinen abgelagert. Häufig treten Glaukonitanteile auf und auch sandigere Sedimente sind möglich. Die Herbram-Formation zeigt zudem an, dass mit steigendem Kalkgehalt die Glaukonitgehalte in den Sedimenten zurückgehen (Hiss et al. 2006). In der betrachteten Fläche kommt sie z. B. im nördlichen Münsterland und in Niedersachsen sowie in Sachsen-Anhalt im Subherzyn vor. Ein fazieller Wechsel leitet zur Baddeckenstedt-Formation über, in der nach Hiss et al. (2006) Milanković-Zyklen nachgewiesen wurden. Die mögliche Mächtigkeit der grauen Kalkmergelsteine und hellgrauen mergeligen Kalksteine dieser Formation wird von WILMSEN & HISS (2007) mit bis zu 80 m, z. B. im Raum Hannover, angegeben. In der Brochterbeck-Formation treten nach Hiss et al. (2007b) undeutlich gebankte Flaserkalksteine auf, die in Niedersachsen und Sachsen-Anhalt einheitlich mit Mächtigkeiten von 15 bis 20 m abgelagert wurden. Im nördlichen Münsterland können sie auch bis zu 60 m erreichen.

Es folgt eine scharfe lithologische Grenze, die den Fazieswechsel im höchsten Cenomanium aufgrund einer ersten tektonischen Neukonfiguration des Ablagerungsraumes in lokal kleinräumige Becken und Schwellen und den Umschlag zu mehr mergeldominierten Sedimenten mit einigen Kalksteinbänken markiert (Hiss et al. 2006). Sedimentiert wurden in der Söhlde-Formation des **Turonium** extrem heterogene Kalk- und Mergelsteine mit engräumigen lateralen Lithofazies-Übergängen und schwankenden Mächtigkeiten (WIESE et al. 2007c). Im betrachteten Bereich tritt diese Formation hauptsächlich in Niedersachsen, Brandenburg und Sachsen-Anhalt auf. Lokal begrenzt auf das nordwestliche Münsterland setzt darüber die Ablagerung der Wüllen-Formation ein, die nach Hiss et al. (2007a) aus weißen, grauweißen oder gelblichweißen Schreibkreide-artigen, schwach verfestigten Kalksteinen oder Mergelkalksteinen mit einer Mächtigkeit von bis zu 100 m besteht. Nach Hiss et al. (2006) enden mit diesen Schichten die Profile des nordwestlichen Münsterlandes.

Im Bereich von Niedersachsen und Sachsen-Anhalt folgt die aus vorwiegend dickbankigen, weißen bis hellgrauen Mergelkalksteinen aufgebaute Salder-Formation, deren Mächtigkeiten stark schwanken (WIESE et al. 2007b). In Niedersachsen kommen darin auch einzelne Flintlagen vor. Am Übergang zum **Coniacium** wurde in Niedersachsen und Sachsen-Anhalt die Erwitte-Formation abgelagert, die nach WIESE et al. (2007a) aus einer Wechsellagerung von gebankten, weißen bis grauen Mergelkalksteinen und Mergelstein-Zwischenlagen besteht. Zum Hangenden hin treten diese Zwischenlagen deutlich seltener auf. Die Mächtigkeit liegt im niedersächsischen Bereich bei ca. 80 m und in der östlichen Subherzynen Kreidemulde bei 45 bis 50 m. Das Aussetzen der Zwischenlagen markiert in diesen Bereichen die Basis der Emscher-Formation, die nachfolgend entsprechend der Beschreibung von Hiss et al. (2007c) charakterisiert wird. Sie liegt konkordant auf der Erwitte-Formation oder setzt z. T. erst nach einer Schichtlücke im **Santonium** ein. Sedimentiert wurde die Formation,

die hauptsächlich aus Tonmergelsteinen und untergeordnet auch aus Kalkmergel- und Mergelkalksteinen besteht, in einem küstennahen Flachmeerbereich. Die Mächtigkeiten dieser Formation schwanken salztektonisch bedingt stark und können lokal ungefähr 1.500 bis 2.000 m erreichen. Mit einer Verbreitung in Niedersachsen, Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern folgt im **Campanium** die von NIEBUHR (2007a) beschriebene Misburg-Formation. Aufgebaut ist sie aus rhythmisch gebankten, schwach verfestigten Kalkmergel-, Mergelkalk- und Kalksteinen mit Kalkgehalten zwischen 55 und 90 %. Die Mächtigkeit der Formation liegt im Mittel bei 350 bis 400 m und kann in Randsenken von Salzstöcken ca. 600 m erreichen. Als Erosionsrelikt wurde die Ahlten-Formation im Raum Hannover mit Mächtigkeiten von 150 bis 200 m nachgewiesen (NIEBUHR 2007c). Es handelt sich dabei um porösen, spiculitischen Kalkarenit mit geringen Glaukonitgehalten und einem Kalkgehalt der zwischen 50 und 75 % schwankt. Die SiO₂-Gehalte liegen durchgehend hoch bei über 25 % und können auf biogenen Opal von Schwämmen zurückgeführt werden. Schließlich beendet die Ahlten-Formation, die an der Hangendgrenze gekappt vorliegt, das Oberkreideprofil ungefähr im Oberen Campanium.

In den nordöstlichen Bereichen der betrachteten Fläche, die in Abbildung 16 in der regionalen Skala von Mecklenburg-Vorpommern abgedeckt sind, kam ungefähr seit dem Coniacium die Schreibkreide-Gruppe in einem offenen Epikontinentalmeer unter Flachwasserbedingungen zur Ablagerung (NIEBUHR 2007b). Die Liegendgrenze der Gruppe ist für eine exakte Einstufung noch nicht ausreichend mit Daten belegt. Nach NIEBUHR (2007b) besteht die abgelagerte Schreibkreide überwiegend aus biomikritischem Niedrig-Magnesium-Kalzit, der durch einen Karbonatgehalt von über 90 % und ein Porenvolumen von 40 bis 50 % gekennzeichnet ist. Zur Untergliederung der in Abbildung 16 aufgeführten Formationen wurden Flinte, grobkörnige Bestandteile, Nicht-Karbonat-Anteile und Sedimentationsanomalien genutzt. Die Mächtigkeit dieser Gruppe kann bis über 1.000 m betragen. Abgeschlossen wird die Oberkreide in weiten Teilen Norddeutschlands durch eine Schichtlücke, die regional zu unterschiedlichen Zeiten einsetzt.

4.1.5 Tertiär

Noch in der Oberkreide fielen weite Teile des norddeutschen Senkungsfeldes trocken und das Meer zog sich nach Nordwesten zurück, was zu einer Schichtlücke führte. Dabei verlagerte sich auch die Subsidenz in den Bereich der Nordsee. Mit dem Beginn des Tertiär werden die Meeresspiegelschwankungen und das Sedimentationsgeschehen im Bereich des Norddeutschen Tieflandes daher hauptsächlich durch klimatische Veränderungen gesteuert (WALTER 2007). Diese Veränderungen reichten aus, um im Oberpaläozän und Eozän (vgl. Abb. 18) eine weitreichende Transgression zu erzeugen, in deren Verlauf sich in weiten Teilen Norddeutschlands marine Verhältnisse einstellten. Der Höhepunkt dieser Transgression lag im Mitteleozän.

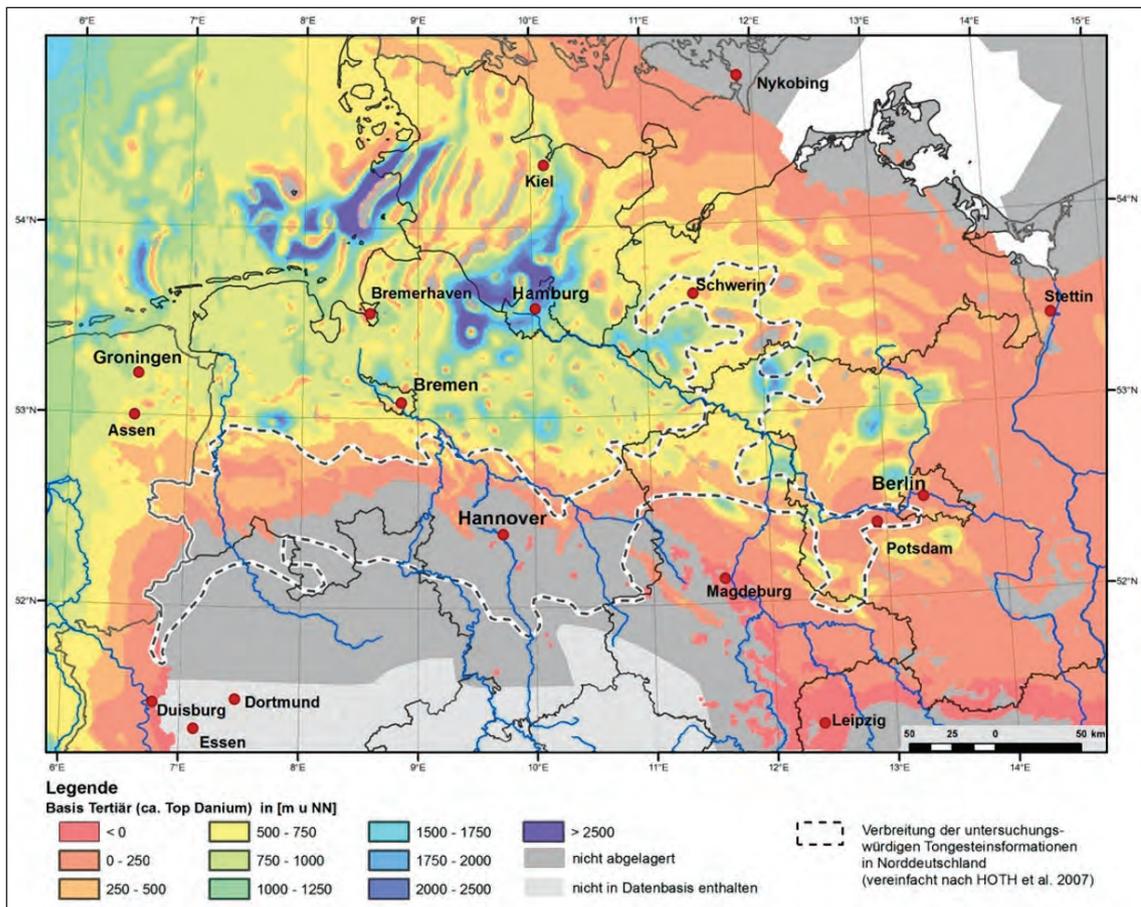
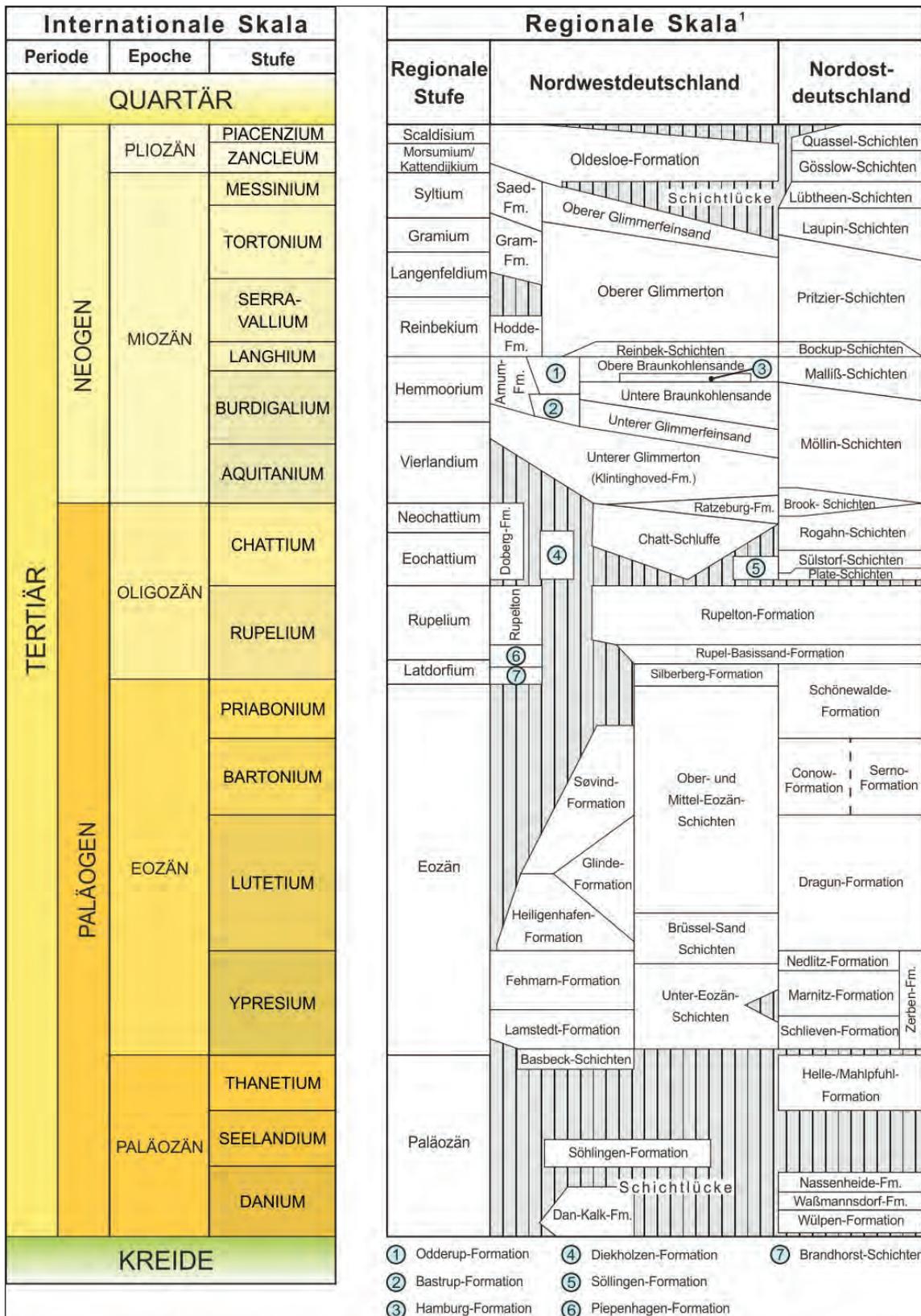


Abb. 17: Tiefenlage der Tertiärbasis in Norddeutschland (ungefähr im Topbereich der regionalen tertiären Stufe Danium, geändert nach KNOX et al. 2010)

Abbildung 17 zeigt die Ausbreitung und Tiefenlage der tertiären Schichten gegen Ende des Danium, also noch vor der Transgression. Die Karte gibt damit die Tertiärbasis nur ungefähr im unteren Abschnitt des Tertiär wieder. Verglichen mit der Oberkreide (vgl. Abb. 15) reicht der Ablagerungsraum im Bereich des Emslandes weiter nach Süden und der östliche Teil der betrachteten Fläche weist kaum noch Lücken auf. Die Mächtigkeiten der abgelagerten Sedimente schwanken auf die Fläche betrachtet stark, was z. T. daran liegt, dass es während des Tertiär zu einem gesteigerten Diapirismus kam. Insbesondere in den sich eintiefenden Randsenken der Salzstöcke und -kissen kam es lokal zu Mächtigkeiterhöhungen bei der Sedimentation. An der Tiefenlage der Tertiärbasis in Abbildung 17 ist zudem zu erkennen, dass die größeren Eintiefungen gut mit dem verlagerten Subsidenzbereich übereinstimmen. Innerhalb der betrachteten Fläche liegen die Tiefenwerte hauptsächlich zwischen 0 und 750 m u. NN.

Die nachfolgende Beschreibung der Lithostratigraphie bezieht sich wie die Darstellung in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [HRSG.] 2002) auf die Bereiche Nordwestdeutschland und Ostdeutschland. Die Tabelle wurde, ergänzt durch die Korrekturen der Stratigraphischen Kommission von 2005, als Grundlage für Abbildung 18 verwendet. Zusätzlich erfolgte ein Abgleich mit der Darstellung der Lithostratigraphie des Tertiär nach KNOX et al. (2010). Für die Erläuterung der Lithologie wurden die Beschreibungen der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland von GÜRS (2005) für Nordwestdeutschland und von STANDKE et al. (2005) für Ostdeutschland zusammengefasst.



¹⁾ Zusammenstellung nach der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland (STD 2002) sowie den Korrekturen aus 2005 (ESTD 2005) und nach KNOX et al. (2010)

Abb. 18: Stratigraphische Gliederung des Tertiär in Norddeutschland (nach STD 2002, DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [HRSG.] 2002 sowie ESTD 2005 und KNOX et al. 2010)

Die Abfolge des **Paläozän** (Tertiär) beginnt in Nordwestdeutschland im Danium mit der Sedimentation der Dan-Kalke in einem nach Norden offenen Sedimentationsraum unter warm-trockenen Klimabedingungen. Aufgrund einer ausgeprägten Regression kommt es im Mittleren Paläozän in der betrachteten Fläche (z. B. Raum Hannover) zur Ablagerung von terrestrischen Tonen und Braunkohlen. Lokal wurden auch Süßwasserkalke gebildet. Nach einer erneuten Transgression kommt es vor allem im Beckeninneren zur Sedimentation feinklastischer Ablagerungen der Basbeck-Formation. Innerhalb der betrachteten Fläche treten diese vermutlich nicht auf, da die Küstenlinie bis in den Raum von Bremen zurückwich.

In Ostdeutschland sind die ursprünglich in gesamt Norddeutschland weit verbreiteten Schichten des Unterpaläozän (Danium) nur noch lokal als Erosionsreste in Subrosionssenken und Salzstock-Randsenken (Brandenburg, Altmark, Egelner Mulde) erhalten geblieben. Als älteste Abfolge kann die marin ausgebildete Wülpen-Formation mit vorwiegend schluffigen, schwach glaukonitischen, kalkhaltigen Feinsanden, die zum Hangenden in gröbere Sande übergehen, nachgewiesen werden. Darüber folgt die ebenfalls marine Waßmannsdorf-Formation, die im Süden von Berlin eine Wechselfolge von schluffigen Kalkfeinsandsteinen und lockeren Mergelsanden darstellt. Im Hangenden wird die Abfolge durch die marin-brackische, meist sandige Nassenheide-Formation fortgeführt. Lokal kommen in dieser Formation auch geringmächtige Braunkohlenflöze vor. Nach einer Schichtlücke folgen im Oberpaläozän (Thanetium) die Helle- und Mahlpfuhl-Formationen. Die marinen Helle-Schichten transgredierte flächenhaft von Nordwesten bis in den Berliner Raum. An der Basis der bis zu 250 m mächtigen, teils glaukonitischen bzw. pyritischen, teils kalkigen oder sandigen Tone und Tonsteine tritt häufig ein bis zu 5 m mächtiges Konglomerat auf, das u. a. grüngerindete Oberkreide-Feuersteine („Wallsteine“) enthält. Zeitgleich, aber näher zum Rand treten die weiter nach Osten reichenden marinen Mahlpfuhl-Schichten auf.

Am Beginn des **Eozän** wird die Abfolge in Nordwestdeutschland bei steigendem Wasser-spiegel im Becken lückenlos mit der Lamstedt-Formation fortgesetzt, die durch graue Tone und zahlreiche Tuffitlagen (Vulkanismus der Thule-Region) gekennzeichnet ist. Am südlichen Beckenrand im Raum Helmstedt entsprechen die Unter-Eozän-Schichten (auch Elz-Formation) mit küstennah gebildeten Kohleflözen diesen Ablagerungen. Mit einer ähnlichen Ausdehnung wurde über der Lamstedt-Formation die Fehmarn-Formation mit äußerst feinkörnigen und plastischen, olivgrünen bis rostroten Tonen sedimentiert. In der folgenden Heiligenhafen-Formation treten radiolarienreiche Schichten und Kieselgesteine in zyklisch abgelagerten tonigen Schluffen und verfestigten Schluffsteinlagen auf. Nach Süden hin werden die Sedimente glaukonitischer und zählen zum tieferen Teil der Glinde-Formation. Das erneute Einsetzen regressiver Tendenzen ist durch das Einsetzen par-alischer (küstennah gebildeter) Braunkohlen dokumentiert. Der regressive Trend ist auch in den südlicher vorkommenden Brüssel-Sand-Schichten am Übergang zum Lutetium ablesbar. Noch während des Lutetium setzte eine weitreichende Transgression ein, die

einen deutlichen Wechsel im Sedimentationsgeschehen einleitete. Im Beckenzentrum wurden pelagische Mergel mit nahezu kreidigem Aussehen abgelagert, die im Hangenden in die kalkigen Tone der Søvind-Formation übergehen. Weiter südlich ist dieser Abschnitt durch den sogenannten Kalksandstein-Member des oberen Abschnitts der Glinde-Formation vertreten. Obereozäne Sedimente sind im Nordwestdeutschen Becken nur sehr lückenhaft verbreitet.

In Ostdeutschland wurden zu Beginn des Eozän im Ypresium vom Liegenden zum Hangenden die marinen Schlieven-, Marnitz- und Nedlitz-Formationen abgelagert, die der randnäheren sandigen Zerben-Formation entsprechen. Charakteristisch für die tonig-schluffigen Sedimente der Schlieven-Formation sind u. a. Asche- und Tuffitlagen. Darüber wurde die ebenfalls tonig-schluffige Marnitz-Formation sedimentiert, in die ein weitverbreiteter Sandhorizont zwischengeschaltet ist. Den Abschluss bildet schließlich die überwiegend aus z. T. kalkhaltigen Glaukonitsanden bestehende Nedlitz-Formation, die im unteren Abschnitt tonarm und im oberen tonreich ausgebildet ist. Im Lutetium folgt dieser Abfolge die marine Dragun-Formation, die im unteren Bereich in die Grünsandgruppe und im oberen in die Kalksandstein-Gruppe gegliedert wird. Im Bartonium wurden die marine Conow-Formation und randnah die Serno-Formation abgelagert. Im oberen Eozän, dem Priabonium, erfolgte die Sedimentation der flachmarinen, landnahen Schönwalde-Formation, die im unteren Teil aus tonarmen, glaukonitischen Feinsanden und im oberen aus tonreichen, z. T. stärker kalkhaltigen Sanden aufgebaut ist. Die lokal unterschiedliche Verbreitung und die schwankende Mächtigkeit des unteren Teils dieser Formation werden stark durch das im Untergrund vorliegende Relief bestimmt. Der obere Teil weist hingegen eine Verbreitung auf, die über die bisherige Tertiärverbreitung hinausgeht.

Erst im **Oligozän** setzen sich marine Ablagerungen bis weit über die vorherigen Beckenränder hinaus durch. Das unterste Oligozän ist in Nordwestdeutschland durch die schluffige Silberberg-Formation vertreten, der im südlichen Niedersachsen die Brandhorst-Formation entspricht. Die Sande der Piepenhagen-Formation im südlichen Niedersachsen und der Rupel-Basissand zeigen eine vorübergehende beckenweite Regression an, die schließlich von der großen Rupel-Transgression abgelöst wird. In deren Verlauf wurde der weitverbreitete Rupelton abgelagert, der im Beckeninneren plastisch ausgebildet ist. Zu den Rändern hin wird er zunehmend schluffig und teilweise feinsandig. Lagenweise sind auch frühdigenetische Kalk-Konkretionen, die sogenannten Septarien, angereichert. In weiten Teilen Norddeutschlands ist der Rupelton ein hydrogeologisch bedeutender Horizont, da er als Grundwassergeringleiter das oberflächennahe Süßwasserstockwerk vom tieferen, oft hoch mineralisierten, trennt (vgl. Kap. 10). Nach einem deutlichen Meeresspiegelrückgang setzt das Oberoligozän mit einer starken Transgression ein. Fluviale Schüttungen trugen von Osten Schluff- bis Sandkomponenten ein und die Tone erhielten durch einen terrigenen Huminstoffeintrag eine dunkelbraune Färbung. Faziell

setzt sich die Plate-Formation im Beckeninneren nicht von den Rupeltonen ab. Im Bereich der randnäheren Doberg-Formation liegen an der Basis eine feinsandig-glaukonitische Fazies und schließlich die für die Formation typischen Kalkarenite vor. Eine größere Verbreitung erreichen die Sande der Diekholzen-Formation, die in einer Grabenstruktur z. T. diskordant auf Buntsandstein lagern. In Richtung des Beckeninneren wurden die Chatt-Schluffe nur lückenhaft abgelagert. Eine geschlossenerere Verbreitung weisen im höheren Chattium erst die marinen, feinsandigen Ablagerungen der Ratzeburg-Formation auf, die die Grenze zum Miozän teilweise überschreiten.

Die erste rein oligozäne Formation in Nordostdeutschland, nach der fortdauernden Ablagerung der Schönwalde-Formation, ist die marine Rupel-Basissand-Formation, deren Sande nach Süden bis in den Raum von Leipzig abgelagert wurden. In SW-Mecklenburg ist diese Einheit als geringmächtiger, stark glaukonitischer, toniger Schluff ausgebildet. Darüber folgt wie in Nordwestdeutschland die Rupelton-Formation, die jedoch teilweise nur lückenhaft nachgewiesen wurde. Das Chattium spiegelt im Raum Mecklenburg-Altmark-Nordostbrandenburg eine landfernere Entwicklung wider, die in Plate-, Sülstorf- und Rogahn-Schichten gegliedert wird. Bei den Plate-Schichten handelt es sich nach BÜLOW (2006a) um grünlich blaugraue bis hellgelbliche marine Tone bis Schluffe, die von schluffigen Feinsanden unterbrochen sind. Sie erreichen eine maximale Mächtigkeit von etwa 20 m und enden im Hangenden an einer Schichtlücke. Nach BÜLOW (2006b) beginnt mit den Sülstorf-Schichten die Flachwasserfazies des Neogen. In SW-Mecklenburg werden dunkelbraungraue, kalkhaltige, marine Schluffe mit unterschiedlichen Sand- und Tongehalten abgelagert. Zum Hangenden sowie nach Norden und Osten nimmt der Sandgehalt allmählich zu. Die Schluffe enthalten im westlichen Bereich Glimmer, Glaukonit und millimeterstarke pyritisierte Grabgänge und Feinsandnester mit teilweise turbiditischer Struktur. Im Mittel beträgt die Mächtigkeit dieser Schichten ca. 40 m, es können jedoch bis zu 80 m erreicht werden. Die in den Schichten enthaltenen Pflanzenreste sowie andere Aufarbeitungserscheinungen werden als Hinweise auf eine regressive Entwicklung bereits in den Oberen Sülstorf-Schichten gedeutet. Unter Zunahme des Sandanteils entwickeln sich die Rogahn-Schichten, in denen die Grenze zwischen Eochattium und Neochattium liegt, aus den Sülstorf-Schichten. Charakterisiert sind die Rogahn-Schichten nach BÜLOW (2006c) als vorherrschend dunkelbraungraue, kalkhaltige marine Schluffe mit nach oben zunehmendem Feinsandgehalt und -lagen. Neben dem Sandgehalt nehmen auch der Glimmergehalt und kohlige Substanzen zu, so dass die Farbe der Schichten dunkler wird. Die Mächtigkeit der Einheit kann bis zu 30 m erreichen und ihre Verbreitung reicht im Osten bis an eine Linie Wismar – Schwerin – Dömitz. Im Westen gehen sie in die Doberg-Formation über.

Im östlichen Teil Nordwestdeutschlands ist im unteren **Miozän** am Beginn des Neogen die Abfolge noch sehr vollständig entwickelt, wohingegen die Schichtlücke nach Westen immer größer wird. Auf die Ratzeburg-Formation folgt im Osten direkt der Untere Glimmerton, bei dem es sich um eine Delta-Front-Sedimentation handelt, die nach Westen immer jünger wird. Darüber wird der Untere Glimmerfeinsand am tieferen Delta-Hang sedimentiert. Im Westen werden die Unteren Glimmertone stattdessen von der jüngeren Arnum-Formation überlagert. Teilweise kommt darüber auch die weiter nördlich abgelagerte Bastrup-Formation zu liegen, die sich aufgrund geringer Meerestiefen sehr rasch nach Süden ausbreitete. Darüber transgredierte die Odderup-Formation, die deutlich früher abgelagert wurde als die Oberen Braunkohlensande im südlichen Bereich. Dieser Abschnitt korreliert mit dem mittelmiozänen Klimaoptimum, in dem subtropische Temperaturen herrschten. Im frühen Miozän erfolgten Flussschüttungen aus zwei unterschiedlichen Richtungen (Südost und Nordost), weshalb es zu unterschiedlichen Ausbildungen der Schichtenfolgen kam. Im Südosten des Ablagerungsraumes folgen den Unteren Glimmerfeinsanden die Unteren Braunkohlensande als Ablagerungen des höheren Delta-Hanges und der Delta-Plattform. Aufgrund einer deutlichen Regression im höchsten Frühmiozän, bei gleichzeitigem Abreißen der fluviatilen Schüttung, kommt es im lokalen Senkungsgebiet um Hamburg (Hamburger Loch) in einem brackischen Binnensee zur Ablagerung der Hamburg-Formation (Hamburg-Ton). Beendet wird diese lokale Sedimentation mit einer starken marinen Transgression an der Basis der Oberen Braunkohlensande, bei denen es sich eher um Wattablagerungen mit paralischen Kohleflözen handelt. Auf diese Phase folgte die bedeutendste miozäne Transgression (Reinbek-Transgression), die erneut bis weit nach Osten und Süden vollmarine Bedingungen schafft und zur Ablagerung der sehr einheitlichen Glimmertonefazies führt. Die sandige Basis dieser Einheit wird als Reinbek-Schichten ausgegliedert. Des Weiteren werden im tieferen Bereich lokal die tondominierte Hodde-Formation und, oft nach einer Schichtlücke im höheren Bereich, die schluffdominierte Gram-Formation gesondert aufgeführt. Auf das Klimaoptimum folgten noch im Mittelmiozän eine drastische Abkühlung und eine Wiedererwärmung zu warm-gemäßigten Temperaturen. Der Ablagerungsraum des Oberen Glimmertons reichte im Süden bis in das Soltauer Becken. Bei sinkendem Meeresspiegel und starker fluviatiler Schüttung baltischer Flüsse wurden darüber die Oberen Glimmerfeinsande sedimentiert.

In Nordostdeutschland beginnt das Miozän im Mecklenburger Raum mit den marinen dunklen Schluffen und Feinsanden der Brook-Schichten, die nach Süden und Südosten in die bis 100 m mächtigen Quarzsande der Möllin-Schichten SW-Mecklenburgs übergehen. Nach BÜLOW (2006d) sind diese Sande schwach feinkiesig, fein- bis grobkörnig, kalkfrei sowie glimmerhaltig und zeigen teilweise eine Schrägschichtung. Charakteristisch ist das 2,5 m mächtige paralische Malliäer Unterflöz mit den Torfdolomit-Konkretionen im hangenden Bereich und darunter stellenweise das unbedeutende 3. Malliäer Flöz sowie weitere kleinere Flöze, die alle durch Braunkohlenschluff ersetzt sein können. Zeitlich und

faziell sind sie vergleichbar mit den Unteren Braunkohlensanden in Nordwestdeutschland. Lithostratigraphisch folgen die bis 40 m mächtigen Malliß-Schichten, die nach BÜLOW (2006e) hauptsächlich aus dunklen kohligen Tonen und Schluffen bestehen. Zudem sind sie selten geschichtet, fossilfrei, fast immer kalkfrei und enthalten Pyrit in fein verteilter Form. Zum Hangenden nehmen Einschaltungen von glimmerhaltigen kalkfreien Quarzfeinsanden zu, in denen das ca. 0,8 m mächtige Mallißer Oberflöz eingeschaltet ist. Lokal kommen in SW-Mecklenburg über den Malliß-Schichten die bis zu 15 m mächtigen Bockup-Schichten vor, die zeitlich mit den weiter westlich abgelagerten Reinbeck-Schichten korrelieren. Die Bockup-Schichten bestehen aus braungrauen kalkhaltigen, z. T. glaukonitischen und fossilreichen Fein- bis Mittelsanden. Charakteristisch sind dolomitisch verfestigte Horizonte, die als „Bockuper Sandstein“ bezeichnet werden. Scharf abgegrenzt folgen darauf die Pritzier-Schichten, deren maximale Mächtigkeit bei ungefähr 80 m liegt, lediglich in Randsenken konnten vereinzelt Mächtigkeiten von über 500 m nachgewiesen werden. Nach BÜLOW (2006f) bestehen die Pritzier-Schichten aus schwarzen bis dunkelbraunen, meist ungeschichteten tonigen Schluffen, die nach oben in dunkle, wechselnd schluffige Feinsande übergehen. Sie sind glimmerhaltig, vorwiegend schwach kalkhaltig, schwach glaukonitisch und fossilhaltig, wobei im unteren Schluff fossil- sowie kalkfreie Bereiche vorkommen. Zudem ist Markasit in den Sedimenten fein verteilt. Die Gliederung in die oberen und unteren Pritzier-Schichten erfolgt anhand eines ca. 10 m mächtigen hellen Horizontes, der aus einem weißbraunen, stark tonigen Schluff besteht. Die Pritzier-Schichten können gut mit dem Oberen Glimmerton und dem Oberen Glimmerfeinsand Nordwestdeutschlands parallelisiert werden. Mit einem allmählichen Übergang folgen im Tortonium die küstennah von Nordosten her sedimentierten und bis zu 80 m mächtigen Laupin-Schichten. Nach BÜLOW (2006g) handelt es sich dabei um kalk- und fossilfreie, gut gerundete und meist schräg geschichtete Quarzfein- bis Mittelsande, die zum Hangenden zunehmend gröber werden. Dort sind bis zu drei Braunkohlenflöze (Hohen Woos) eingeschaltet. Insgesamt blieb die Ablagerung der Schichten jedoch auf eine Randsenke in SW-Mecklenburg beschränkt. Im gleichen Sedimentationsraum kamen darüber im Messinium die maximal ca. 120 m mächtigen Lübtheen-Schichten zur Ablagerung. In BÜLOW (2006h) sind diese als fünf Flöze schwarzer, meist ungeschichteter limnischer Diatomeenkohle und vier Zwischenlagen aus schwarzem bis dunkelbraungrauem, kalkfreiem, vermutlich marinem, tonigem Schluff („Bergton“) beschrieben. Die Kohle enthält je zur Hälfte brennbare Substanz und Asche, die sich aus Diatomeengehäusen und klastischem Quarzschluff zusammensetzt. Die tonigen Zwischenlagen unterscheiden sich von der Diatomeenkohle vor allem durch die höhere Dichte. Der Bergton ist ungeschichtet, homogen, kalkfrei und bricht muschelartig. Insbesondere im südwestlichen Teil (mitteldeutscher Raum) sind die miozänen Ablagerungen im Quartär fast vollständig erodiert worden, so dass deren primäre Verbreitung nicht mehr exakt angegeben werden kann.

In Nordwestdeutschland kommt im **Pliozän** über den miozänen Oberen Glimmersanden die randmarine bis fluviatile Oldesloe-Formation zur Ablagerung. Auch für diese Schichten gilt, dass ihre Sedimente nur selten erhalten blieben. Nachgewiesen wurden sie hauptsächlich in Subrosionssenken über Salzstöcken oder tiefen Randsenken von Salzstöcken. Am Ende des Pliozän vor 2,5 Millionen Jahren beginnt ein deutlicher Kälteeinbruch, der den Anfang der Kalt-/Warmzeit-Zyklen markiert.

Im Gegensatz zu der zuvor für Nordwestdeutschland beschriebenen Einteilung wird das Pliozän in Nordostdeutschland in zwei Einheiten gegliedert, deren Ablagerungsraum auch wie bei den obermiozänen Schichten auf SW-Mecklenburg beschränkt war. Zunächst kamen im Zancleium die bis ungefähr 140 m mächtigen Gößlow-Schichten zur Ablagerung, die aufgrund der lithologischen Eigenschaften intern zusätzlich in einen unteren und oberen Bereich gegliedert werden. Nach BÜLOW (2006i) entwickelten sich die unteren Gößlow-Schichten (Röhrenglimmersand) aus dem Bergton der Lübtheen-Schichten. Ausgebildet sind sie als dunkelbraungraue, schluffige, kalkfreie, ungeschichtete Tone, die nach oben in tonige bis feinsandige Schluffe übergehen. Auffällig ist, dass sie von unzähligen helleren, bis 5 mm starken Röhren durchsetzt sind und viel Glimmer enthalten. Die oberen Gößlow-Schichten beginnen mit hellen feinkörnigen Quarzsanden, die sich zum Hangenden vergrößern und die Braunkohlenschluff-Bänke mit den Flözen Gößlow 1 bis 4 enthalten. Die bis 28 m mächtige Braunkohle ist grobdetritisch bis stark xylitisch, inhomogen und aschereich. Den Abschluss des Tertiär bilden die ungefähr 100 m mächtigen Quassel-Schichten, deren Geröllbestand auf südliche Schüttungen aus dem Einzugsgebiet der Saale hinweist. In BÜLOW (2006j) werden sie als letzter mit den oberen Gößlow-Schichten vergleichbarem neogenen Verlandungszyklus dargestellt, die mit schwach kiesigen, kalkfreien fluviatilen Quarzsanden wechselnder Korngrößen beginnen. Bei den Nicht-Quarzen dominieren Kieselschiefer und kaolinisierte Porphyre, die sogenannten Trebser Schotter. Zum Hangenden wird der Quarzsand feiner und Einschaltungen von Braunkohlenschluff und die Flöze Quassel 1 bis 4 beschließen den Verlandungszyklus.

4.1.6 Quartär

In Norddeutschland wurde die quartäre Sedimentation hauptsächlich durch die klimatischen Rahmenbedingungen beeinflusst. Zu Beginn des Quartär bis vor ca. 800.000 Jahren unterlagen die Kalt-/Warmzeitwechsel einem 40.000-Jahre-Zyklus, der dann zu einem 100.000-Jahre-Zyklus wechselte (vgl. Kap. 5.1.1). Quartäre Sedimente sind im gesamten Bereich der betrachteten Fläche vorhanden. Abbildung 19 gibt einen Überblick über die Quartärbasis im norddeutschen Gebiet aus dem Neodynamica Baltica Projekt nach STÄCKE-BRANDT et al. (2001).

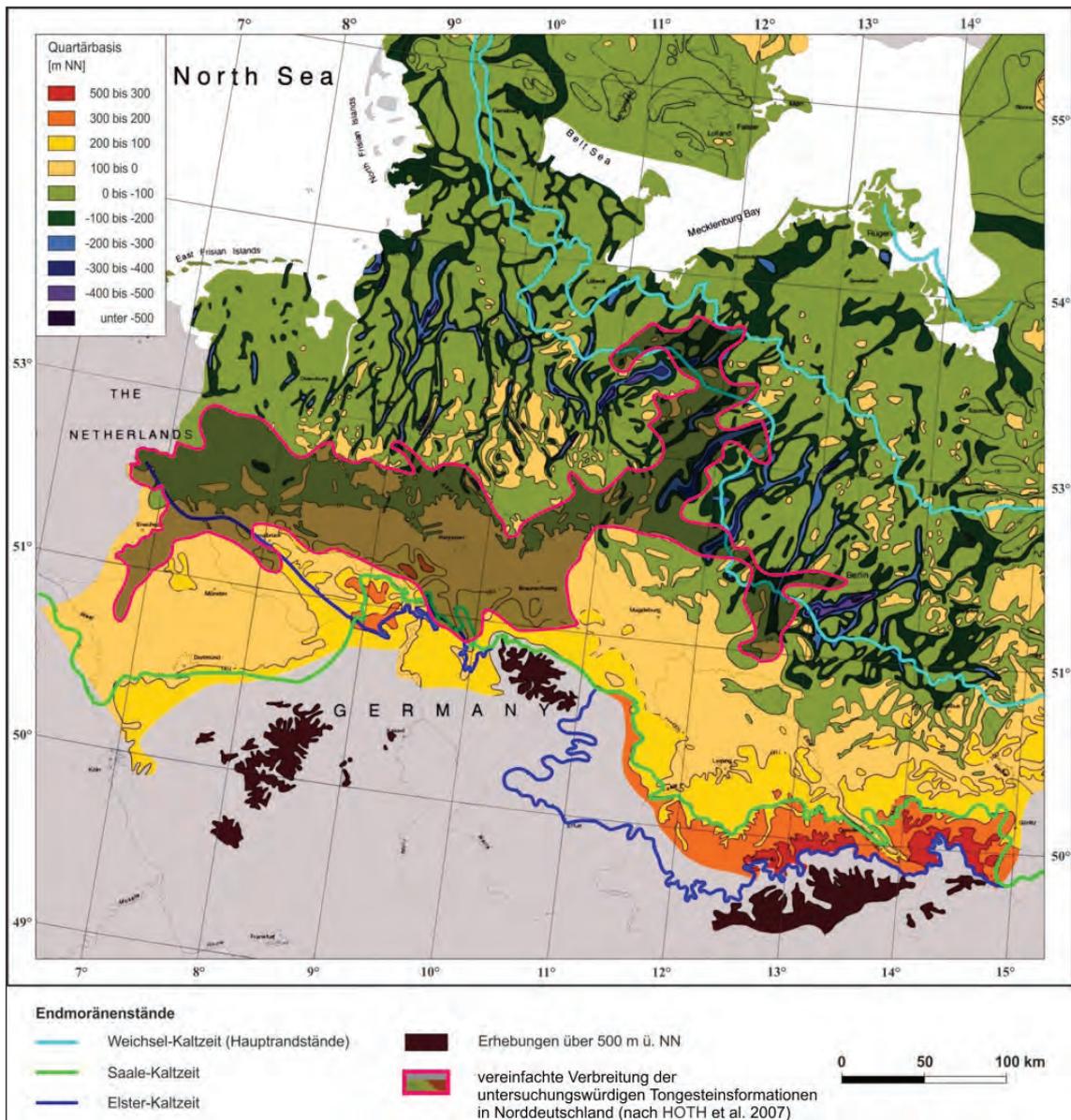


Abb. 19: Tiefenlage der Quartärbasis in Norddeutschland (geändert nach STACKEBRANDT et al. 2001)

Innerhalb der zu betrachtenden Fläche herrscht ein eher ausgeglichenes Relief im Tiefenbereich von ungefähr 300 bis -100 m ü. NN vor. Lediglich im östlichen Teil, in dem tiefe glazigene Rinnen der Elster-Kaltzeit vorkommen (vgl. Kap. 6.5), liegt ein starkes linienhaftes Relief mit Tiefen bis unter 500 m u. NN vor. Die Abbildungen 20 und 21 zeigen am Beispiel von Niedersachsen und Brandenburg die während des Quartärs abgelagerten Schichten.

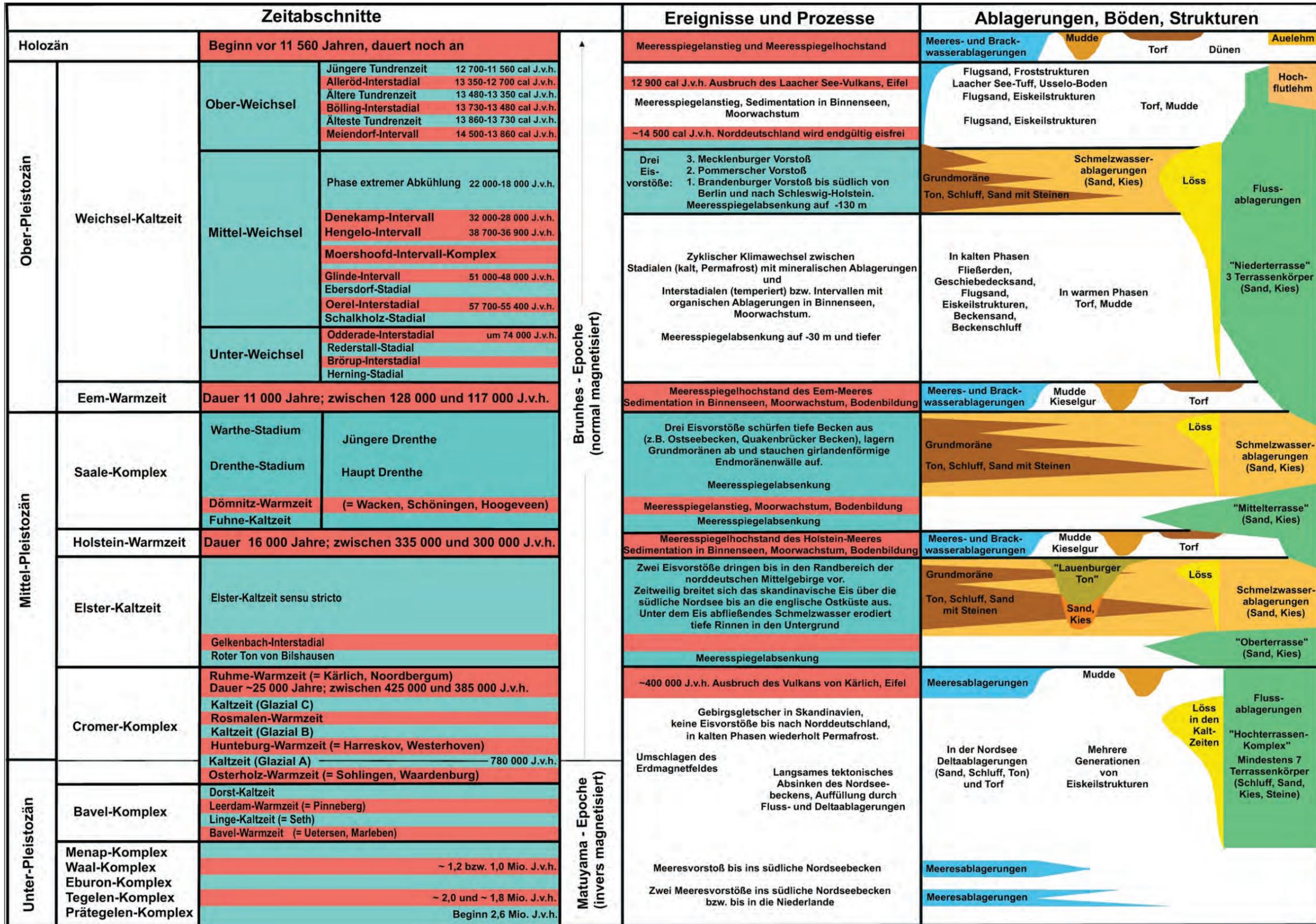


Abb. 20: Das Quartär in Niedersachsen und benachbarten Gebieten – Gliederung, geologische Prozesse, Ablagerungen und Landschaftsformen (HEUNISCH et al. 2007)

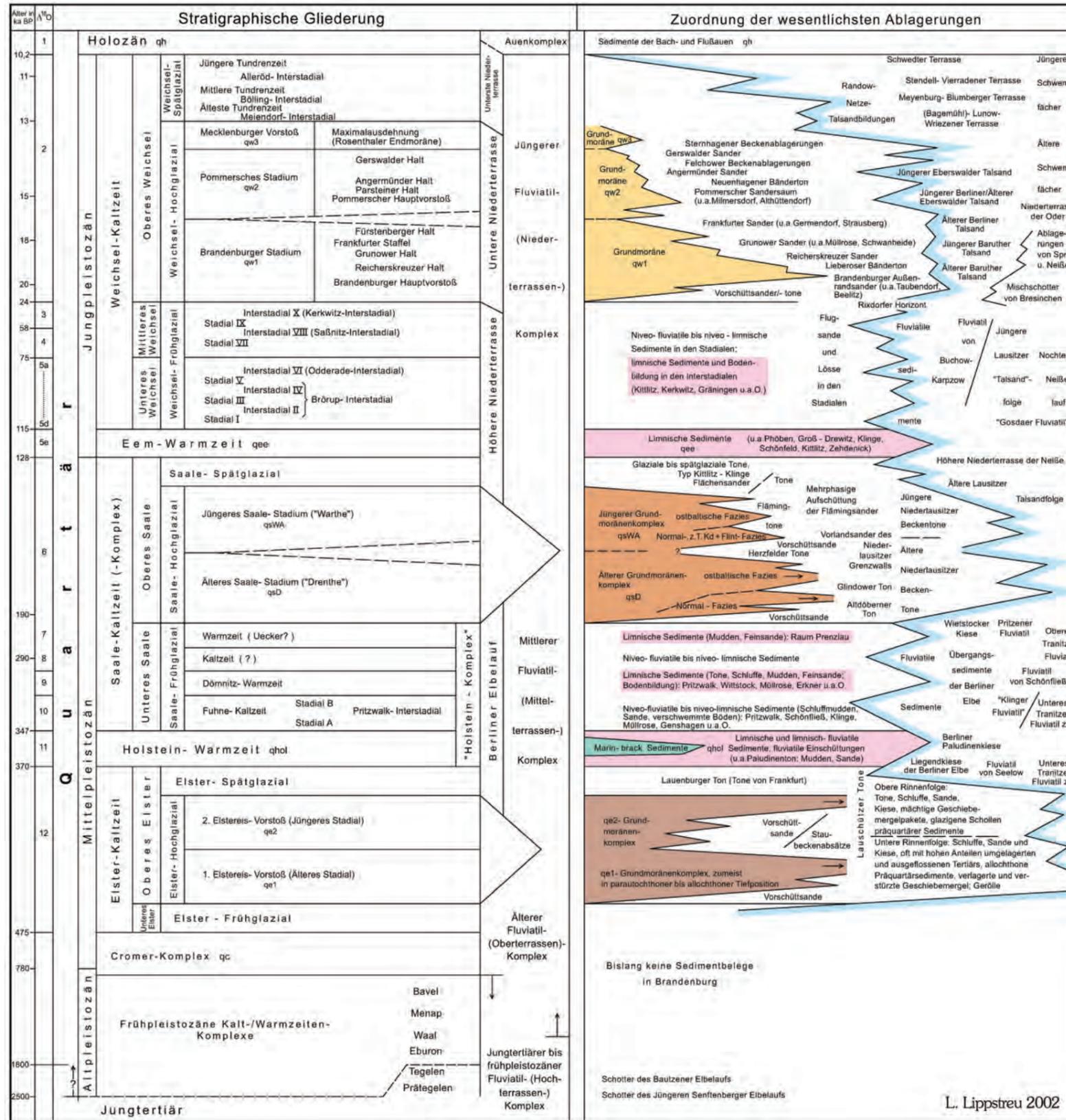


Abb. 21: Die Gliederung des Pleistozäns im Land Brandenburg (nach LIPPSTREU 2002 in STACKEBRANDT & MANHENKE 2004)

Beide Zusammenstellungen geben einen guten Überblick über die Art der Sedimente, die zu bestimmten klimatischen Bedingungen gebildet werden. Kapitel 6, in dem die kaltzeitlichen Prozesse beschrieben werden, kann zudem entnommen werden, welche Bildungsbedingungen vorlagen, welche Untergrundstrukturen entstanden und welche Landschaftsformen dadurch geprägt wurden.

Die Verteilung der quartären Sedimente ist im Bereich der betrachteten Fläche sehr unterschiedlich und vor allem abhängig davon, wie oft eine bestimmte Region von einem Gletscher überfahren wurde, oder ob eine Rinne gebildet wurde. Die Abbildungen 32 und 33 in Kapitel 5.2 zeigen außerdem, welche Bereiche während der Holstein und Eem-Warmzeit vom Meer überflutet waren, so dass dort Sedimente mit flachmarinem Charakter gebildet wurden. Aufgrund der großen lokalen Unterschiede der quartären Sedimente kann eine detaillierte Beschreibung und Bewertung nur anhand von Standorterkundungsdaten erfolgen. Insbesondere für das hydrogeologische System (s. a. Kap. 10) sind sie von großer Bedeutung, da die quartären Lockergesteine wichtige oberflächennahe Grundwasserleiter aufbauen.

4.2 *Zukünftige Entwicklung des Nebengebirges*

Auf das Nebengebirge im betrachteten Bereich wirken in der nächsten einen Million Jahre die gleichen Prozesse wie in der vergangenen eine Million Jahre ein. Zu Veränderungen des Nebengebirges bis hin zu vollständigen Umgestaltungen kam es dabei hauptsächlich im oberflächennahen Bereich, der in Norddeutschland meist aus quartären Schichten aufgebaut ist. Daher ist zu erwarten, dass die oberflächennahen Einflüsse auch in Zukunft zu ähnlichen Umgestaltungen und somit als Resultat zu einem ähnlichen Aufbau des Nebengebirges führen. Die Prognose dieser Entwicklungen erfolgt aufgrund der Vielzahl der unterschiedlichen Einwirkungen in den nachfolgenden Kapiteln, in denen die Prozesse im Einzelnen erläutert werden.

Grundsätzlich ist aufgrund der erwarteten Entwicklung des Klimas (vgl. Kap. 5.3) mit ca. zehn weiteren Kalt- und Warmzeitphasen und den damit verbundenen Umgestaltungen des Nebengebirges zu rechnen. Warmzeitliche Prozesse können zu einer Sedimentation mit einer entsprechenden Erhöhung der Deckgebirgsmächtigkeit führen, wenn es zu einer Überflutung bestehender Landmassen (s. a. Kap. 8.2 und 8.3) kommt. Während Kaltzeiten werden insbesondere Gletscherüberdeckungen und die damit verbundenen Prozesse zu Umgestaltungen führen. Die tiefer liegenden Schichten des Nebengebirges werden von den ablaufenden Prozessen in so geringem Maß erreicht (vgl. z. B. Kap. 8.8), dass sie im Betrachtungszeitraum fast unverändert fortbestehen werden. Die einzige Ausnahme

stellt dabei die Rinnenbildung dar, die in der Vergangenheit vereinzelt das Tiefniveau von 500 m u. NN unterschritten hat (s. a. Kap. 6.5 und 6.6).

Ungewiss bleibt, welche exakten Auswirkungen eine Umgestaltung des Nebengebirges in einem bestimmten Zeitraum innerhalb der eine Million Jahre erzeugen wird. Daher sind Abschätzungen, die über die allgemein unterschiedlichen Auswirkungen in Kalt- und Warmzeiten hinausgehen, nicht genau prognostizierbar. Insbesondere für späte Entwicklungen innerhalb des Betrachtungszeitraumes von einer Million Jahre ist nicht vorhersagbar, in welcher Intensität die Umgestaltung abläuft und welche Prozesse in welcher Reihenfolge aufeinanderfolgen. Aus diesen Gründen können keine Angaben über Art und Mächtigkeit zukünftig abgelagerter Schichten gemacht werden. Es kann z. B. nicht prognostiziert werden, ob zu einem bestimmten Zeitpunkt Sande oder Tone zur Ablagerung kommen und ob diese Sedimente Mächtigkeiten im Meter- oder 10er-Meterbereich aufweisen werden. Ebenso ist es nicht möglich, konkret anzugeben, welche später oder bereits heute vorliegenden Nebengebirgsschichten an welcher Stelle der Oberfläche bis in welche Tiefe abgetragen werden.

4.3 Struktureller Aufbau und Zusammensetzung des Wirtsgesteins

In Projekten zur Endlagerung von radioaktiven Abfällen wird als Wirtsgestein der Teil einer Gesteinsfolge bezeichnet, in dem die Abfälle eingelagert werden. Für das generische Endlagerstandortmodell im AnSichT-Projekt wurden für Norddeutschland exemplarisch Tongesteine der stratigraphischen Einheiten Hauterivium und Barremium ausgewählt. Nachfolgend werden diese Einheiten für den betrachteten Bereich kurz erläutert. Welche Eigenschaften aus den aufgezeigten Bandbreiten als Rahmenparameter in das generische Modell und schließlich in Rechenmodelle eingehen, kann den Berichten JAHN & SÖNNKE (2013) sowie NOWAK & MASSMANN (2013) entnommen werden.

Es wird, wie in Kapitel 2 erläutert, darauf hingewiesen, dass die betrachtete Fläche nicht ausschließlich die Verbreitung der Schichten des Hauterivium und Barremium wiedergibt, sondern alle von HOTH et al. (2007) als untersuchungswürdig eingestuften Tongesteinsformationen umfasst. Die Verbreitungsgebiete der Schichten des Hauterivium und Barremium entsprechen eher der Verbreitung der Unterkreide aus Abbildung 13. Aufgrund der dort bereits erkennbaren Kleinteiligkeit der Verbreitung innerhalb der betrachteten Fläche erfolgt eine Beschreibung der Schichten, die sich an verschiedenen Beispielen in Übersichtsform orientiert. Nachfolgend werden die Stufen Hauterivium und

Barremium daher in eigenen Unterkapiteln für verschiedene Regionen beschrieben. Daraus ergibt sich für die betrachtete Fläche ein Überblick über die Bandbreite der Ausprägungen der abgelagerten Schichten aus dieser Zeit.

In Abbildung 22 ist die stratigraphische Gliederung der Unterkreide-Schichten des Hauterivium und Barremium für verschiedene Bereiche im Niedersächsischen Becken und in Mecklenburg-Vorpommern zusammengestellt. Zur besseren Einordnung an welcher Stelle sich die Formationen in der stratigraphischen Übersicht der Unterkreide (Abb. 14) befinden sind die Einheiten im Liegenden und Hangenden mit dargestellt.

Die Auswahl der Schichten des Hauterivium und Barremium als Wirtsgesteinseinheiten stellt in Norddeutschland somit nur eine von mehreren Möglichkeiten dar, weshalb auch die vorliegende Langzeitprognose lediglich eine darauf basierende Entwicklungsvariante für die Zukunft aufzeigt.

Internationale Skala			Regionale Skala						
Periode	Epoche	Stufe	Niedersächsisches Becken ¹			Mecklenb.-Vorpomm. ²			
			westl. (Emsland)	zentral	östl. (Salzgitter)				
KREIDE	UNTERKREIDE	OBERKREIDE	Fischschiefer				Tonstein		
			ALBIUM	Tonsteine	bodei-Tone (inkl. Blätterton)	Graues Lager		Mergelstein	
					depressa-Tone (inkl. Blätterton)				
					Oxyteuthiden-Schichten (inkl. Blätterton)				
			APTIUM	Tonsteine	Hauptblätterton			Braunes Lager	Blätterton
					Hauptblätterton (Aulacoteuthiden-Schichten)				
			BARREMIUM	Tonsteine	Chondrites-Schichten			Braunes und schwarzes Lager	Ton- und Sandstein
					Simbirskiten-Schichten				
			HAUTERIVIUM	Tonsteine	Aegocrioceras-Schichten			Kalkiges Lager	Tonstein
					Endemoceras-Schichten				
VALANGINIUM	Gildehaus-Sandstein	Astierien-Schichten		Schichtlücke					
	noricum-Sandstein	Arnoliden-Schichten							
BERRIASIUM	Tonsteine								
	Grenzsandstein								
JURA									

1) Auszug aus der stratigraphischen Tabelle von Niedersachsen (www.lbeg.niedersachsen.de, Unterkreide, Stand 05.2004)
 2) Stratigraphische Tabelle von Deutschland (STD2002)

Abb. 22: Stratigraphische Gliederung der Unterkreide-Schichten des Hauterivium und Barremium im Niedersächsischen Becken und in Mecklenburg-Vorpommern (nach HEUNISCH et al. 2007 und STD 2002, DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [HRSG.] 2002)

4.3.1 Hauterivium

Nach Hiss et al. (2006) wird im Hauterivium die Tonsteinserie der Unterkreide im Emsland und nordwestlichen Münsterland fortgesetzt. Zwischengeschaltet sind in diesem Bereich die noricum- und Gildehaus-Sandsteine, wobei letztere auch markante Höhenzüge bilden können. Im nördlichen Wiehengebirgsvorland und im östlichen Emsland erreichen die mittel- bis dunkelgrauen Tonsteine des Hauterivium Mächtigkeiten von 400 bis 500 m.

Im Emsland kommen die Schichten des Hauterivium nach MUTTERLOSE (2000b) vor allem an den Flanken der Salzstrukturen oberflächennah vor.

Weiter westlich im Raum Hannover-Braunschweig sind diese Schichten mit einer Mächtigkeit von bis zu 300 m als Ton-Mergelstein-Wechselfolge mit typischen Hell-Dunkel-Bankungen ausgebildet (Hiss et al. 2006). Die rhythmischen Wechsel der Ablagerungen sprechen nach MUTTERLOSE (2000b) für Meeresspiegelschwankungen, die durch globale klimatische Änderungen (Milanković-Zyklen) hervorgerufen wurden. In den Schichten liegen schwankende Karbonatgehalte und unterschiedliche Floren- und Faunenverteilungen vor (MUTTERLOSE 2000a). Die lithostratigraphische Einheit der Aegocrioceraten-Schichten (Abb. 22) im oberen Bereich des Hauterivium besteht nach MUTTERLOSE (2000a) aus einheitlichen karbonatarmen dunklen Tonsteinen.

Die Geologie des Raumes Salzgitter wird beispielhaft für die Ausprägung des Hauterivium im südöstlichen Bereich des Niedersächsischen Beckens zusammenfassend nach MUTTERLOSE (2000a) beschrieben. Ein Überblick über die dortige lithostratigraphische Abfolge kann Abbildung 22 entnommen werden. Gekennzeichnet ist dieser Bereich durch Flachwasserkarbonate, Trümmereisenerze, glaukonitische Mergel und Sande der Randfazies. Vom Valanginium bis zum Aptium war die Paläogeographie dieses Raums sehr variabel, so dass es lateral zu Lithofazieswechseln kommt, die sich schon innerhalb von wenigen hundert Metern vollziehen können. Die Eisenerzkörper wurden in einem flachmarinen Milieu küstennah abgelagert und sind linsenförmig mit einer Längsausdehnung von 1 bis 2 km und einer Mächtigkeit von 100 m ausgebildet. Im tieferen Teil des Hauterivium können Kalksteinlagen zwischen 0,2 und 0,6 m Mächtigkeit eingeschaltet sein. Das jüngere Hauterivium ist gekennzeichnet durch karbonatreiche Eisenoolithe, die jedoch nur im Norden auftreten.

Im Bereich Altmark-Brandenburg ist der Beginn des ausschließlich in Bohrungen angetroffenen Hauterivium nach DIENER (2000b) durch einen Transgressionshorizont gekennzeichnet. Der Bereich der ehemaligen Wealden-Senke wurde endgültig vom Meer eingenommen und der Sedimentationsraum wurde im Laufe des Hauterivium erweitert, so dass im Ober-Hauterivium vermutlich auch Teile der Pompeckij-Scholle überflutet waren. Zu Beginn des Hauterivium wurde ein geringmächtiges Transgressionskonglomerat abgelagert, worüber im zentralen Beckenbereich (Südwestmecklenburg, Altmark) tonig-mergelige Sedimente folgen, die durch reiche Faunen gekennzeichnet sind. Die randnahen sandigen Sedimente Westbrandenburgs weisen dagegen nur eine spärliche Faunenführung in wenigen tonigen Einlagerungen auf, so dass dort die Untergliederung sowie Abgrenzungen zum Berriasium (Wealden) und zum Barremium problematisch sind. In der westlichen und südlichen Altmark kommen die sehr differenzierten Ablagerungen teilweise auch nur in den schmalen, halokinetischen Randsenken vor. Dort konnten Geröll und Bruchschill führende

Kalksandsteine sowie ein Wechsel von tonigen und sandigen Sedimenten nachgewiesen werden. In der Westaltmark, die vom Randbereich des Gifhorner Troges gestreift wird, sind im Unter-Hauterivium ebenfalls Kalksandsteine mit Kalksteinlagen aus Fossilbruch mit Einstreuungen von Brauneisenbröckchen und -oiden ausgebildet. Das Ober-Hauterivium wird dort von sandigen Tonmergelsteinen vertreten, die ebenfalls Brauneisensteinbröckchen und -oide führen. Insgesamt werden die höchsten Sedimentmächtigkeiten von ca. 600 m in den halokinetischen Randsenken und die geringsten von wenigen Metern in Richtung der Pompeckij-Scholle und zum Ostbrandenburger Hebungsgebiet hin erreicht.

4.3.2 Barremium

Die Grenzziehung zwischen Hauterivium und Barremium erfolgt biostratigraphisch anhand des Einsetzens einer Belemnitenart (MUTTERLOSE 2000c). Zudem setzt sich auch die Kleinteiligkeit der unterschiedlichen Ablagerungsräume verstärkt fort. In Nordwestdeutschland ist das vorwiegend tonig-mergelig ausgebildete Barremium durch das Auftreten von feinelaminierten Sedimenten (Blättertone), die unter anoxischen Bedingungen in einem nach Norden offenen Nebenmeer entstanden, gekennzeichnet.

Zu Beginn des Barremium wird im Emsland die Ablagerung von dunklen bis schwarzen Tonstein-Serien mit Mächtigkeiten von bis zu 400 m fortgesetzt (Hiss et al. 2006). Im Folgenden wird die Beschreibung des Barremium im Emsland basierend auf den Ausführungen in MUTTERLOSE (2000a) vorgenommen. Die Serien des Barremium sind durch regressive Tendenzen und karbonatarmer Tonsteine gekennzeichnet. Typisch ist auch in diesem Bereich das Auftreten der feinelaminierten Blättertone (vgl. Abb. 22). Im Ober-Barremium sind lokal (z. B. Brechte-Mulde) auch sandig-tonige Ausbildungen vorhanden.

Im Raum Hannover-Braunschweig nimmt die Mächtigkeit der Sedimente nach Hiss et al. (2006) auf ca. 200 m ab. In MUTTERLOSE (2000a) werden die Schichten in diesem Bereich als meist dunkle Tonsteine, deren Karbonatgehalt ins Hangende abnimmt, beschrieben. Außerdem zeigen die enthaltenen Fossiliengesellschaften ein zunehmend reduziertes Sauerstoffangebot im Sedimentationsraum an. Die Dicke der Hell-Dunkel-Paare in den Wechsellagen der Blättertone liegt dort bei 50 – 150 μm , die der hellen Lagen bei 60 μm und die der dunklen pyritreichen bei ca. 35 μm . Die C_{org} -Gehalte dieser Schichten liegen zwischen 2 und 6 % und die Karbonatwerte können bis auf 50 % ansteigen. Auf den gesamten Ablagerungsraum bezogen setzte die Ablagerung der Blättertone nicht gleichzeitig ein. Vom Beckenzentrum bis in die Randbereiche ergibt sich eine Differenz

von ungefähr drei Millionen Jahren. Neben den internen Wechsellagen wurden auch die Blättertone selbst in mehreren Lagen mit unterschiedlichen Mächtigkeiten sedimentiert. Im Beckenzentrum erreichen die Lagen im Unter-Barremium zwischen 2 und 5 m und im Ober-Barremium zwischen 0,2 und 0,3 m. Am Beckenrand wurden deutlich weniger Blättertonlagen sedimentiert, so dass neben dem ca. 5,6 m mächtigen Hauptblätterton im Ober-Barremium nur noch drei geringmächtige Blättertonlagen auftreten.

Kennzeichnend für das Barremium im Raum Salzgitter ist nach MUTTERLOSE (2000a), dass zu dieser Zeit die größten Erzmächtigkeiten akkumuliert wurden. Zusammengesetzt sind sie im Wesentlichen aus Trümmereisenerzen, wobei oolithische Erze fehlen.

Nach DIENER (2000b) gleicht die Beckenkonfiguration und Faziesverteilung des Barremium der des Hauterivium. In Südwestmecklenburg und der Altmark ist das Beckenzentrum überwiegend tonig mit eingeschalteten Blättertonen und die Randbereiche sind sandig ausgebildet. Allgemein werden die Sedimente nach Süden zunehmend sandiger. In der westlichen Altmark (am Ostrand des Gifhorner Troges) wurden sandige Mergel mit Brauneisenkonglomeraten und Brauneisenooiden abgelagert. Konglomeratische Einstreuungen weisen auf die zwischenzeitliche Lage im unmittelbaren Küstenbereich hin. Am Rand des sich stark absenkenden Gifhorner Troges führten synsedimentäre tektonische Bewegungen zu Schollenbildungen mit intensiver Abtragung älterer brauneisenreicher Sedimente. Die Mächtigkeiten erreichen in den Randsenken der Salinarstrukturen ungefähr 300 m und im Bereich lokaler Hochlagen oder regionaler Schwellen nur wenige Meter.

Für die betrachtete Fläche kann zusammenfassend angenommen werden, dass im Hauterivium und Barremium tonig-mergelige Sedimente dominieren und dass im Barremium Einschaltungen von Blättertonen vorhanden sind. Die häufigen Fazieswechsel, die z. T. räumlich eng begrenzt auftreten, und die allgemein lückenhafte Verbreitung der Schichten in diesem Bereich lässt keine generell gültige Bewertung des strukturellen Aufbaus und der

Zusammensetzung des Wirtsgesteins zu. Die Beschreibung der zukünftigen Entwicklung erfolgt daher nur als genereller Überblick. Bei einer Standorterkundung, die diese Schichten als Wirtsgestein ausweist, ist daher besonders auf eine genaue Aufnahme der räumlichen Heterogenitäten zu achten.

4.4 *Zukünftige Entwicklung des Wirtsgesteins*

Die zukünftige Entwicklung der Wirtsgesteinseinheiten ist im betrachteten Gebiet in der nächsten einen Million Jahre sehr unterschiedlich zu bewerten. In Bereichen, in denen die Einheiten in größeren Tiefen liegen, werden sie kaum Veränderungen erfahren und in ihrem heutigen Zustand fortbestehen. In oberflächennahen Bereichen werden sie den Prozessen der Verwitterung, Erosion und vor allem den kaltzeitlichen Prozessen, wie z. B. der Rinnenbildung, ausgesetzt sein. Da oberflächennahe Vorkommen nicht als Endlagerhorizonte in Betracht kommen, werden damit zusammenhängende Entwicklungen in diesem Bericht nicht für das Wirtsgestein beschrieben. Diese Prozesse werden nachfolgend in den prozesserläuternden Kapiteln mit Bezug zur Geosphäre in der betrachteten Fläche dargestellt. In HOTH et al. (2007) wird für die Tiefenlage von untersuchungswürdigen Tonformationen ein Wertbereich von 300 – 1.000 m u. GOK angegeben, in REINHOLD & SÖNNKE (2012) und REINHOLD et al. (2013) wird innerhalb dieser Spannbreite ein konkreter Tiefenbereich für das generische Standortmodell festgelegt. Prozesse, die auf ein ausgewiesenes Wirtsgestein einwirken, müssen demnach zumindest in der Spannbreite des Tiefenbereichs ablaufen können. In diesem Fall wird bei der Erläuterung der zukünftigen Entwicklung des Prozesses darauf hingewiesen.

Allgemein bestehen bei der Bewertung der zukünftigen Entwicklung des Wirtsgesteins Ungewissheiten, die jedoch aus der lokal unterschiedlichen Raumlage und Ausprägung dieser Schichten innerhalb des betrachteten Bereichs resultieren. Durch eine geologische Erkundung können diese an einem konkreten Standort minimiert werden. Für die Vorkommen, die in größerer Tiefe liegen, werden, wie zuvor beschrieben, keine grundlegenden Veränderungen des strukturellen Aufbaus oder der Zusammensetzung erwartet, so dass eine Betrachtung der Ungewissheiten von Einzelprozessen entfallen kann.

5 Klima

Das Klima ist ein wichtiger Faktor, das einerseits geologische Prozesse beeinflusst und andererseits auch von diesen beeinflusst wird. Nachfolgend werden die Einflussfaktoren erläutert, die nach derzeitigem Forschungsstand (s. a. IPCC 2001 und IPCC 2007) als wichtig für die globalen Klimaveränderungen identifiziert wurden. Außerdem erfolgt eine

Darstellung des Paläo- und derzeitigen Klimas in Norddeutschland und auf dieser Grundlage eine Extrapolation der klimatischen Entwicklung in die Zukunft.

Die Ausführungen in diesem Kapitel basieren auf der Klimaprognose in MRUGALLA (2011), da es sich beim Klima um einen überregional wirksamen Prozess handelt, der in dem genannten Bericht ebenfalls für den gesamten norddeutschen Raum betrachtet wird. An die Ausdehnung der betrachteten Fläche der vorliegenden Langzeitprognose angepasst wurden die Erläuterung des Paläoklimas, die Ableitung der zukünftigen Entwicklung und die Diskussion der Ungewissheiten.

5.1 Klimaveränderungen

Im Verlauf der Erdgeschichte unterlag das Klima ständigen z. T. auch extremen Änderungen, die insbesondere bei Koppelungen und einer weiteren Verstärkung durch Rückkoppelungen (v. a. Albedo) mehrerer Einflussfaktoren entstanden. Als natürliche Auslöser der Klimaänderungen kommen die nachfolgenden Faktoren in Frage:

- Änderung der Erdbahnparameter (Milanković-Zyklus),
- Änderung der primären Sonneneinstrahlung,
- Plattentektonik, also kontinentale Drift, Verteilung von Kontinenten und Ozeanen, Veränderung der großen Meeresströmungen,
- Gebirgsbildung, Vulkanismus, Verwitterung,
- atmosphärische Parameter, wie Zusammensetzung der Atmosphäre mit Wasserdampf-, Kohlendioxid-, Methananteil und anderen „Treibhausgasen“.

Derzeit sind noch weitere mögliche Einflüsse auf das Klima Gegenstand der Forschung, wie z. B. die Kippung der Erdbahnebene oder der Einfluss von Gezeitenwirkungen auf Meeresströmungen (s. a. Kap. 5.4). Neben den natürlichen Faktoren werden auch anthropogene Einflüsse auf das Klima und deren Auswirkungen erforscht. Aufgrund der engen Verknüpfung mit den atmosphärischen Parametern (Kap. 5.1.5) werden die möglichen anthropogenen Anteile dort erläutert.

5.1.1 Erdbahnparameter (Milanković-Zyklen)

Sowohl die Umlaufbahn der Erde um die Sonne als auch die Neigung der Erdachse zeigen periodische Schwankungen (Abb. 23), in deren Folge sich die Energieeinstrahlung der Sonne auf die Erde und damit das Klima ändert. Zusammengefasst werden sie in den Milanković-Zyklen, die nachfolgend erläutert werden.

- **Exzentrizität:** Maß für die Abweichung der Erdumlaufbahn um die Sonne (leicht elliptisch bis fast kreisrund, Ellipsengröße variabel). Abhängig von der Entfernung der Erde zur Sonne verändert sich die solare Einstrahlung und führt so zu globalen Temperaturänderungen.
 Die Zyklusdauer beträgt etwa 100.000 Jahre.
- **Obliquität:** Schwankung der Erdachsenneigung (ca. 22 bis 25° Abweichung von der Senkrechten). Dies hat Einfluss auf die Ausprägung der Jahreszeiten und führt bei größerer Neigung zu kälteren Wintern und wärmeren Sommern und bei geringerer Neigung zu einem verminderten Unterschied zwischen polarer und äquatorialer Sonneneinstrahlung.
 Die Zyklusdauer beträgt etwa 41.000 Jahre.
- **Präzession:** „Trudeln“ der Erdrotationsachse um die Senkrechte. Daraus resultiert, dass die Jahreszeitenwechsel nicht immer am gleichen Punkt der Erdumlaufbahn eintreten und entsprechend stärker oder schwächer ausfallen.
 Die Zyklusdauer beträgt etwa 22.000 Jahre.

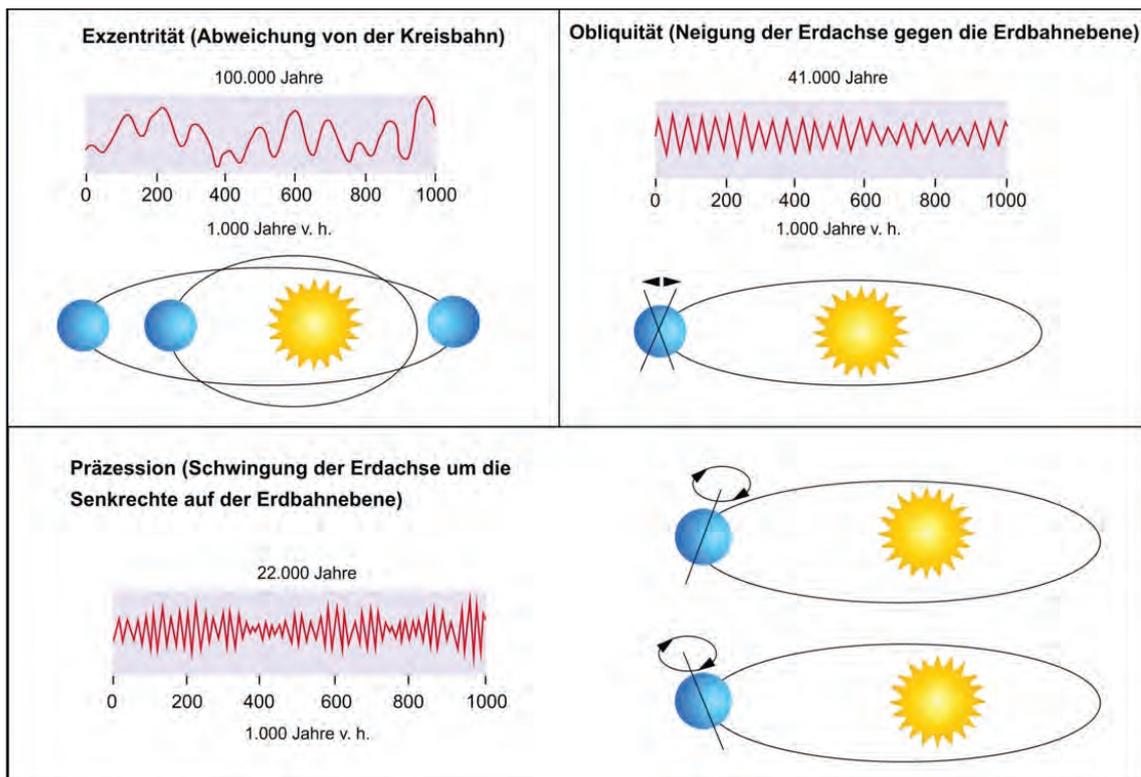


Abb. 23: Komponenten der Milanković-Zyklen (geändert nach ZACHOS et al. 2001 in MRUGALLA 2011)

Auf Basis der Milanković-Zyklen wird eine Schwankungskurve der Sonneneinstrahlungsstärke berechnet, indem die einzelnen Komponenten überlagert werden. Das Ergebnis dieser Berechnung korreliert mit den Kaltzeit-Warmzeit-Zyklen der Erdgeschichte, weshalb ein enger Zusammenhang mit der globalen Klimaentwicklung angenommen wird. Allerdings

hat im Laufe der Erdgeschichte ein Wechsel in der Zyklendauer der Kalt- und Warmzeiten stattgefunden. Bis vor etwa 800.000 Jahren (Unterpleistozän) betrug diese Zyklusdauer im Mittel ungefähr 40.000 Jahre. Erst danach stellte sich die mit den Milanković-Zyklen gut korrelierende Dauer von etwa 100.000 Jahren ein, die bis heute vorherrscht. Dies verdeutlicht, dass auch andere Faktoren die Klimaänderungen beeinflussen.

5.1.2 Primäre Sonnenstrahlung

Einen korrelierbaren zyklischen Einfluss auf das globale Klima hat auch die primäre Sonneneinstrahlung. Schon geringe und kurz andauernde Änderungen, wie z. B. die 11-jährigen Sonnenfleckenzyklen, können drastische Klimawechsel erzeugen. Phasen mit geringer Fleckenanzahl gehen mit kälteren Klimaperioden einher, da die Bildung von Sonnenflecken mit einer erhöhten Energieabstrahlung verbunden ist, die bei fehlender Fleckenbildung entsprechend erniedrigt ist. Ein Beispiel für einen verringerten Energieeintrag ist das Maunder-Minimum während des 17. und 18. Jahrhunderts, das auch als „Kleine Eiszeit“ bezeichnet wird.

Neben den Sonnenflecken werden auch andere Einflüsse auf die Menge der auf der Erde eintreffenden primären Sonnenstrahlung kontrovers diskutiert. In einem Artikel von SCHERER & FICHTNER (2007) wird dabei auf den Einfluss von lokalen Änderungen in der interstellaren Materie eingegangen, die mit Änderungen der kosmischen Strahlung einhergeht. In welchem Maß die geänderte kosmische Strahlung das Klima beeinflusst, ist jedoch noch ungeklärt.

5.1.3 Plattentektonik (Kontinentaldrift)

Über den gesamten Verlauf der Erdgeschichte ändern sich durch die plattentektonisch hervorgerufene Kontinentaldrift Verteilung und Lage der Kontinente und Ozeane sowie die damit zusammenhängenden Meeresströmungen, was zu einer langfristigen Beeinflussung des globalen Klimas führt. Klimawirksam ist dabei das Reflexionsvermögen (Albedo) von Landmassen, Eis und Schnee sowie von Wasserflächen, die die Energie der Sonnenstrahlung unterschiedlich stark aufnehmen und reflektieren (Abb. 24).

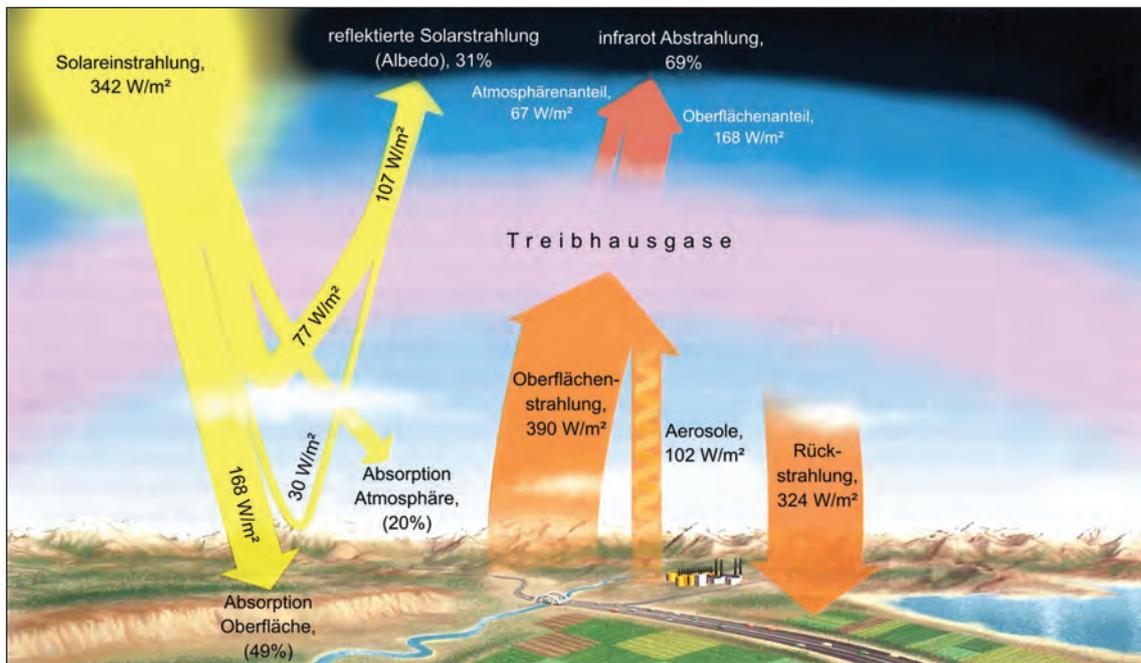


Abb. 24: Globale Strahlenbilanz (geändert nach GROTZINGER & JORDAN 2010 in MRUGALLA 2011)

Bei den Albedowerten werden für verschiedene Oberflächen unterschiedliche Reflektionsintensitäten der eintreffenden Globalstrahlung erreicht. Die nachfolgende Liste stellt eine beispielhafte Auswahl der in KAPPAS (2009) veröffentlichten Werte dar:

- Wasserflächen (Einfallswinkel der Sonnenstrahlung $40 - 50^\circ$) $7 - 10 \%$
- trockene Sandflächen $35 - 40 \%$
- Gras-/Getreideflächen $10 - 25 \%$
- Laubwald $10 - 20 \%$
- Schnee $75 - 95 \%$ (frisch) und $40 - 70 \%$ (alt)
- See-Eis $30 - 40 \%$

Die unterschiedlichen Werte zeigen an, dass auch das Verhältnis zwischen Land- und Wasserfläche an der Erdoberfläche über die Albedo eine Rolle für die Klimaentwicklung spielt. Ebenso ist die globale Lage der Landmassen und die Bedeckung mit Eis und Schnee eine wichtige Einflussgröße. Landmassen in Polnähe, wie z. B. heute die Antarktis, fördern die Entstehung von Kaltzeiten, indem sie bewirken, dass Niederschläge dort verstärkt als Schnee fallen und Eis bilden, wodurch die Albedo erhöht wird. Diese Bindung von Wasser als Eis hat jedoch zur Folge, dass der Meeresspiegel sinkt und die globale Wasserfläche und die Verdunstung vermindert wird. Daraus resultieren eine Abnahme der mittleren Niederschlagsmengen und schließlich ein verlangsamtes Wachstum der

Eis- und Schneeflächen. Liegen an den Polen keine Landmassen, sind tiefe globale Jahresmitteltemperaturen nötig, um dort die Bildung von Eisflächen zu ermöglichen. Die Erhöhung der Albedo in diesen Bereichen führt dann ebenfalls zu einer Verstärkung der Abkühlung und damit zu einem weiteren Wachstum der Eisflächen.

Einfluss auf das Klima haben auch die als „globales Förderband“ bezeichneten umlaufenden Meeresströmungen (Abb. 25), die durch Temperatur- und Salzgehaltunterschiede, die die Dichte des Wassers ändern, angetrieben werden. Ein Beispiel dafür ist der atlantische Golfstrom, der warmes Wasser weit nach Norden transportiert und dort für höhere Jahresmitteltemperaturen sorgt, die die Vegetation fördern und die Ausbreitung von Schnee und Eis behindern. Ändern sich durch die Kontinentaldrift die Lage und Größe von Meeresverbindungen, wird der Transport von warmen und kalten Wassermassen verlagert und das Klima entsprechend beeinflusst.

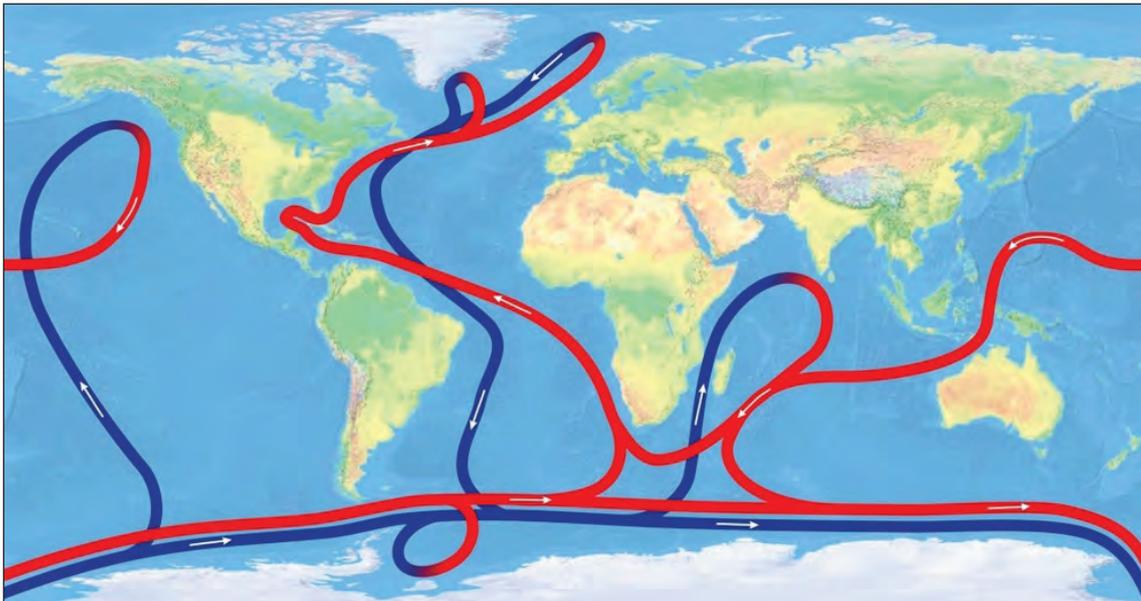


Abb. 25: Meeresströmungen „Globales Förderband“ (MRUGALLA 2011)

Die roten Linien stellen warme, salzarme Meeresströmungen an der Oberfläche dar und die blauen kalte, salzreiche Strömungen in der Tiefe.

5.1.4 Gebirgsbildung und Vulkanismus

In direktem Zusammenhang mit der Kontinentaldrift stehen auch die klimawirksamen Prozesse der Gebirgsbildung und des Vulkanismus. Weiträumige Gebirgsbildungen mit hohen Hebungsraten, wie z. B. beim Himalaya, können globale Umlenkungen von Luftströmungen in der Atmosphäre verursachen. Als Folge davon ändert sich langfristig die Verteilung von kalten und warmen Luftmassen, was wiederum Einfluss auf Art und

Menge von Niederschlägen hat. Zudem sind in den entstandenen Hochgebirgsregionen Gletscher und ausgedehnte Schneefelder mit einer hohen Albedo zu erwarten, die globale Abkühlungsprozesse unterstützen.

Vulkanismus (s. a. Kap. 12.3) greift vor allem dann kurz- bis langfristig in das Klimageschehen ein, wenn freigesetzte Gase und Asche in große Höhen bis zur Stratosphäre transportiert werden. Aus den Gasen können sich dabei Aerosole bilden, die ebenso wie die Aschepartikel die Energieeinstrahlung der Sonne vermindern. Ein Beispiel für eine dadurch hervorgerufene kurzfristige Abkühlung trat im Jahr 1816 dem sogenannten „Jahr ohne Sommer“ – auf. Sie entstand durch den Ausbruch des Vulkans Tambora auf der indonesischen Insel Sumbawa im April 1815. Andererseits wird in Zeiten mit global verstärkter vulkanischer Aktivität Kohlendioxid frei, das sich in der Atmosphäre anreichert und zu einer Erwärmung führt (s. Kap. 5.1.5). Dieser natürliche Treibhauseffekt wirkte in der Vergangenheit während der Kreide und während des Paläogens.

5.1.5 Atmosphärische Parameter

In der Erdatmosphäre sind Inhaltsstoffe, wie „Treibhausgase“ (z. B. Kohlendioxid) und daran gekoppelte Stoffkreisläufe, Wasserdampf (Wolken) und Aerosole vorhanden und klimawirksam.

Ein klimawirksamer Bestandteil, der bereits in höheren Bereichen der Atmosphäre als Schicht angereichert ist und einen Teil des Sonnenlichts reflektiert, ist das Ozon. „Treibhausgase“ wirken hingegen wie Glasscheiben eines Treibhauses (Abb. 24), die die Solarstrahlung zur Erdoberfläche durchlassen, die dort abgestrahlte Wärmestrahlung jedoch größtenteils zurückhalten. Sie sind Bestandteil der oberflächennahen Erdatmosphäre und oft in komplexe Stoffkreisläufe eingebunden. Exemplarisch wird nachfolgend die Wirkungsweise des Kohlendioxid (CO_2) erläutert, das die Infrarotstrahlung der Sonne absorbiert und so zur Erwärmung der Erde beiträgt. Derzeit liegt der CO_2 -Gehalt in der Atmosphäre bei 0,038 % mit einer steigenden Tendenz, die auch auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen ist. Global ist es in den natürlichen Kohlenstoffkreislauf eingebunden, dessen Hauptkomponenten in Abbildung 26 dargestellt sind. Daraus wird ersichtlich, dass es auch in langfristig wirksame geologische Prozesse, wie die Kalkausfällung und die Verwitterung, eingebunden ist. Im Verlauf der Erdgeschichte variierte der CO_2 -Gehalt in der Atmosphäre durch diese natürlichen Prozesse zu allen Zeiten stark. Hohe Konzentrationen erreichte es z. B. im Zeitraum von 600 bis 400 Millionen Jahren vor heute und zwischen 200 bis 150 Millionen Jahren.

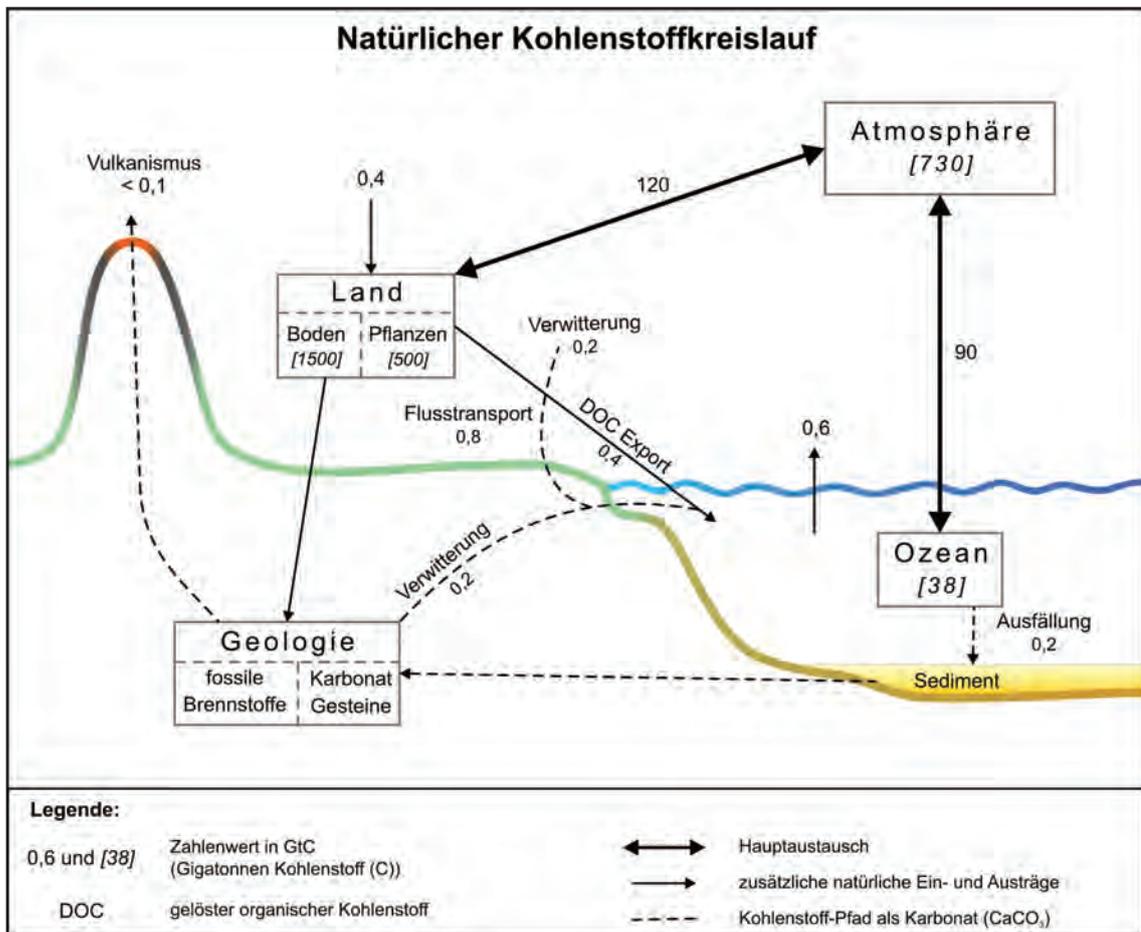


Abb. 26: Hauptkomponenten des natürlichen Kohlenstoffkreislaufs (geändert nach IPCC 2001 in MRUGALLA 2011)

Der Einfluss von Wolken auf das Klima ist abhängig von deren Art und Höhenlage. Hohe dünne Wolken tragen zur Erderwärmung bei, indem sie die Solarstrahlung fast unreflektiert passieren lassen, die an der Erdoberfläche abgestrahlte Wärmestrahlung jedoch teilweise zurückhalten. Im Gegensatz dazu haben tiefe und meist dickere Wolken eine höhere Albedo und vermindern somit die Oberflächenerwärmung. Außerdem sind sie aufgrund der höheren Umgebungstemperatur wärmer und strahlen deshalb mehr Wärmeenergie ins All ab. Damit leisten tiefe Wolken einen Beitrag zur Abkühlung der Erde (NASA 1999).

Auf ähnliche Weise am Klimageschehen beteiligt sind auch Aerosole, bei denen es sich um sehr feine feste oder flüssige Partikel handelt, die natürlich (z. B. Vulkanasche) oder durch menschliche Einflüsse (z. B. Ruß aus Abgasen) in der Atmosphäre vorkommen. Sie wirken einerseits direkt über Reflexion oder Absorption der Solarstrahlung auf das Klima und andererseits indirekt über die Beeinflussung der Wolkenbildung, z. B. als Kondensationskern (IPCC 2007).

Anthropogene Einflüsse zeigen sich bei den atmosphärischen Parametern vor allem beim Eintrag von Treibhausgasen und Aerosolen. Die Verbrennung fossiler Brennstoffe führt sowohl zu einem CO₂- als auch zu dem bereits genannten Ruß-Ausstoß. Hinzu kommt auch eine erhöhte Produktion des Treibhausgases Methan durch die Landwirtschaft. Inwieweit diese Einflüsse die Klimaentwicklung mitsteuern, ist Gegenstand der aktuellen Forschung und kann derzeit noch nicht abschließend bewertet werden. In einigen in die Zukunft gerichteten Klimamodellierungen wurden diese Parameter als Eingangsdaten bereits berücksichtigt und zeigen je nach angenommener Konzentration unterschiedliche Auswirkungen (Kap. 5.1.7 und Abb. 29).

5.1.6 Paläoklima als Prognosebasis der zukünftigen Entwicklung

Die zuvor erläuterten Prozesse greifen alle in das Klimageschehen ein und führten zu einem stark variierenden Paläoklima. Innerhalb der letzten ca. 550 Millionen Jahre konnten z. B. vier große global wirkende Eiszeiten mit dazwischen liegenden Warmzeit-Phasen identifiziert werden. Vor allem bei der Erforschung des jüngeren Paläoklimas, das sich durch einen steten Wechsel von Kalt- und Warmzeiten auszeichnet, kommen verschiedene Methoden zum Einsatz. In Eiskernen z. B. gibt das gemessene Sauerstoffisotopen-Verhältnis Auskunft über den Klimaverlauf und die Dauer von Kaltzeiten. In Sedimenten werden zur entsprechenden Bestimmung des Sauerstoffisotopen-Verhältnisses Mikrofossilien genutzt. Abbildung 27 zeigt eine Gegenüberstellung der am Eisbohrkern DOME C (Antarktis), an Seesedimenten im südbaltischen Raum und an der ODP-Bohrung 677 im Atlantik (Äquator) ermittelten Klimaänderungen. Alle Kurven zeigen gute Übereinstimmungen in ihren Verläufen. In der ersten Kurve (grün) wurden anhand der Daten aus dem Eisbohrkern die Temperaturabweichungen zur heutigen Jahresmitteltemperatur aufgetragen. Das Maximum der Abweichung lag demnach für Warmzeiten bei ca. 4,5 °C und das Minimum für Kaltzeiten bei unter -10 °C. Im betrachteten Zeitraum fallen diese Abweichungen jedoch auch schwächer aus, ohne dass ein Trend erkennbar wäre, der typische Kalt- und Warmzeit-Temperaturen anzeigt. Eindeutige kalte oder warme Klimaphasen wurden in diesen Kurven als Marine Isotope Stages (MIS) durchnummeriert.

Des Weiteren kann der Abbildung entnommen werden, dass die Klimaänderungen oft sprunghaft in einem kurzen Zeitraum abliefen. Auffallend ist auch, dass Warmzeiten deutlich kürzer andauern als Kaltzeiten und meist durch einen plötzlichen Beginn gekennzeichnet sind. Der Temperaturanstieg erfolgt dabei sehr schnell, wohingegen der Übergang zu einer Kaltzeit oft schrittweise und mit Schwankungen vollzogen wird. In den Kaltzeiten werden die tiefsten Temperaturen meist gegen Ende der Phase erreicht.

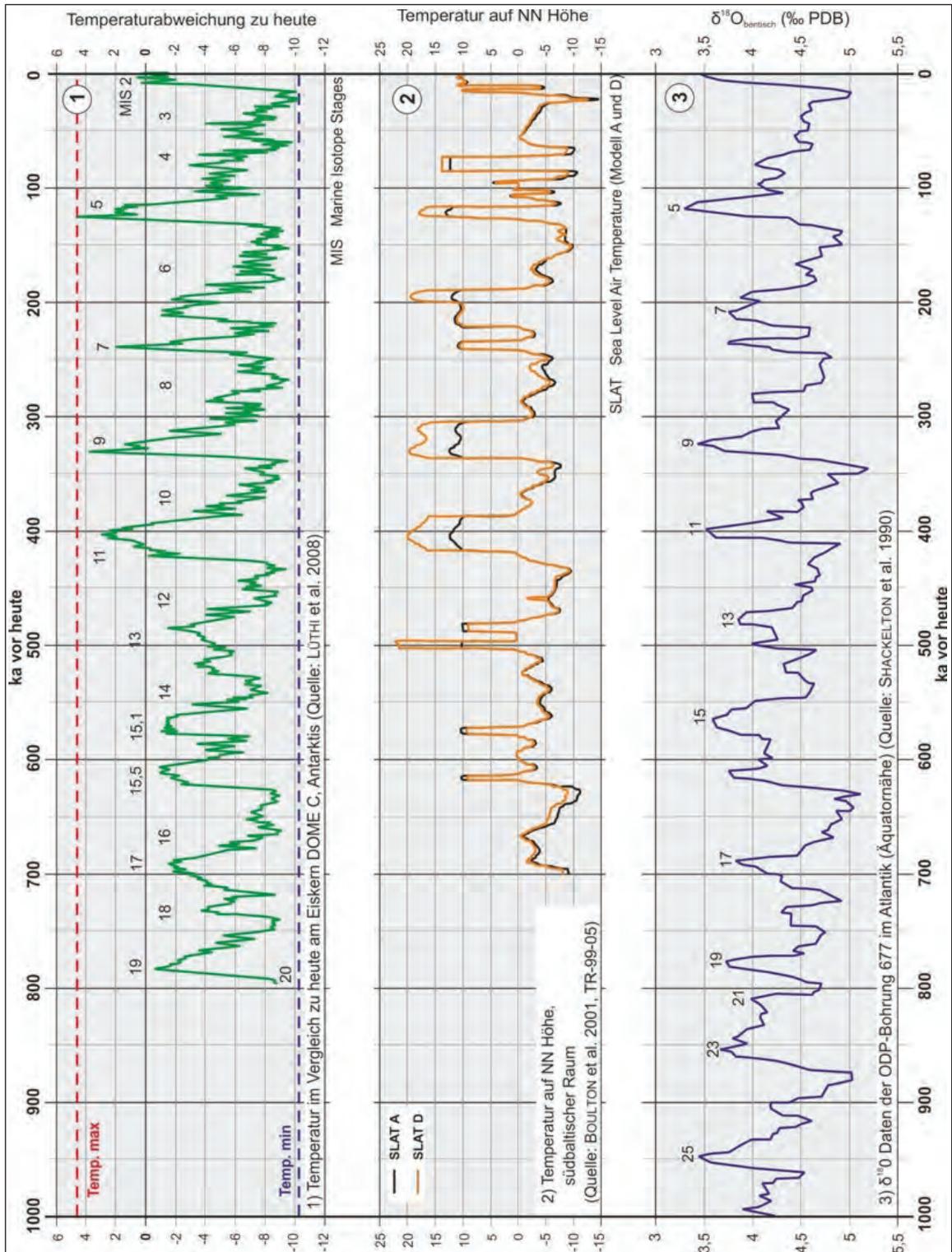


Abb. 27: Gegenüberstellung von Klimaverläufen, die global an verschiedenen Stellen ermittelt wurden (MRUGALLA 2011)

Auf Basis dieser Klimakurven und anhand der Kenntnisse über die verschiedenen Eingangsparmeter aus den Prozessen, die die Klimaentwicklung bewirken, kann der Klimaverlauf in die Zukunft gerichtet modelliert werden. Eine Zusammenstellung von verwendeten Grundlagen und den daraus resultierenden Ergebnissen unterschiedlicher Klimamodelle werden im nachfolgenden Kapitel erläutert.

5.1.7 Grundlagen und Ergebnisse von unterschiedlichen modellgestützten Klimaprognosen

Ein Ziel der internationalen Klimaforschung ist es, Modelle aufzustellen, mit denen eine Prognose des zukünftigen regionalen und globalen Klimas möglich ist. Diese Modelle wurden im Lauf der Zeit immer weiter verfeinert und durch zahlreiche Einflussfaktoren erweitert. Abbildung 28 gibt einen Überblick über die historische Entwicklung der Klimamodellierung.

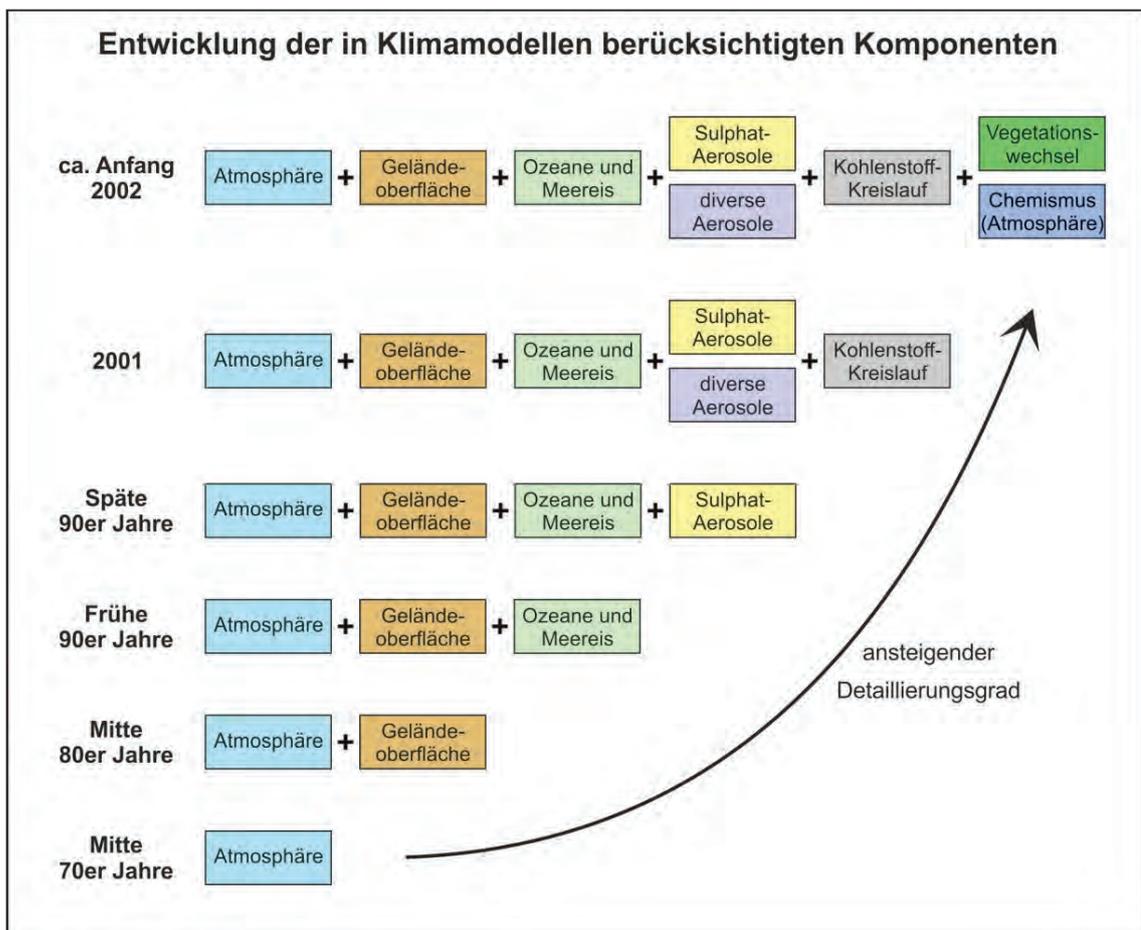


Abb. 28: Entwicklung der in Klimamodelle eingehenden Komponenten seit Mitte der 1970er Jahre (geändert nach IPCC 2001, Box 3, Fig. 1, aus MRUGALLA 2011)

Aus der Übersicht geht hervor, dass in den jeweiligen Modellen sehr unterschiedliche Eingangsparameter verwendet wurden, die letztlich auch in unterschiedlichen Klimaverläufen resultierten. Neben den Eingangsparametern unterscheiden sich die Modelle auch in den verwendeten numerischen Verfahren und ihrer räumlichen Auflösung. Je komplexer ein Modell ist, desto mehr Möglichkeiten bietet es, einzelne Parameter zu variieren oder miteinander zu koppeln. Die Auswirkungen davon können das Modellergebnis stark beeinflussen. Daher erfolgt eine Validierung solcher Modelle darüber, dass zunächst die vergangene Klimaentwicklung in Berechnungen simuliert wird. Ist das Ergebnis ausreichend dicht an den dort gemessenen Werten, wird davon ausgegangen, dass die Randbedingungen und Eingangsparameter des Modells auch eine realistische Berechnung der zukünftigen Entwicklung ermöglichen.

Die nachfolgend beispielhaft genannten Modelle Imbrie & Imbrie (1980), ACLIN, LLN 2D NH und BIOCLIM wurden dem Bericht CEDERCREUTZ (2004) entnommen und sind dort ausführlicher beschrieben. In Abbildung 29 sind die mit den jeweiligen Modellen erstellten Klimaprognosen auf einer Zeitleiste von heute bis in 125.000 Jahren vergleichend gegenübergestellt.

Imbrie & Imbrie (1980)

Ziel dieser Modellierung war, unter Berücksichtigung der orbitalen Zyklen das Klima der letzten 500.000 Jahre zu simulieren und auf die Zukunft zu übertragen. Als Ergebnis wurde das globale Eisvolumen berechnet. Die Berechnung des Eisvolumens erfolgte anhand der $d^{18}O$ -Verhältnisse, die in der Vergangenheit bestimmten Klimazuständen und somit auch Vereisungen entsprachen.

ACLIN (1981)

Die Modellierung stellt die Hauptklimaänderungen im Mittleren und Oberen Pleistozän bis in die nahe Zukunft dar. Basis sind ebenfalls die orbitalen Zyklen, jedoch mit einer definierten Startkonstellation, die sich jeweils zu Beginn der letzten drei Interglaziale wieder einstellte.

LLN 2D NH

Das kombinierte 2D-Modell für die nördliche Hemisphäre wurde in den 1990er Jahren an der Lovaine-la-Neuve Universität in Belgien entwickelt. Es berücksichtigt neben den orbitalen Zyklen nach Milanković auch die CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre. Der CO_2 -Gehalt ging als Konstante ein, so dass etwaige Anstiege durch Emissionen aus fossilen Brennstoffen nicht simuliert wurden.

BIOCLIM

Das Projekt BIOCLIM wurde von der ANDRA (Agence Nationale pour la Gestion des Déchets Radioactifs) im Rahmen der Standortbewertung für HAW-Abfälle initiiert. Es wurden drei Modellansätze definiert, in die die CO₂-Emission in die Atmosphäre in unterschiedlicher Höhe eingeht. Basierend auf diesen Ansätzen wurden für den Standort Äspö (Schweden, in CEDERCREUTZ (2004)) Klimaentwicklungen berechnet, die in Abbildung 29 dargestellt sind. Diese Verläufe sind nicht direkt auf den weiter südlich gelegenen Bereich Norddeutschlands übertragbar, geben jedoch einen generellen Trend wieder, wann unter diesen Bedingungen Kalt- und Warmzeiten erwartet werden. Dem ersten Modellansatz (BIOCLIM 1, Abb. 29) werden der natürliche CO₂-Gehalt und dessen aus der Vergangenheit bekannte natürliche Schwankung zugrunde gelegt. Die Variation im zweiten Ansatz (BIOCLIM 2, Abb. 29) besteht darin, dass eine geringe Erhöhung des Gehalts durch fossile Brennstoffe eingeht. Angenommen wurde eine zusätzliche Emission von 3.160 GtC (Gigatonnen Kohlenstoff) in den Jahren 2000 bis 2300. Im dritten Ansatz (BIOCLIM 3, Abb. 29) schließlich wurde eine hohe Beeinflussung durch fossile Brennstoffe angenommen, die bei einer zusätzlichen Emission von 5.160 GtC im Zeitraum 2000 bis 2300 liegt.

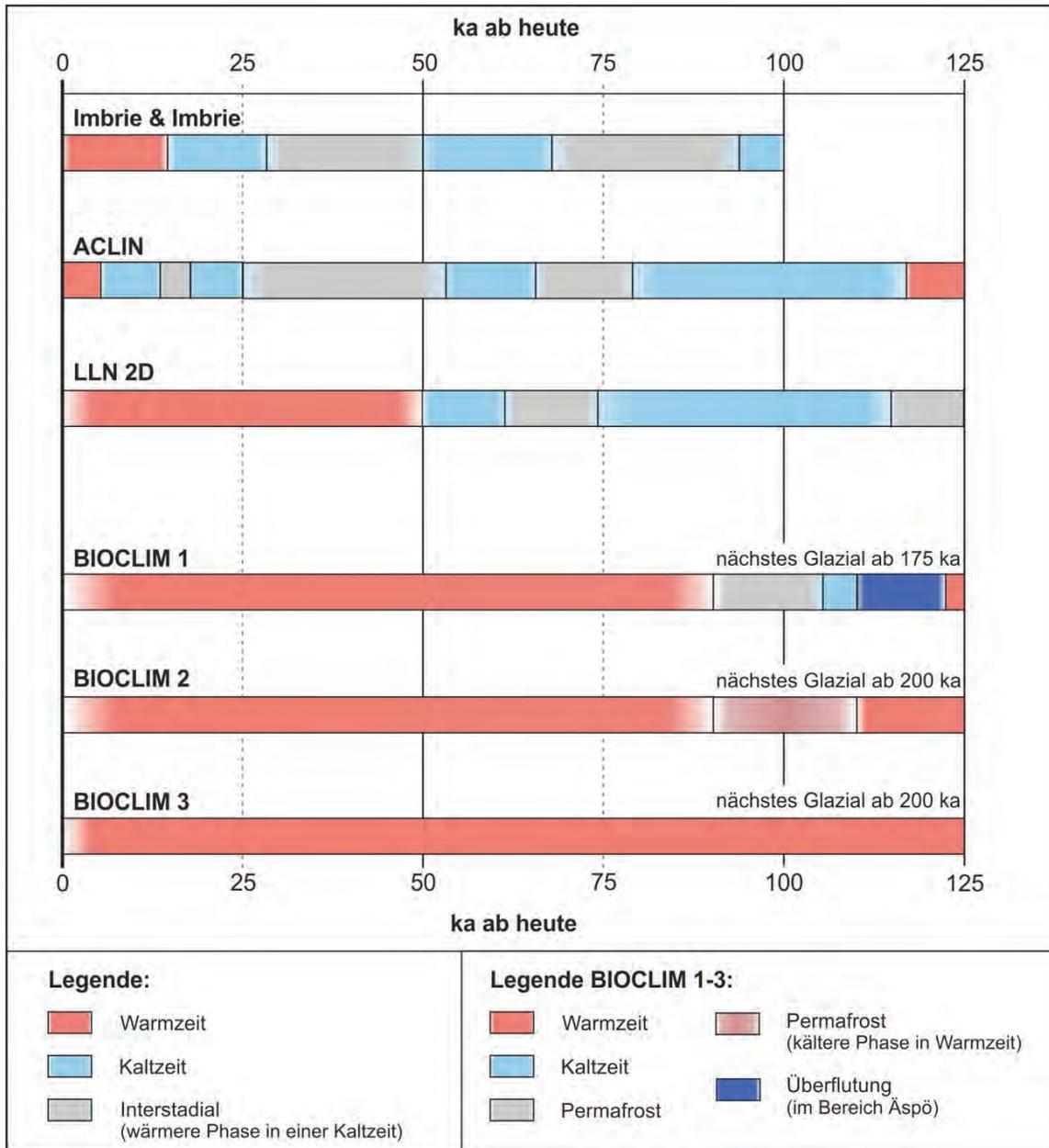


Abb. 29: Klimaentwicklungen in den nächsten 125.000 Jahren basierend auf verschiedenen Modellen (geändert nach CEDERCREUTZ 2004 in MRUGALLA 2011)

5.2 Paläoklima in Norddeutschland

Für die geowissenschaftliche Langzeitprognose wird zunächst die Klimavergangenheit der letzten eine Million Jahre in Norddeutschland betrachtet, da sie eine gute Basis für eine Projektion der zukünftigen Klimaentwicklung gleicher Dauer darstellt. Grund dafür ist, dass in diesem Zeitabschnitt die Kalt-Warmzeit-Wechsel hauptsächlich dem 100.000-Jahre-Zyklus folgten. Außerdem liefern Sedimente aus dieser Zeit Daten, die das Auftreten der Kalt- und Warmzeiten belegen und Abschätzungen der jeweiligen Auswirkungen ermöglichen.

Abbildung 30 zeigt eine Zusammenstellung einiger für den norddeutschen Raum ermittelter Klimaverläufe. Dargestellt sind in vier Säulen die jeweilige stratigraphische Gliederung und die Abfolge von Kalt- (blau) und Warmzeiten (rot) in Norddeutschland. In der linken Säule ist in Abbildung 30 die Einstufung von LITT et al. (2007) wiedergegeben, die auf Altersdatierungen unterschiedlicher Bearbeitungen basiert, welche miteinander korreliert wurden. Für die Schichten des Bavel- und des Cromer-Komplexes war dies allerdings nicht durchgehend möglich, so dass in diesem Zeitabschnitt keine sicheren Datierungen vorliegen. Die zweite Säule gibt die auf verschiedenen Bearbeitungen beruhende Einstufung quartärer Schichten für Niedersachsen wieder, die auf den Internetseiten des Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie Niedersachsen (LBEG) veröffentlicht ist (STREIF 2007). Auch die Zusammenstellung der quartärgeologischen Stratigraphie Brandenburgs von LIPPSTREU (2002), welche z. B. im Atlas zur Geologie von Brandenburg (STACKEBRANDT & MANHENKE 2004) veröffentlicht ist, basiert auf zahlreichen Bearbeitungen. Bei der vierten Säule handelt es sich um eine abgestimmte Korrelation der Subcommission on Quaternary Stratigraphy (SQS) (COHEN & GIBBARD 2011a; b), welche auf verschiedenen international erarbeiteten stratigraphischen Einstufungen für Nordwesteuropa beruht.

Alle Säulen zeigen vom Holozän bis zur Eem-Warmzeit gute Übereinstimmungen untereinander und auch mit der Klimaverlaufskurve aus der Antarktis-Eiskernbohrung Dome C nach LÜTHI et al. (2008). Eine Datierung der verschiedenen Phasen in der Saale-Kaltzeit, welche in den abgelagerten Sedimenten nachweisbar sind, erfolgte bislang nicht. Größere Abweichungen zeigen sich bei der zeitlichen Einstufung der Holstein-Warmzeit, deren Korrelation entweder mit MIS 9 oder 11 derzeit noch nicht abschließend geklärt ist. Gründe für die unterschiedlichen Angaben sind vor allem fehlende Datierungsmöglichkeiten oder unzureichendes Probenmaterial. Insbesondere für pollenanalytische Untersuchungen liegt nicht genügend Material vor. In einer Bearbeitung von GEYH & MÜLLER (2005) wurden Proben aus Bohrungen mit der $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Methode datiert, wonach das Holstein mit MIS 9 korreliert, was auch der Einstufung des LBEG entspricht. Andere Autoren berufen sich jedoch z. B. auf Pollenanalysen die eine Einstufung in MIS 11 nahe legen. Ein Überblick über verschiedene Sichtweisen und Bearbeitungen ist z. B. in NITYCHORUK et al. (2006) zusammengestellt.

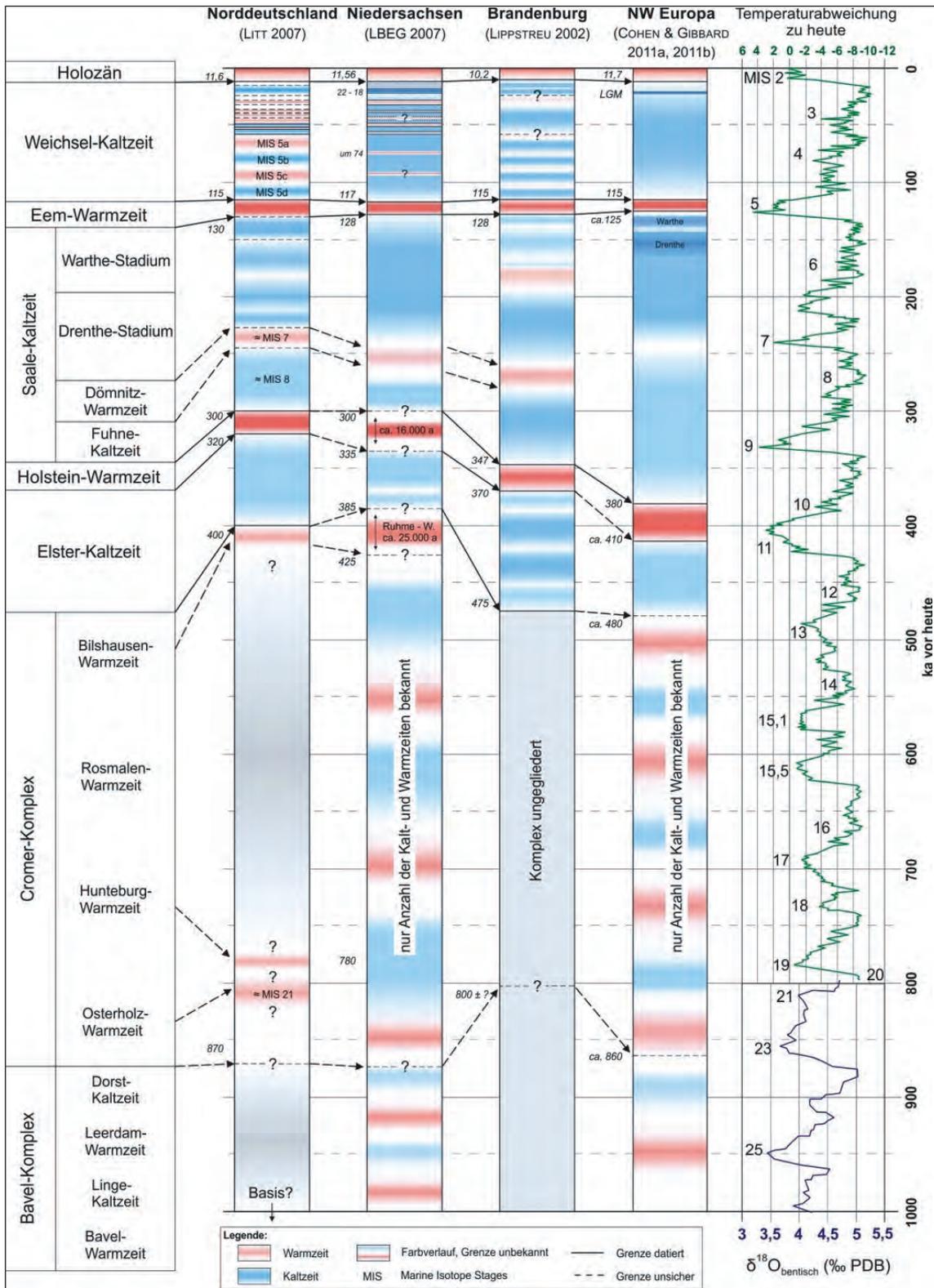


Abb. 30: Vergleich von mehreren Datierungen der klimatischen Entwicklung in Norddeutschland mit einem global identifizierten Klimaverlauf

MIS: durchnummerierte Marine Isotope Stages

Aus den verschiedenen Bearbeitungen ergibt sich für Norddeutschland zusammengefasst eine klimatische Entwicklung, die im Präglazial (Beginn Quartär bis Elster-Kaltzeit) von Kalt- und Warmzeit-Phasen des Cromer- und Bavel-Komplexes geprägt ist. Die einzelnen Phasen in diesem Abschnitt konnten bisher nicht genau datiert werden, sie erreichten jedoch nicht die Intensität der Elster- oder Saale-Kaltzeit.

Wie in der Kurve der globalen Entwicklung in Abbildung 30 zu sehen ist, lagen die Temperaturen zur Zeit des Cromer-Komplexes durchgehend unter dem heutigen Niveau und zeigten dabei eine vergleichsweise geringe Schwankungsbreite. Der Abschnitt des Bavel-Komplexes wird in der globalen Kurve durch $d^{18}O$ -Daten aus marinen Sedimenten wiedergegeben, die nicht so hochauflösend sind und keine genaue Temperaturangabe darstellen.

In der Elster-Kaltzeit lagen weite Teile Norddeutschlands zum ersten Mal unter Eisbedeckung. Die ungefähre Dauer dieser Kaltzeit, welche entweder im Bereich zwischen MIS 13 und 11 oder MIS 11 und 9 liegt, beträgt entsprechend der verschiedenen Zusammenstellungen zwischen 60.000 und 100.000 Jahre. Für die folgende Holstein-Warmzeit wird eine Dauer von ungefähr 16.000 Jahren angesetzt. Auch eine Phase mit brackisch-mariner Beeinflussung ist in Norddeutschland fossil belegt. Das Holstein-Meer breitete sich nach Süden bis entlang der Elbe aus und überflutete morphologisch tiefer liegenden Bereiche ungefähr bis in die Region des Wendlandes (vgl. a. Abb. 32).

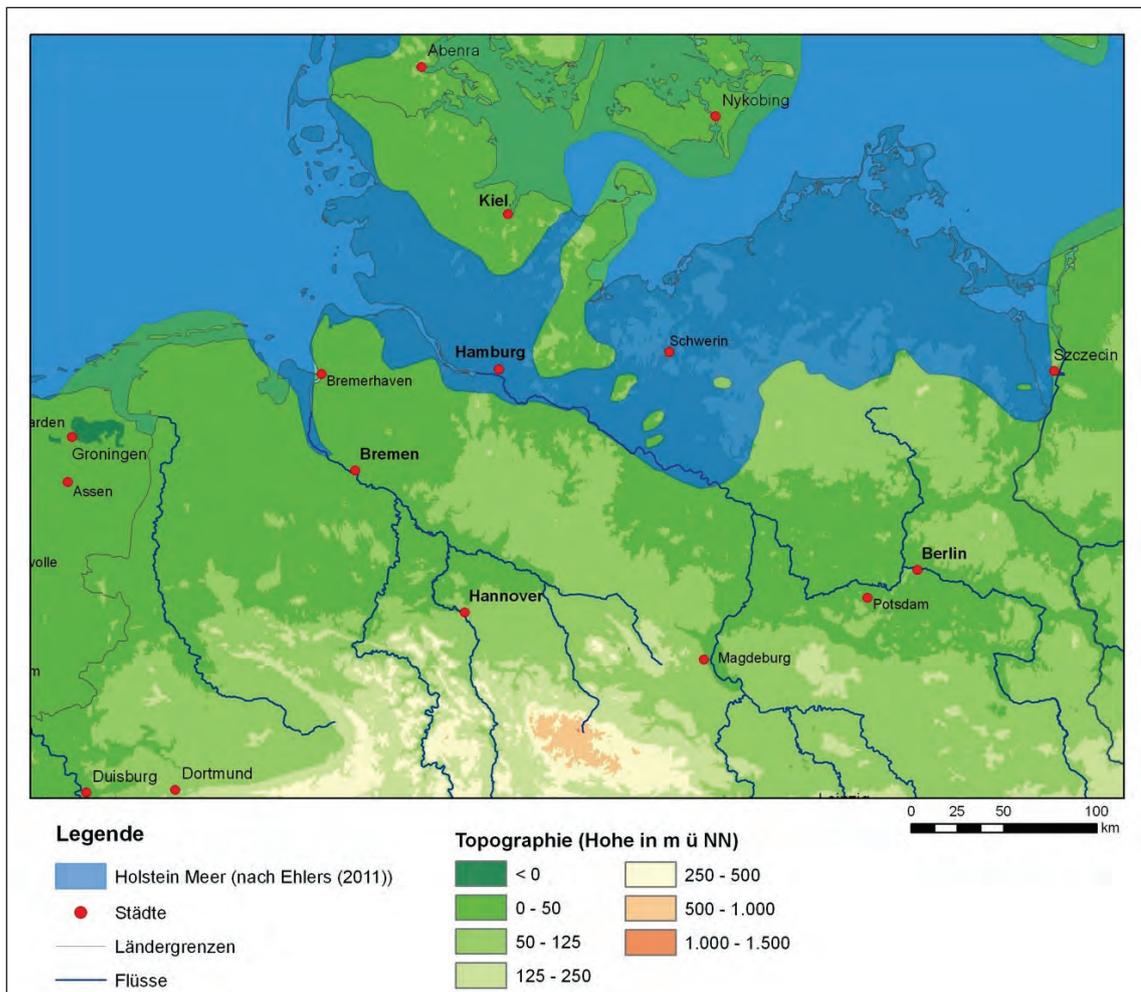


Abb. 31: Ungefähre Ausbreitung des Holstein-Meereres nach EHLERS (2011)

Es folgte die Saale-Kaltzeit, die mehrere Stadiale und Interstadiale aufweist und insgesamt schwächer ausgeprägt ist als die Elster-Kaltzeit. Sie beginnt mit der Fuhne-Kaltzeit, deren Beginn und Ende bisher nicht genau datiert werden konnten. In Norddeutschland wurden Endmoränenablagerungen nachgewiesen, welche die Ausdehnungen der Drenthe- und Warthe-Stadien belegen. Für die gesamte Saale-Kaltzeit wird, wie in Abbildung 30 nachzuvollziehen, in Norddeutschland eine Dauer von ca. 170.000 bis 250.000 Jahren angenommen. Die Dauer der darauf folgenden Eem-Warmzeit, welche sehr gut mit dem Warmzeit-Abschnitt MIS 5 der globalen Entwicklung übereinstimmt, wird mit ungefähr 11.000 Jahren angegeben. Im Vergleich zur Holstein-Warmzeit, deren Meeresausbreitung in Abbildung 31 dargestellt ist, drang das Eem-Meer (Abb. 32) nicht so weit nach Süden vor.

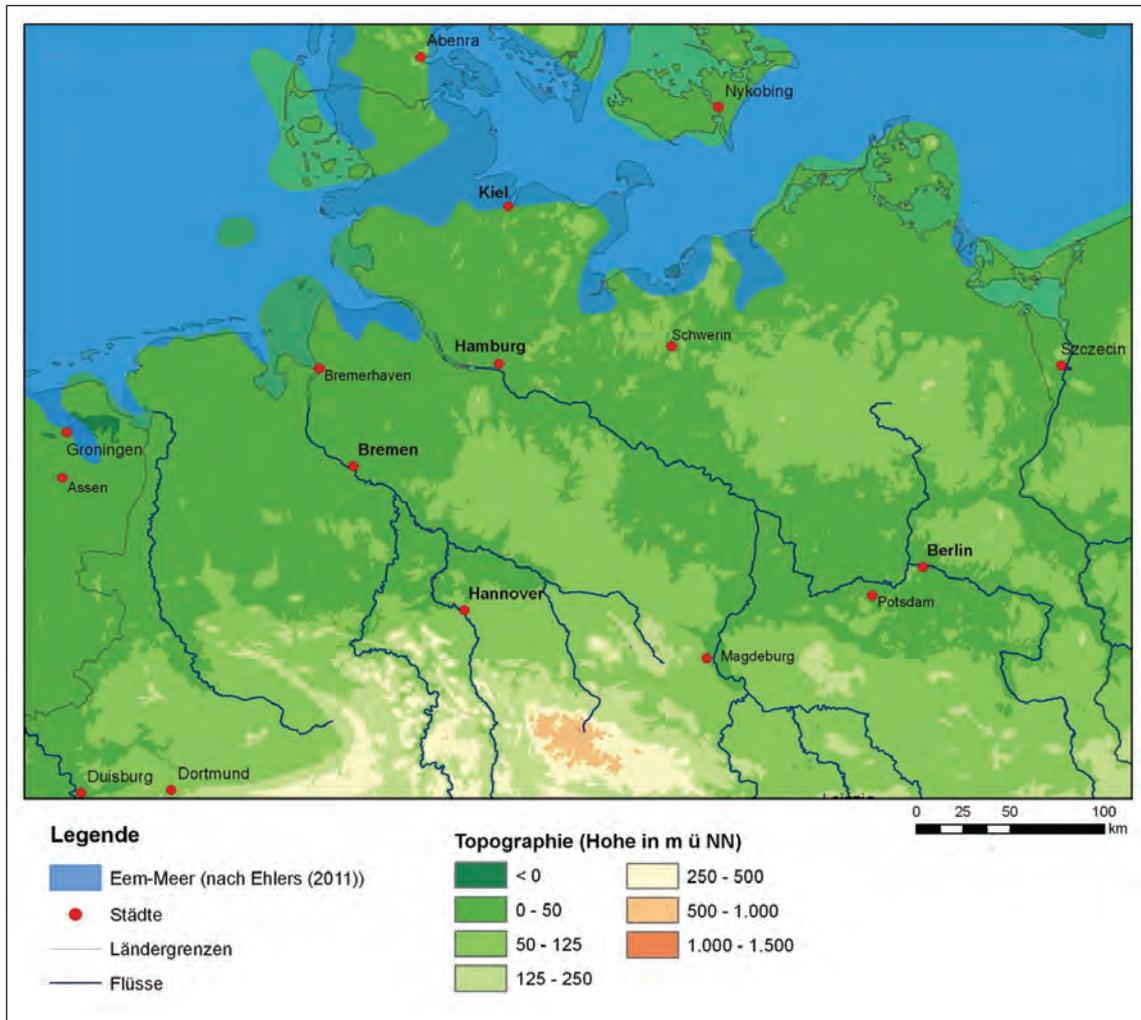


Abb. 32: Ungefähre Ausbreitung des Eem-Meeress nach EHLERS (2011)

Die anschließende Weichsel-Kaltzeit dauerte rund 100.000 Jahre und korreliert ebenfalls gut mit dem global ermittelten Klimaverlauf. Ihre Intensität reichte jedoch nicht aus, um im Bereich des Norddeutschen Tieflandes eine ausgedehnte Eisüberdeckung zu erzeugen. Vor ca. 11.000 Jahren begann schließlich die bis heute vorherrschende Warmzeit-Phase des Holozän.

5.3 *Ableitung der zukünftigen Klimaentwicklung in Norddeutschland*

Eine exakte Prognose der zukünftigen Entwicklung des Klimas ist aufgrund der Schwankungsbreite in der Vergangenheit vor allem für die Intensität der Ausprägung nicht möglich. Ebenso ist eine Vorhersage des genauen zeitlichen Verlaufs der Veränderungen über eine Million Jahre nicht durchführbar. Hinzu kommt, dass der ohnehin schwer zu bewertende anthropogene Einfluss in der Vergangenheit so nicht vorhanden war. Für die Ableitung der zukünftigen Klimaentwicklung in Norddeutschland wird in der Langzeitprognose deshalb die natürliche Entwicklung zugrunde gelegt. Die anthropogenen Aspekte werden lediglich in Kapitel 5.4 im Rahmen der Ungewissheiten diskutiert.

Darauf basierend ist mit einem weiteren Wechsel von Kalt- und Warmzeiten zu rechnen, der entsprechend der Vergangenheit dem seit 800.000 Jahren vorherrschenden 100.000-Jahre-Zyklus folgt. In der nächsten einen Million Jahre können in Norddeutschland daher ca. zehn weitere Kaltzeiten und dazugehörige Warmzeiten auftreten. Die heutige Situation stellt die mittlere Phase einer Warmzeit dar, die nach FORSTRÖM (1999) in ca. 10.000 Jahren mit dem Beginn einer neuen Kaltzeit beendet wird. Diese wird in der zugrundeliegenden Modellierung in rund 50.000 Jahren ihr Maximum erreichen. Exakte Aussagen darüber, wie groß die Temperaturabweichung zu heute an einem bestimmten Zeitpunkt in der Zukunft sein wird oder welche genaue Gletscherausdehnung eine zukünftige Kaltzeit haben wird, sind derzeit nicht möglich. Grundsätzlich können die Temperaturmaxima und -minima der Vergangenheit wieder auftreten. In Norddeutschland wäre die Entwicklung einer Kaltzeit mit der Intensität der Elster- oder Saale-Kaltzeit innerhalb einer Million Jahre daher sogar wahrscheinlich. Außerdem werden in diesem Bereich mehrfach Permafrostverhältnisse und Inlandeisüberdeckungen erwartet. In warmzeitlichen Phasen kann eine weit nach Süden reichende Meeresüberdeckung, ähnlich wie in der Holstein-Warmzeit, ebenfalls nicht ausgeschlossen werden (s. Abb. 31).

5.4 Ungewissheiten bei der Abschätzung der Klimaentwicklung

Die Prognose des zukünftigen Klimas wird hauptsächlich von drei Ungewissheiten bestimmt:

1. das Klima beeinflussende und steuernde Komponenten,
2. Kenntnisse über Prozessabläufe und Verzahnungen von Teilprozessen,
3. Leistungsgrenzen von Klimamodellen.

Die Entwicklung des Klimas wird von vielen Komponenten und zahlreichen miteinander gekoppelten Teilprozessen gesteuert. Dabei wird beobachtet, dass längst nicht alle Klimaschwankungen der Vergangenheit mit den derzeit bekannten Einflüssen korrelieren. Mögliche Gründe für diese Abweichungen sind Gegenstand aktueller Forschung und werden fachübergreifend kontrovers diskutiert. Auch bei den wissenschaftlich akzeptierten Auslösern von Klimaänderungen können keine exakten Prognosen darüber gemacht werden, inwieweit sich einzelne Teilprozesse überlagern und dabei verstärken oder abschwächen.

Unbekannt ist z. B., was vor ca. 800.000 Jahren zu der Umstellung der Kalt- und Warmzeit-Zyklendauer von zuvor im Mittel 40.000 Jahren auf die bis heute wirksamen 100.000 Jahre geführt hat. Für die Prognose der Klimaentwicklung und der davon abhängigen Prozesse wird davon ausgegangen, dass die heutige Zyklendauer im Mittel so bestehen bleibt. Ungewiss ist jedoch, ob es in der Prognosezeit von einer Million Jahre zu einer erneuten Änderung der Dauer kommt. Eine Verlängerung der Zyklendauer hätte zur Folge, dass auch Kaltzeiten länger andauern würden. Dadurch könnte eine Vergletscherung länger bestehen bleiben. Für den umgekehrten Fall, dass sich kürzere Zyklen entwickeln, würde die Dauer einer Kaltzeit eventuell nicht mehr ausreichen, um eine weiträumige Vergletscherung in Norddeutschland zu erzeugen.

Des Weiteren bestehen neben den Ungewissheiten bei der Prognose des genauen zeitlichen Ablaufs der Klimaentwicklung auch Ungewissheiten in Bezug auf die sich jeweils einstellende Intensität. Ob und in welchem Zeitabschnitt z. B. eine Kaltzeit vergleichbar mit der Elster-Kaltzeit herrscht, ist mit den heute zur Verfügung stehenden Klimamodellen nicht vorhersagbar. Zwar ermöglichen immer leistungsfähigere Rechner die Verarbeitung von Modellen mit einer zunehmenden Anzahl von Einflussfaktoren und mit einer hohen räumlichen Auflösung, die Genauigkeit der Prognose wird jedoch auch durch die Kenntnisse der physikalischen Prozessabläufe bestimmt. So erreichen die Modelle zwar einen immer größeren Detaillierungsgrad, doch solange noch zusätzliche Einflüsse auf das Klima und gegenseitige Beeinflussungen von Prozessen erforscht werden, bleiben die Klimaprognosen über derartig lange Zeiträume insgesamt noch unsicher.

Aus den genannten drei Hauptungewissheiten resultieren durch die verschiedenen Prozesskopplungen zahlreiche weitere Ungewissheiten. Eine Prognose des zukünftigen Klimas für eine Million Jahre ist daher nur vereinfacht möglich.

Neben den Ungewissheiten, die über den gesamten Betrachtungszeitraum aus den natürlichen Einflüssen resultieren, kommen kurzfristig auch die Ungewissheiten aus den anthropogenen Beeinflussungen zum Tragen. Dabei können jedoch keine Abschätzungen darüber erfolgen, wie lange und in welchem Ausmaß diese stattfinden. Derzeit wird angenommen, dass es als Folge dieser Einflüsse zu einer globalen Erwärmung kommt, die die aktuelle Warmzeit verlängern würde. Eine genaue Angabe über die Dauer dieses Effekts ist ebenfalls nicht möglich (vgl. a. Abb. 29). Langfristig wird aber davon ausgegangen, dass anthropogene Einflüsse endlich sind und sich die natürlichen Zyklen schließlich wieder einstellen.

Für die genauere Bewertung der Klimaentwicklung einer kleineren Region in Norddeutschland könnte unter Verwendung eines modernen Modellierungssystems ein zukünftiger Verlauf berechnet werden, in den die Breitengradabhängigen Eingangsparameter und die lokalen Rahmenbedingungen eingehen. Auch Variationen der Entwicklung mit und ohne anthropogenen Einfluss könnten dabei simuliert werden. Die so berechneten Klimaverläufe würden eine einheitliche Datengrundlage für die Modellierung von klimaabhängigen Prozessen darstellen.

6 Kaltzeitliche Entwicklungen

Kaltzeitliche Entwicklungen werden in einem eigenen Kapitel erläutert, weil diese die Geosphäre in Norddeutschland in der nächsten einen Million Jahre intensiv umgestalten werden. Weitere konkrete Auswirkungen des Klimas auf einzelne geologische Prozesse, wie z. B. Transgression und Regression, werden in den entsprechenden Kapiteln behandelt, da sie nicht ausschließlich an Kaltzeiten gebunden sind.

Wie in den Klimakurven für die Vergangenheit (s. a. Kap. 5.1.6 und 5.2) ersichtlich erfolgte der Übergang in eine Kaltzeit schrittweise über längere Zeiträume. Bei einer intensiven Kaltzeit kommt es innerhalb der Ausbreitungszone des Gletschers aufeinanderfolgend zunächst zur Ausbildung von Permafrostbedingungen, gefolgt von einer Eisrandlage und schließlich zu einer vollständigen Vereisung mit einer länger andauernden Gletscherüberdeckung. Im Gegensatz zu dieser langsamen und schwankenden Entwicklung setzt der Übergang in eine Warmzeit plötzlich ein und läuft in kurzer Zeit ab. In rascher Abfolge laufen dann die genannten drei kaltzeitlichen Zustände rückläufig, bis letztlich der Permafrost vollständig zurückgebildet ist. Ist eine Kaltzeit weniger intensiv oder liegt eine Region in weiter Entfernung zum Vereisungszentrum, dann kann es sein, dass als maximaler kaltzeitlicher Zustand lediglich die Randlage oder der Permafrost entwickelt werden. In Abbildung 33 sind die Randlagen der letzten drei Kaltzeiten in Norddeutschland gemeinsam mit der zu betrachtenden Fläche dargestellt, auf die in den folgenden Kapiteln Bezug genommen wird.



Abb. 33: Ausbreitungsgrenzen der Vergletscherung in den letzten Kaltzeiten in Norddeutschland (Eisrandlagen nach STACKEBRANDT et al. 2001)

SKUPIN et al. (2003: 72ff.) geben für den Bereich Nordost-Westfalen und angrenzende Gebiete in Niedersachsen an, dass nach Berechnungen der Fließgeschwindigkeiten in Eisschilden für den zentralen Teil einer fließenden Eismasse Werte von 15 bis 40 m pro Jahr und für die Randbereiche Geschwindigkeiten von über 100 bis 600 m pro Jahr anzunehmen sind. Für das Inlandeis der letzten Kaltzeit (Weichsel-Zeit) werden im norddeutschen Vereisungsgebiet Fließgeschwindigkeiten zwischen 75 und 150 m pro Jahr angegeben. Die Randbereiche des Inlandeises der Saale-Kaltzeit weisen eine mittlere Vorstoßgeschwindigkeit von etwa 200 m pro Jahr auf.

Mit der Annäherung des Eises an die Mittelgebirge bildeten sich zwischen dem Eisrand und den Höhenzügen ausgedehnte Stauseen (vgl. THOME 1998). Auch nördlich des Wiehengebirges wird ein derartiger Stausee vermutet, in dem sich das Schmelzwasser des

Inlandeises und die Wassermengen der von Süden kommenden Flüsse sammelten. Beim Überfahren dieser Stauseen hat die Fließgeschwindigkeit des Eises sehr wahrscheinlich stark zugenommen. Vergleichbare Verhältnisse lagen im Bereich südlich des Wiehen- und Wesergebirges vor, in dem sich der so genannte Rintelner Eisstausee gebildet hatte. Dort dürfte die Fließgeschwindigkeit wegen des Auftriebs der Eismasse und des Aufschwimmens der randlichen Zonen des Eises maximale Werte von 500 – 600 m pro Jahr erreicht haben. Der an der Basis der Eismasse entstehende Schmelzwasserfilm entkoppelt diese vom Untergrund und wirkt als Gleitfilm. Er setzt die Reibungs- und Scherwiderstände herab und führt damit zu einer deutlich schnelleren Bewegung des Eises. Bei einer Fließgeschwindigkeit von 500 m pro Jahr hätte der Porta-Gletscher auf seinem Vorstoß nach Osten das Wesertal aufwärts bis in die Gegend von Hameln etwa 60 Jahre benötigt. Dieser Wert stimmt in der Größenordnung gut mit der vermuteten Dauer der ersten Phase des Rintelner Eisstausees überein.

Während der Elster-Kaltzeit erreichte der maximale aus dem Norden kommende Gletschervorstoß die deutschen Mittelgebirge und erstreckte sich in Mittel- und Ostdeutschland bis in die Regionen um Erfurt und Dresden. Der südwestliche Teil der betrachteten Fläche war damals eisfrei. Eine ähnliche Ausdehnung hatte das Inlandeis der Saale-Kaltzeit. Im östlichen Teil Norddeutschlands erreichte der Gletscher die maximale Elsterausbreitung bis Erfurt und Dresden nicht ganz, dafür reichte er westlich deutlich weiter bis in den Raum um Düsseldorf und Dortmund. Zu dieser Zeit lag die betrachtete Fläche unter vollständiger Inlandeisbedeckung. In der Weichsel-Kaltzeit erreichte der Gletscher die betrachtete Fläche nur im Bereich Schwerin und Potsdam (Abb. 33).

6.1 Permafrost

Die Definition des Begriffs Permafrost war früher mit der Bedingung verknüpft, dass der Untergrund gefroren vorlag. Heute hingegen erfolgt die Einstufung anhand der Temperaturentwicklung im Untergrund ungeachtet eines möglichen Gefrierens (s. a. Woo 2012). So besagt eine Definition, z. B. nach ELIAS (2007), dass Permafrost dann vorliegt, wenn im Boden oder Gestein mindestens zwei Jahre lang Temperaturen unter 0 °C herrschen. Abhängig von der Tiefenlage und den Druckverhältnissen ist er dabei gefroren oder enthält Wasser, das die gleichen niedrigen Temperaturen aufweist. Die Permafrostmächtigkeit kann von einigen Zentimetern bis über einen Kilometer Tiefe reichen und an der Oberfläche einen Bereich aufweisen, der jahreszeitlich bedingt frostfrei ist. Das Gefrieren des Wassers im Boden oder Gestein hat große Auswirkungen auf die dort ablaufenden Prozesse, so dass nachfolgend hauptsächlich auf Permafrost mit gefrorenem Untergrund eingegangen wird.

Die Mächtigkeit des Permafrosts wird neben den klimatischen Verhältnissen wie z. B. der Dauer niedriger Temperaturen auch durch die Zugehörigkeit zu ozeanischem oder kontinentalem Klima, vom Salzgehalt des Grundwassers, dem geothermischen Wärmefluss, dem Vorhandensein von Oberflächengewässern sowie von der Art der Vegetation und der Sedimente bestimmt.

Aufgrund der unterschiedlichen Ausprägungen des Permafrosts erfolgt eine Untergliederung in kontinuierlichen, diskontinuierlichen und sporadischen Permafrost. In Abbildung 34 sind die drei Typen mit ihren charakteristischen Merkmalen dargestellt.

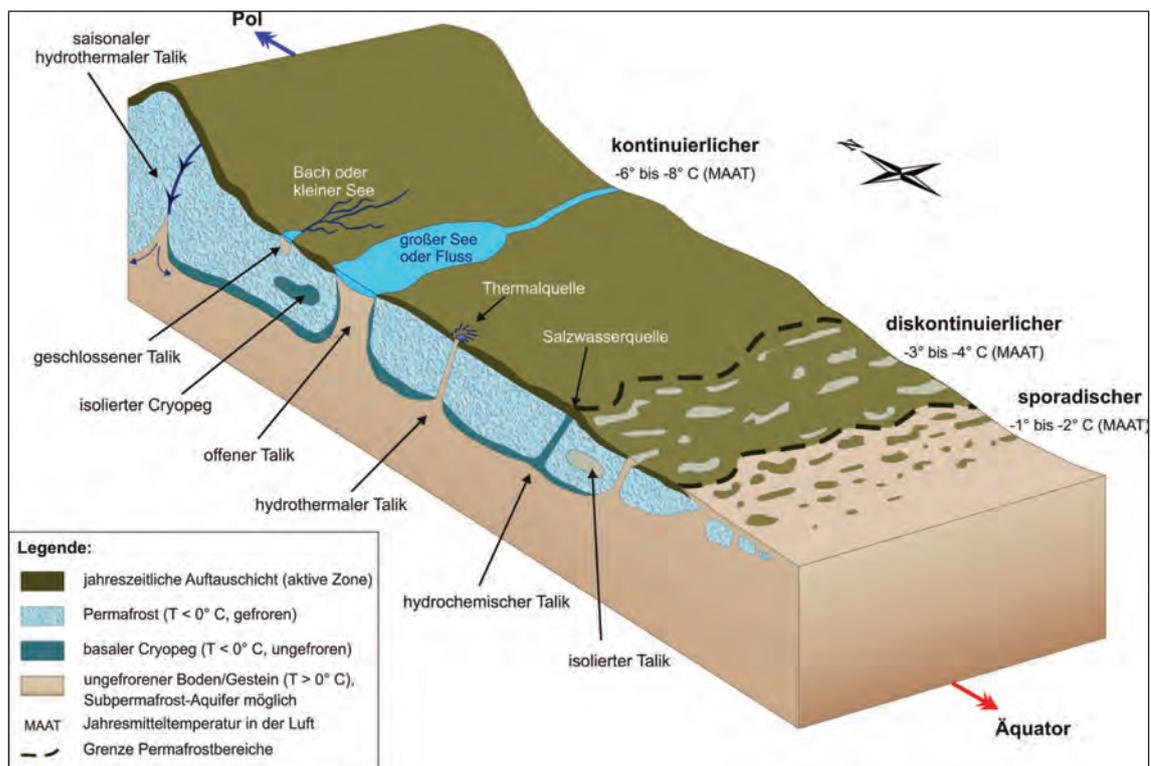


Abb. 34: Schema verschiedener Permafrost- und Talik-Ausbildungen (geändert nach GASCOYNE 2000 und KARTE 1979 in MRUGALLA 2011)

Kontinuierlicher Permafrost ist dadurch gekennzeichnet, dass er durchgehend bis in große Tiefen gefroren ist. Während einer Kaltzeit bildet er sich innerhalb von etwa 40.000 bis 60.000 Jahren, wobei ein Abbau während Warmzeiten zu diskontinuierlichem und sporadischem Permafrost möglich ist (vgl. KELLER 1998, Abb. 3; FRENCH 2008). Unter Gewässern kann kontinuierlicher Permafrost dennoch aufgetaute Bereiche aufweisen, die als Taliki (Abb. 34) bezeichnet werden. An den kontinuierlichen Permafrost schließt sich mit abnehmender geographischer Breite und mit steigenden Jahresmitteltemperaturen Übergangslos die diskontinuierliche Permafrostzone an, in der die gefrorenen Bereiche isoliert vorliegen und der Anteil des ungefrorenen Bodens steigt. Mit weiter abnehmender geographischer Breite und steigenden Jahresmitteltemperaturen erfolgt der Übergang zur

sporadischen Permafrostzone, in der gefrorene Bereiche nur lokal und saisonal bedingt vorliegen. Der Oberboden ist dort bereits im Frühsommer eisfrei, während der Unterboden erst im Hoch- und Spätsommer auftaut. In allen Zonen kann sich oberflächennah durch die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen über dem permanent gefrorenen Boden eine Auftauschicht ausbilden, die bis zu einigen Metern mächtig sein kann.

Im Bereich der betrachteten Fläche entwickelte sich der Permafrost in der Vergangenheit sehr unterschiedlich. Gründe dafür sind, z. B. die geographische Verbreitung über mehrere Breitengrade oder der unterschiedliche Abstand zum Vereisungszentrum vergangener Kaltzeiten. Während der Bereich im Raum Schwerin wegen seiner nördlichen Lage in jeder Kaltzeit von Permafrost betroffen war, trifft dies auf die Bereiche im südwestlichen Randbereich nicht zwingend zu. Insbesondere in wenig intensiven Kaltzeiten oder in längeren wärmeren Zwischenphasen könnte es dort zu einer Rückbildung des Permafrost kommen oder es würde sich kein kontinuierlicher Permafrost bilden. Abbildung 35 zeigt das Ergebnis einer Modellierung von RENSSSEN & VANDENBERGHE (2003), die die Verbreitung des Permafrostzonen des letzten glazialen Maximums zeigt.

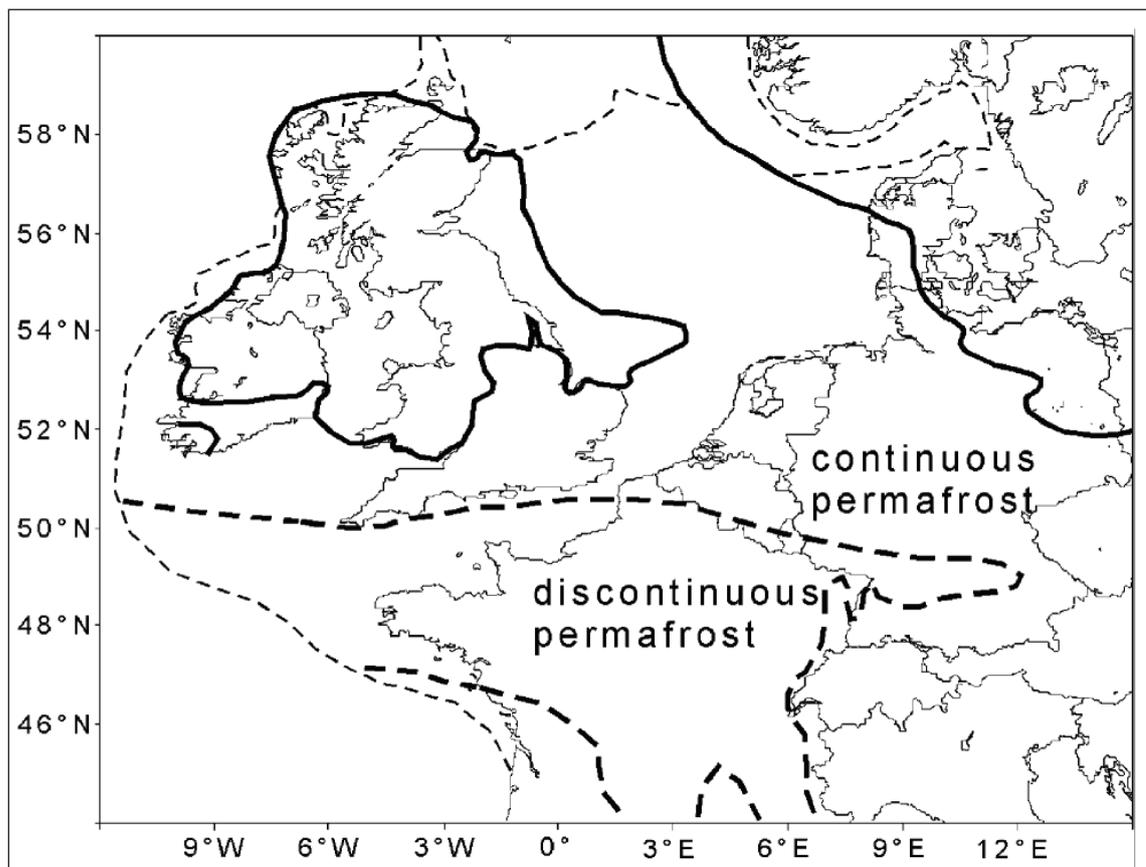


Abb. 35: Karte der Ausbreitung der Permafrostzonen während des letzten glazialen Maximums vor ca. 24.000 – 21.000 Jahren (RENSSEN & VANDENBERGHE 2003)

In den Bereichen der betrachteten Fläche, die außerhalb der maximalen Gletscherverbreitung der verschiedenen Kaltzeiten liegen (vgl. Abb. 33), wirkte daher als kaltzeitliche Beeinflussung hauptsächlich der Permafrost. Für den Bereich von Schwerin kann zusätzlich davon ausgegangen werden, dass der Permafrost, der im Vorfeld der Vergletscherungen auftrat, im Zuge der Überfahrung in jeder Kaltzeit zurückgebildet wurde.

Die Möglichkeit der Ausbildung eines Permafrosts nach dem Abtauen des Gletschers hängt davon ab, wie schnell die Erwärmung voranschreitet. Bei einem raschen Übergang in eine Warmzeit, ohne dazwischen geschaltete kältere Phasen, kann es sein, dass Bereiche, in denen Taliki vorlagen, aufgrund der Temperaturentwicklung nicht wieder gefrieren oder das niedrige Temperaturniveau von unter 0 °C erreichen. Modellierungen in DELISLE (1998) geben abhängig von der Art der Sedimente eine Dauer von ca. 5.000 Jahren für das Gefrieren und eine von ca. 1.000 Jahren für das Auftauen an. In DELISLE et al. (2007) wurden entlang einer West-Ost gerichteten Profillinie nördlich der Elbemündung Permafrostmächtigkeiten der letzten Kaltzeiten berechnet. Für den Zeitraum der Weichsel-Kaltzeit wurden Mächtigkeiten von bis zu 200 m errechnet und für die der Saale- und Elster-Kaltzeit Mächtigkeiten bis ca. 150 m. Auch wenn der Bereich außerhalb der zu betrachtenden Fläche liegt, ist in den Abbildungen 7a und 7b der genannten Veröffentlichung gut zu erkennen, dass Salzstöcke im Untergrund dazu führen, dass der Permafrost weniger mächtig ausgebildet wird. Grund dafür ist, dass sie wegen der guten Wärmeleitfähigkeit des Salinars den geothermischen Temperaturgradienten heraufsetzen. Im Bereich der betrachteten Fläche trifft dies aufgrund der Salzstockbildung im Untergrund an vielen Stellen ebenfalls zu (vgl. Abb. 5 oder 55).

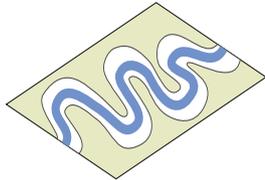
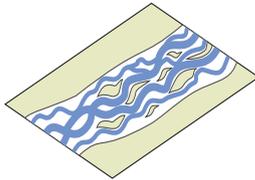
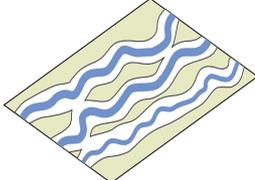
Zurückgebildet bzw. nicht ausgebildet wird der Permafrost in den betroffenen Bereichen nur, wenn Taliki vorliegen. Während der Weichsel-Kaltzeit waren zudem einige Bereiche der betrachteten Fläche nicht vom Permafrost betroffen. Wie häufig und bis in welche Tiefen der Permafrost an bestimmten Stellen in der Vergangenheit ausgebildet wurde, kann nur mit gezielten Untersuchungen an den jeweiligen Orten abschließend bewertet werden.

Allgemein beeinflusst die Ausbildung des Permafrosts zahlreiche Prozesse. Intensiv wirkt Permafrost mit gefrorenen Zonen, z. B. auf die hydrogeologischen Verhältnisse (s. a. Kap. 10), ein. Abhängig von den lokal herrschenden Grundwasserdruckverhältnissen kann auch bei kontinuierlichem Permafrost eine Grundwasserneubildung oder ein -austritt in bzw. aus tieferen Bereichen erfolgen, wenn es zur Ausbildung von Taliki kommt. In Norddeutschland ist dies unterhalb der größeren Vorfluter, wie z. B. der Weser oder Elbe, möglich. Ob sich in Zukunft in Norddeutschland Taliki ausbilden hängt auch mit der Entwicklung der Fließgewässer zusammen, welche durch die klimatischen Verhältnisse beeinflusst wird. Außerdem ist ein Fließen des Grundwassers auch bei kontinuierlichem Permafrost innerhalb der oberflächennahen sommerlichen Auftauschicht und unterhalb der gefrorenen Zone des Permafrostes möglich. Im Nebengebirge kann der Grundwasserfluss

dann vollständig zum Erliegen kommen, wenn in den tieferen Bereichen stagnierende Verhältnisse vorliegen und sich keine oder nur eine sehr geringe oberflächennahe Auftauzone ausbildet. Zusätzlich zu den hydraulischen Aspekten werden auch die hydrochemischen Verhältnisse beeinflusst, wenn sich durch das Gefrieren die im Grundwasser enthaltenen Minerale in bestimmten Zonen des Permafrostes (Cryopegs) anreichern. Bei Cryopegs handelt es sich um Grundwasservorkommen, die aufgrund der hohen Mineralisation oder des hohen Umgebungsdruckes auch bei Temperaturen unter 0 °C nicht gefrieren. Haben solche Bereiche eine Anbindung an vorhandene Taliki, kann es zur Bildung von Quellen kommen, an denen hochmineralisierte Wässer an die Oberfläche kommen (chemische Taliki; vgl. GASCOYNE 2000). Diese Verbreitung von hochmineralisierten Wässern in oberflächennahen Bereichen kann dazu führen, dass es lokal während einer gesamten Kaltzeit nicht zur Entstehung von kontinuierlichem Permafrost kommt auch wenn dieser im Umfeld vorhanden ist.

In Permafrostgebieten werden rezent abhängig vom herrschenden Permafrosttyp, von der Fließenergie und dem damit verbundenen Sedimenttransport sowie von der Vegetation (KASSE et al. 2003; VANDENBERGHE 2003) Flussgrundrisse mit den Eigenschaften mäandrierend, braided river und anastomosierend beobachtet. Mäandrierende Flusstypen entstehen vor allem in permafrostfreien Phasen, wohingegen in Gebieten mit andauerndem Permafrost braided river und anastomosierende Typen dominieren. Wichtige Unterscheidungsmerkmale der drei genannten Flusstypen sind nachfolgend in Tabelle 1 zusammengestellt.

Tab. 1 Unterscheidungsmerkmale der Flusstypen mäandrierend, braided river und anastomosierend (nach BRIDGE & DEMICCO (2008), MIALI (1977) und VANDENBERGHE (2003) in MRUGALLA (2011))

Merkmal	Flusstyp		
	mäandrierend	braided river	anastomosierend
Verlaufsskizze			
Flusslauf	ein Flusslauf	mehrere Flussläufe, unsystematisch verlagernd	mehrere Flussläufe
Flussbett	ein Flussbett	ein Flussbett	mehrere Flussbetten, untereinander verbunden
Gefälle	mittel bis gering	unterschiedlich, überwiegend hoch	gering
Wasserführung	ganzjährig, jahreszeitlich schwankend, Uferwälle bei Hochwasser überflutet	auf Schneeschmelze konzentriert, dann mit starkem Hochwasser, stark schwankend	ganzjährig
Erosion	Seitenerosion überwiegt Tiefenerosion am Prallhang	schwach, Sedimentation überwiegt	schwach, Sedimentation überwiegt
Sediment	Kies und Sand	Sand und Kies	Sande und Schluffe
Sedimentation	am Gleithang, wenige Sedimentbänke im Flussbett	im Flussbett bei Niedrigwasser, oft Sedimentbänke	starke Akkumulation im Uferwall- und Auenbereich, z. T. Sümpfe und Moore bildend
Schichtung	Schrägschichtung am Gleithang	horizontal	horizontal
Sortierung der Sedimente	nach oben hin abnehmende Korngröße (Hangbereich)	unsortiert	unsortiert
Uferbereich	Uferwälle	flächige Schotterterrassen	ausgeprägte Uferwälle und Auen

Über die Bildung der unterschiedlichen Flusstypen zu verschiedenen Stadien einer Kaltzeit wirkt sich der Permafrost zusätzlich auch indirekt auf die hydrogeologischen Verhältnisse aus. Abhängig von der Breite, der Tiefe und der Andauer der Wasserführung bilden sich unter den Flüssen offene Talike, über die Oberflächenwasser in das Aquifersystem Zutritt oder Grundwasser aus diesem austritt. Neben den hydrogeologischen Verhältnissen wird auch die Morphologie in Permafrostzeiten auf typische Weise, z. B. durch Solifluktion, beeinflusst.

Lockergesteine werden durch den Permafrost nur geringfügig verändert, da es insbesondere bei einem geringen Geländere relief kaum zur Abtragung oder Ablagerung von Sedimenten kommt. Stärkere Veränderungen sind lokal durch die durch Bildung periglazialer Formen, wie Pingos, etc. möglich, die nach einer Kaltzeit jedoch zurückgebildet werden. In Bereichen, in denen Festgesteine an der Oberfläche aufgeschlossen sind, kann durch den Permafrost die Verwitterung und Erosion durch Frostsprengung begünstigt werden (s. Abb. 36).



Abb. 36: Beispiel für die Verwitterung durch Frostsprengung an einem Gesteinsblock auf Island (Foto: S. Mrugalla)

Bis zu einer erneuten Überführung durch einen Inlandgletscher kann daher davon ausgegangen werden, dass die Gliederung von Höhen- und Tallagen sowie der oberflächliche Wasserabfluss in Norddeutschland in fast unveränderter Weise bestehen bleiben. Auch die Oberflächenwasserscheiden bleiben mit ihren heutigen Lagen im Wesentlichen erhalten.

Veränderungen des Nebengebirges werden neben der erosiven Abtragung von Sedimenten durch die abkühlungsbedingte Kontraktion des Gebirges hervorgerufen. Diese Kontraktion entsteht neben der kältebedingten Volumenabnahme hauptsächlich dadurch, dass den

Lockersedimenten unter diesen klimatischen Bedingungen Wasser entzogen wird. Als Folge bilden sich Risse im Untergrund, die bei jahreszeitlich auftretendem, oberflächlich eindringendem Schmelzwasser in Form von Eiskeilen weiter aufgeweitet und vertieft werden (Abb. 37).



Abb. 37: Angeschnittener Eiskeil in rezentem Permafrost auf Bunge Land, Neusibirische Inseln (Foto: S. Mrugalla)

Dabei kommt es durch den Wechsel von Tauen und Frieren in der aktiven Zone des Permafrosts zu einer Größensortierung der Lockersedimente. An der Oberfläche treten dann Steinringe oder -netze auf. Abbildung 38 zeigt ein rezentes Beispiel solcher Ausbildungen auf Spitzbergen. Eine starke Abkühlung kann auch tiefere Gebirgsbereiche erreichen und dort Auswirkungen haben.



Abb. 38: Steinringe im rezenten Permafrost auf Spitzbergen (Foto: S. Mrugalla)

Abgebaut wird der Permafrost nach einer Kaltzeit, wenn erneut eine Warmzeit beginnt, die mit steigenden Temperaturen zu einer langsamen Erwärmung des Untergrundes führt. Dies geschieht auch nach einer intensiven Kaltzeit mit einer vollständigen Vereisung des Standorts. Unter dem Gletscher wird der Permafrost zwar durch die isolierende Wirkung des Gletschereises und den erhöhten Auflastdruck weitgehend zurückgebildet (s. Kap. 6.3 und 6.4), er entsteht bei dessen Rückzug unter weiterhin kalten klimatischen Bedingungen jedoch erneut. Aufgrund der schnell voranschreitenden Erwärmung beim Übergang in eine Warmzeit (s. a. Kap. 5.1.6) besteht dieser Permafrost nur vorübergehend. Im Fall einer plötzlichen und starken Erwärmung wäre eine beschleunigte Rückbildung des Permafrostes möglich, wenn der steigende Meeresspiegel (s. Kap. 8.2 und 8.3) zu einer Überflutung des Gebietes führt. Dabei wären die überfluteten Gebiete schneller frei von Permafrost als die sie umgebenden Festlandsgebiete, auch wenn sich noch keine stabilen warmzeitlichen Verhältnisse eingestellt haben.

6.2 *Zukünftige Permafrostentwicklung in Norddeutschland*

Im betrachteten Bereich wird mit einer hohen Wahrscheinlichkeit basierend auf dem z. B. in FORSSTRÖM (1999) prognostizierten Klimaverlauf (vgl. Kap. 5.1.7) ab ca. 10.000 Jahren nach heute mit kaltzeitlichen Verhältnissen vom Ausmaß der letzten Weichsel-Kaltzeit gerechnet. Das Maximum dieser Kaltzeit wird ab ca. 50.000 Jahren nach heute erwartet. Im Verlauf dieser Kaltzeit würde sich erneut ein Permafrost aufbauen. Der Bereich um Schwerin könnte bei einer Gletscherausbreitung ähnlich des Weichsel-Kaltzeit-Maximums eisbedeckt sein. Dort würde der Permafrost unter dem Eis zurückgebildet. Die genaue Verbreitung der verschiedenen Permafrosttypen innerhalb der betrachteten Fläche kann nicht exakt prognostiziert werden. Einen Anhaltspunkt liefert jedoch Abbildung 35, die eine Modellierung der Permafrostzonen während des letzten glazialen Maximums darstellt. Unter Zugrundelegung der Klimaprognose von FORSSTRÖM (1999) könnte daher für die nächste Kaltzeit eine ähnliche Permafrostausbreitung und Zonierung in Norddeutschland unterstellt werden.

Wird der klimatischen Entwicklung ein anthropogener Einfluss z. B. durch höhere CO₂-Konzentrationen in der Atmosphäre zu Grunde gelegt, stellen sich diese Verhältnisse entsprechend Kapitel 5.1.7 später ein. Darüber hinaus ist in jeder zukünftigen Kaltzeit Permafrost innerhalb der betrachteten Fläche möglich, da dieser wie zuvor beschrieben auch vor vollständigen Inlandvereisung aufgebaut wird.

Bis zu einer erneuten Überfahung durch einen Inlandgletscher kann für die Flachlandbereiche mit Lockergesteinsbedeckung davon ausgegangen werden, dass das Relief mit Höhen- und Tallagen sowie der oberflächliche Wasserabfluss allein durch die Einflüsse des Permafrost kaum verändert wird. Auch die Oberflächenwasserscheiden bleiben mit ihren heutigen Lagen im Wesentlichen erhalten. Für die spätere Entwicklung kann aufgrund der Ungewissheiten der Klimaentwicklung (vgl. Kap. 5.4) über die Aussage hinaus, dass Permafrost auftreten wird, nicht prognostiziert werden bis wohin welche Permafrostzone reichen wird und welche Tiefe dabei an konkreten Stellen erreicht wird.

Aus den vorherigen Ausführungen folgt, dass die Hauptungewissheit bei der Prognose der Permafrostentwicklung in Norddeutschland vor allem im Zusammenhang mit der klimatischen Entwicklung auftritt. Für spätere Kaltzeiten kann z. B. keine genaue Prognose in Bezug auf deren Eintrittszeitpunkt gestellt werden. Erschwert wird die Vorhersage zusätzlich dadurch, dass der Permafrost bei einer Gletscherrandlage in Phasen einer zwischenzeitlichen Überfahung unter dem Eis abgebaut wird. Insbesondere für späte kaltzeitliche Entwicklungen ist die Lage von Oberflächengewässern nicht bekannt, so dass für das Vorkommen von Taliki und deren Lage innerhalb der betrachteten Fläche keine Aussagen gemacht werden können.

Sicher kann lediglich prognostiziert werden, dass Permafrost im Zusammenhang mit den Kaltzeiten ausgebildet wird und dass die damit verbundenen Änderungen des geologischen Systems ablaufen werden. Genaue Angaben zu Quantität und Qualität dieser Änderungen zu bestimmten Zeiten, vor allem für spätere Kaltzeiten, sind jedoch nicht möglich. Trotz der Ungewissheiten kann davon ausgegangen werden, dass die Bildung des Permafrost und die damit verbundenen Umgestaltungen, entsprechend dem Aktualitätsprinzip, denen der Vergangenheit ähneln werden. Eine Überschreitung der vergangenen flächenhaften Ausbreitung und Mächtigkeit des Permafrost wird daher in Zukunft nicht erwartet.

6.3 Inlandvereisung

Fällt eine Kaltzeit so intensiv aus, dass das Gletschereis von Skandinavien ausgehend weit ins Norddeutsche Tiefland vordringt, durchlaufen vor allem die letztlich vom Gletscher bedeckten Bereiche verschiedene Entwicklungsstadien. Zu Beginn dieser Entwicklung liegt vor der Eisbedeckung Permafrost vor, der sich im Zuge der Abkühlung im Untergrund gebildet hat (s. a. Kap. 6.1 und 6.2). Diese Abkühlung verläuft mit fortschreitender Kaltzeit nicht gleichmäßig, sondern ist Schwankungen unterworfen (vgl. Kap. 5.1.6, z. B. Abb. 27), welche sich auch auf den Gletschervorschub übertragen. Stagniert der Gletscher über längere Zeit in einer Region, dann kann es dort zu einem natürlichen Oszillieren des Gletscherrandes kommen, in dessen Verlauf sich die Gletscherzunge über längere Zeit temperatur- und niederschlagsabhängig geringfügig vor- und zurückbewegt. In Norddeutschland dokumentiert z. B. die Rehburger Phase der Saale-Kaltzeit einen solchen Zustand, der nach FELDMANN (2002) einige hundert Jahre andauerte. Derartige Stagnationen können Zwischenstände des Gletschervorschubes darstellen, sie treten jedoch auch am Rand der maximalen Ausbreitung auf.

Typische Vorgänge im Randbereich eines solchen Flachlandgletschers sind die Bildung von Endmoränenwällen und der Ausgleich eines vorhandenen Reliefs entweder durch Einebnung von Hochlagen bei einem zwischenzeitlichen Gletschervorrücken (Exaration) oder durch die Zuschüttung von Depressionen durch Gletscherschuttmassen. Abbildung 39 gibt einen Überblick über mögliche Landschaftsformen und Veränderungen, die im direkten Vorfeld eines Flachlandgletschers entstehen können. Dargestellt sind die Zustände in direkter Gletscherrandlage (1), beim Rückzug des Gletschers (2) und die Landschaftsformen nach dem endgültigen Abschmelzen der Eismassen (3).

In der Vergangenheit kamen Gletscherrandlagen innerhalb der betrachteten Fläche entsprechend der maximalen Gletscherausbreitung (vgl. Abb. 33) mehrfach vor. Während des Gletschervorschubes und -rückzuges können sich im Fall einer Stagnation Randlagen auch über längere Zeiten in den Zwischenzonen ergeben haben. Die typischen Veränderungen der Landschaft, die in Abbildung 39 dargestellt sind, sind nur in den Bereichen erhalten geblieben, die nicht erneut von einem Gletscher überfahren wurden.

Bei einer vollständigen Gletscherüberdeckung kommt es zu typischen Auswirkungen, wie auflastbedingten Veränderungen im Untergrund, glazialtektonisch bedingten Störungen, erhöhten Erosionsleistungen z. B. in Form von Gletscherschurf und der Rückbildung des Permafrostes unter der Eisbedeckung. Abbildung 40 zeigt die Ausbreitung und mögliche Mächtigkeit des Saale-Gletschers. Die Mächtigkeitsangaben sind eine Abschätzung, der eine idealisierte elliptische Gletscherform zugrunde liegt. Entwickelt wurde diese Abschätzungsmethode, die als Näherung verstanden werden kann, in ASEEV (1968).

Nach FELDMANN (2002) erreichte der skandinavische Eisschild der Saale-Kaltzeit in zentralen Bereichen eine Mächtigkeit um die 3.000 m und im Norddeutschen Tiefland als Randmächtigkeit während der Rehburger Phase ca. 300 – 350 m. In SKUPIN et al. (2003) und FELDMANN (2002) wurden die Eismächtigkeiten für verschiedene Randlagen zusammengestellt. Demnach betrug in der Saale-Kaltzeit die Eismächtigkeit in randnahen Lagen bei Halle und Leipzig 200 m, bei Hamburg 350 m und bei Bremerhaven 450 m. Für die Bereiche Hannover und Braunschweig werden ebenfalls 200 m angesetzt und für Wolfsburg und Celle Werte um 330 bzw. 340 m. Für die Westfälische Bucht werden Eismächtigkeiten von 130 – 170 m und für den Oberweserraum von etwa 200 m angegeben. Die Angaben zeigen, dass die Mächtigkeiten je nach Lage auch im Randbereich stark schwanken können.

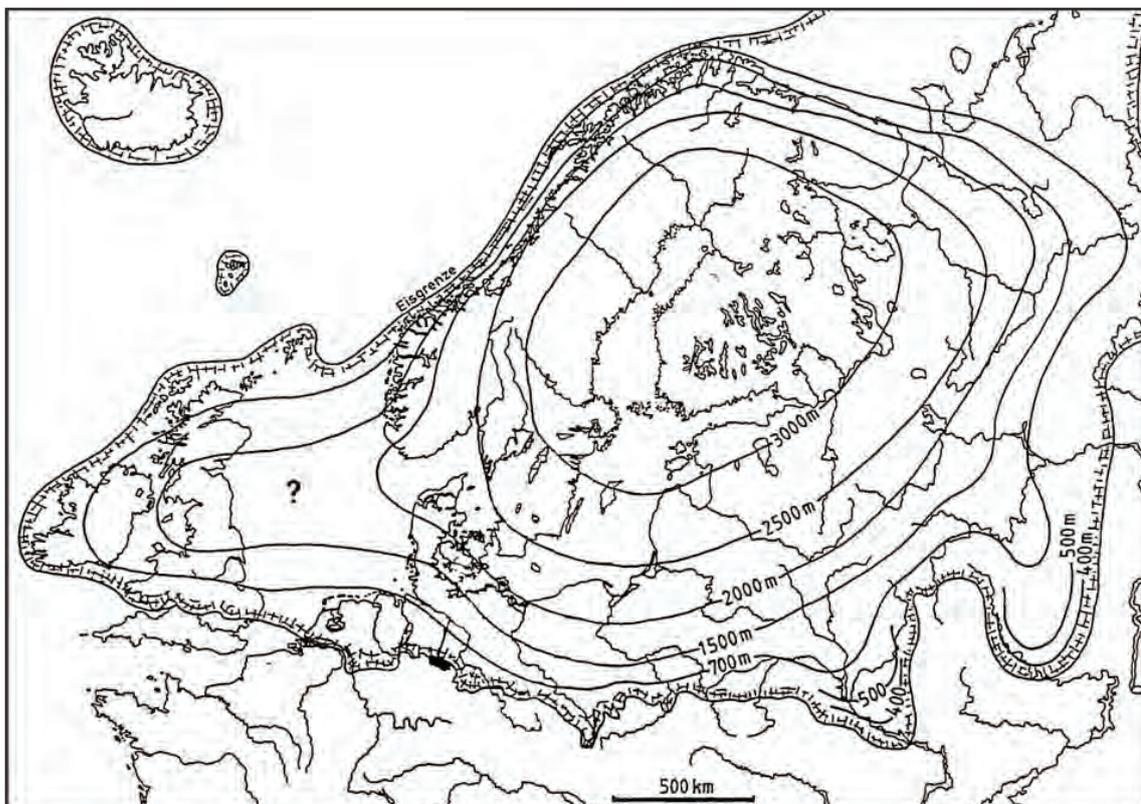


Abb. 40: Saalezeitliche Eisausbreitung (FELDMANN 2002: 73, geändert)

Linien: Isohyphen der Eisoberfläche mit Höhenangaben über heutigem NN.

6.4 *Zukünftige Inlandvereisungen*

Für die betrachtete Fläche kann für die Zukunft, ähnlich zur Vergangenheit, angenommen werden, dass ein Gletschervorstoß aus Norden oder Nordost von einem skandinavischen Eisschild her erfolgt. Dabei kann für intensive Kaltzeiten angenommen werden, dass die betrachtete Fläche, wie auch in der Vergangenheit, weitgehend oder vollständig vom Gletscher überfahren wird. Laut einer Prognose von FORSSTRÖM (1999) wird die nächste Kaltzeit jedoch nur die Intensität der Weichsel-Kaltzeit erreichen und damit vermutlich nur eine Eisüberdeckung im Umfeld von Schwerin und Potsdam erzeugen (vgl. Abb. 33). Demnach wäre eine länger andauernde Gletscherüberfahrung in größeren Teilen der Fläche frühestens ab der übernächsten Kaltzeit möglich.

Sowohl die Gesamtmächtigkeit im Zentrum als auch die Mächtigkeiten in Randlage werden in Zukunft denen der Vergangenheit ähneln. Eine deutliche Überschreitung der bisher ermittelten Mächtigkeiten ist wenig wahrscheinlich, da dafür ein Inlandgletscher vorhanden sein müsste, der eine wesentlich größere Ausdehnung in der Fläche und ein ebenfalls wesentlich größeres Gesamtvolumen hätte. Ein solcher Gletscher ist unter den kaltzeitlichen Bedingungen der Vergangenheit jedoch nicht entstanden. Wie in der Klimaprognose in Kapitel 5.3 dargelegt, wird in der nächsten einen Million Jahre in Norddeutschland eine ähnliche Klimaentwicklung, wie in der Vergangenheit erwartet. Daraus leitet sich dem Aktualitätsprinzip folgend ab, dass auch die Ausmaße der zukünftigen Inlandgletscher denen der Vergangenheit ähneln werden.

Die zu erwartenden Auswirkungen einer Randlage ergeben sich zum einen durch die Einwirkungen des Permafrosts im Vorfeld des Gletschers (vgl. a. Kap. 6.1) und zum anderen durch den oszillierenden Gletscherrand. Abfließende Schmelzwässer werden, je nach Sedimentfracht, zu einer erhöhten Sedimentation oder zu einer verstärkten Erosion führen können. Ebenso ist die Bildung von Schmelzwasserseen über dem undurchlässigen Permafrost sehr wahrscheinlich. Diese können zur Entstehung von Taliki in Bereichen führen, in denen zuvor keine dafür ausreichenden Oberflächengewässer bestanden haben. Daraus ergeben sich Auswirkungen auf die Grundwasserströmung. Dies zeigen auch Modellstudien zur Grundwasserbewegung unter solchen Bedingungen und der Berücksichtigung von Seen im Gletschervorfeld in KÖSTERS et al. (2000) oder in BOULTON et al. (2001).

In Falle einer erneuten intensiven Kaltzeit mit ausgedehnter Vergletscherung kann es in Bereichen mit hohen Eismächtigkeiten zu einer auflastbedingten Krustendeformation kommen (s. a. Kap. 7.3 und 7.4). Eine Erhöhung der Auflast durch das Gletschereis kann außer den Aspekten im Zusammenhang mit der Krustendeformation auch andere Auswirkungen auf den Untergrund haben. Oberflächennahe Lockersedimente würden kompaktiert und tiefer liegende diagenetisch verändert. Außerdem besteht die Möglichkeit,

dass die Ab- und Aufwärtsbewegungen des Untergrundes durch die Eisauflast das Spannungsfeld lokal so beeinflussen, dass es zu Erdbeben kommt (Kap. 7.5).

Eine hohe Eisauflast kann theoretisch auch einen Salzstockaufstieg auslösen oder reaktivieren, wenn im Untergrund noch eine ausreichende Mächtigkeit leicht mobilisierbarer Salinargesteine vorhanden ist. Insgesamt ist die Dauer der Eisauflast jedoch zu kurz, um deutliche Aufstiegsraten hervorzurufen (s. a. Kap. 9.3). Ob dieser Prozess in der Vergangenheit lokal an einem der in Norddeutschland vorhandenen Salzstöcke oder -kissen abgelaufen ist, ließe sich im direkten Umfeld dieser Strukturen, z. B. anhand einer Verstellung von prälster- und/oder elsterzeitlichen Schichten nachweisen.

Ein weiterer Effekt, der unter anderem auf den Auflastdruck des Gletschereises zurückzuführen ist, ist der mögliche Schmelzwasserfilm an der Basis des Gletschers, der das Fließen und somit die Bewegung des Gletschers vor allem im Flachland unterstützt. Daneben wirken sich auch vorhandene Oberflächengewässer unter dem Eis bewegungsfördernd aus. Die Fließrichtung wird lokal auch vom Relief bestimmt, so dass sich der Gletscher beim Vorrücken zunächst auf Tallagen oder Senken zubewegt.

Unterhalb des Gletschers, der auch als Isolationsschicht fungiert, kann sich der Permafrost zurückbilden, wenn der geothermische Gradient hoch genug ist oder die Gletschermächtigkeit den Druck im Untergrund ausreichend erhöht. In den eisfreien Sedimenten unter dem Gletscher kann sich ein Aquifersystem ausbilden, in dem Fließrichtungen und -geschwindigkeiten vorherrschen, die von den vor der Kaltzeit herrschenden abweichen. Im Bereich der betrachteten Fläche kommen zahlreiche Salzstöcke vor (vgl. Abb. 5 oder 55), die den geothermischen Gradienten entsprechend beeinflussen, so dass sich diese Auswirkung auf die hydrogeologischen Verhältnisse dort in Zukunft einstellen kann.

Ein mögliches Resultat einer Inlandvereisung ist die Entstehung glazialtektonischer Störungen, die z. B. in EISSMANN (1987) und HANNEMANN (1995) bis in Tiefen von 200 bis 300 m beschrieben sind. Bei diesen Störungen kann es sich u. a. um Falten, Überschiebungen, Schuppen, Aufpressungs- und Zerrungsstrukturen handeln, die direkt durch den Gletscher verursacht werden.

Eine vollständige Gletscherüberdeckung wirkt sich auch durch Glazialerosion in Form von Exaration und Detersion umgestaltend auf oberflächennahe Schichten der Geosphäre aus. Bei der Exaration kommt es im Bereich der Gletscherstirn zu Ausschürfungen und Auffaltungen der oberflächennahen Sedimente. Und bei einer vollständigen Gletscherüberföhrung wirkt unter dem Gletscher die Detersion durch Schleif-, Schramm- und Kratzwirkung (ZEPPEL 2008). Eine Spezialform der kaltzeitlichen Erosion ist die Ausbildung von glazigenen Rinnen, die in Kapitel 6.5 und 6.6 näher erläutert wird.

Die Umgestaltung des oberflächennahen Nebengebirges sowohl durch Störungen als auch durch die Glazialerosion bewirkt schließlich auch Änderungen in den hydrogeologischen Verhältnissen in diesen Bereichen (s. Kap. 10). Aufgrund der Tatsache, dass der Gletscher eine hohe Sedimentfracht beinhaltet, wirkt diese Umgestaltung auch über die Kaltzeit hinaus. Mit dem Rückzug des Gletschers kommen diese Sedimente zur Ablagerung und verändern dadurch die Zusammensetzung und Mächtigkeit des Lockergesteins in den betroffenen Teilen der betrachteten Fläche.

Im Zusammenhang mit der Veränderung der Lockersedimente erfolgt auch ein intensiver Eingriff in die Geomorphologie. Im Zuge der Gletscherüberfahrung kommt es zunächst zu einem Ausgleich eines vorhandenen Reliefs, z. B. durch das Auffüllen von Tälern mit Sedimenten in der Vorschüttphase und durch die Einebnung von Hochlagen, erst durch Exaration und im weiteren Verlauf durch Detersion. Im Anschluss an die vollständige Inlandvereisung werden sich im Vergleich zur heutigen Situation auch innerhalb der betrachteten Fläche geänderte Wasserscheiden und Grundwasserneubildungsgebiete ausgebildet haben.

Eine weitere Folge einer intensiven Kaltzeit ist ein Absinken des Meeresspiegels, da beim Aufbau eines großen Eisschildes in Nordeuropa global auch große Wassermengen als Eis gebunden werden. Abhängig von der Intensität der Vereisung können Senkungsbeträge von mehreren Zehnermetern bis über 100 m zustande kommen (s. a. Kap. 8.3). Diese Absenkungen hätten vor allem in Küstennähe einen Einfluss auf die Grundwasseroberfläche und somit auch auf das Grundwasserfließsystem.

Mit dem erneuten Übergang in eine Warmzeit, der abrupt einsetzt und schnell abläuft, erfolgen ein Rückzug des Gletschers und schließlich auch ein Abbau des Permafrostes. In der betrachteten Fläche würde dann eine veränderte Geomorphologie vorliegen. Diese wäre der Heutigen zwar ähnlich, es kann allerdings nicht exakt vorhergesagt werden, inwieweit die Lage der Oberflächengewässer und der Abflusssysteme an der Oberfläche davon abweicht. Das gleiche gilt auch für die hydrogeologischen Verhältnisse. In den abgetauten Lockersedimenten würden sich entsprechend der hydraulischen Eigenschaften der Schichten wieder Aquifere ausbilden und der Grundwasserchemismus, der zunächst durch die Zusammensetzung der Schmelzwässer geprägt wäre, würde wieder in einen Gleichgewichtszustand mit den Sedimenten übergehen.

Wie bei allen klimaabhängigen Prozessen ist die zeitliche Prognose des Eintretens einer Inlandvereisung ungewiss, da nicht genau vorhergesagt werden kann, wann eine Kaltzeit mit ausreichender Intensität vorliegt. Auch die Prognose, dass die nächste Kaltzeit nicht stark genug ausfallen wird, um in weiten Teilen Norddeutschlands eine Gletscherüberdeckung zu erzeugen, beruht auf Klimamodellen, in denen Prozessungewissheiten enthalten sind.

Hinzu kommt, dass in Zukunft Teile der betrachteten Fläche eine Eisüberdeckung erfahren während andere jedoch eisfrei bleiben. Zu welchem Zeitpunkt welche Bereiche von einer Vergletscherung betroffen sind und wo genau die maximale Ausbreitungsgrenze zustande kommt, kann nicht exakt vorhergesagt werden.

Insbesondere für die späteren Kaltzeiten können keine genauen Aussagen über die Verbreitung der Gletscherüberdeckung und dessen Randlagen getroffen werden, da zu dieser Zeit sowohl die Geomorphologie als auch die oberflächennahen Gesteine von den heutigen abweichende Rahmenbedingungen aufweisen werden. Beide beeinflussen die Ausbreitungsrichtung eines Gletschers jedoch maßgeblich.

Darüber hinaus ist eine Gletscherrandlage nicht als konstant anzusehen, da es im klimatischen Verlauf einer Kaltzeit zu Intensitätsschwankungen kommt. Dies kann zur Folge haben, dass der Gletscher eine Region zwischenzeitlich vollständig überfährt, oder dass sich über längere Zeit ausschließlich Permafrost einstellt und der Gletscherrand in größerer Entfernung liegt. Zu welcher Zeit und wie lange sich in der betrachteten Fläche in einer bestimmten Region eine Randlage ergibt, ist aufgrund der ungenauen Klimaprognose insbesondere für späte Entwicklungen nicht genau prognostizierbar.

6.5 Glazigene Rinnen

Die allgemeinen Informationen zur Entstehung und Ausprägung von glazigenen Rinnen wurden im Wesentlichen der Langzeitprognose MRUGALLA (2011) entnommen. Eine Anpassung an die Gegebenheiten innerhalb der betrachteten Fläche erfolgte bei der Beschreibung der heute vorliegenden Rinnen und der zukünftigen Entwicklung.

Unter dem Begriff „Glazigene Rinnen“ werden zwei verschiedene Rinnenarten zusammengefasst. Dabei handelt es sich einerseits um Erosionsformen, die durch Schmelzwasserabfluss an der Oberfläche entstehen und andererseits um Rinnen, die unterhalb (subglazial) des Gletschers gebildet werden. Letztere erreichten in der Vergangenheit z. T. große Tiefen und werden deshalb in diesem Kapitel detaillierter betrachtet. In Norddeutschland sind glazigene Rinnen mit unterschiedlichen Ausmaßen aus der Elster-, der Saale- und der Weichsel-Kaltzeit bekannt. Insgesamt ist ihre Verbreitung auf die Gebiete begrenzt, die zur jeweiligen Zeit unter Eisbedeckung lagen (Abb. 41).

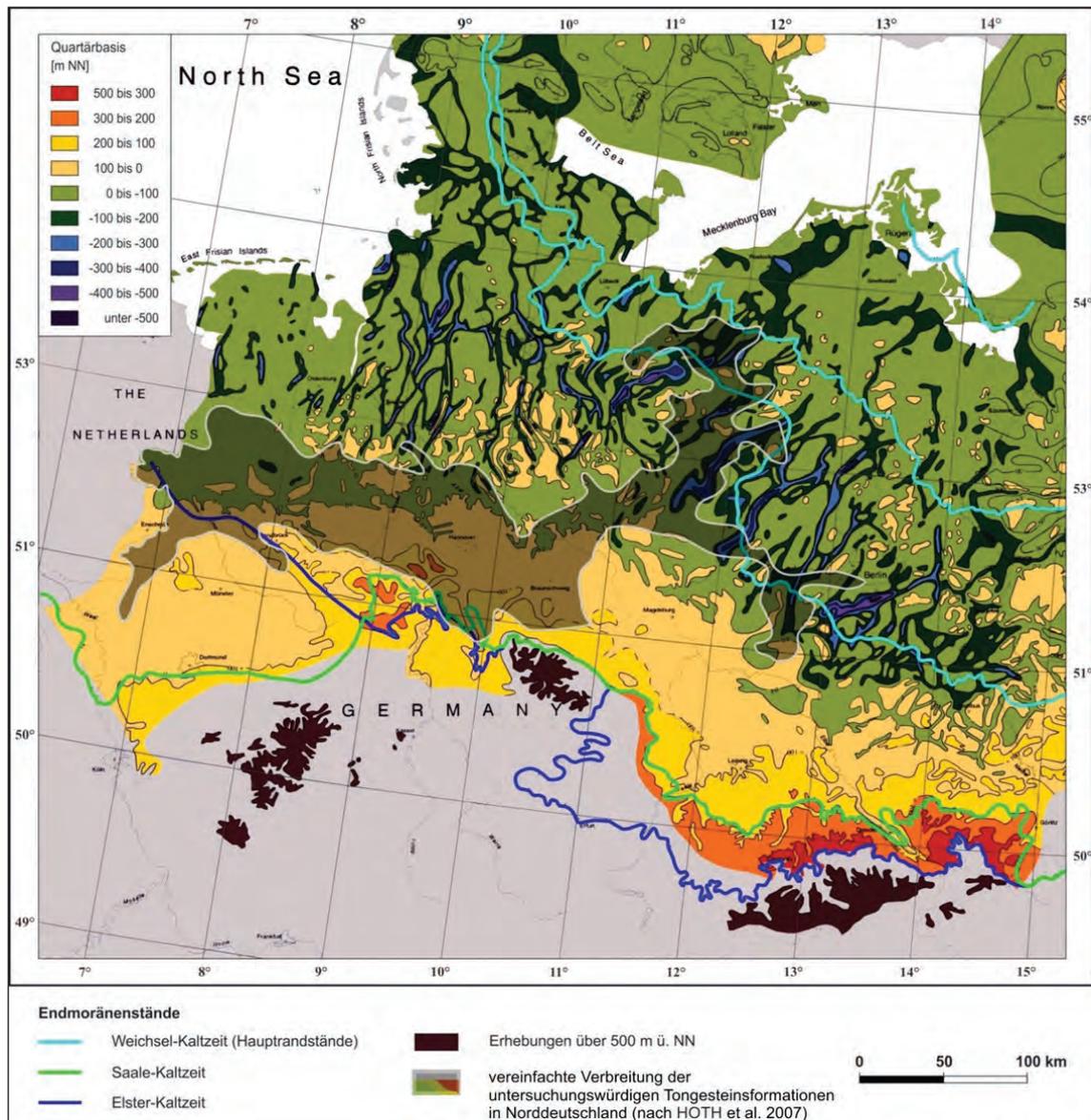


Abb. 41: Rinnenverteilung und Eisrandstände in Norddeutschland (geändert nach STACKEBRANDT et al. 2001)

Während die saale- und weichselzeitlichen Rinnen in den norddeutschen Lockersedimenten nur Tiefen von ca. 100 – 200 m erreichten, sind die elsterzeitlichen 200 – 300 m und in Einzelfällen sogar über 500 m tief. Die elsterzeitlichen sind dabei mehrere Kilometer breit und zum Großteil über hundert Kilometer lang. Ihr Abstand beträgt einige Zehner Kilometer und ihre Ausrichtung ist auf den ehemaligen Gletscherrand hin orientiert. Abbildung 41 zeigt außerdem, dass die Rinnen im östlichen Bereich Norddeutschlands von Nordost nach Südwest verlaufen und im westlichen Bereich eine Nord/Süd-Orientierung aufweisen. Auffällig ist, dass die elsterzeitlichen Rinnen zwar im gesamten norddeutschen Raum vorkommen, jedoch entlang einer Linie von Magdeburg über Hannover bis Osnabrück auslaufen und südlich davon nur in geringerem Maß und mit verminderter Tiefe auftreten. Der Gletscherrand der Elstervereisung reichte jedoch über diesen Bereich hinaus bis

an die Mittelgebirge (Abb. 41, dunkelblaue Linie), so dass sich aus den Randlagen allein kein Grund für die Grenze der Ausbreitung ablesen lässt. Eventuell bestand die Eisüberdeckung dort nicht lange genug, oder die Eismächtigkeit reichte für eine intensive Rinnenbildung nicht aus. Der von KUSTER & MEYER (1979) vermutete Zusammenhang mit dem Vorkommen oberflächennaher oligozäner bis untermiozäner Schluffe und Tone ist nicht auf alle norddeutschen Rinnen übertragbar und gilt auch nicht für die Begrenzung der Nordseerinnen (s. a. HUUSE & LYKKE-ANDERSEN 2000).

Ein Zusammenhang zwischen Anlage oder Tiefe der Rinnen und der Art des Untergrundes wurde bislang nicht gefunden. Ebenso ist kein Grund dafür erkennbar, dass die elsterzeitlichen Rinnen tiefer sind als die saalezeitlichen, obwohl die Saale-Gletscher eine ähnliche Verbreitung aufwiesen. Allerdings zeigten Untersuchungen in Festgesteinsgebieten im Muschelkalk bzw. in den Kreidekalken und -mergeln, wie z. B. von SCHROEDER (1995) an der Kreuzbrückenspalte im Tagebau Rüdersdorf und von THIERMANN et al. (1970) im Münsterländer Kiessandzug, dass die Rinnen dort nur ca. 30 m bzw. 50 m Tiefe erreichen. In der Arbeit von HINSCH (1979) konnte auch kein Zusammenhang zwischen den in Norddeutschland häufigen Salzstrukturen und dem Rinnenverlauf nachgewiesen werden.

Wie zuvor für die Art der Rinnenausformung beschrieben wurde auch noch keine allgemeingültige Erklärung für die Rinnengenese gefunden. Lediglich für die vergleichsweise flachen Rinnen besteht mit der Entstehung durch plötzlich ablaufende erhebliche Schmelzwassermengen oder durch den Gletscherschurf eine konkrete Vorstellung über deren Genese. Die durch Gletscherschurf verursachte Exaration (an der Gletscherstirn) oder Detersion (unter dem Gletscher) bewirkt an der Oberfläche eine Erosion, die in Lockergesteinen bis zu 100 m tief reichen kann. Dadurch anfallende Materialmassen können auf Flächen von ca. 100 km² und bis etwa 200 m hoch aufgetürmt werden (ABER & BER 2007). Die Gletschermächtigkeit, die Mobilität des Eises, Druck und Temperaturen an der Eisbasis sowie die Geländeform sind dabei wichtige steuernde Faktoren.

Für die subglazial angelegten Rinnen werden derzeit mehrere Möglichkeiten diskutiert, die nachfolgend kurz mit ihren Pro- und Contra-Argumenten dargestellt werden und z. B. in EHLERS (1994), FELDMANN (2002) und KELLER (2010) genauer beschrieben sind.

Fluviatile Prozesse (Ausräumung durch große Flusssysteme)

Pro: Ähnlichkeit mit Flusssystemen

Contra: Vernetzung sowie Art und Abfolge der Rinnenfüllungen (z. B. Grundmoränenablagerungen) sind untypisch, inhomogene Tiefe der Rinnenbasis, Rinnenverlauf ist auf Gletscherrand und nicht zum Meer ausgerichtet, abruptes Ende der Rinnen, Meeresspiegel lag höher als die maximale Tiefe der Rinnen, so dass das Meer nicht das Vorfluterniveau dargestellt haben kann

Tektonik (epirogenetische Hebung Norddeutschlands mit anschließendem starken Einschneiden der Flüsse in den Untergrund, nach EISSMANN (2007))

Pro: In Gebieten mit ausgeprägter Hebung zeigen fluviatile Prozesse z. T. hohe Erosionsleistungen

Contra: Hebung hätte mehr als 400 m über heutiges Niveau betragen müssen, wofür es im Gelände keine Beweise gibt

Halokinese (bevorzugte Bildung in Randsenken aktiv aufsteigender Salzstöcke, nach KUSTER & MEYER (1979))

Pro: Einige besonders tiefe Rinnen wurden in Randbereichen von aktiv aufsteigenden Salzstöcken gefunden

Contra: Teilweise kreuzen Rinnen die Randsenken aktiver Salzstöcke und verlaufen somit nicht in einer durch die Senke vorgegebenen Richtung

Subrosion (vorhandene Subrosionssenken werden vertieft KUSTER & MEYER (1979))

Pro: Einige Salzstöcke weisen Rinnen auf, die bis auf das Hutgestein eingeschnitten sind

Contra: Rinnen sind nicht auffallend tief in das Salinar eingedrungen, einige sind im Umfeld des Salzstocks deutlich tiefer als darüber oder enden am Salzstock, Salinar verhält sich eher wie ein Härtling und nicht bevorzugend für die Rinnenbildung

Gletscherschurf (Exaration, Detersion)

Pro: Grundmoränenmaterial wurde an der Basis einiger Rinnen nachgewiesen

Contra: Rinnenbreite und die z. T. steile Ausbildung der Rinnenflanken ist als Form untypisch für eine Gletscherschurfbildung, die meist U-Formen schafft

Sedimentverflüssigung wie „Liquefaction“ oder „Piping“ (bei Überschreitung des Wasserdrucks der Schmelzwässer über den Überlagerungsdruck des Gletschers tritt eine Verflüssigung und ein Abtransport der Lockersedimente an der Gletscherbasis ein)

Pro: Verflüssigte Sedimente können hydromechanisch leicht abgetragen werden

Contra: Sedimentstrukturen, die auf Verflüssigungsvorgängen beruhen, wurden in Rinnen nicht gefunden, Annahme erklärt Rinnen im Festgestein nicht

Unterkühlung „Supercooling“ (Sedimentbeladene subglaziale Schmelzwässer in bereits angelegten Rinnen steigen in Richtung der Gletscherstirn auf und gefrieren durch die Druckentlastung, wobei das Sedimentmaterial dort fixiert und die Rinne im Hintergrund weiter vertieft wird)

Pro: Erklärt keilförmig gestapelte Sedimentstrukturen in Rinnen und den Anstieg der Rinnenbasis an deren Ende

Contra: Liefert keine Erklärung für den Beginn der Rinnenanlage und das „primäre“ Eintiefen

subglaziale Schmelzwässer (in Form von sporadisch wiederkehrenden und plötzlichen subglazialen Strömungsereignissen, die von im Eis aufgestauten Schmelzwässern ausgelöst werden und auch im Zusammenhang mit Rückzugsphasen des Gletschers zu sehen sind)

Pro: Erklärt viele Beobachtungen, die bei der Erforschung von glazigenen Rinnen gemacht wurden, sporadisch wiederkehrende Dynamik des Prozesses erklärt sowohl die Tiefenwirkung als auch die Verbreiterung der Rinnen

Contra: Erklärt nicht alle Formen und Füllungen (Grundmoränen), die in Rinnen gefunden wurden, Prozess hat vermutlich nicht alleine gewirkt

Bisher wurde noch keine abschließende Erklärung für alle vorkommenden Rinnenausprägungen gefunden. Wahrscheinlich ist auch, dass mehrere Prozesse gleichzeitig wirken und so, je nach Ausprägung, unterschiedliche Rinnenformen schaffen. Bei den meisten Erklärungsansätzen spielen Schmelzwässer eine wichtige Rolle bei der Rinnengenese, so dass angenommen wird, dass Rinnenbildungen hauptsächlich in der Endphase einer Kaltzeit auftreten. In dieser Zeit fallen trotz andauernder Gletscherüberdeckung bereits erhöhte Schmelzwassermengen an, die bis zum endgültigen Rückzug und dem Übergang zur Warmzeit zur Verfügung stehen. Die Dauer einer solchen Phase wird anhand der gesammelten Klimadaten aus der Vergangenheit auf Jahrhunderte bis wenige Jahrtausende geschätzt.

Abbildung 41 zeigt mit der dunklen Schattierung die ungefähre Lage der betrachteten Fläche und damit auch Rinnenverteilung innerhalb dieses Bereichs an. Deutlich wird, dass weite Teile außerhalb der Rinnenvorkommen liegen. Lediglich mit dem Streifen zwischen Schwerin und bis südlich von Potsdam wird ein Bereich abgedeckt, in dem tiefe Rinnen vorliegen.

6.6 *Zukünftige Rinnenbildungen*

In zukünftigen Kaltzeiten kann es auch innerhalb der betrachtenden Fläche erneut zu Rinnenbildungen kommen. Nach bisherigen Erkenntnissen ist dafür am Bildungsort eine Eisüberdeckung notwendig, mit der ist entsprechend der Klimaprognose nach FORSSTRÖM (1999) für weite Teile der betrachteten Fläche jedoch erst ab der übernächsten Kaltzeit zu rechnen. Insbesondere der Bereich, in dem heute schon tiefe Rinnen vorliegen, kann in Zukunft wieder betroffen sein. Einerseits wird dieser Bereich in intensiven Kaltzeiten länger vom Gletscher bedeckt sein, wodurch der Prozess der Rinnenbildung ebenfalls länger wirken kann und andererseits wird vor allem das Gebiet um Schwerin auch von kleineren Gletschern in schwächeren Kaltzeiten erreicht.

Kommt es in Zukunft erneut zu Rinnenbildungen, z. B. vom Ausmaß der Elster-Kaltzeit, so kann das Lockergestein auch wieder in ähnlicher Tiefe ausgeräumt werden. An der Oberfläche anstehendes oder in geringer Tiefe liegendes Festgestein könnte ebenfalls von einer Rinnenbildung betroffen sein, die Tiefenwirkung wäre jedoch wie zuvor beschrieben deutlich geringer zu erwarten. Dadurch, dass Rinnen nicht als Hohlformen an der Geländeoberfläche zurückbleiben, sondern beim Rückzug des Gletschers mit Sedimenten verfüllt werden, addieren sich Tiefenwirkungen von Rinnenbildungen aus verschiedenen Kaltzeiten selbst an gleichen Standorten nicht.

Ungewissheiten bei der Prognose der zukünftigen Rinnenbildungen ergeben sich daraus, dass die Prozesse, die zur Rinnengenese führen, sowie ihr Ablauf oder Ineinandergreifen noch nicht vollständig bekannt sind. Dies erschwert insbesondere die Prognose, an welcher Stelle eine Rinne in Zukunft gebildet werden wird. Außerdem ist der Prozess klimaabhängig und eine ausreichend genaue Klimaprognose, die z. B. den Zeitpunkt einer Rinnenbildung exakt vorgibt, liegt für die nächsten eine Million Jahre nicht vor. Aus der Vergangenheit kann nur geschlossen werden, dass eine Kaltzeit mit der Intensität wie z. B. der Elster-Kaltzeit und damit verbundener Rinnenbildung in Norddeutschland bei entsprechenden klimatischen Verhältnissen auch in Zukunft möglich ist. Ob, wann und wie oft diese Konstellation in Zukunft eintritt, ist nicht vorhersagbar. Ebenso ist nicht abschätzbar, wie breit und tief oder mit welcher Längsausrichtung zukünftige Rinnen in konkreten Bereichen angelegt werden.

Generell kann in Gebieten, die in der Vergangenheit längere Zeit von einem Gletscher überdeckt waren, angenommen werden, dass dort in Zukunft eine Rinnenbildung möglich ist. Ausgehend von den Geländebefunden im näheren Umfeld kann für einen konkreten Bereich angenommen werden, dass ähnlich tiefe Rinnen erneut entstehen werden. In den Gebieten, in denen tiefe Rinnen nachgewiesen wurden muss auch im näheren Umfeld damit gerechnet werden, dass zukünftige Rinnen sehr dicht an das endlagerrelevante Tiefenniveau eines Wirtsgesteins (vgl. a. HOTH et al. 2007) heranreichen oder es erreichen.

7 Überregionale Einflüsse auf die Geosphäre in Norddeutschland

Beschrieben werden in diesem Kapitel überregional wirksame Prozesse, die auf die Geosphäre einwirken und dabei auch in Norddeutschland Auswirkungen zeigen. Für die Zukunftsprognose werden diese basierend auf der vergangenen Entwicklung unter der Anwendung des Aktualitätsprinzips abgeleitet. Die Beschreibung der allgemeinen Prozessabläufe basiert auf den Ausführungen der geowissenschaftlichen Langzeitprognose in MRUGALLA (2011), die bei den überregional wirkenden Prozessen die gleichen Bezugsgebiete berücksichtigt.

7.1 Vertikale Bewegungen der Erdkruste

Vertikale Bewegungen der Erdkruste (Epirogenese) beschreiben weiträumig angelegte und über lange geologische Zeiträume andauernde Auf- oder Abwärtsbewegungen der Kruste. Die Ausdehnung solcher Bewegungen kann von einigen Zehnern bis zu mehreren tausend Kilometern reichen (MARTIN & EIBLMAIER 2000), ohne dass dadurch Störungen des Gesteinsgefüges entstehen. Daher kann der Prozess als umkehrbar angesehen werden. Eine mögliche Folge dieses weiträumig wirksamen Prozesses ist die mit der Hebung und Senkung von Landmassen einhergehende Transgression und Regression (s. a. Kap. 8.2).

Im Neogeodynamica Baltica Projekt (GARETSKY 2001) wurden anhand der Verstellung von marinen tertiären Sedimenten die Hebungs- oder Senkungsbeträge seit Beginn des Rupelium im Oligozän (vor ca. 34 Millionen Jahren) ermittelt. Abbildung 42, die einen Ausschnitt aus der Karte 1 (LUDWIG 2001) aus diesem Projekt zeigt, kann entnommen werden, dass für weite Teile der ausgewiesenen untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen in Norddeutschland keine Daten vorliegen, die eine Hebung oder Senkung für diesen Zeitabschnitt ausweisen. Die entsprechenden tertiären Schichten, auf denen die Bestimmung der vertikalen Bewegungsbeträge in diesem Zeitabschnitt basiert, kamen dort nicht zur Ablagerung. Der östliche Teil der betrachteten Fläche, der ungefähr bis Schwerin und Berlin reicht, ist mit Absenkungsbeträgen von 100 bis zu 600 m ausgewiesen. Ähnlich stellt sich die Situation am Westrand der Fläche dar, in dem fleckenhaft Angaben gemacht wurden. Dort liegen die Beträge zwischen 0 und ca. 200 m Absenkung.

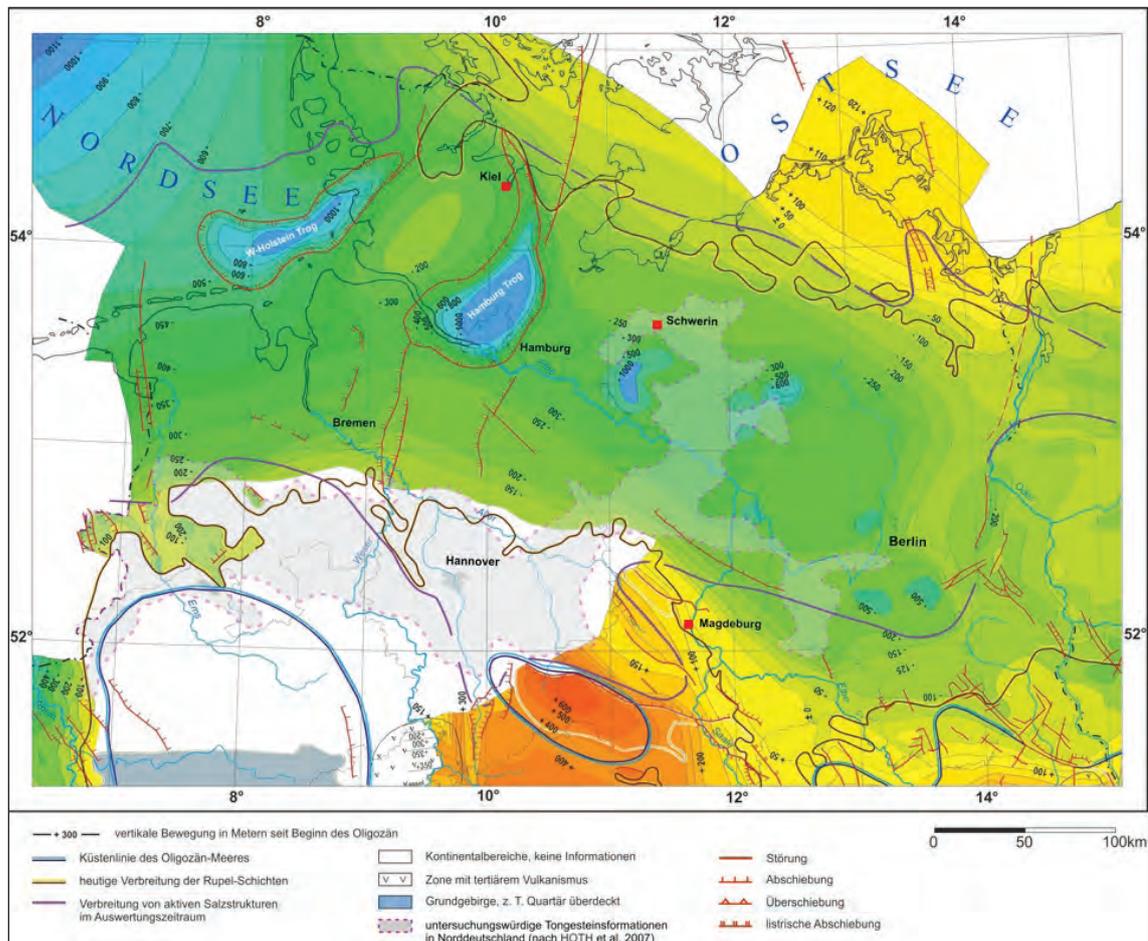


Abb. 42: Vertikale Bewegungen seit dem Beginn des Rupelium (Oligozän) (nach LUDWIG 2001)

7.2 Zukünftige vertikale Bewegungen der Erdkruste

Das Gesamtsystem der Geosphäre verändernde Auswirkungen von vertikalen Bewegungen der Erdkruste sind im Bereich der betrachteten Fläche nicht zu erwarten. Abgeleitet aus der Karte der vertikalen Bewegungen seit dem Beginn Rupelium (Abb. 42) wäre in der nächsten einen Million Jahre im östlichen Teil der ausgewiesenen Fläche eine Absenkung von ungefähr 3 bis 20 m möglich und in den äußersten westlichen Teilen eine von ca. 0 bis 5 m. In beiden Fällen würde allein durch diesen Prozess keine Meeresüberflutung in den Bereichen entstehen. Anhand der Verteilung der Hebung und Senkung im Umfeld des in Abbildung 42 dargestellten und durch Daten unbelegten Bereichs kann angenommen werden, dass nordwestlich des Harzes, der durch eine deutliche Hebung gekennzeichnet ist, auch eine Hebung vorliegt und sich weiter nach Westen der Übergang zu der geringen Senkung vollzieht. Eine genaue Vorhersage der vertikalen Bewegung im diesem Bereich ist für die nächste Million Jahre anhand der vorliegenden Daten jedoch nicht möglich.

Bei der Ableitung der vertikalen Bewegungsbeträge anhand der Verstellung von marinen tertiären Sedimenten können Ungewissheiten dadurch auftreten, dass die stratigraphische Zuordnung der marinen Sedimente ungenau ist und dass die Verstellungsbeträge, von denen auf die vertikale Komponente rückgeschlossen wird, Schwankungsbreiten aufweisen. Insbesondere die z. T. lückenhafte Verbreitung oder das Fehlen der marinen Ablagerungen führen dazu, dass keine oder nur ungenaue Aussagen über diese Bewegung in größeren Bereichen in Norddeutschland gemacht werden können. In diesen Bereichen müsste im Fall einer genaueren Betrachtung anhand der vorliegenden Sedimente lokal geklärt werden, ob andere Ablagerungen zur Auswertung der Verstellung in Frage kommen oder ob andere Methoden geeignet sind, um auf die langfristige epirogenetische Bewegungskomponente zurückzuschließen.

7.3 Krustendeformation

Als Krustendeformation werden nicht tektonisch bedingte, kurzfristig auftretende Verformungen bezeichnet, die im Zusammenhang mit isostatischen Ausgleichsbewegungen durch die erhöhte Auflast bei einer Vergletscherung stehen. Die Auflast des Gletschers führt zu einem Abfluss von darunterliegendem Mantelmaterial in Richtung des Gletscherrandes. Dabei sinkt das darüber liegende Krustenmaterial ab und im weiteren Umfeld des Gletschers kommt es aufgrund der ausgleichenden Verlagerung zu Aufwärtsbewegungen (Abb. 43).

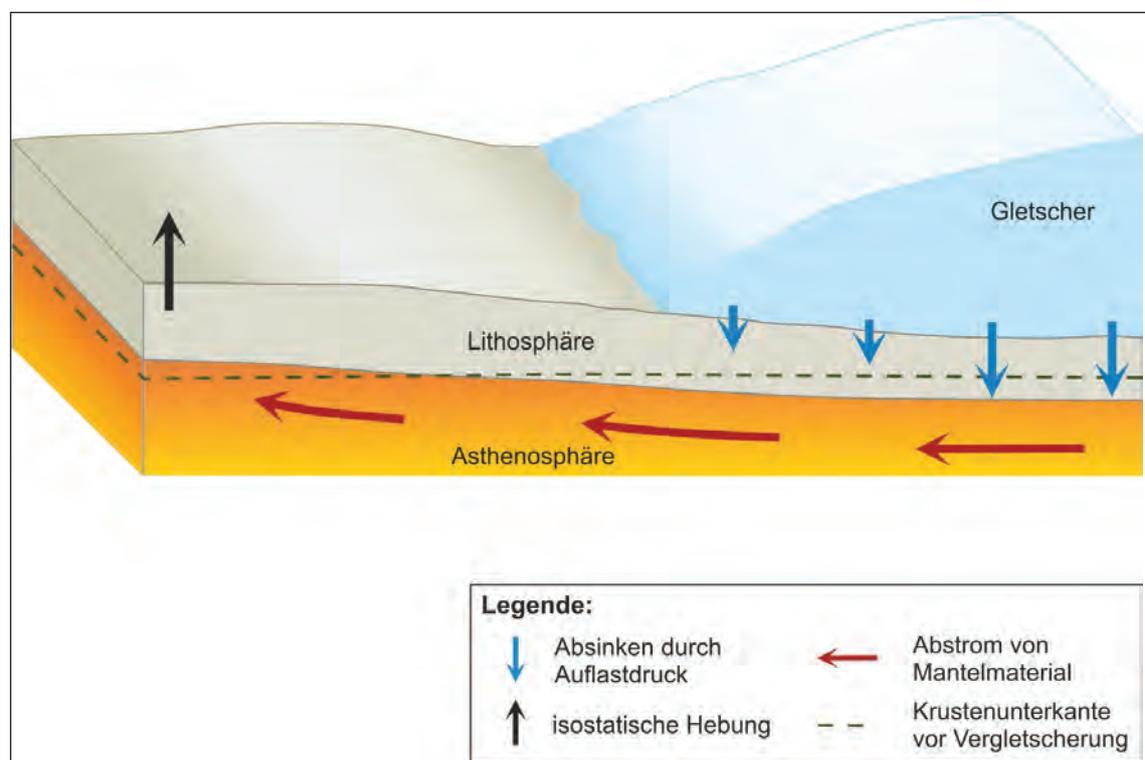


Abb. 43: Skizze vom Prinzip der isostatischen Ausgleichsbewegungen bei einer Gletscherauflast (MRUGALLA 2011)

Nach dem Abschmelzen der Eismassen und der Beseitigung der Auflast bildet sich die Deformation zurück. Die isostatischen Ausgleichsbewegungen nach der letzten Kaltzeit sind z. B. in Skandinavien noch heute geodätisch messbar. Im BIFROST Projekt (LIDBERG et al. 2010) wurden dafür mehr als 80 GPS-Messpunkte über einen Zeitraum von 13 Jahren beobachtet und mit zwei unterschiedlichen Softwareprogrammen vergleichend ausgewertet. Dabei wurde eine Aussagegenauigkeit erreicht, die im Mittel bei 0,2 mm/a liegt. Mit diesen Messungen werden die rezenten Bewegungen ermittelt, die im Nachgang der letzten Eisüberdeckung ablaufen.

Ein Rückschluss auf eine generelle allein von der Eismächtigkeit abhängige Deformation wird mit den Messergebnissen nicht vorgenommen. Daher liegen keine Aussagen darüber vor, welche Deformationswirkung eine bestimmte Gletschermächtigkeit hat. Grund dafür ist, dass neben der reinen Eismächtigkeit auch weitere Faktoren eine Rolle spielen. Diese sind z. B. der strukturelle Aufbau und die Beschaffenheit des Untergrundes, die Krustendicke und die Abflussreaktion des Mantelmaterials. Ebenso greift die mit der Vergletscherung einhergehende Meeresspiegelschwankung in das System ein und selbst Fernwirkungen des nordamerikanischen Gletschers bilden bis heute einen Anteil der gemessenen Rückbewegung in Skandinavien (LUND & SCHMIDT 2011). Darüber hinaus gibt es auch lokal wirksame Überlagerungen der Messwerte, die Ungewissheiten bei den ermittelten Ergebnissen erzeugen. In ELLENBERG (1993) wird dazu ausgeführt, dass z. B. die geringe Bewegungsgeschwindigkeit der Veränderung von Höhenpunkten, kurze Messintervalle, der nichtlineare Bewegungsverlauf und die Überlagerung durch andere Bewegungskomponenten dafür in Frage kommen. Solche Überlagerungen können lokal durch Diapirismus und Subrosion oder auch durch bergbaubedingte Setzungen hervorgerufen werden.

In STEWART et al. (2000) wird dargelegt, in welcher Weise der Krustenaufbau und das regional im Untergrund vorherrschende Spannungsfeld die Krustendeformation im Vorfeld des Gletschers beeinflussen. Abhängig von diesen Einflussgrößen kann es zur Bildung einer Randaufwölbung kommen, die durch eine Änderung im horizontalen Spannungsgefüge erzeugt wird, welche mit dem Vorrücken des Gletschers einhergeht. Bei einer Überlagerung des regionalen Spannungsfeldes mit den Spannungsänderungen durch den Gletscher entsteht eine Extension, die eine Aufwölbung des Untergrundes nach sich zieht (Abb. 44). Diese Randaufwölbungen bilden sich beim Abschmelzen der Gletscher jedoch sehr schnell zurück, da das Eis zuvor als deren Widerlager fungierte.

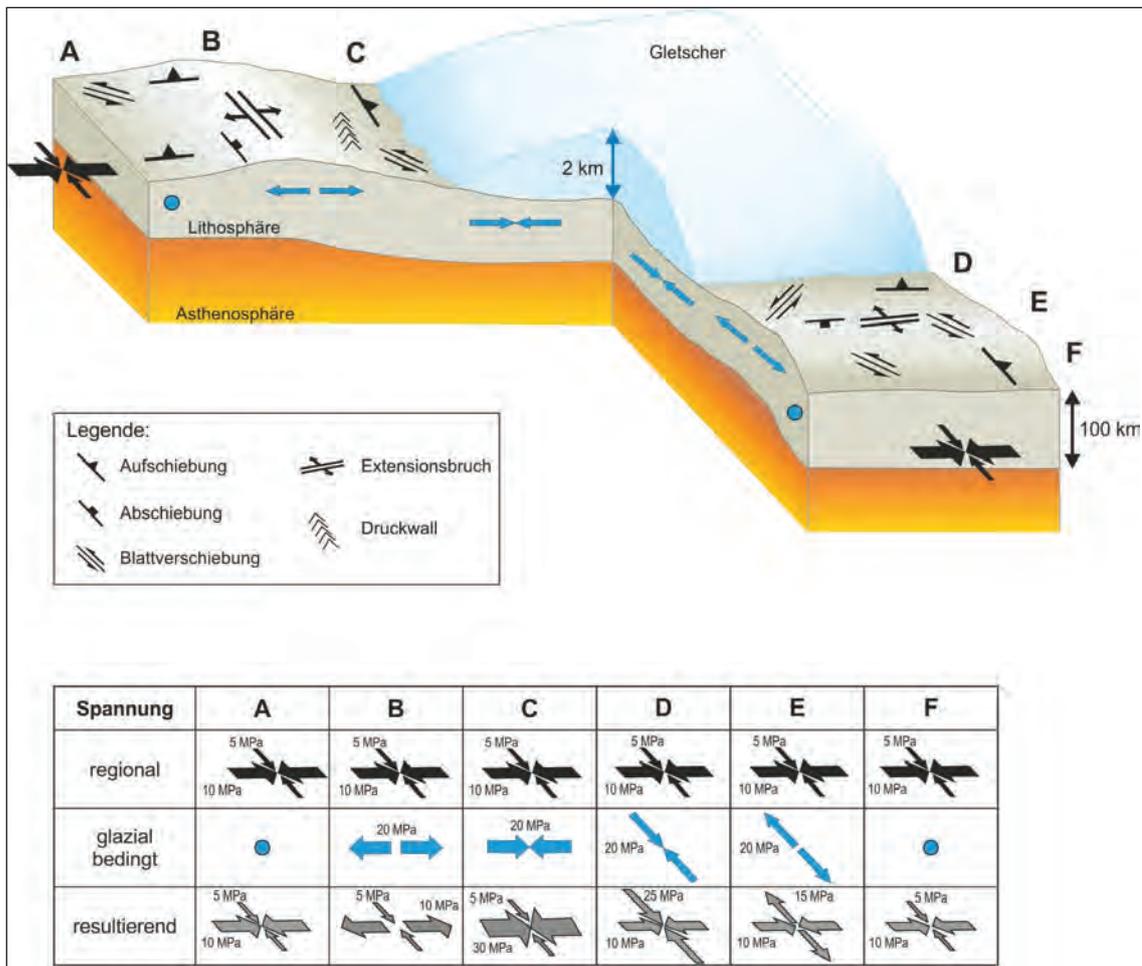


Abb. 44: Schema der Spannungsverteilung im Umfeld einer Gletscherauflast (geändert nach STEWART et al. 2000 in MRUGALLA 2011)

Eine ausgeprägte rezente Spannung, in die ein Gletscher und die daran gekoppelte Krustendeformation verändernd eingreifen könnte, liegt im betrachteten Gebiet nicht vor, so dass nicht erwartet wird, dass es dadurch zu nachhaltigen kompressions- oder extensionsbedingten Veränderungen der abgelagerten Sedimente kommt. Weitere Erläuterungen zur Spannungsverteilung in Norddeutschland sind in Kapitel 9.1 (Störungen und Störungszonen in der Geosphäre) und in Kapitel 12.2 (überregionale Grabenzonenbildungen) enthalten.

Die Aussage von ASEEV (1968), dass bei einer vermuteten Maximalmächtigkeit des Eisschildes der Weichsel-Kaltzeit von im Mittel 3.000 m in Skandinavien ein theoretischer Deformationsbetrag von ca. 1.000 m (infolge Verzögerung wohl aber nur 550 – 700 m) angenommen wird, kann daher nur als Näherung verstanden werden. Diese Werte geben jedoch einen Überblick über die Dimensionen, innerhalb derer der Prozess abläuft. Darüber hinaus beziehen sich alle Betrachtungen auf die Weichsel-Kaltzeit, da isostatische

Ausgleichsbewegungen der Saale- oder Elster-Kaltzeit heute nicht mehr nachweisbar sind. Wie weit die durch diese Vergletscherungen erzeugten Deformationen nach Süden reichten, ist ebenfalls nicht belegt.

Im Neogeodynamica Baltica Projekt (GARETSKY 2001) wurde von FRISCHBUTTER & SCHWAB (2001) anhand von geodätischen Messungen eine Karte der rezenten vertikalen Bewegungen erarbeitet, die in Abbildung 45 als Ausschnitt wiedergegeben ist. Diese Karte zeigt für den Bereich der untersuchungswürdigen Tonvorkommen Senkungen von ca. -0,5 bis unter -2 mm/a an.

Wie zuvor beschrieben, können für den betrachteten Bereich keine Aussagen getroffen werden, welche Bewegungen während und nach der Saale- und Elster-Kaltzeit stattgefunden haben.

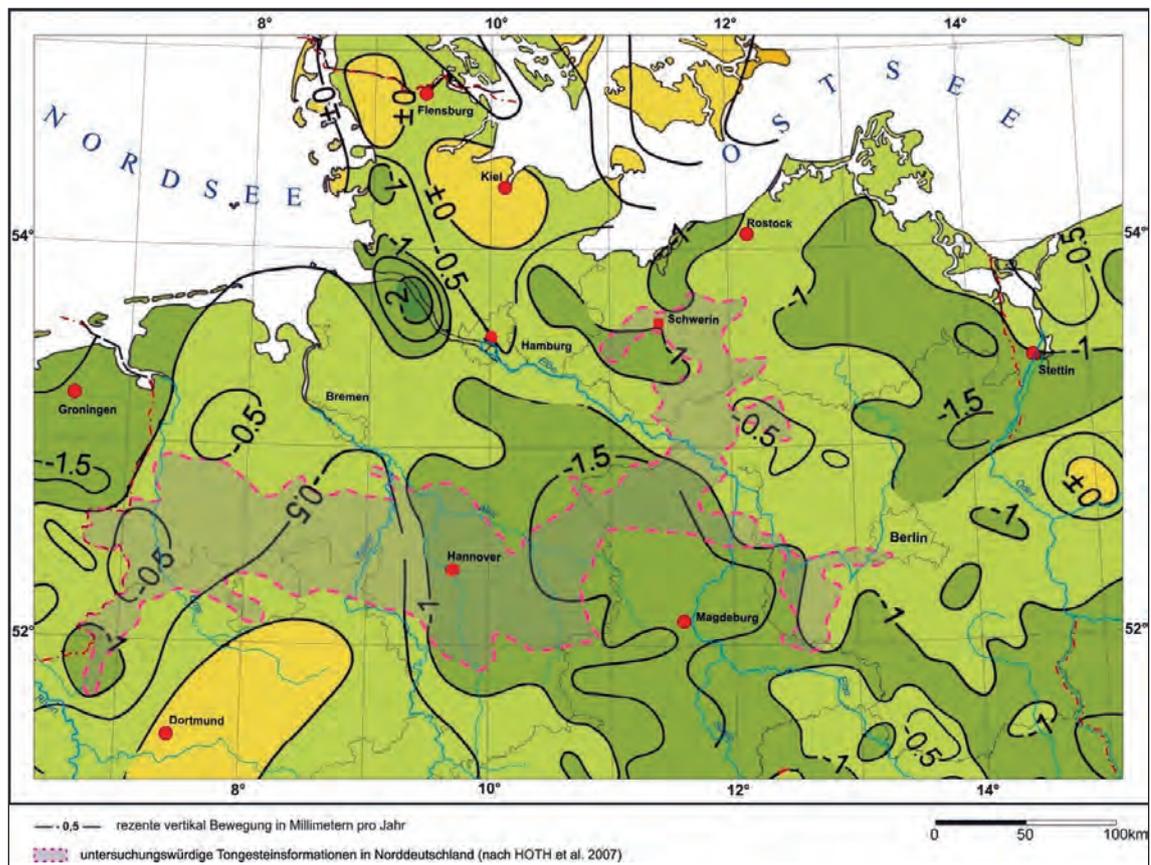


Abb. 45: Rezente vertikale Bewegungen (nach FRISCHBUTTER & SCHWAB 2001)

7.4 *Zukünftige Krustendeformationen*

In Zukunft wird mit ca. zehn weiteren Kaltzeiten innerhalb der nächsten eine Million Jahre gerechnet (s. a. Kap. 5.3), von denen einige auch die Intensität der Elster- und Saale-Kaltzeit erreichen können. Treten solche Kaltzeiten auf, ist in Norddeutschland eine ähnliche Gletscherausbreitung mit vergleichbaren Eismächtigkeiten, wie in der Vergangenheit, erneut möglich. Das Zentrum, von dem aus sich die zukünftigen Gletscher ausbreiten, wird ebenfalls analog zur Vergangenheit im skandinavischen Raum liegen.

Bei einer Vereisung, ähnlich der der Elster-Kaltzeit, wären weite Teile der betrachteten Fläche vom Gletscher bedeckt und bei einer der Saale-Kaltzeit entsprechenden wäre sogar die gesamte Fläche überdeckt. Ein der Weichsel-Kaltzeit entsprechender Gletscher würde den Bereich um Schwerin und Potsdam erreichen (vgl. Abb. 33). In allen Kaltzeiten, die mit einer Inlandgletscherbildung einhergehen, wird es im Bereich der Überdeckung verzögert auch zu einer Krustendeformation kommen. Wie stark diese ausgeprägt sein wird, kann für den Bereich der untersuchungswürdigen Tonvorkommen nicht einheitlich bewertet werden, da dieser Effekt mit zunehmender Entfernung vom Gletscher schwächer wird. Die Bereiche, die näher am skandinavischen Vereisungszentrum liegen, werden jedoch mit einer höheren Wahrscheinlichkeit und Ausprägung davon betroffen sein, da selbst wenig intensive Kaltzeiten das Potenzial haben, dort eine Eisüberdeckung zu erzeugen. Bei intensiveren Kaltzeiten ist zudem davon auszugehen, dass die Eisüberdeckung in diesen Bereichen insgesamt länger und mit einer höheren Mächtigkeit anhält als in den randnahen Bereichen. Daher wird es dort auch häufiger zu tiefreichenden Spannungsänderungen und Druckerhöhungen kommen, in deren Folge Lockersedimente die Diagenese durchlaufen könnten und es auch zur Reaktivierung von Störungen oder der Anlage von Klüften und Störungen kommen kann.

Eine Bewertung der Auswirkungen, die die Krustendeformation hervorrufen wird, kann nur lokal und im Rahmen der zuvor dargelegten Aussagegenauigkeit der Methoden als Einzelfallbetrachtung erfolgen. Da es sich um einen wiederkehrenden Prozess handelt, für den schon für die vorletzte Kaltzeit (Saale) keine Nachweise erbracht wurden, kann in der Prozessbewertung des geologischen Gesamtsystems davon ausgegangen werden, dass er im Vergleich zu anderen geringere Auswirkungen.

Ungewissheiten bei der Prognose von Krustendeformationen resultieren einerseits aus den begrenzten Aussagegenauigkeiten, die durch die Messmethoden, das allgemeine Prozessverständnis und die Vereinfachungen bei der Auswertung oder Modellierung hervorgerufen werden und zu Schwankungsbreiten bei den Ergebnissen führen. Andererseits kann für zukünftige Kaltzeiten nicht prognostiziert werden, wann und wo es zu Eisüberdeckungen kommt und wie mächtig diese dann sein werden. Ebenso kann nicht vorhergesagt werden, wie lange ein Gletscher innerhalb einer Kaltzeit in einer

bestimmten Region bestehen wird. Damit ist der wichtigste Eingangsparameter, der die Krustendeformation auslöst, weitestgehend unbekannt. In einigen Regionen sind Rückschlüsse auf vergangene Eismächtigkeiten anhand von Geländebefunden möglich, so dass die Ungewissheit dieses Eingangsparameters dort geringer zu bewerten ist. In der gesamten Fläche bleibt jedoch die Ungewissheit, die daraus resultiert, dass die Krustendeformationen und deren Rückbildungen der älteren Kaltzeiten bisher nicht nachweisbar und daher unbekannt sind.

7.5 Erdbeben

Erdbeben entstehen durch die plötzliche Freisetzung von Deformationsenergie, die sich in begrenzten Bereichen der Lithosphäre z. B. durch großräumige tektonische Bewegungen aufgebaut hat. In Folge der Entladung breiten sich seismische Impulse oder Wellen aus, die kurzzeitige Erschütterungen auslösen. Sie treten zu etwa 95 % an den Rändern der Kontinentalplatten auf. Ursachen für Erdbeben sind tektonisch und vulkanisch bedingt oder werden anthropogen, z. B. durch Explosionen oder durch Hohlraumeinstürze von unverfüllten Untertageanlagen, induziert. Darüber hinaus können Erdbeben auch während einer Kaltzeit durch große Eisstauseen ausgelöst werden, wenn sie sich über Gebieten mit hohen angestauten Deformationsenergien bilden. Erdbeben entstehen unter diesen Bedingungen vor allem, wenn sich die Spannungsverhältnisse bei einem plötzlichen Entleeren dieser Seen, z. B. durch aufreißende Spalten, in kurzer Zeit ändern.

Auch abtauende, mächtige Inlandeismassen im Bereich aktiver Störungszonen können durch nachfolgende isostatische Ausgleichsbewegungen der Erdkruste Erdbeben erzeugen (Abb. 46). Nach STEWART et al. (2000) müssen im Untergrund allerdings bestimmte Bedingungen erfüllt sein, um solche Erdbeben zu erzeugen. Diese sind eine im Verhältnis zur Krustendicke hohe Eismächtigkeit und das Vorliegen einer kompressiven Spannungsverteilung im Untergrund (vgl. a. Kap. 7.3), auf welche die Gletscherauflast einwirkt.

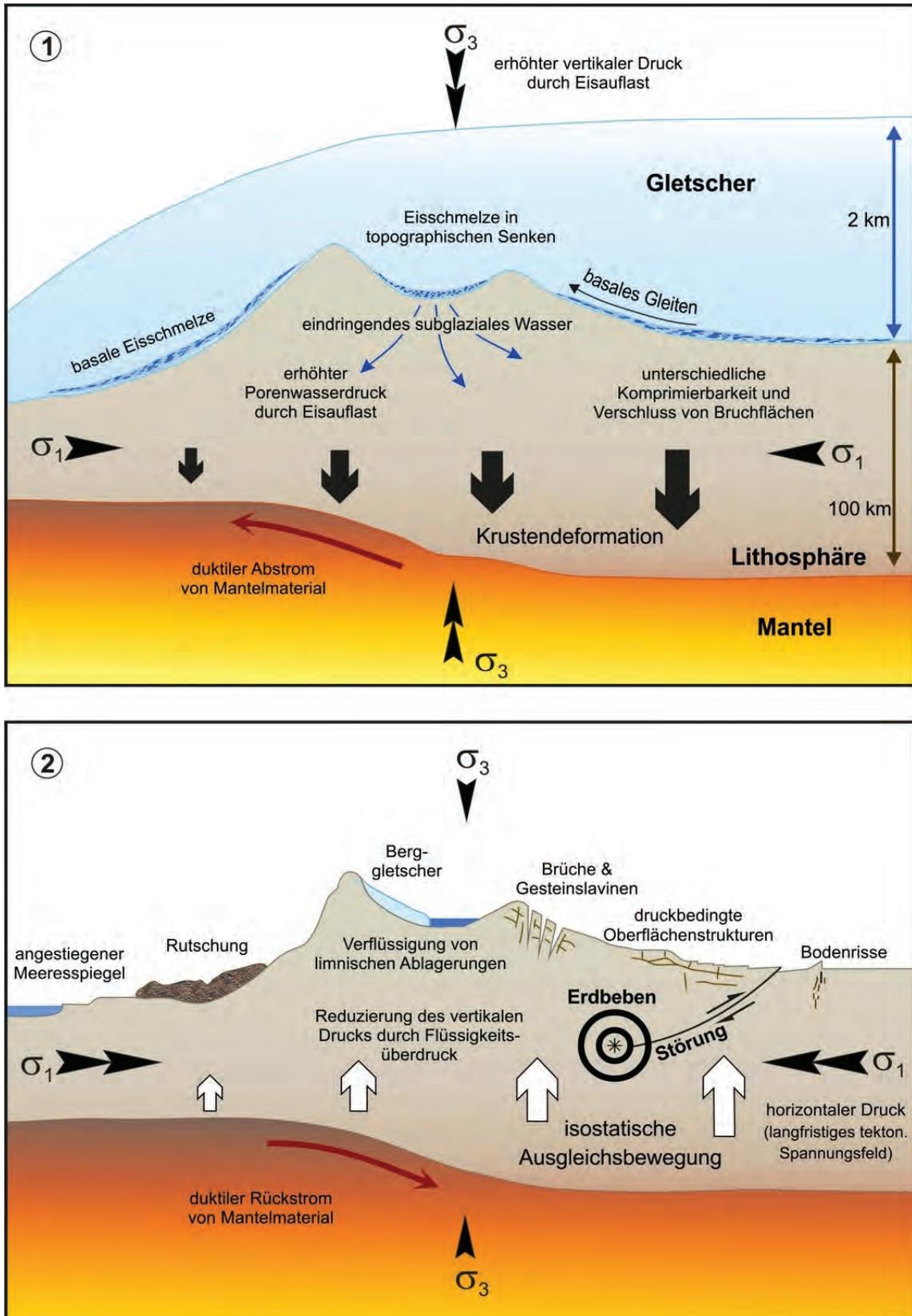


Abb. 46: Komponenten eistektonisch induzierter Erdbeben (geändert nach STEWART et al. 2000 in MRUGALLA 2011)

(1) Zustand unter Eisauflast und (2) Reaktionen nach dem Rückzug des Gletschers in einem Gebiet mit einem natürlich vorhandenen kompressiven Spannungsfeld

In seismisch aktiven Bereichen treten Erdbeben gehäuft auf und sind darüber hinaus nicht gleichmäßig verteilt. Abbildung 47 zeigt die Verteilung der Erdbeben mit einer Intensität über 6,5 MSK in Deutschland für den Zeitraum vom Jahr 800 bis zum Jahr 2010.

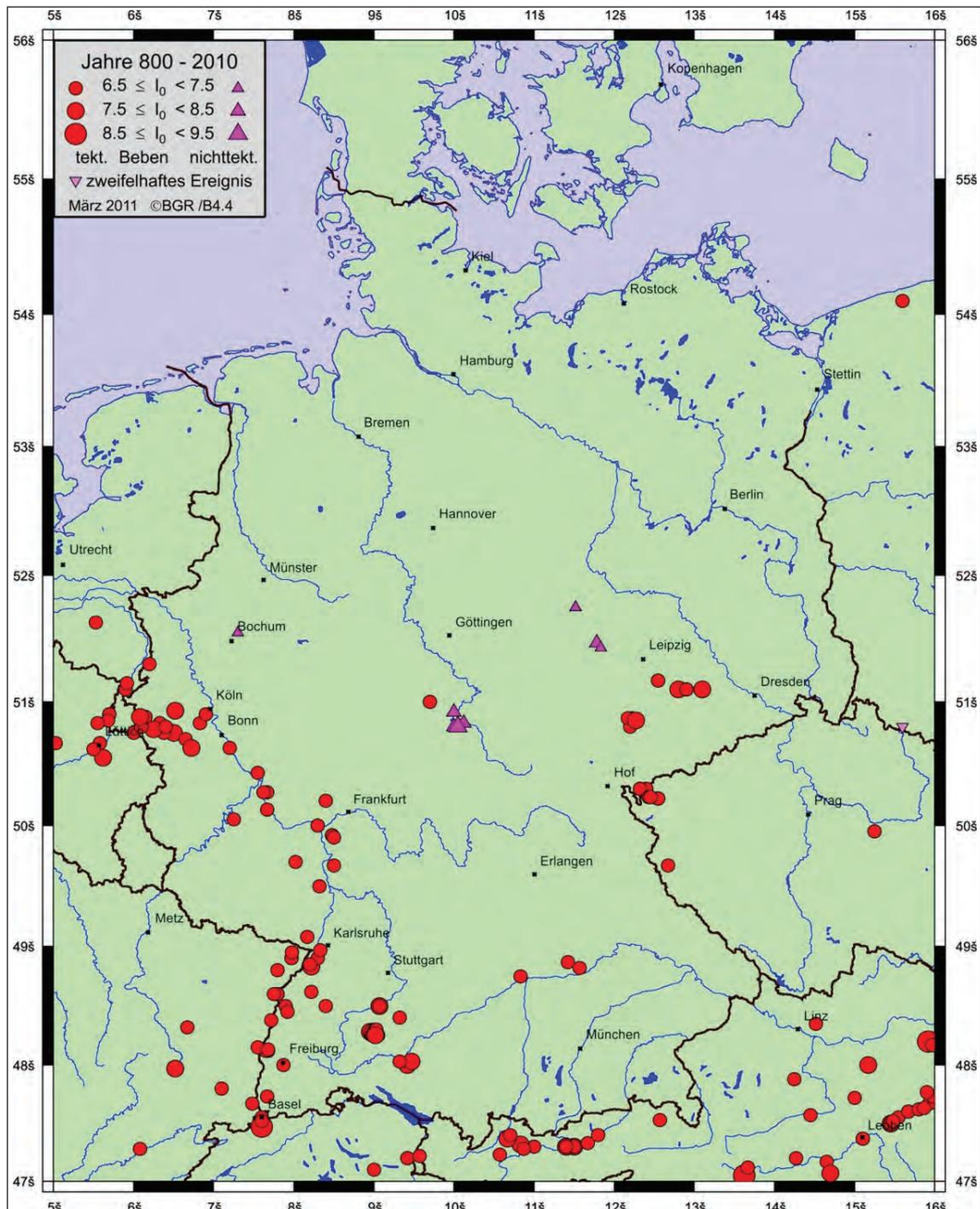


Abb. 47: Karte der Epizentren der Schadenbeben in der Bundesrepublik Deutschland und angrenzenden Gebieten der Jahre 800 bis 2010 (BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) 2011)

Dargestellt ist die Intensität im Epizentrum, abgekürzt mit I_0 .

Für die Bundesrepublik Deutschland wurde in eine erdbebengeographische Einteilung vorgenommen, in der die aktiven Gebiete nach Intensität des stärksten Bebens und Tiefe des Erdbebenherdes sortiert ausgewiesen sind (LEYDECKER 2002 und LEYDECKER & AICHELE 1998).

Aus historischer Zeit sind, wie in Abbildung 48 dargestellt, innerhalb des betrachteten Bereichs keine tektonisch oder nichttektonisch bedingten Erdbeben mit einer Intensität im Epizentrum ab 6,5 bekannt geworden.

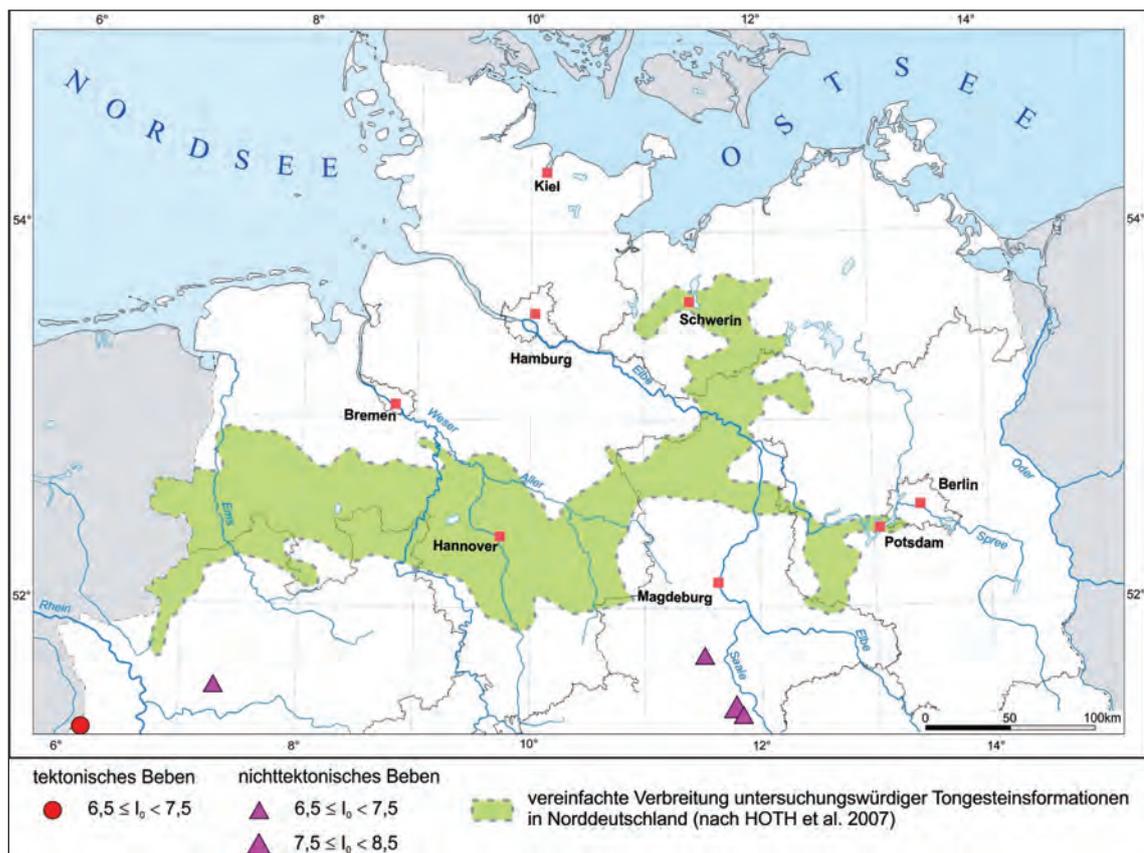


Abb. 48: Epizentren der Schadenbeben als Auszug für Norddeutschland aus den Jahren 800 bis 2010 (nach BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) 2011)

Das einzige tektonische Beben, das im Südwestrand der Abbildung zu finden ist, ist das nördlichste, das zu den Erdbeben in einer Schwächezone der Niederrheinischen Bucht gehört. Ursächlich sind sie auf Druck- und Zugspannungen im Zusammenhang mit der Afrikanischen und der Eurasischen Platte zurückzuführen (GRÜNTAL & STROMEYER 1995).

7.6 Prognose von zukünftig auftretenden Erdbeben

Bedingt durch die tektonisch ruhige Lage ist in Norddeutschland nicht damit zu rechnen, dass es innerhalb der nächsten eine Million Jahre zu einem Anstieg der tektonisch verursachten Erdbeben kommt. Darüber hinaus wurden von BRÜCKNER-RÖHLING et al. (2002) und CONNOLLY et al. (2003) Untersuchungen zur Strukturgeologie und Modellrechnungen durchgeführt, um die Hauptspannungsrichtungen in Norddeutschland zu klären. Beide belegen, dass eine Wiederbelebung oder Schaffung von Sockelstörungen und damit einhergehende Erdbeben weitestgehend ausgeschlossen werden können. Weitere Angaben zur Vorgehensweise bei den Analysen und zur verwendeten Datenbasis können den jeweiligen Veröffentlichungen entnommen werden. Inwieweit es in Zukunft zur Wiederbelebung von Störungen oder zur Öffnung von Klüften kommen kann, sollte anhand der lokalen Gegebenheiten in einer Region geklärt werden. Dabei ist zu beachten, dass seismische Beanspruchungen stärker auf an der Oberfläche anstehendes Festgestein einwirken als auf die Schichten in der Tiefe.

Bildet sich in zukünftigen Kaltzeiten ein mächtiger Gletscher in Bereichen aus, in denen Störungszonen im Untergrund bestehen, kann es dort zu eistektonisch induzierten Erdbeben kommen. Vulkanische Erdbeben können im Bereich der betrachteten Fläche in der nächsten einen Million Jahre ausgeschlossen werden, da mit vulkanischer Tätigkeit in diesem Zeitraum nicht zu rechnen ist (s. Kap. 12.3).

Eine Prognose der Erdbebenhäufigkeit ist für die nächste eine Million Jahre allein basierend auf den Beobachtungen der letzten 1.200 Jahre nicht vertretbar, da der Beobachtungszeitraum im Vergleich viel zu kurz ist. Zudem variieren die lokalen Voraussetzungen innerhalb der betrachteten Fläche, so dass eine Prognose für ein bestimmtes Gebiet erst vorgenommen werden sollte, wenn die Rahmenbedingungen ausreichend erkundet sind. Als erste Näherung zur Abschätzung kann für regional eingegrenzte Betrachtungen der für oberirdische kerntechnische Anlagen verwendete Ansatz nach KTA 2201.1 (z. B. AUTORENKOLLEKTIV (2012) und Vorläufer), herangezogen werden.

Eine konkrete Vorhersage von einzelnen Erdbebenereignissen ist nicht möglich, da ein Spannungsaufbau im Untergrund zwar messbar ist, sich seine bevorstehende Entladung aber nicht messbar ankündigt. Auch eine genaue Prognose der Eintrittswahrscheinlichkeit und der Stärke der Beben ist über statistische Abschätzungen hinaus nicht möglich. Da diese Statistiken auf historischen Beobachtungen beruhen, kann deren Extrapolation auf eine Million Jahre in die Zukunft nur als Näherung verstanden werden.

8 Regionale Entwicklungen der Geosphäre in Norddeutschland

8.1 Geomorphologie

In der Geomorphologie werden die formbildenden Prozesse und die durch sie geschaffenen Formen der Erdoberfläche beschrieben und klassifiziert. In diesem Kapitel werden nachfolgend die Topographie sowie die Oberflächengewässer und deren Entstehung im Umfeld der in HOTH et al. (2007) ausgewiesenen untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen in Norddeutschland beschrieben. Dieser Bereich liegt hauptsächlich im Norddeutschen Tiefland und im nördlichen Teil der Mittelgebirgs-Schwelle (Abb. 49), die in Niedersachsen mit dem Harz und dem Wiehengebirge eine weit nach Norden reichende Ausbuchtung zeigt.

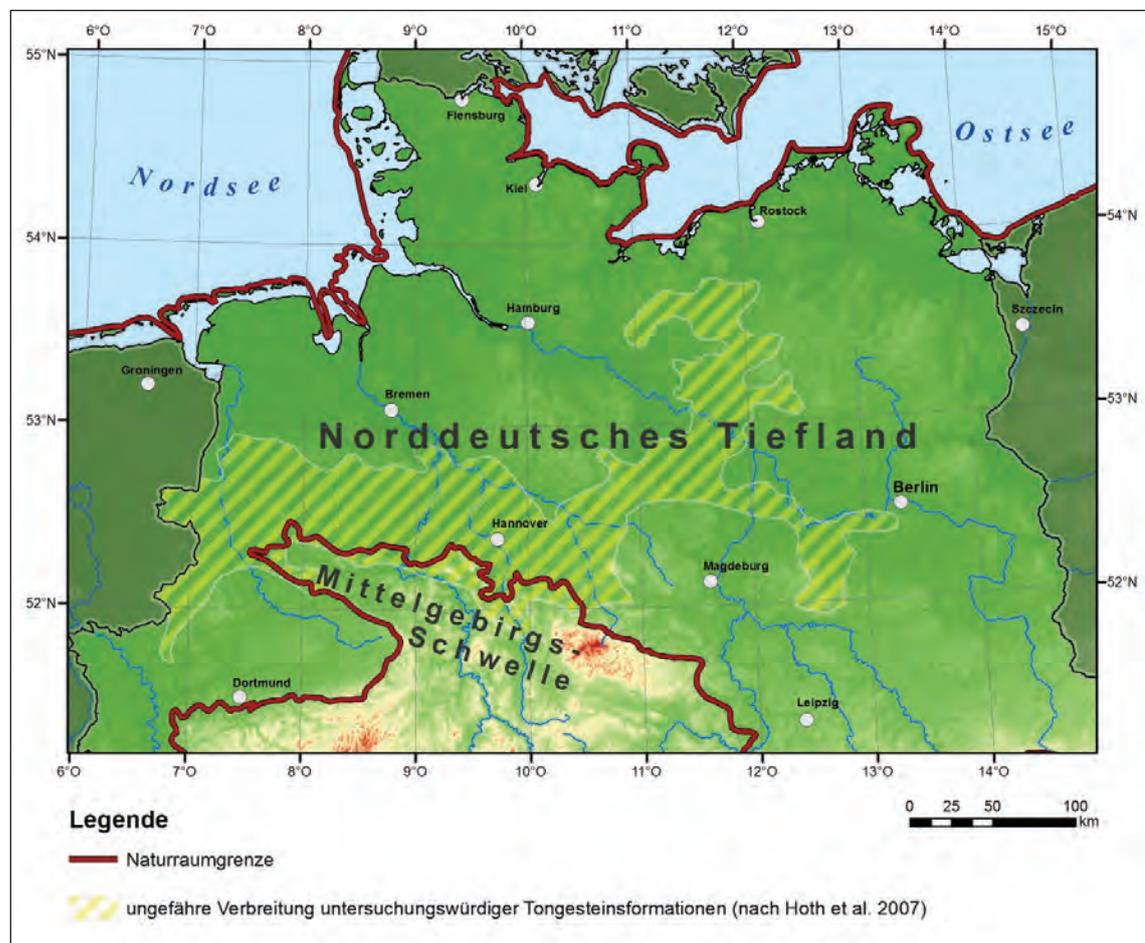


Abb. 49: Geomorphologische Übersichtskarte

8.1.1 Topographie

Im Norddeutschen Tiefland und auch in den nördlichen Randbereichen der Mittelgebirgs-Schwelle liegt, wie in Abbildung 49 bereits zu sehen, kein ausgeprägtes Relief vor. Weite Teile des Norddeutschen Tieflandes, das hauptsächlich durch vergangene kaltzeitliche Prozesse geformt wurde (vgl. Kap. 6), sind flach bis leicht hügelig ausgebildet. Die Geländehöhen reichen von etwa 10 m ü. NN im Bereich des Emslandes bis zu 40 bis 50 m ü. NN bei Schwerin und Potsdam. Innerhalb der Mittelgebirgs-Schwelle steigen die Geländehöhen ohne einen ausgeprägten Reliefwechsel auf Werte um 300 m ü. NN. Die Flusstäler liegen zumeist nur wenige Meter unterhalb des umgebenden Geländeniveaus.

8.1.2 Zukünftige Entwicklung der Topographie

Innerhalb der nächsten eine Million Jahre wirken auf die Topographie des betrachteten Bereichs die gleichen Prozesse ein wie in der Vergangenheit, weshalb mit der Schaffung eines ausgeprägteren Reliefs oder einer grundsätzlich anderen Landschaftsform nicht zu rechnen ist. Intensivere Auswirkungen sind vor allem während zukünftiger Kaltzeiten zu erwarten (s. Kap. 6). Langfristig und langsam ablaufende geologische Prozesse, wie die Gebirgsbildung (Kap. 12.1) oder die Epirogenese (vgl. Kap. 7.1) werden innerhalb einer Million Jahre kaum Veränderungen der Topographie hervorrufen, da sie nur sehr schwach auf das Gebiet einwirken. Das Ergebnis des Zusammenwirkens aller Prozesse wird eine erheblich umgestaltete Topographie sein, bei der die Lage von Tälern und Erhebungen der heutigen nicht mehr entspricht.

Für die Zukunft kann nur das Abflauen von Veränderungen vorhergesagt werden. Das genaue Ergebnis einzelner Eingriffe oder die Ausgestaltung der Topographie zu bestimmten Zeitpunkten kann nicht prognostiziert werden, da eine Vielzahl von Prozessen wirken, die sich z. T. auch überlagern können. All diese Prozesse können in Zukunft zu bestimmten Zeitpunkten unterschiedlich stark ausgeprägt sein. Dies trifft vor allem auf solche Prozesse zu, die klimatisch bedingt sind, die zyklisch wiederkehren oder ein einmaliges Ereignis darstellen. Demzufolge ist nur eine generelle Aussage über die Gestaltung der zukünftigen Topographie möglich. Welche genauen Höhenlagen die Topographie an einer bestimmten Stelle innerhalb der betrachteten Fläche im Betrachtungszeitraum haben wird, ist aufgrund der Ungewissheiten nicht prognostizierbar.

8.1.3 Oberflächengewässer

Der Rhein, die Ems, die Weser und die Elbe sind die Hauptvorfluter im betrachteten Gebiet und entwässern in die Nordsee (vgl. Abb. 50). Im Nordosten reicht die betrachtete Fläche in das Einzugsgebiet Warnow/Peene und ein kleiner Teil reicht westlich davon in das Einzugsgebiet Schlei/Trave, die beide in die Ostsee entwässern. Darüber hinaus gibt es im gesamten Gebiet zahlreiche Seen, die hauptsächlich nach dem Rückzug der Gletscher der letzten Kaltzeiten entstanden sind.

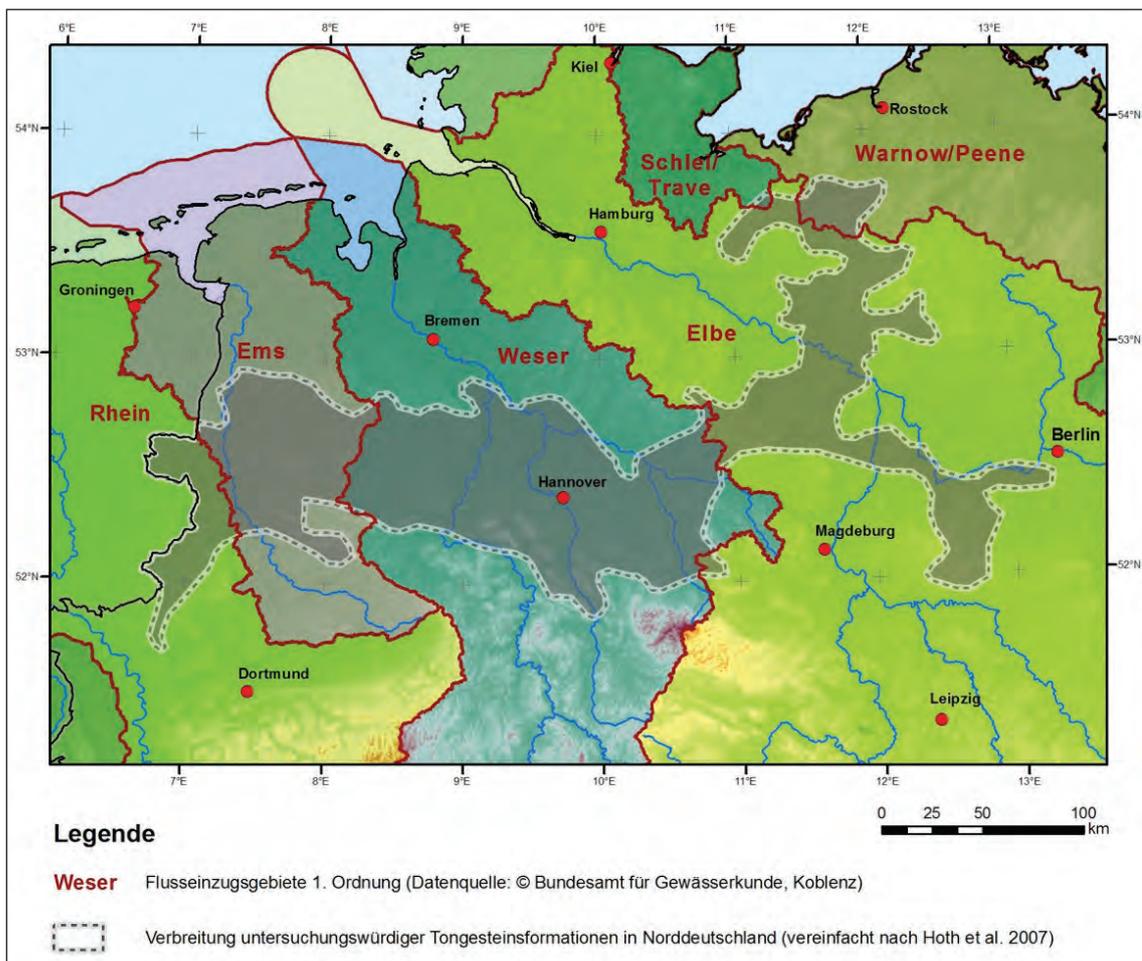


Abb. 50: Flusseinzugsgebiete

8.1.4 Zukünftige Entwicklung von Oberflächengewässern

Für die zukünftige Entwicklung des betrachteten Gebiets sind die heutigen Oberflächengewässer unbedeutend, da sie in der nächsten einen Million Jahre mit der Umgestaltung der Topographie (Kap. 8.1.2) erheblich verändert werden. Die derzeit vorhandenen Seen werden dann vermutlich nicht mehr existieren oder durch neue an anderer Stelle ersetzt werden. Eine nachhaltige Veränderung tritt vor allem unter kaltzeitlichen Bedingungen (s. a. Kap. 6) und spätestens bei einer erneuten Überführung des Gebietes durch einen

Inlandgletscher (Kap. 6.3 und 6.4) ein. Ein Beispiel für die intensive Umgestaltung durch Kaltzeiten ist der Flusslauf der Elbe, die im Anschluss an die Elster-Kaltzeit über Berlin in Richtung der heutigen Ostsee entwässerte (EHLERS 2011) und heute über Hamburg in die Nordsee.

Verschiedene Oberflächengewässer werden in Norddeutschland immer Teil der Geomorphologie sein und können für die betrachtete Fläche als gegeben angesehen werden. Selbst wenn es im Zuge einer intensiven Kaltzeit zu einer vollständigen Gletscherüberdeckung kommt, ist diese zeitlich begrenzt und schon beim Rückzug des Gletschers werden erneut Oberflächengewässer entstehen.

Eine genaue Prognose, welche Oberflächengewässer zu bestimmten Zeiten innerhalb der betrachteten Fläche vorkommen, ist jedoch nicht möglich. Grund dafür ist die große Zahl der gestaltenden Prozesse und ihre hohe zeitliche als auch regionale Variationsbreite. Ebenso wie bei der Topographie sind einige Prozesse stark an die Klimaentwicklung gekoppelt und können schon dadurch in wechselnder Intensität auftreten. Ein Beispiel sind Seen, die in Toteislöchern, nach dem Abtauen des Eises, entstehen (vgl. Abb. 39). Das Auftreten solcher Seen ist in Zukunft an jeder Stelle möglich, die zuvor vom Gletscher überdeckt war.

8.2 Transgression oder Regression

Transgression bezeichnet die Verschiebung der Küstenlinie in landeinwärtige Richtung und im Gegenzug bezeichnet Regression die rückläufige Bewegung der Küstenlinie seewärts gerichtet. Trans- und Regressionen gehen mit vertikalen Bewegungen der Erdkruste (Kap. 7.1) einher oder folgen auf regionale tektonische Absenkungen. Darüber hinaus laufen sie nach SUESS (1888, in MURAWSKI & MEYER (2010)) z. B. durch Sedimentation in Meeresbecken oder durch das Einströmen von Wassermassen in eingebrochene Meeresbecken ab. Häufig treten Trans- und Regressionen jedoch im Zusammenhang mit global wirkenden eustatischen Meeresspiegelschwankungen auf, die durch den Wechsel von kalt- und warmzeitlichen Klimaverhältnissen ausgelöst werden.

An der in Kapitel 4 beschriebenen Lithologie des Nebengebirges und des Wirtsgesteins ist ablesbar, dass es im Verlauf der Erdgeschichte in Norddeutschland mehrfach zu Transgressionen und Regressionen kam. Es handelt sich dabei um langfristig ablaufende Prozesse, die zumeist von vertikalen Krustenbewegungen ausgelöst wurden. Diese langsam ablaufenden Trans- und Regressionen werden in der nächsten einen Million Jahre in der betrachteten Fläche keine Rolle spielen, da der Prozess der vertikalen Krustenbewegung (Kap. 7.1) ebenfalls nur eine untergeordnete Rolle spielt.

Für die zukünftige Entwicklung der Geosphäre in der betrachteten Fläche sind solche Trans- und Regressionen maßgeblich, die durch den Wechsel von Kalt- und Warmzeiten ausgelöst werden. In der Vergangenheit haben die klimatisch bedingte Bindung von Wasser in Form von Eis und Schnee sowie das warmzeitlich verursachte Abschmelzen weltweit zu Schwankungen des Meeresspiegels um insgesamt mehr als 100 m geführt (MURAWSKI & MEYER 2010).

8.3 *Zukünftige Trans- und Regressionen*

Unter Zugrundelegung der natürlichen Klima-Zyklen ergibt sich für Norddeutschland eine Entwicklung der Küstenlinie, die der der Vergangenheit ähneln wird (vgl. Kap. 5.1.6). Mit dem Einsetzen einer Abkühlung, die eine vollständige Inlandvereisung erzeugt, käme es zu einer globalen Regression, da Wassermassen als Eis gebunden werden. In diesem Fall würde sich die Küstenlinie in Norddeutschland in Richtung der Nordsee verlagern und die Ostsee wäre eisbedeckt. Die Auswirkungen dieser Verlagerung können als gering eingeschätzt werden, da das Nordseebecken ein flaches Relief aufweist, so dass die heutigen Vorfluter in diesen Bereichen kein stark erhöhtes Gefälle aufweisen würden. Daher ist auch nicht damit zu rechnen, dass bereits bestehende Flussbetten verstärkt erodiert und entsprechend vertieft werden.

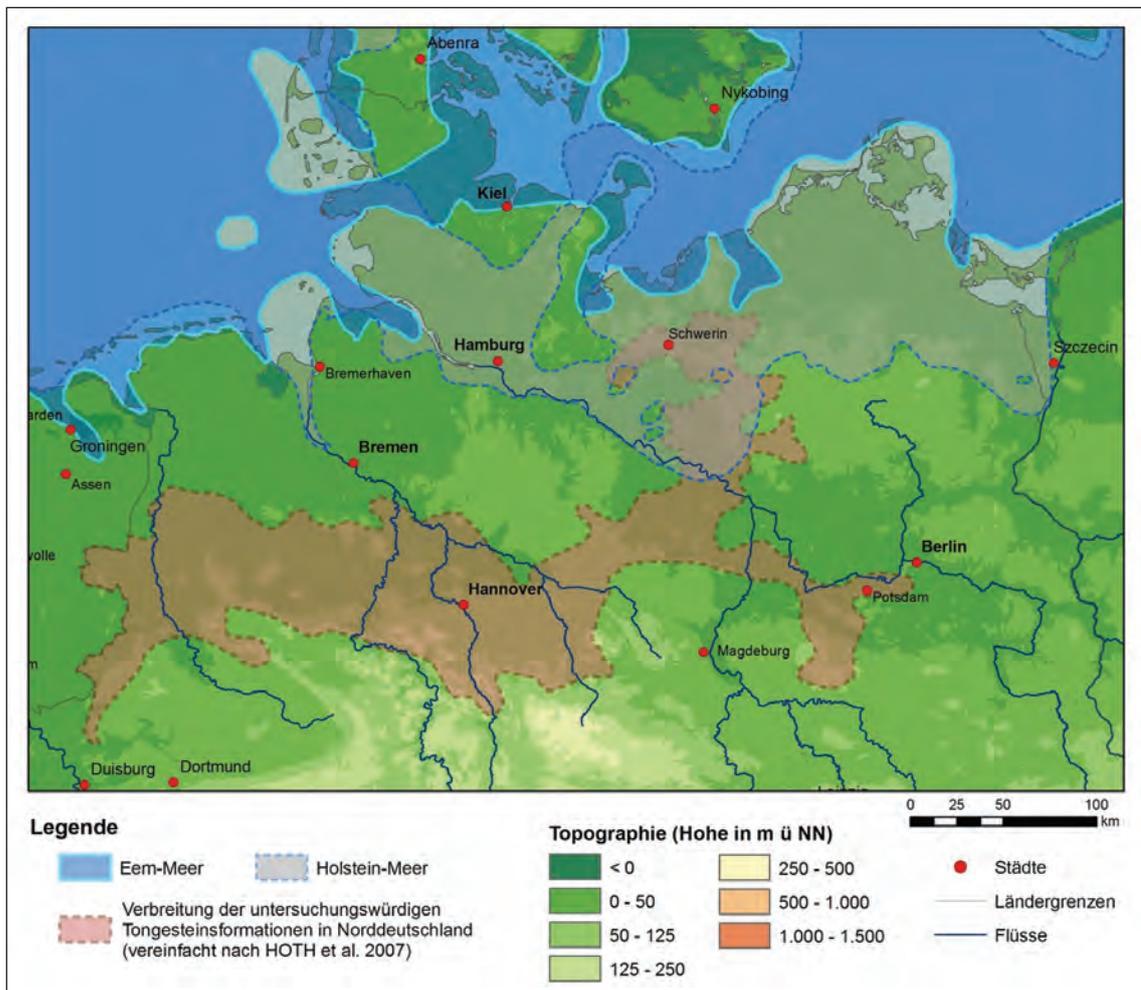


Abb. 51: Ungefähre Ausbreitung des Holstein- und Eem-Meereres nach EHLERS (2011) verglichen mit der Verbreitung der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen (vereinfacht nach HOTH et al. 2007)

Abbildung 51 zeigt die Küstenlinien, die sich während der Holstein- und Eem-Warmzeit in Norddeutschland ausgebildet haben. In diesem Rahmen werden auch in Zukunft warmzeitlich bedingte Transgressionen erwartet. Eine Überflutung des betrachteten Bereichs wäre demnach basierend auf der rezenten Topographie ungefähr bis zum heutigen Verlauf der Elbe möglich. Eine solche Überflutung würde lediglich eine flache Meeresausbreitung erzeugen, so dass es auch nicht zur Ablagerung von nennenswerten Sedimentmächtigkeiten kommen würde. Das wäre auch dann der Fall, wenn zu späten Zeiten der Entwicklung der Betrag der epirogenetischen Absenkung, der in dieser Region in einer Million Jahre ungefähr 10 bis 20 m betragen kann, hinzugefügt wird.

Kommt es zu einer Überflutung, werden die Ablagerung neuer Sedimente und die Wassersäule, die je nach vorliegendem Meeresspiegel im betrachteten Bereich existieren, die Spannungsverhältnisse im Untergrund ändern. In dem Fall, dass im Nebengebirge Lockersedimente vorliegenden, können solche Spannungsänderungen auch die Diagenese

dieser Sedimente beeinflussen. Da innerhalb der betrachteten Fläche nur von einer flachen Meeresüberdeckung auszugehen ist, werden die durch die zusätzliche Auflast der Wassersäule erzeugten Spannungsänderungen im Gebirge ebenfalls gering sein. Darüber hinaus hätten eine Überflutung und die Ablagerung neuer Sedimente auch Einfluss auf die hydrogeologischen Verhältnisse im Untergrund. Einerseits läge zur Zeit der Überflutung kein hydraulisches Potential vor und die Fließvorgänge im Untergrund kämen zum Erliegen. Andererseits käme es aufgrund der Überlagerung mit Salzwasser zu einem Aufsalzen der Süßwässer im Porenraum des Untergrundes und somit zu einer Änderung der hydrochemischen Verhältnisse.

Die im betrachteten Bereich zu erwartenden Regressionen werden vor allem in Kaltzeiten auftreten und sind in Anzahl (ca. zehn; vgl. Kap. 5.3) und Intensität ebenso wie die Transgressionen nicht exakt vorhersagbar. Sowohl Transgressionen als auch Regressionen sind in Norddeutschland hauptsächlich als Folge von Klimaveränderungen zu betrachten, daher kann ihr genaues Auftreten zeitlich und in Bezug auf ihre Intensität nicht exakt prognostiziert werden. Es kann lediglich als wahrscheinlich angesehen werden, dass beide Prozesse im Verlauf der eine Million Jahre mehrfach auftreten werden. Die Transgressionen werden dabei entsprechend ihrer Intensität variierende Ausbreitungsmaxima aufweisen, die jedoch nicht wesentlich von denen der Vergangenheit abweichen werden.

Das völlige Abschmelzen der heute global vorhandenen Eismassen würde, nach einer Abschätzung von ALLISON et al. (2009), einen Meeresspiegelanstieg um rund 65 m nach sich ziehen. Diese Entwicklung stellt im Rahmen der vorliegenden Langzeitprognose einen Sonderfall dar, da er sich im Betrachtungszeitraum von einer Million Jahre nur dann einstellen würde, wenn der anthropogene Einfluss auf das Klima zu einer deutlichen Erwärmung führen würde. Die Jahresmitteltemperaturen lägen dann über denen, die für die vergangene Klimaentwicklung in Kapitel 5.1.6 dargestellt wurden und somit auch über den für die Zukunft erwarteten. In Abbildung 52 ist die ungefähre Meeresausbreitung dargestellt, die sich in Norddeutschland ausbilden würde, wenn der Meeresspiegel um 65 m über das derzeitige Niveau hinaus ansteigt.

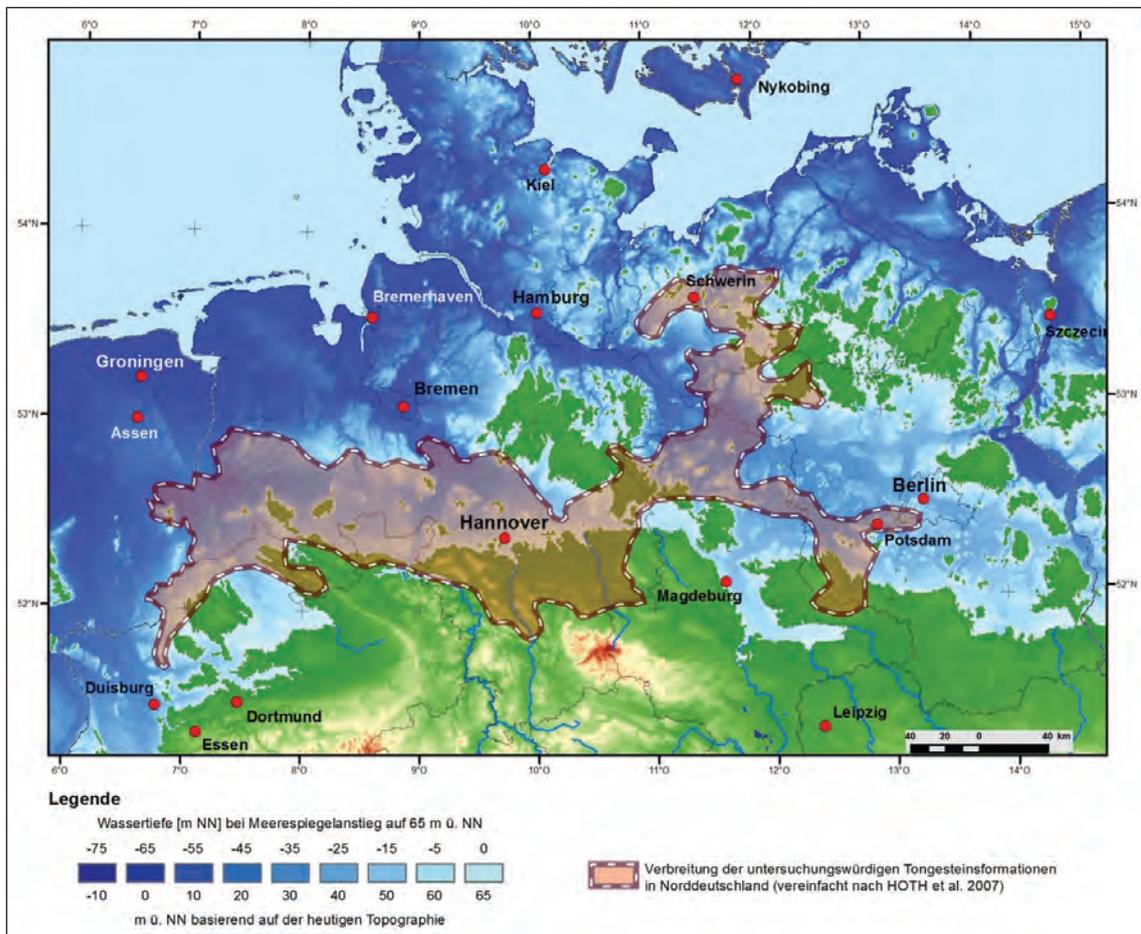


Abb. 52: Ungefähre Küstenlinie und Meerestiefen nach einem Meeresspiegelanstieg von 65 m auf Basis der rezenten Topographie

Die rot schattierte Fläche markiert in der Abbildung die vereinfachte Ausbreitung der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen in Norddeutschland. Auf Basis der heutigen Topographie ist außerdem die Meerestiefe zu erkennen, die sich im Bereich des rezenten Festlandes unter diesen Bedingungen einstellen würde. Weite Teile der betrachteten Fläche wären demnach von einem Flachmeer überflutet, in dem marine Sedimente zur Ablagerung kämen. Im Bereich des Elbe- und Wesertales, die geringe topographische Lagehöhen aufweisen, lägen die Wassertiefen dann bei ungefähr 30 bis 50 m.

Für die letzte eine Million Jahre liegen in Norddeutschland keine Hinweise vor, dass ein Meeresspiegelanstieg um 65 m und damit ein vollständiges Abschmelzen der globalen Eismassen vorlag. Ein Anstieg in diesen Dimensionen kann bei einer anthropogen bedingten Erwärmung der Erdatmosphäre und einer damit verbundenen längeren Dauer der derzeitigen Warmzeit jedoch nicht ausgeschlossen werden (vgl. Kap. 5.1.7).

8.4 Sedimentation

Sedimentation bezeichnet nach MURAWSKI & MEYER (2010) den Vorgang des Absetzens oder des chemischen sowie biochemischen Ausscheidens von Feststoffen, die zuvor in einem Fluid transportiert wurden oder gelöst waren. Als mögliche Fluide mit unterschiedlicher „Tragkraft“ kommen Luft, Wasser und Gletschereis in Frage. Neben der Tragkraft des Transportmediums spielen bei dieser Art der Sedimentation auch die Eigenschaften der Feststoffe, wie spezifisches Gewicht, Größe, Gestalt usw., eine Rolle. Die chemische Sedimentation wird z. B. durch den Sättigungsgrad, die Temperatur oder das Vorhandensein von Lösungspartnern und Gasen beeinflusst. Im Fall der biochemischen Sedimentation, entweder in Form von Abscheidungen von Stoffwechselprodukten durch Organismen oder durch Ablagerung von abgestorbener Biomasse, müssen vor allem geeignete Lebensräume und -bedingungen vorhanden sein.

Bei der äolischen Sedimentation (Feststofftransport in der Luft) kommt es zu einer Auffüllung von morphologischen Hohlformen oder auch zur Bildung von Dünen. Aufgrund der begrenzten Tragkraft der Luft wird bei dieser Form der Sedimentation hauptsächlich feinkörniges und leichtes Material, wie z. B. Löss, abgelagert. Stellt Wasser das Transportmedium dar, kann eine fluviale (in Flüssen), eine fluvioglaziale (Schmelzwässer), eine limnische (in Seen) oder eine marine (im Meer) Sedimentation erfolgen. Als chemischer Prozess ist im Wasser auch das Ausfällen von Sedimenten im Meer, entsprechend dem Ausfällungszyklus von Kalk bis Salz, oder das Ausfällen in Quellen, z. B. in Form von Sintern, Kalktuffen u. Ä. möglich. In Kaltzeiten mit Gletscherüberdeckung findet, durch im Eis gebundene Feststoffe, eine glaziale Sedimentation statt. Dabei werden unter anderem Moränen, Drumlins, Oser und Sander gebildet (vgl. Abb. 39). Außerdem erfolgt eine Sedimentation auch durch Bodenbewegungen z. B. in Form von Steinschlag, Muren oder Solifluktion. Darüber hinaus ist Sedimentation auch im Zusammenhang mit Vulkanismus möglich, bei dem z. B. Ascheregen zu entsprechenden Ablagerungen führen können.

8.5 Zukünftige Entwicklung der Sedimentation

Innerhalb des betrachteten Bereichs wird die Sedimentation in der nächsten einen Million Jahre regional sehr unterschiedlich ablaufen. Auch wenn die nordöstlichen Gebiete von einer leichten Krustenabsenkung betroffen sind (vgl. Abb. 42), wird es durch diesen Prozess allein nicht zu einer bedeutenden Erhöhung der Sedimentmächtigkeiten an der Oberfläche kommen. Ebenso wird die Sedimentation, die im Zusammenhang mit den klimatisch bedingten Transgression steht, nicht zu einer solchen Erhöhung führen, da die Überflutungen selbst in den betroffenen Gebieten (s. Abb. 51 und 52) nur eine Flachmeerüberdeckung mit einer Wassersäule unter 100 m erzeugen werden. Außerdem wäre eine dadurch verursachte Sedimentation nur zeitlich begrenzt möglich, da der Meeresspiegel wieder sinkt, wenn sich erneut kaltzeitliche Verhältnisse einstellen.

In der jüngeren geologischen Vergangenheit wurden in Norddeutschland die mächtigsten Sedimente in Kaltzeiten vor allem in Bereichen mit Gletscherüberdeckung abgelagert, ein Vorgang, der auch in Zukunft zu erwarten ist. Da die glazigene Sedimentation zumindest im Vorfeld, beim Vorrücken des Gletschers, auch mit erheblicher Erosion verbunden ist, führt die Sedimentation nicht zu einer ausschließlichen Erhöhung der Deckgebirgsmächtigkeit. Der Mächtigkeitsverringerrnde Anteil der Erosion ist deshalb abzuziehen. Ein Teil der oberflächennahen Lockersedimente wird demnach nur umgestaltet und durch andere ähnlich ausgebildete Sedimente ergänzt. Daraus folgte eine Umgestaltung der Geomorphologie (Kap. 8.1), wie Reliefausgleich, und des hydrogeologischen Systems (Kap. 10), z. B. mit geänderten Grundwasserfließwegen oder geändertem -chemismus. Neben den bereits erläuterten Erosionsvorgängen ist auch eine kaltzeitliche Ablagerung fluviatiler und limnischer Sedimente im Bereich von Abflusssystemen im Vorfeld eines Gletschers oder in einer Permafrostzone möglich. Eine geänderte Morphologie kann auch in Warmzeiten zur Ausbildung von Flusssystemen und Oberflächengewässern führen, die den heutigen ähneln und lokal zu Sedimentation führen.

Für den betrachteten Bereich kann eine bedeutende vulkanogene Sedimentation, z. B. in Form von Ascheregen, in den nächsten eine Million Jahren ausgeschlossen werden, da in dieser Zeit mit vulkanischer Tätigkeit innerhalb dieses Gebietes nicht zu rechnen ist (s. a. Kap. 12.3). Kommt es zu Vulkanismus mit starker Aschebildung außerhalb des Bereichs, so kann es zwar zur Ablagerung von Aschen kommen, die jedoch keine nennenswerten Sedimentmächtigkeiten erzeugen werden. Ein Beispiel dafür ist die Eruption, die in der Eifel zur Bildung des Laacher Sees vor 12.900 Jahren BP führte. Die Aschen dieses Ausbruchs sind in Europa weiträumig nachweisbar, in Norddeutschland betrug die Mächtigkeit der Ablagerungen jedoch nur noch wenige Zentimeter (vgl. SCHMINCKE et al. 1999: fig. 5).

Allgemein betrachtet bewirkt eine Erhöhung der Sedimentmächtigkeit eine zusätzliche Auflast, die zu Spannungsänderungen im Untergrund führen kann und schließlich auch zur Diagenese tiefer liegender und derzeit noch unverfestigter Sedimente. Im Bereich der betrachteten Fläche sind die Voraussetzungen für den Ablauf dieser Prozesse sehr unterschiedlich, so dass nur lokal geklärt werden kann, ob und in welchem Maß sie ablaufen könnten.

Die größte Ungewissheit bei der Prognose der zukünftigen Entwicklung der Sedimentation in Norddeutschland betrifft die Abschätzung der zur Ablagerung kommenden Mächtigkeit. Innerhalb der betrachteten Fläche wird die Sedimentation zu jedem Zeitpunkt in Bezug auf die Art und die Ausprägung lokal sehr unterschiedlich ablaufen, da z. B. in Kaltzeiten nicht alle Bereiche von einem Gletscher bedeckt sein müssen. Während es in einigen Teilen zu einer glazigenen Sedimentation kommt, kann in anderen Bereichen gleichzeitig die vorgelagerte Erosion stärker wirken. Die in ihrem zeitlichen Ablauf enge

Koppelung glazigener Sedimentationen an Erosionsprozesse macht eine Abschätzung der zur Ablagerung kommenden Mächtigkeiten unmöglich. Außerdem kann aufgrund der unzureichenden Kenntnisse zur klimatischen Entwicklung auch nicht angegeben werden, zu welchem Zeitpunkt welche Art der Sedimentation zu erwarten ist. Ebenso kann nicht vorhergesagt werden, wo sich in späteren Zeiten Flüsse und Seen befinden, die lokal zu fluviatilen und limnischen Sedimenten führen werden. Generell werden die zukünftig zur Ablagerung kommenden Sedimente ähnliche Mächtigkeiten aufweisen wie die Sedimente der letzten eine Million Jahre, da auch die auslösenden Prozesse in einem ähnlichen Rahmen ablaufen werden.

8.6 Erosion

Unter dem Sammelbegriff „Erosion“ werden Vorgänge zusammengefasst, die die Geomorphologie durch lineare und flächenhafte Abtragung verändern. Die lineare Abtragung wird hauptsächlich durch fluviatile Prozesse hervorgerufen, sie kann jedoch, wie z. B. bei der Trogtalbildung, auch glazial entstehen. Flächenhafte Abtragung, die auch als Denudation bezeichnet wird, entsteht durch Windabtragung (äolisch) oder marin im küstennahen Bereich, sowie durch Frost-/Tauwechsel.

Einige Erosionsformen sind an bestimmte klimatische Verhältnisse gebunden, so wirkt die Erosion z. B. im Permafrostbereich in der aktiven Zone, die jahreszeitlich bedingt taut und wieder friert. Dabei kommt es bei einer reliefarmen Morphologie, wie auch in Kapitel 6.1 beschrieben, zu Sediment- und Gesteinsumlagerungen, die an der Oberfläche als Steinkreise oder -netze (s. a. Abb. 38) zu erkennen sind. Zusätzlich wirkt verstärkt die äolische Erosion, da die Permafrostebenen meist nur einen spärlichen Bewuchs aufweisen und Lockermaterial schnell vom Wind abgetragen werden kann. Bereits bei einer geringen Geländeneigung kann es auch zu Gleit- und Fließbewegungen (Solifluktion) der aufgetauten Bodenschicht kommen, wodurch partienweise der Untergrund freigelegt wird. An diesen Stellen kann die äolische Erosion dann stärker einwirken. Rückt ein Gletscher mit fortschreitender Kaltzeit näher, kommen im Eisrandbereich noch die erosiven Einwirkungen der Schmelzwässer hinzu (s. Kap. 6.3). Diese können sowohl an der Gletscherbasis als auch an dessen Oberfläche ablaufen. Häufig kommt es dabei zu einem raschen Wechsel von Sedimentation und erneuter Erosion. Bleibt die Gletscherrandlage über einen längeren Zeitraum stabil, bildet sich unter den gegebenen norddeutschen Verhältnissen in einiger Entfernung ein gletscherrandparalleles Entwässerungsnetz (Urstromtal) aus, in dem große Mengen von Schmelzwässern abfließen und eine lineare Erosion bewirken.

Ein weiterer Erosionsprozess, der bei einer Gletscherrandlage auf die Morphologie einwirkt, ist die Exaration, die im Bereich der Gletscherstirn eine Ausschürfung der Sedimente erzeugt. Ermöglichen die klimatischen Verhältnisse eine vollständige Eisüberdeckung, laufen die

Erosionsprozesse unter dem Gletscher ab. Die einwirkenden Hauptkomponenten sind dann die Detersion und das Abfließen von druckbedingt gebildeten Schmelzwässern. Unter dem Gletscher werden z. T. hohe Erosionsleistungen erreicht, die auch zur Rinnenbildung führen können (s. a. Kap. 6.5).

Die Erosionsraten dieser dauerhaft ablaufenden Prozesse hängen vom Relief, der Vegetation, dem herrschenden Klima sowie von der Art und Zusammensetzung des Gesteinsuntergrundes ab. Insbesondere in tektonisch aktiven Regionen, in denen ein ausgeprägtes Relief entsteht, wirkt die Erosion stärker. Das Norddeutsche Tiefland, in dem weite Teile der betrachteten Fläche liegen, ist ein tektonisch ruhiges Gebiet mit einem weitgehend ausgeglichenen Relief, das von Erosionsvorgängen wenig betroffen ist. Südwestlich von Hannover reicht die betrachtete Fläche bis in die Randbereiche der Mittelgebirge, in denen die Reliefunterschiede zunehmen. In einer tektonisch aktiveren Phase vom Oberen Miozän bis zum Altquartär (vor ca. 10 Millionen Jahren) wurden nach KÄBEL (2001) für das Gebiet des Standortes Morsleben Erosionstiefen von 100 bis 200 m ermittelt. Im Harzvorland, in dem ein ausgeprägteres Relief vorlag, lief die flächenhafte Erosion seit dem Cromer-Komplex nach FELDMANN (2002) mit 100 bis 200 m pro eine Million Jahre mit einer zehnmal höheren Erosionsrate ab.

8.7 *Zukünftig ablaufende Erosion*

Für die nächsten eine Million Jahre wird innerhalb der betrachteten Fläche keine tektonisch aktive Phase erwartet (s. a. Kap. 7.3 und 7.5), so dass mit einer darauf basierenden Erhöhung der Erosionsrate ebenfalls nicht zu rechnen ist. Bei einer zukünftigen flächenhaften Erosion kann es ausgehend von der heutigen Topographie vor allem am Rand der Mittelgebirge zu einem Reliefausgleich kommen. Eine generelle Steigerung der Erosionsrate kann dort jedoch nicht angesetzt werden, da in diesem Bereich häufig Festgesteine an der Oberfläche anstehen, die schlechter erodiert werden als Lockergestein. Eine Erhöhung der linearen Erosionsrate durch die Flüsse in der Norddeutschen Tiefebene ist ebenfalls nicht zu erwarten, da keine Prozesse ablaufen, die stärkeres Einschneiden in den Untergrund begünstigen. Selbst bei einer Regression würde durch die Verlagerung der Küstengebiete kein stärkeres Relief entstehen, da die Meeresböden der Nord- und Ostsee nur leicht geneigt und in sich ausgeglichenen sind.

Im zentralen Bereich der betrachteten Fläche wird vermutlich eine Hebung der Kruste vorliegen, die jedoch nicht durch Daten belegt ist (vgl. Kap. 7.1). Eine solche Hebung kann zu einer Eintiefung der Flüsse führen. Insgesamt läuft dieser Prozess jedoch langsam und nicht stetig ab, so dass allein dadurch nicht mit einer grundlegenden Veränderung der Oberfläche innerhalb einer Million Jahre gerechnet wird.

Auch in zukünftigen Kaltzeiten ist im betrachteten Gebiet nicht mit einer intensiven Abtragung des oberflächennahen Nebengebirges zu rechnen, da die glazigene Erosion durch die Sedimentation beim Rückzug der Gletscher weitgehend ausgeglichen wird. Auch wenn die Erosion nicht zu einer deutlichen Verringerung der Schichtmächtigkeiten führt, werden die Morphologie und die Zusammensetzung der Sedimente ständig verändert. Dadurch greift die Erosion beeinflussend auch in die hydrogeologischen Rahmenbedingungen ein (s. a. Kap. 10). Die glazigenen Rinnen stellen eine Sonderform der Erosion dar und werden im Kapitel 6.5 besprochen.

Ungewissheiten bei der Prognose der Erosion bestehen vor allem aufgrund der schwer vorhersagbaren klimatischen Entwicklung. Daher ist nicht exakt prognostizierbar, in welchem Maß und/oder zu welcher Zeit ein bestimmter Erosionsprozess wirkt. Wie bei der Sedimentation beschrieben, gilt auch für die Erosion, dass sie innerhalb der betrachteten Fläche nicht gleich abläuft. An verschiedenen Stellen können auch zur gleichen Zeit unterschiedliche Erosionsarten mit unterschiedlichen Raten ablaufen. Eine Überschreitung des in der Vergangenheit festgestellten Ausmaßes ist jedoch nicht zu erwarten, da die Prozesse in gleicher Weise ablaufen werden.

8.8 Diagenese

Bei der Diagenese handelt es sich nicht um einen klassischen exogenen Prozess. Da sie jedoch eng mit der Sedimentation im Zusammenhang steht, wird sie trotzdem in diesem Kapitel behandelt. Definiert ist die Diagenese nach MURAWSKI & MEYER (2010) als lang- oder kurzfristig ablaufende Umbildung lockerer Sedimente zu festen Sedimentgesteinen, die z. B. durch Druck- und Temperaturänderungen, chemische Lösung sowie Ausfällung hervorgerufen wird. Mit zunehmendem Druck und/oder zunehmender Temperatur geht der Prozess der Diagenese in die Metamorphose über. Dies geschieht ungefähr ab Drücken von drei bis vier Kilobar und ungefähr ab einer Temperatur von über 200 °C, welche die sog. Zeolithfazies repräsentieren. Die Werte stellen jedoch nur ungefähre Richtwerte dar, da eine exakte Abgrenzung der Prozesse bisher nicht erfolgte.

Bei dieser Umbildung ändern sich abhängig vom Sedimenttyp und der Intensität auch Eigenschaften, wie Permeabilität, Porosität, Wassergehalt, Festigkeit und Wärmeleitfähigkeit. Eine einsetzende Diagenese könnte demnach die hydraulischen Eigenschaften eines Aquifers verändern. Auch der Sedimenttyp und die darin enthaltenen Lösungen können steuernd in den Ablauf der Diagenese eingreifen, wenn es z. B. zu Ausfällungen kommt.

Tone, Sande, Karbonate und Salzgesteine reagieren bei ablaufender Diagenese sehr unterschiedlich. Bei der Umwandlung von Tonen zu Tongesteinen kommen z. B. hauptsächlich die Kompaktion, die Porenwasserabgabe und die Veränderung der mineralogischen

Zusammensetzung zum Tragen. Bei der Kompaktion werden sowohl die Porosität als auch die Permeabilität herabgesetzt. Im Fall von hoher Druckbelastung können sich in den Tongesteinen jedoch Mikroklüfte bilden, die dann die Permeabilität wieder erhöhen. Außerdem verringern sich die Biege- und Zugfestigkeit sowie die Anisotropie des Tons und es verändert sich das plastische Deformationsverhalten. Die chemische Diagenese wirkt sich bei Tonen über lange Zeiträume stärker auf das Tonmineralinventar aus, wobei es zu Um- oder Neubildungen von Mineralen kommt. Nach MEUNIER & VELDE (2004) können bei ca. 90 °C Gebirgstemperatur innerhalb von 10 Millionen Jahren bis zu 80 % des Smektitis zu Illit in Wechsellagerungen umgesetzt werden.

8.9 *Zukünftige Entwicklung der Diagenese*

Im Bereich der betrachteten Fläche treten quartäre und tertiäre Lockergesteine mit unterschiedlichen Mächtigkeiten auf (vgl. Kap. 4.1.5 und 4.1.6), die in Zukunft diagenetisch umgewandelt werden könnten. Dies gilt auch für zukünftig abgelagerte Sedimente, wenn sie von Rahmenbedingungen (Druck/Temperatur), die zur Diagenese nötig sind, erfasst werden. Die Festgesteine des Nebengebirges und des Wirtsgesteins, vor allem die in größeren Tiefen, haben die Diagenese schon in der Vergangenheit durchlaufen und werden von diesem Prozess in der nächsten einen Million Jahre nicht mehr verändert werden.

Ungewissheiten dieses Prozesses resultieren vor allem aus der großen lokalen und regionalen Variabilität der Ausgangsbedingungen und ihrer Veränderungen. Innerhalb der betrachteten Fläche ist vor allem ungewiss, welche Sedimente in welcher Mächtigkeit in der nächsten einen Million Jahre lokal zur Ablagerung kommen werden. Daher ist für konkrete Stellen weder bekannt, ob die Mächtigkeit der zukünftigen Sedimente ausreicht, um die Diagenese in den derzeit vorliegenden unverfestigten Schichten im Untergrund auszulösen, noch ob die zukünftig zur Ablagerung kommenden Lockersedimente von ihr betroffen sein können. Die Prognose beschränkt sich deshalb darauf, dass heutige Lockersedimente in größeren Tiefen in Zukunft bei erhöhtem Auflastdruck die Diagenese durchlaufen können.

8.10 Mikrobielle Prozesse im Gebirge

In der gesamten Geosphäre kommen unterschiedliche Mikroorganismen vor, die dort z. T. auch in chemische Prozesse von Stoffkreisläufen eingreifen. Beispiele für Stoffkreisläufe, in denen Mikroorganismen eingebunden sind, sind der Kohlenstoff-, der Stickstoff-, der Phosphor- und der Schwefel-Kreislauf. Im Rahmen dieser Einbindung kann es zu Änderungen der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine, von gesteinsbildenden Prozessen und des Grundwasserchemismus (Kap. 10.3) kommen. In diesem Kapitel werden unter dem Begriff Mikroorganismen hauptsächlich Bakterien verstanden und beschrieben, da sie auf viele Prozesse Auswirkungen haben.

Die Rahmenbedingungen der von Mikroorganismen besiedelten Habitate decken ein breites Temperaturspektrum ab und können aerob bis anaerob sein. Hohe Mineralkonzentrationen, z. B. Salz, und längere Trockenheit schließen das Überleben von Mikroorganismen nicht aus. Das Temperaturmaximum, bis zu dem die meisten Bakterien dauerhaft lebensfähig sind, liegt bei ca. 60 °C. Oberhalb dieser Temperatur denaturieren Proteine und der Organismus wird als Folge davon zerstört. Eine Besiedelung mit Bakterien ist aber auch unter extremen Bedingungen, wie in der Antarktis mit Temperaturen unter dem Gefrierpunkt des Wassers, oder im hoch temperierten und -mineralisierten Umfeld von hydrothermalen Exhalationen in Tiefseebereichen (black smoker), möglich. Daraus ergibt sich eine Temperaturspanne von -15 °C bis 115 °C, in der mikrobielle Prozesse stattfinden können. In der Geosphäre reicht der für Bakterien optimale Temperaturbereich (bis 60 °C) bei einem ungestörten geothermischen Gradienten von 3 °C pro 100 m bis in eine Tiefe von 2.000 m.

Zahlreiche Untersuchungen in unterschiedlichen Gesteinsformationen konnten auch sehr alte Mikroorganismen nachweisen. So wurden nach LEVER et al. (2013) in 3,5 Millionen Jahren alten Basalten unter dem Meeresgrund Methan produzierende Mikroben gefunden, die in den Kohlenstoff- und Schwefelkreislauf eingebunden sind. Beide Kreisläufe können den Chemismus der Gesteine oder die hydrochemischen Verhältnisse beeinflussen. Es konnte nachgewiesen werden, dass sie aus den Gesteinsporen stammen und nicht aus zirkulierendem Meerwasser. Ebenso wurden von VREELAND et al. (2000) bei Untersuchungen an Salzgesteinen für einen möglichen Endlagerstandort in New Mexiko lebensfähige Bakterien in Salzkristallen mit Lösungseinschlüssen gefunden, deren Alter dem der Salzformation entspricht und ca. 250 Millionen Jahre beträgt. In europäischen Salzformationen wurden solche Lebensformen z. B. in BIBO et al. (1983) in der Lagerstätte Neuhof bei Fulda nachgewiesen und beschrieben.

Durch bakterielle Abbauprozesse kann die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine im Nebengebirge beeinflusst werden. So werden z. B. Eisenerzkonglomerate vom Typ Minette von Bakterien gebildet. Gesteinsbildend können kalkabscheidende Formen wirken und auch die Bildung von Wattenschlick im Gezeitenbereich von Flachmeeren ist

auf das Mitwirken von Mikroben zurückzuführen. Darüber hinaus wurden im Hutgestein von Salzstöcken Konkretionen und Schwefelbildungen gefunden, die in SCHNEIDER & NIELSEN (1965) im Hutgestein des Salzstocks Weenzen anhand isotopengeochemischer Untersuchungen als bakterielle Umwandlungsprodukte gedeutet sind.

Aufgrund der weiten Verbreitung in unterschiedlichsten Habitaten kann davon ausgegangen werden, dass in der Geosphäre in Norddeutschland und somit auch in den Sedimenten des betrachteten Bereichs Mikroorganismen durchgehend vorhanden sind. In dieser Sedimentabfolge sind häufig Tongesteine vertreten, die vor allem die Hauptkomponente der Wirtsgesteinseinheiten repräsentieren. In MELESHYN (2011) werden vor dem Hintergrund des Langzeitverhaltens eines Endlagers für wärmeentwickelnde radioaktive Abfälle im Tongestein umfangreiche experimentelle Untersuchungen zu Auswirkungen mikrobieller Aktivitäten auf Tongesteine beschrieben. Dabei wurden fünf mikrobielle Prozesse mit maßgeblichen Einflüssen identifiziert, von denen zwei auch unter natürlichen Bedingungen ablaufen können, sofern ausreichend Wasserstoff für den Stoffwechsel der Mikroben zur Verfügung steht. Diese zwei Prozesse sind:

1. Mikrobielle Reduktion von Fe(III) in der Tonmineralstruktur führt zu einem Anstieg der Schichtladung der Tonminerale, was eine Reduzierung des Quelldruckes und der spezifischen Oberfläche zur Folge hat. Ab einem bestimmten Fe(III)-Reduktionsumfang geht die Kationenaustauschkapazität des Tongesteins deutlich zurück (Verringerung der Rückhalteeigenschaften).
2. Mikrobielle Reduktion von Fe(III) wird von Auflösungsprozessen an den Tonmineralen begleitet. Die Auflösung kann durch Mikroben auch direkt ohne Fe(III)-Reduktion erfolgen. Zusätzlich zu den im ersten Punkt beschriebenen Prozessen wird dabei die Anionenaustauschkapazität reduziert. Porosität und Permeabilität des Tongesteins können soweit reduziert werden, dass der Fluiddruck sich bis hin zu einem Überdruck entwickelt und sich die plastischen Eigenschaften des Tonsteins temporär reduzieren, was durch Rissbildung begleitet werden kann.

8.11 Zukünftige Entwicklung der mikrobiellen Prozesse im Gebirge

Für die nächste eine Million Jahre kann davon ausgegangen werden, dass die Geosphäre auch weiterhin von Mikroorganismen besiedelt bleibt. Veränderungen werden sich hauptsächlich in den oberflächennahen Bereichen ergeben, die von den klimatisch bedingten Temperaturänderungen erfasst werden. In Kaltzeiten werden dort z. B. an niedrige Temperaturen angepasste kryophile Formen überwiegen. Diese Art der mikrobiellen Prozesse bestand auch schon in der Vergangenheit, ohne dass dadurch erheblich Veränderungen der Schichten erfolgten. Dies gilt insbesondere für die tiefer liegenden Einheiten, deren Besiedelung z. T. noch aus den Zeiten der Ablagerung stammt und somit seit vielen Millionen Jahren besteht. Anzeichen dafür, dass diese Mikroben, die zudem häufig inaktiv sind, zwischenzeitlich Veränderungen in der Zusammensetzung oder Struktur der Gesteine geschaffen haben, liegen nicht vor. Daher wird auch für die nächste Million Jahre nicht davon ausgegangen, dass sie in größeren Tiefen zu Umwandlungsprozessen führen werden.

Einen größeren Einfluss, der auch in relativ kurzer Zeit ablaufen kann, haben mikrobielle Prozesse auf die hydrochemischen Verhältnisse im Grundwasser, die in Kapitel 10.3 beschrieben werden. Dabei ist zu beachten, dass das Grundwasser in Kontakt mit der Geosphäre steht und auch darüber Austauschvorgänge stattfinden, weshalb ein Einfluss mikrobieller Prozesse auf die Sedimente auch über diesen Weg gegeben ist.

Die Auswirkungen von mikrobiellen Prozessen auf die Geosphäre sind insgesamt gering. In größerer Tiefe laufen sie mit stark verminderter Aktivität ab und oberflächennah sind ihre Auswirkungen im Vergleich zu anderen Prozessen im natürlichen System, wie z. B. Erosion und Sedimentation oder kaltzeitliche Einflüsse, als nachrangig zu bewerten. Daraus folgt, dass die im Zusammenhang mit mikrobiellen Prozessen auftretenden Ungewissheiten vernachlässigbar sind. Zudem kann eine Bewertung von Auswirkungen mikrobieller Prozesse an konkreten Stellen aufgrund der vorhanden hohen lokalen Variabilität in Bezug auf Art und Aktivität der Mikroben nur erfolgen, nachdem die lokal ablaufenden Prozesse und deren Koppelungen analysiert wurden.

9 Tektonische Entwicklungen der Geosphäre in Norddeutschland

In diesem Kapitel wird die tektonische Entwicklung der Geosphäre in Norddeutschland als allgemeine Übersicht für den Bereich des Norddeutschen Beckens dargestellt. Dabei werden für den Bereich der betrachteten Fläche nur große Strukturen beispielhaft erläutert, ohne auf alle regionalen oder lokalen Abweichungen einzugehen. Im Fall einer konkreten Standorterkundung müsste eine detaillierte Aufnahme der vorliegenden Klüfte und Störungen sowie ihrer Genese erfolgen, bevor eine Prognose ihrer möglichen Auswirkungen und der zukünftigen Entwicklung erstellt wird.

Teil der Betrachtungen in diesem Kapitel sind auch die in Norddeutschland weit verbreiteten halokinetischen Einflüsse, die zu Störungen führen können, und die jüngeren tektonischen Entwicklungen, die z. T. auch als „Neotektonischen Vorgänge“ bezeichnet werden. Zusammengefasst werden unter diesem Begriff alle Prozesse, die ungefähr seit dem Beginn des Neogen (vor ca. 23 Millionen Jahren) Deformationen ausgelöst haben. Auch rezent wirkende tektonische Ereignisse zählen dazu. Ausgenommen sind nur die tektonischen Vorgänge, die durch kaltzeitliche Prozesse ausgelöst wurden, diese werden in Kapitel 6 in den entsprechenden Unterkapiteln erläutert.

Außerdem erfolgt keine Ausgliederung der tektonischen Entwicklung des Wirtsgesteins, da die Schichten des Hauterivium und Barremium einen Teil der Gesamtabfolge darstellen und tektonisch nicht vom Nebengebirge abgekoppelt sind. Eine Erläuterung der Entwicklung nur für das Wirtsgestein müsste aufgrund der Verbreitungslücken innerhalb der betrachteten Fläche und weiterer lokaler Unterschiede sehr kleinteilig geführt werden. Dazu liegen jedoch nicht genügend abdeckende Daten vor, so dass auch für diese Schichten nur die allgemeinen tektonischen Rahmenbedingungen, die mit denen des Nebengebirges übereinstimmen, zusammengestellt werden.

9.1 *Störungen und Störungszonen in der Geosphäre*

Im Kapitel Störungen und Störungszonen in der Geosphäre werden neben den eigentlichen Störungen untergeordnet auch Klüfte behandelt, da auch diese Auswirkungen auf die Entwicklung des Systems haben können. Nach MURAWSKI & MEYER (2010) sind Klüfte feine, nicht oder nur wenig geöffnete Gesteinsfugen, an denen keine wesentlichen Bewegungen stattgefunden haben. Störungen hingegen sind dort definiert als Trennfugen im Gebirge, an denen Verstellungen der angrenzenden Schollen im Zentimeter- bis Kilometerbereich stattgefunden haben. Bei einem lokal gehäuften Auftreten von Störungen, die bei gleicher Ausrichtung auch auf die gleichen Spannungszustände im Gebirge zurückzuführen sind, wird der Begriff Störungzone verwendet.

Störungen entstehen im Gebirge, wenn sich der Spannungszustand in Form von Kompressionen oder Extensionen ändert und eine bruchhafte Deformation mit einer Versatzbewegung entlang der Bruchfläche entsteht. Auslöser solcher Spannungsänderungen können z. B. überregionale tektonische Prozesse, Diapirismus, Subrosion und Karstbildungen mit Einsturz der hangenden Schichten in die entstandenen Hohlräume sein.

Klüfte sind in der Geosphäre zahlreich vorhanden und können neben tektonischen Auslösern auch bei Volumenänderungen des Gesteins, wie sie z. B. beim Abkühlen oder durch Wasserverlust beim Trocknen auftreten, entstehen. Für die Ausbildung von Klüften reichen schon relativ schwache Zugspannungen aus. Häufig entwickeln sie sich als untergeordnete Strukturen in Störungszonen und spiegeln dabei die Auswirkungen lokaler Spannungskonzentrationen wider. Allgemein nimmt daher in der Nähe von Störungen die Zahl begleitender Klüfte zu (LEXIKON DER GEOWISSENSCHAFTEN 2002). Klüfte können aber auch als Folge von temperaturbedingten Kontraktionen oder Extraktionen im Gestein entstehen. Unterschiedliche Gesteine reagieren zudem sehr unterschiedlich auf Spannungsänderungen, so verhalten sich Dolomite z. B. spröder als Kalke, wodurch die Dolomite häufig stärker geklüftet sind als die Kalke (FÜCHTBAUER 1988).

Nach WALTER (2007) wurde im Anschluss an die Muschelkalk-Zeit die seit dem Oberrotliegenden wirksame thermische Subsidenz in der Norddeutschen Senke durch ein West-Ost ausgerichtetes Dehnungsmuster überlagert. Dabei entstand in Schleswig-Holstein der etwa Nord-Süd verlaufende Glückstadt-Graben und weiter im Süden und Osten etwas unschärfer der Rheinsberg-Trog und der sogenannte Gifhorner-Trog (Lage s. Abb. 2).

Mit der Anlage entsprechender Abschiebungen war auch eine erste Mobilisierung von Zechsteinsalzen verbunden. An der Wende Jura/Kreide erfolgte eine erneute Umstellung des tektonischen Regimes auf eine wieder Nord-Süd gerichtete Kompression. Dies führte zu einer Heraushebung weiter Bereiche im Nordosten der Norddeutschen Senke. Im südlichen Teil der Senke kam es durch Reaktivierung tieferreichender NW-SE streichender Seitenverschiebungssysteme zu Krustendehnung und beschleunigter Subsidenz. Davon betroffen waren auch das Niedersächsische Becken und das Altmark-Brandenburg-Becken, die z. T. auch in der betrachteten Fläche liegen. Auch diese Deformationen lösten Salzbewegungen aus.

Mit Beginn der Oberkreide setzte eine tektonisch ruhige Phase ein, die nach WALTER (2007) schon im Verlauf der höheren Oberkreide durch eine einengungsbedingte beckenweite Inversion beendet wurde. Diese Bewegungen führten in der Norddeutschen Senke zu den auch heute noch bestehenden Senken und Hochlagen. Die Mächtigkeitsunterschiede der tertiären Sedimente, die diskordant auf den mesozoischen aufliegen, sind eine Folge der zu dieser Zeit weiterhin anhaltenden deutlichen Salzbewegungen. Untersuchungen,

wie z. B. am Standort Gorleben (KÖTHE et al. 2007), belegen, dass der Diapirismus zu Scheitelgräben in den Deckschichten über Salzstöcken führen kann, da es über dem Salzaufstiegsbereich zu Extension in den überlagernden Schichten kommen kann. Die Ausprägung dieser Scheitelgräben kann durch Subrosion noch verstärkt werden, wenn ein Nachbrechen der Ablaugungsreste dazu führt, dass die Versätze an den Störungen scheinbar erhöht werden.

Die letzte tektonisch aktive Phase liegt in Norddeutschland mehr als zehn Millionen Jahre zurück und ist im Zusammenhang mit der alpidischen Gebirgsbildung zu sehen. Abbildung 53 zeigt einen Überblick über Störungen und Störungszonen in Norddeutschland, deren Verlauf generalisiert wurde.

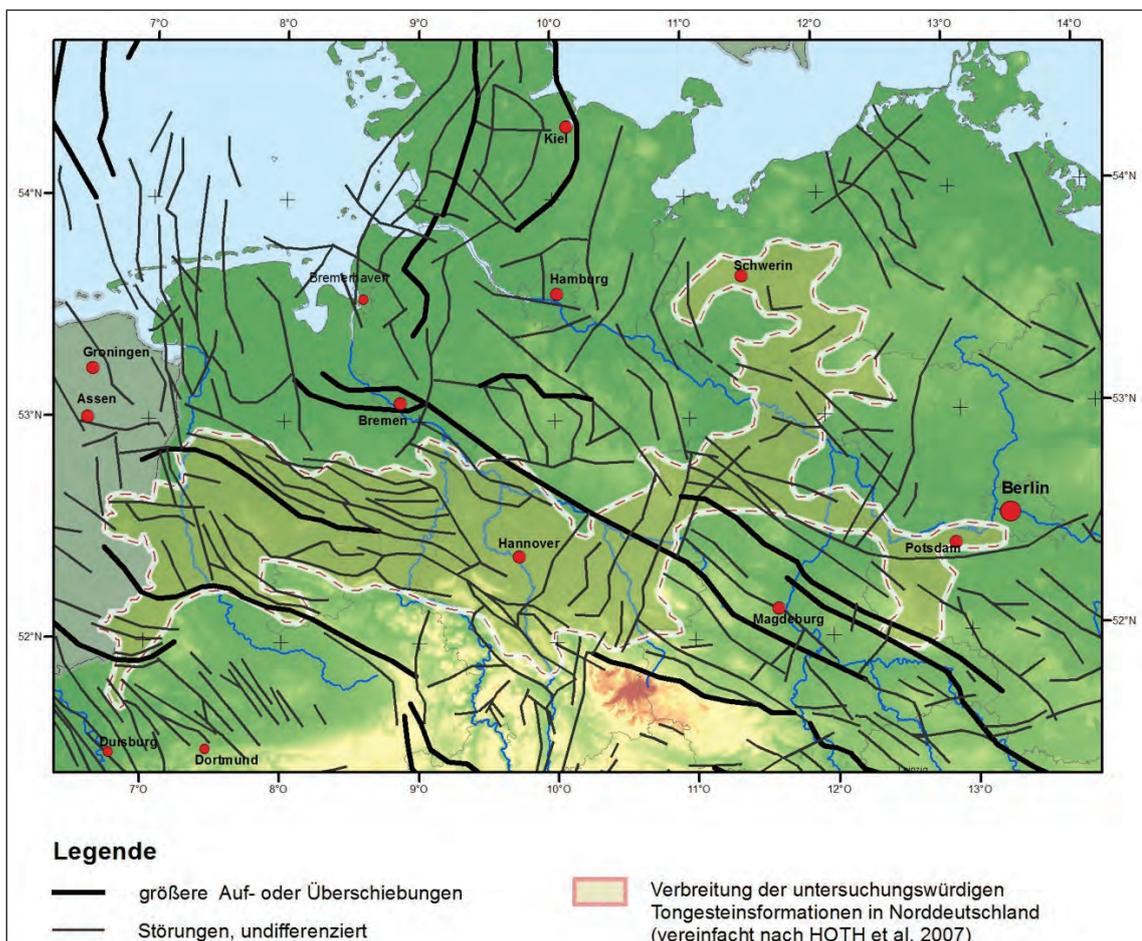


Abb. 53: Zusammenstellung von generalisierten Verläufen von Störungen und Störungszonen in Norddeutschland (geändert nach KLEY 2013 und SCHULZ et al. 2013)

Für das rezente regionale Spannungsfeld im gesamten Norddeutschen Tiefland wird in GRÜNTAL & STROMEYER (1995) eine Kompressionsspannung mit einer maximalen horizontalen NW-SE orientierten Hauptrichtung angegeben, die auch in Abbildung 54 nach HEIDBACH et al. (2008) zu erkennen ist.

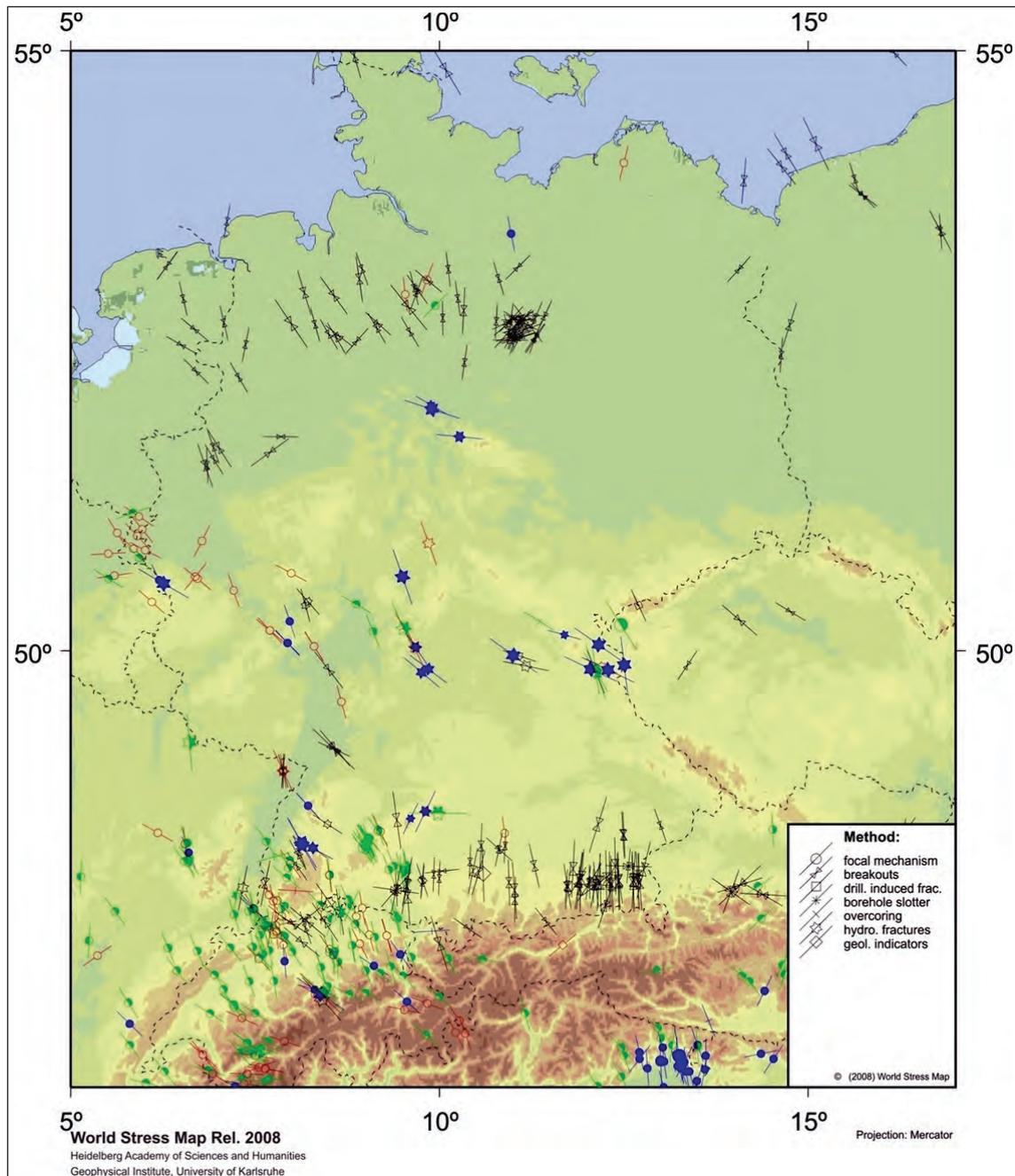


Abb. 54: Spannungsfeld in Deutschland (Richtung entlang der Symbolachsen, nach HEIDBACH et al. 2008, geändert)

Als Auslöser für die herrschenden Spannungen werden das mittelatlantische seafloor spreading und die Nordwärtsdrift der Afrikanischen Platte angegeben. Dadurch ergibt sich ein konstantes Spannungsfeld, das auf großräumigen Plattenbewegungen beruht.

Störungen können Einfluss auf die hydrogeologischen Strömungsverhältnisse haben, wenn sie, wie in Abbildung 55 verdeutlicht, selbst Wegsamkeiten darstellen (1), vorher getrennte Aquiferbereiche miteinander verbinden (2), hier lokale Aufhebung der Stockwerksgliederung oder verbundene trennen (3).

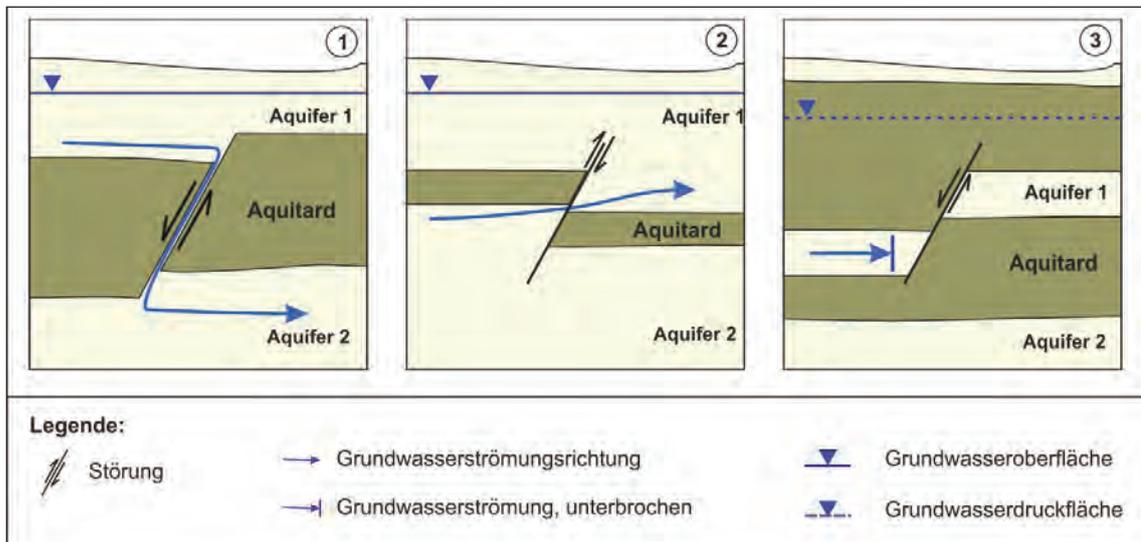


Abb. 55: Schema unterschiedlicher Einflüsse von Störungen auf die Grundwasserströmung (geändert nach MRUGALLA 2011)

In Tongesteinen kann es unter Beteiligung von freiem Wasser abhängig vom Anteil an quellfähigen Tonmineralen dazu kommen, dass Klüfte und/oder kleinräumige Störungen nach ihrer Entstehung durch den Quelldruck wieder geschlossen werden. Im Gebirge kann zudem die Mineralisation (z. B. Bildung von Kalzit, Eisenoxiden) die hydraulische Durchlässigkeit von Klüften oder Störungen verhindern. Untersuchungen und Beobachtungen in Bohrungen und Tunneln im Opalinus-Ton weisen darauf hin, dass sich die hydraulische Durchlässigkeit von Störungen praktisch nicht von derjenigen des ungestörten Tongesteins unterscheidet, sofern die Gesteinsüberlagerung mindestens 200 m beträgt (NAGRA 1994; NAGRA 2008). Daher kann nicht davon ausgegangen werden, dass die Entstehung von Klüften oder Störungen automatisch eine anhaltende Veränderung der hydraulischen Durchlässigkeit bewirkt. Vor allem in Tongesteinen ist im Einzelfall zu klären, welche Auswirkungen die vorhandenen Störungen und Klüfte auf andere Prozesse haben und wie sie sich in Zukunft weiterentwickeln werden.

9.2 *Zukünftige Entwicklung von Störungen und Störungszonen in der Geosphäre*

In der nächsten einen Million Jahre wird für das Norddeutsche Becken aufgrund der plattentektonischen Lage kein Übergang in eine tektonisch aktivere Phase erwartet, die zur Anlage oder Reaktivierung von Störungszonen führt. Die Bildung kleinräumiger Störungen oder Klüfte, z. B. in Karstgebieten oder über Salzstöcken durch subrosionsbedingte Einbrüche, kann lokal nicht ausgeschlossen werden. Eine Beeinflussung anderer Prozesse ist durch solche Strukturen nicht oder nur in sehr geringem Umfang zu erwarten.

Außerdem muss insbesondere in Bereichen von Tongesteinen geklärt werden, ob ein weiteres Quellen der Tonminerale in der nächsten einen Million Jahre ablaufen kann. Dieser Prozess könnte bewirken, dass bereits vorhandene Störungen und Klüfte geschlossen werden.

Die Ungewissheiten im Zusammenhang mit dem Spannungsfeld in Norddeutschland sind als sehr gering einzuschätzen, da es im gesamten westeuropäischen Raum stabil ist und kaum Variationen aufweist. Außerdem liegt die betrachtete Fläche auf der europäischen Platte in großem Abstand zu den Plattengrenzen, was sich in einer Million Jahre auch nicht ändern wird. Einflüsse von Spannungsänderungen an den Plattengrenzen sind daher in diesem Bereich nicht zu erwarten.

Ungewissheiten bestehen hauptsächlich in Bezug auf lokale Entwicklungen, wie in Karstgebieten oder Bereichen, die von Subrosion betroffen sind. Grundsätzlich können dort kleinräumige Störungen und/oder Klüfte entstehen. Ob und wann das geschieht ist jedoch ungewiss. Auch wie stark diese Strukturen in andere Prozesse eingreifen würden, kann nur im Einzelfall geklärt werden. Auf jeden Fall sind zu einer genaueren Abschätzung der zukünftigen Entwicklung von Störungen und Klüften lokale Untersuchungsdaten und die Kenntnisse des regionalen Umfeldes nötig. Dies gilt auch für Störungen, die durch Glazialtektonik entstehen können. In Gebieten, die in zukünftigen Kaltzeiten häufiger und länger unter Eisbedeckung liegen, muss lokal geklärt werden, ob im Untergrund Voraussetzungen gegeben sind, die die Entstehung solcher Störungen ermöglichen (vgl. Kap. 7.5, Abb. 46).

9.3 Halokinese und Subrosion in Norddeutschland

Im Untergrund Norddeutschlands liegen zahlreiche Salinarstrukturen vor (Abb. 56), deren Aufstieg (Halokinese) und Ablaugung (Subrosion) Prozesse darstellen, die die Geosphäre weiterhin beeinflussen. Unter dem Begriff Halokinese (TRUSHEIM 1957) werden die Prozesse zusammengefasst, die auf der schwerkraftbedingten Salzbewegung beruhen und z. B. zur Ausbildung von Salzkissen oder Salzstöcken führen. Allgemeine Voraussetzungen für den Ablauf der Halokinese sind eine ausreichende Mächtigkeit von primär abgelagertem, mobilisierbarem Salz, ein ausreichender Überlagerungsdruck, der von jüngeren Gesteinen mit höherer Dichte erzeugt wird und das Vorhandensein von Schwächezonen im Deckgebirge. In Norddeutschland wurden häufig Störungen im präsalinaren Sockel nachgewiesen, deren Bewegungen den Salzaufstieg auslösten.

Die salinaren Ablagerungen und Strukturen enthalten wasserlösliche Evaporite, die durch den Kontakt mit gering mineralisierten Grundwässern abgelaugt werden können. Dieser als Subrosion bezeichnete Prozess kann z. B. an einer Salzstockoberfläche eine Reduzierung des Salinars hervorrufen, die zu einer Verringerung der Gesamtmächtigkeit eines Salzstocks führt. Schwer lösliche Minerale des Salinars werden kaum bis gar nicht abgelaugt, sie verbleiben im Fall einer Anreicherung als Hutgestein im Topbereich der Struktur und verlangsamen dort den weiteren Ablauf der Subrosion. In Bereichen, in denen die Subrosion schneller abgelaufen ist, oder das entstandene Hutgestein nicht ausreichend kompaktiert wurde, können im Untergrund Hohlräume entstehen. Brechen diese ein, kann es in den überlagernden Schichten zur Ausbildung von Störungen und Klüften kommen. Abhängig von der Größe des Hohlraumes und vom Abstand zur Geländeoberfläche besteht die Möglichkeit zur Bildung von Einsturztrichtern und somit auch einer Beeinflussung der Topographie.

In Norddeutschland sind für die Halokinese ausreichend mächtige saline Schichten vor allem im Zechstein zur Ablagerung gekommen. Untergeordnet treten sie auch am Übergang vom Buntsandstein zum Muschelkalk (Rötsalinar), im Keuper (im zentralen Beckenbereich) und im Malm auf. Abbildung 56 zeigt die in Norddeutschland vorkommenden Salinarstrukturen und ihre stratigraphische Alterseinstufung (vgl. a. REINHOLD et al. 2008).

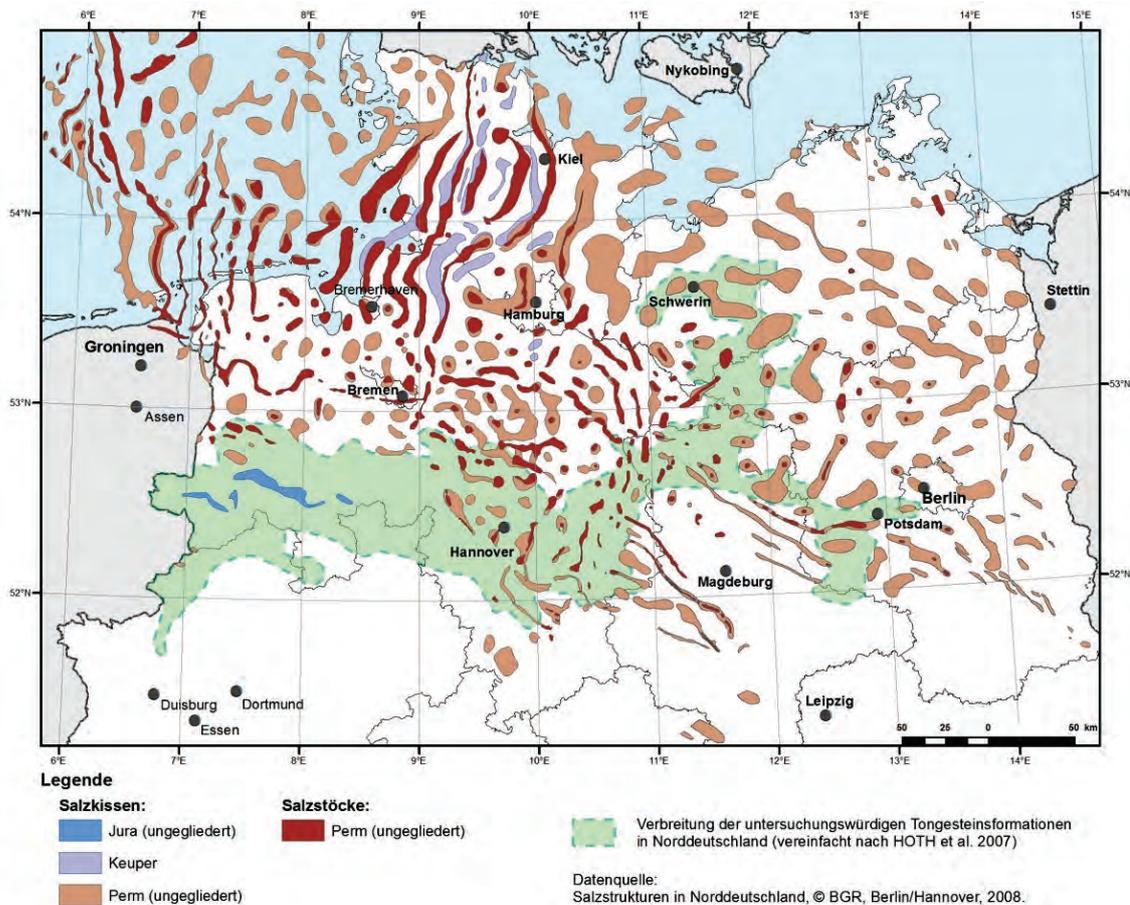


Abb. 56: Salzstrukturen und ihre stratigraphische Alterseinstufung in Norddeutschland

Im Hangenden dieser Ablagerungen wurden meist klastische Sedimente, wie Ton- bis Sandsteine, aber auch Kalk- und Mergelsteine, sedimentiert (vgl. Kap. 4). Begünstigt wird der Salzaufstieg, wenn das Salinar eine hohe Kriechfähigkeit und eine große Schichtmächtigkeit aufweist. Weitere begünstigende Faktoren sind Störungen im Deckgebirge und/oder im Sockelbereich sowie der lithologische und strukturelle Aufbau des Deckgebirges, vor allem wenn er mit Schwächezonen einhergeht. Eine Salzstockbildung kann vor allem in solchen Bereichen auch zur Ausbildung von Scheitelgräben über dem Aufstiegsbereich führen. Im Zuge des Salzaufstiegs verringert sich die ursprüngliche Mächtigkeit im Abwanderungsbereich des Salinars, was zur Ausbildung von Randsenken führt. Eine spätere Sedimentation kann jedoch zur Einebnung dieser Senken beitragen.

Die Halokinese wies nach WALTER (2007) überregional Höhepunkte in der Trias und in der Oberkreide auf. Das erste Einsetzen der halokinetisch bedingten Salzdiapirbildung wird dort, auch für den Bereich der Norddeutschen Senke, in die mittlere bis späte Trias eingestuft. Weitere erhebliche Salzbewegungen fanden dort, laut den Ausführungen in WALTER (2007), im Jura zeitgleich zur beschleunigten Subsidenz statt. Anhand von

Mächtigtkeitsmodifikationen tertiärer Schichten ist eine anhaltende deutliche Salzbewegung bis in diese Zeit belegt. Abhängig von den jeweiligen geologischen Randbedingungen sind lokal auch davon abweichende Bewegungshöhepunkte möglich.

Innerhalb der betrachteten Fläche kommen Salzstrukturen hauptsächlich im östlichen Teil vor. Wie Abbildung 56 zu entnehmen handelt es sich dabei um Salzstöcke und -kissen, deren saline Schichten im Perm zur Ablagerung kamen. Daneben sind im Westen auch Salzkissen aus jurassischen Schichten vorhanden.

9.4 *Zukünftig zu erwartende Entwicklung der Halokinese und Subrosion*

Die meisten Salzstöcke in Norddeutschland haben ihre Entwicklung weitestgehend abgeschlossen, so dass in Zukunft keine deutlichen Einflüsse der Halokinese auf die Geosphäre zu erwarten sind. Eine genaue Bewertung dieses Prozesses kann jedoch nur lokal anhand von Erkundungsdaten für einzelne Salzstrukturen und ihr direktes Umfeld erfolgen. Bei andauernden Restbewegungen kann es zu geringen Verstellungen innerhalb des Deckgebirges von Salzstrukturen kommen, was vor allem dann zutrifft, wenn im Topbereich aufstiegsbedingte Störungen vorhanden sind. Weiterhin kann nicht ausgeschlossen werden, dass es im Zuge einer intensiven Kaltzeit mit einem mächtigen Inlandgletscher durch die Eisauflast zeitlich begrenzt im nordöstlichen Bereich der betrachteten Fläche zu gesteigerten Salzbewegungen kommt. Für die nächste eine Million Jahre kann zumindest die Neubildung von Salzstöcken oder -kissen ausgeschlossen werden, da der Zeitraum dafür zu kurz ist und sich zudem ungefähr seit dem Ende des Tertiär ein überregional wirksamer Trend zur Abschwächung der Halokinese abzeichnet.

Eine Prognose der zukünftigen Auswirkungen der Subrosion kann aufgrund der lokal sehr unterschiedlichen Rahmenbedingungen für die gesamte betrachtete Fläche nicht vorgenommen werden. Eine Bewertung dieses Prozesses kann ebenfalls nur anhand von Erkundungsdaten lokal erfolgen. Liegt die Oberfläche einer Salinarstruktur unter einer mächtigen Sedimentbedeckung ohne einen Kontakt zu zirkulierenden gering mineralisierten Wässern, ist es möglich, dass in der nächsten einen Million Jahre keine Subrosion stattfindet.

Die Hauptungewissheit für die Bewertung der zukünftigen Halokinese, und vor allem der zukünftigen Subrosion, liegt in der starken Abhängigkeit von den lokalen Rahmenbedingungen. Ohne diese Bedingungen genau zu kennen, kann eine Abschätzung der Prozessauswirkungen nicht erfolgen. Ungewiss ist auch, ob eine Eisauflast, die zeitlich begrenzt vorhanden ist und in dieser Zeit klimatisch bedingt Mächtigkeitsschwankungen aufweist, ausreicht, um im Untergrund zu einer Erhöhung der Salzbewegungsraten zu führen.

10 Hydrogeologie

Das Kapitel Hydrogeologie umfasst eine Übersichtsbeschreibung der herrschenden Randbedingungen in Bezug auf die Grundwasserströmung und den -chemismus sowie deren Änderungen im Verlauf von einer Million Jahre in die Zukunft. Es folgt eine Zusammenstellung der geologischen Einflussfaktoren und schließlich eine Betrachtung der Ungewissheiten bei der Prognose der zukünftigen Entwicklung des Systems.

Grundwasser ist in der DIN 4049 definiert als unterirdisches Wasser, das die Hohlräume der Erdrinde zusammenhängend ausfüllt und dessen Bewegung ausschließlich oder nahezu ausschließlich von der Schwerkraft und den durch die Bewegung selbst ausgelösten Reibungskräften bestimmt wird.

Entsprechend den Vorgaben durch die Grundwasserrahmenrichtlinie der Europäischen Union (EU WRRL) erfolgte in den Bundesländern eine einheitliche Einteilung in Grundwasserkörper, deren Rahmenbedingungen beschrieben wurden. Grundwasserkörper wurden im Artikel 2 der EU WRRL (EG 2000/60 2000) definiert als ein abgegrenztes Grundwasservolumen innerhalb eines oder mehrerer Grundwasserleiter.

10.1 Grundwasserströmung in der Geosphäre

Die Strömung des Grundwassers in der Geosphäre ist von verschiedenen Parametern abhängig und beruht zunächst darauf, dass sich das Wasser in einem Grundwasserleiter schwerkraftbedingt vom höheren zum niedrigeren Potenzial bewegt. Das Potenzial kann durch ein Druckgefälle bei einer geneigten Grundwasseroberfläche entstehen, oder es liegt eine Dichteströmung vor, die konzentrations- oder temperaturabhängig ist. Ein Grundwasserleiter ist nach Artikel 2 der EU WRRL (EG 2000/60 2000) definiert als eine unter der Oberfläche liegende Schicht oder Schichten von Felsen oder anderen geologischen Formationen mit hinreichender Porosität und Permeabilität, so dass entweder ein nennenswerter Grundwasserstrom oder die Entnahme erheblicher Grundwassermengen möglich ist. Bei den Grundwasserleitern wird zwischen Poren-, Kluft- und Karstgrundwasserleitern unterschieden, wobei auch Mischformen vorliegen können.

Die Porosität und die Permeabilität der Sedimente sind wichtige Kennwerte für die hydrogeologische Gliederung. Eine Grundwasserströmung ist in Lockergesteinen möglich, wenn durch eine Vernetzung der Poren mit der Schaffung von Fließwegen die effektive Porosität hoch genug ist. Die effektive Porosität kann dabei kleiner bis gleich der Gesamtporosität in der jeweiligen Schicht sein. Die Permeabilität ist das Maß für die Durchströmbarkeit der porösen Schichten, die mit Hilfe der Durchlässigkeitsbeiwerte (k_f -Werte) als Grundwasserleiter oder -geringleiter typisiert werden. Bis zu einem k_f -Wert von 10^{-5} m/s wird eine hydrogeologische

Einheit als Grundwasserleiter angesehen. Im Zuge der Umsetzung der EU WRRL wurde von den Staatlichen Geologischen Diensten Deutschlands eine vereinheitlichte Beschreibung der Grundwasserleiter und ihrer Eigenschaften erarbeitet. Die hydrostratigraphische Gliederung Niedersachsens ist in REUTTER (2011) veröffentlicht und gibt einen Überblick über die Einteilung der hydrostratigraphischen Einheiten in Durchlässigkeitsklassen basierend auf k_f -Wert-Bereichen. Eine Erläuterung der hydrogeologischen Räume und Teilräume in Niedersachsen erfolgte in ELBRACHT et al. (2007). Diese Veröffentlichungen enthalten detailliertere Informationen zu Teilbereichen, die z. T. auch innerhalb der betrachteten Fläche liegen. Sie können zur ergänzenden Information von den Internetseiten des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie (www.lbeg.niedersachsen.de) heruntergeladen werden.

Im Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) BMU (2003) wurden deutschlandweit Daten zusammengestellt, die u. a. auch die hydraulische Durchlässigkeit der oberflächennahen Schichten wiedergeben. Abbildung 57 zeigt basierend auf diesen Daten die Grundwasserleitertypen, die innerhalb der betrachteten Fläche vorkommen.

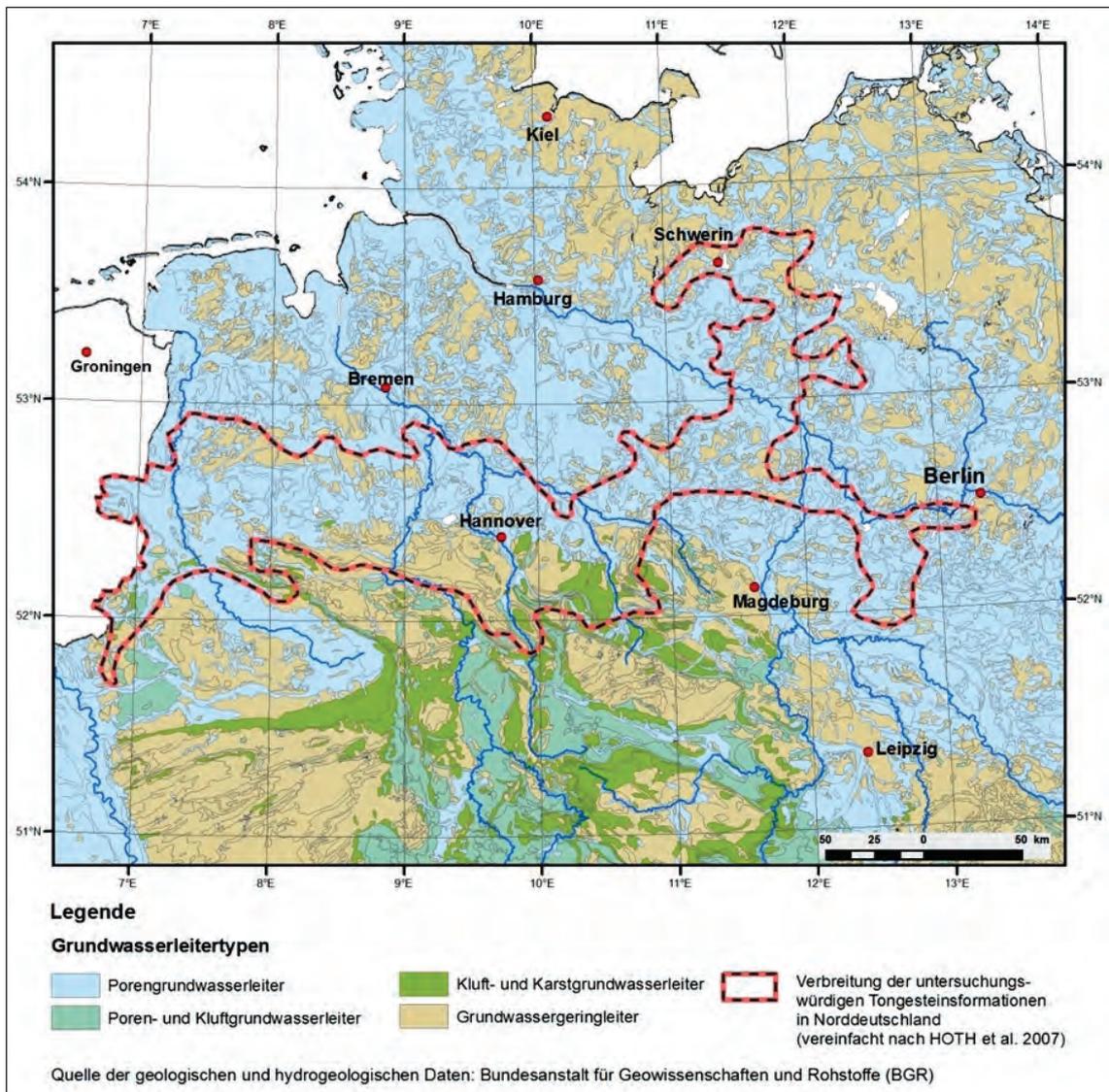


Abb. 57 Ausschnitt aus der Übersichtskarte Hydrogeologie des hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) (geändert nach BMU 2003)

Weite Teile des oberflächennahen hydrogeologischen Systems sind im betrachteten Bereich geprägt durch känozoische Lockergesteinsablagerungen, die die Porengrundwasserleiter aufbauen (hellblaue Flächen). In den südlichen Teilen dieses Bereichs treten auch kombinierte Poren- und Kluftgrundwasserleiter (helltürkis gefärbte Flächen) auf, die zu- meist aus halbverfestigten Sandsteinen oder auch aus verschiedenen Sand-, Mergel-, Tonstein-Wechselfolgen bestehen. Eine weitere Mischform, deren Verbreitung südöstlich von Hannover häufig ist, sind die Kluft- und Karstgrundwasserleiter (grüne Flächen). Sie werden innerhalb des betrachteten Bereichs vorwiegend aus Kalksteinen, untergeordnet jedoch auch aus Dolomit- und Mergelsteinen, aufgebaut. Das Grundwasser fließt in diesen Bereichen entlang von Klüften oder Karsthohlräumen mit wechselnden Geschwindigkeiten, die in Zeiten mit hohen Niederschlagsmengen ebenfalls hoch sein können. Auch die

Fließrichtung weist in diesen Aquiferen eine hohe Variationsbreite auf und kann daher meist nur lokal bewertet werden. Je nach Fließgeschehen kann auch ein Stoffein- oder Stoffaustrag sehr schnell erfolgen. Im Gegensatz dazu findet in Grundwassergeringleitern (beige Flächen) ein stark verlangsamtes Grundwasserfließen statt, das bis hin zu stagnierenden Verhältnissen reichen kann. In dem Teil des betrachteten Bereichs, der innerhalb des Norddeutschen Tieflandes liegt, handelt es sich bei den oberflächennahen Sedimenten, die diesen Aquifertyp aufbauen, hauptsächlich um Geschiebemergel. Im südlichen Bereich, der im Umfeld der Mittelgebirgsregion liegt, kommen auch Ton- und Schluffsteine sowie Mergelsteine vor.

Die Flüsse fungieren im Norddeutschen Tiefland in der Regel als Vorfluter, d. h. der Abfluss des Grundwassers ist in den oberflächennahen Porengrundwasserleitern auf die Flüsse hin ausgerichtet. Entsprechend der Topographie ist auch die Grundwasseroberfläche ohne ein ausgeprägtes Relief ausgebildet. Sie weist zudem ein überwiegend flaches Gefälle auf, das im Promillebereich liegt. Der Flurabstand ist meist gering und liegt im Dezimeter- bis Meterbereich, so dass die Grundwasserscheiden in den Porengrundwasserleitern meist fast identisch mit den Wasserscheiden der Oberflächengewässer sind.

Mit zunehmender Tiefe nimmt in Norddeutschland der Anteil der Festgesteine zu, wodurch Porengrundwasserleiter seltener auftreten. Lediglich im Bereich der tiefen glazigenen Rinnen kann dieser Aquifertyp auch bis in größere Tiefen reichen. Wurde die Rinne in einem Grundwassergeringleiter angelegt und mit sandigen Sedimenten gefüllt, kann sie eine Vorzugsrichtung für die Grundwasserströmung darstellen. Es kann sich dann bei einem vorliegenden Gefälle in einem ansonsten stagnierenden Umfeld eine Strömung ausbilden.

10.2 Zukünftige Entwicklung der Grundwasserströmung

In der nächsten einen Million Jahre werden Veränderungen der Grundwasserströmung in der betrachteten Fläche hauptsächlich in den oberflächennahen Bereichen vorkommen. Im Zuge der zukünftig zu erwartenden Kalt- und Warmzeiten wird das quartäre Lockergestein umgestaltet werden, so dass dort neue Grundwasserleiter bzw. -geringleiter abgelagert, oder bereits bestehende erodiert werden. Insgesamt wird die Situation trotz lokaler Unterschiede mit der heutigen vergleichbar sein, da sie weiterhin durch die gleichen Prozesse beeinflusst wird. In größeren Tiefen werden kaum bis keine Veränderungen der vorliegenden geologischen Situation erfolgen, so dass die dortigen Schichten ihre hydraulischen Eigenschaften weiterhin beibehalten werden. Lediglich bei der Neuanlage von tiefen glazigenen Rinnen, die mit denen der Elster-Kaltzeit vergleichbar sind, wären Eingriffe in das Fließgeschehen in den tiefen Aquiferen möglich.

Temporär wird es in Zukunft vor allem unter Permafrostbedingungen zu einem Erliegen der Grundwasserbewegung kommen, da in diesen Zeiten großflächig keine Grundwasserneubildung erfolgt und das Gefrieren des Porenwassers ein Strömen unterbindet (vgl. a. Kap. 6.1).

Die strukturelle Vielfalt der Grundwassersysteme innerhalb der betrachteten Fläche und die Vielzahl der Einflussfaktoren, deren Eintreten zeitlich nicht genau prognostizierbar ist, bedingt, dass die räumliche und zeitliche Änderung der Grundwasserströmung in diesem Bereich nicht exakt vorhersagbar ist. Es können lediglich typische Entwicklungen, wie sie z. B. unter Permafrostbedingungen ablaufen, beschrieben werden. Doch auch für diese Prozesse gilt, dass deren zeitliches Eintreten entsprechend der Ungewissheiten der Klimaprognose (s. Kap. 5.4) in der Zukunft nicht exakt datiert werden kann.

10.3 Hydrochemische Verhältnisse in der Geosphäre

In der grundwassererfüllten Geosphäre stellen sich durch Auflösungen und Ausfällungen abhängig von der Zusammensetzung der Gesteine sowie durch die Art und Menge der gelösten Stoffe im Grundwasser bestimmte hydrochemische Verhältnisse ein. Basierend auf dem Lösungsinhalt kann eine hydrochemische Typisierung der Grundwässer vorgenommen werden.

Einen Überblick über die allgemeine hydrochemische Abhängigkeit der Grundwässer von der Lithologie gibt z. B. die DVWK-Schrift 125 (HÖTZEL & WITTHÜSER 1999). Nachfolgend wird die dort beschriebene lithologiebezogene Ausgangsbeschaffenheit der Grundwässer für Sedimentgesteine (S. 31 f) zusammenfassend wiedergegeben.

Wesentlich sind bei **klastischen Lockergesteinen** die Beschaffenheit des Ausgangsmaterials und die Sedimentationsbedingungen. Sie bauen meist Porengrundwasserleiter auf, bei denen die Kontaktfläche zwischen Grundwasser und Gestein groß ist. Insbesondere bei geringen Strömungsgeschwindigkeiten kann ein Gleichgewicht zwischen Gesteins- und Grundwasserbeschaffenheit entstehen.

Grundwässer in **kalk- oder gipshaltigen Lockergesteinen** weisen oft deutlich erhöhte Erdalkali- und Hydrogenkarbonatgehalte sowie höhere Sulfatgehalte auf.

Typische Gehalte sind:

Ca ²⁺	50 – 200 mg/l
Mg ²⁺	10 – 50 mg/l
HCO ₃ ⁻	100 – 250 mg/l
SO ₄ ²⁻	50 – 300 mg/l

Die Verzahnung verschiedener Sedimente (v. a. Ton- und Schlufflagen) bewirkt eine stark variierende Grundwasserbeschaffenheit. Die hohe Ionenaustauschkapazität von Tonen führt dazu, dass sich Ionenaustauschwässer entwickeln, die z. B. durch erhöhte Na⁺-Gehalte gekennzeichnet sind.

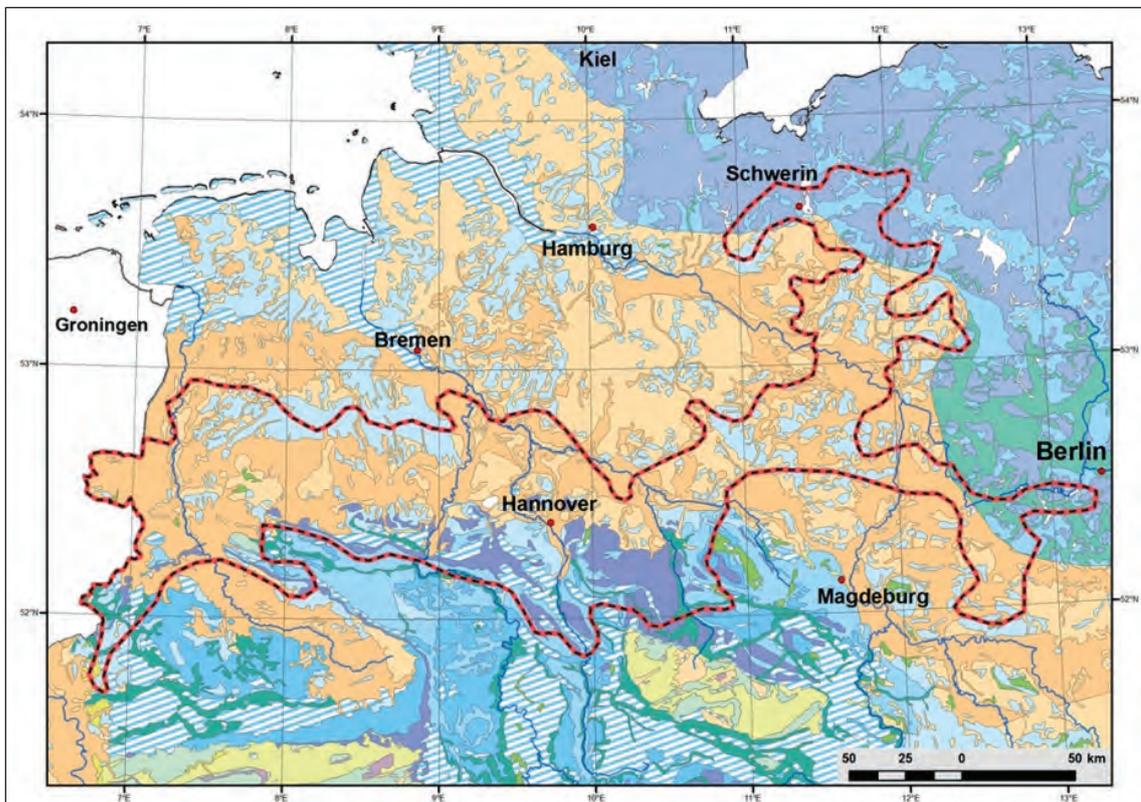
In **Karbonatgesteinen** hängt der Chemismus der Grundwässer vom Gehalt freier Kohlensäure ab, der meist bei 20 bis 50 mg/l liegt. Damit können im Grundwasser etwa 150 bis 300 mg/l Kalk gelöst werden.

Sandsteine und Konglomerate können eine karbonatische oder kieselige Matrix aufweisen und abhängig davon basische oder saure Grundwässer führen. In rein kieseligen Gesteinen kommen Grundwässer mit sehr geringen Lösungsgehalten vor. Häufig sind pH-Werte von 5 bis 6.

Gips- oder Anhydritgesteine weisen hohe Konzentrationen von SO₄²⁻ sowie Ca²⁺ und Mg²⁺ auf. Es können auch gesättigte CaSO₄-Wässer vorliegen, bei denen nur noch Mg²⁺ in Lösung gehen kann.

Grundwässer, die im Kontakt mit **Salinargesteinen** stehen, weisen sehr hohe Gehalte an SO₄²⁻, Cl⁻, Ca²⁺, Mg²⁺ und Na⁺ auf. Der Gesamtlösungsgehalt (TDS) kann in diesen Zonen 200 g/l übersteigen.

Eine Kartendarstellung der geogenen Grundwasserbeschaffenheit erfolgte z. B. im Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) (BMU 2003). Abbildung 58 zeigt einen Ausschnitt aus der Atlaskarte 5.7, in dem die dort vorgenommene Typisierung für Norddeutschland und den Bereich der betrachteten Fläche dargestellt ist.



Quelle der geologischen und hydrogeologischen Daten: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR)

Legende

Chemismus der Wasser	Erdalkalisch-karbonatisch	Erdalkalisch-karbonatisch und karbonatisch schwach sulfatisch	Erdalkalisch-karbonatisch schwach sulfatisch	Erdalkalisch karbonatisch-schwach sulfatisch und karbonatisch-sulfatisch	Erdalkalisch karbonatisch-sulfatische	Erdalkalisch-sulfatisch, auch sulfatisch-karbonatisch, z. T. stärker alkalisch	Erdalkalisch mit stark wechselndem Anionengehalt
TDS-Gehalte							
50 - 200 mg/l							
200 - 350 mg/l							
350 - 500 mg/l							
500 - 700 mg/l, vereinzelt bis < 1000 mg/l							
200 - 700 mg/l stark wechselnde Lösungsgehalte							

Verbreitung der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen in Norddeutschland (vereinfacht nach HOTH et al. 2007)

Abb. 58 Ausschnitt aus der Karte der geogenen Grundwasserbeschaffenheit des hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) (geändert nach BMU 2003)

Im Bereich der betrachteten Fläche dominieren in der Lockergesteinsregion des Flachlandes erdalkalische Wässer mit stark wechselndem Anionengehalt. Im südwestlichen Bereich der Fläche sowie im Umfeld von Potsdam treten hauptsächlich erdalkalisch-karbonatische, schwach sulfatische Wässer auf und südöstlich von Hannover kommen hauptsächlich erdalkalisch-karbonatische und karbonatische, schwach sulfatische Wässer vor. Für diese Typisierung wurden Wasserproben bis in eine Tiefe von maximal 100 m verwendet (weitere Angaben zur Methodik vgl. Kap. 5.7 im HAD). Tabelle 2 gibt auszugsweise einen Überblick über die im HAD aufgeführten statistischen Kennwerte zum Lösungsinhalt wieder.

Die zuvor zusammengestellten Grundwassertypen geben hauptsächlich die rezente Situation in Oberflächennähe wieder, Wasserproben aus größeren Tiefen liegen auf die für den HAD ausgewertete Fläche bezogen seltener vor und weisen häufig einen durch verschiedene Einflüsse abweichenden Chemismus auf. Letzteres ist meist darauf zurückzuführen, dass die tiefen Grundwässer oft stagnieren und es so über lange Zeiträume durch die Dichteströmung oder das Konzentrationsgefälle zu einem Aufsalzen kommt. Insbesondere in Norddeutschland ist diese Tiefenstufung stark ausgeprägt, da aufgrund der zahlreich vorhandenen Salzstöcke und -kissen eine Beeinflussung durch hochsalinare NaCl-Wässer vorhanden ist. Im Fall von hoch liegenden Salzstrukturen oder jüngeren evaporitischen Zwischenlagen, wie z. B. aus der Trias, kann es auch oberflächennah zu hohen NaCl-Gehalten und damit einhergehend hohen TDS-Werten im Grundwasser kommen. Häufig bilden sich dabei auch Salzwasserfahnen in Grundwasserleitern aus.

Tab. 2: Auszug aus den statistischen Kennwerten zum Lösungsinhalt aus dem HAD

Hydrogeologische Unterregion		Lösungs- inhalt [mg/l]	Härte [°dH]	Wasser-Typ
Talsand- und Schotterflächen	Präweichsel Norddeutschland	200 – 400	0 – 12	erdalkalisch (Ca), z. T. schw. alkalisch, stark variierender Anionengehalt
	Weichsel Norddeutschland	300 – 500	8 – 12	erdalkalisch (Ca), z. T. schw. alkalisch, (immer karbonatbetont)
Sander, Hochflächen-sande	Präweichsel Norddeutschland	150 – 350	0 – 12	erdalkalisch (Ca) u. schw. alkalisch, sehr wechselhafter Anionengeh., (überw. karbonatisch-sulfatisch, auch rein karbonatisch u. sulfatisch)
	Weichsel Norddeutschland	300 – 500	8 – 18	Ca-karbonatisch schw. sulfatisch, (bei Küsten- versalzung stark erhöhte Cl-Gehalte (200–<1000))
Beckenablagerungen Tertiär	Nord- und Mitteldeutschland	300 – 500	8 – 18	Ca-karbonatisch- sulfatisch, sulfatisch-karbonatisch, (sulfatreiche oft schw. alkalisch)
Moränenbildungen	Präweichsel Norddeutschland	200 – 450	0 – 12	Ca-karbonatisch bis karbonatisch-sulfatisch (Kalkgehalt steigt mit Tiefe an)
	Weichsel Norddeutschland	400 – 550	12 – 18	Ca-karbonatisch u. karbonatisch-schw. sulfatisch (bei Küstenversalzung stark erhöhte Cl-Gehalte (200 – < 1000))
Mergelsteine	Mittelgebirge	400 – 650	18 – 30	Ca- u. Ca-Mg- karbonatisch-schw. sulfatisch
Mesozoische Kalksteine	Mittelgebirge	450 – 650	12 – 30	Ca- u. Ca-Mg- karbonatisch u. karbonatisch-schw. sulfatisch
Feinsandsteine und Tonsteine	Norddeutsche Mittelgebirge	250 – 500	0 – 30 (stark variierend)	Ca-Mg-karbonatisch- schw. sulfatisch
Talfüllungen Mesozoikum	Mittelgebirge	400 – 650	12 – 30	Ca- u. Ca-Mg- karbonatisch-schw. sulfatisch u. -karbonatisch-sulfatisch

10.4 Zukünftige Entwicklung der hydrochemischen Verhältnisse

Die zukünftige Entwicklung der hydrochemischen Verhältnisse im Bereich der betrachteten Fläche hängt von mehreren Faktoren ab. Im Lauf der Zeit verändern sich die hydrochemischen Prozesse z. B. durch Erosion (Kap. 8.6), Sedimentation (Kap. 8.4) oder im Zuge einer Meeresüberflutung (Kap. 8.2), wenn dadurch andere Gebirgsbereiche durchströmt werden, die aufgrund eines veränderten Stoffeintrags zur Einstellung eines anderen chemischen Gleichgewichts führen. Während einer Meeresüberflutung wirkt in den meeresbodennahen Zonen der Geosphäre zusätzlich der Chemismus des Meerwassers ein. Je nachdem, wie intensiv diese Bereiche nach dem Rückzug des Meeres mit neugebildetem Grundwasser durchströmt werden, können diese Beeinflussungen des Meerwasserchemismus unterschiedlich lange in der Geosphäre wirken. Aus diesem Zusammenhang wird die Kopplung der hydrochemischen Verhältnisse an die Grundwasserströmung als ein weiterer Einflussfaktor deutlich. Auch ohne den Einfluss einer Meeresüberdeckung können geänderte Grundwasserströmungen andere Wassertypen in das Gebiet einbringen und so die ablaufenden Austauschvorgänge beeinflussen. Umgekehrt kann die hydrochemische Zusammensetzung auch auf die Geschwindigkeit der Grundwasserströmung einwirken, z. B. fließen hochversalzene Wässer aufgrund der höheren Viskosität im Vergleich zu Süßwässern langsamer.

In Zukunft kann auch weiterhin davon ausgegangen werden, dass der im gesamten norddeutschen Raum verbreitete Anstieg der TDS-Werte mit zunehmender Tiefe bestehen bleibt, da die eingreifenden Prozesse mit zunehmender Tiefe weniger oder gar nicht mehr wirken. Aber auch nach tiefgreifenden Änderungen mit erhöhten Süßwassereinträgen, z. B. durch große Schmelzwassermengen am Ende einer Kaltzeit, wird sich dieser u. a. dichtebedingte Gleichgewichtszustand wieder einstellen.

Eine genaue Prognose der zukünftigen Änderungen der hydrochemischen Verhältnisse ist vor allem für die oberflächennahen Bereiche ebenfalls nicht möglich, da nicht bekannt ist, welche genaue Zusammensetzung die zukünftig zur Ablagerung kommenden Sedimente im betrachteten Gebiet haben werden. Austauschvorgänge mit diesen Ablagerungen werden den sich einstellenden Grundwassertyp jedoch maßgeblich beeinflussen.

11 Kohlenwasserstoffe

11.1 Kohlenwasserstoffvorkommen in Norddeutschland

Über organisches Material eingebrachte Kohlenwasserstoffe (KW) sind ein natürlicher Bestandteil der Geosphäre. In MÜLLER (1999) sind sie als chemische Verbindungen definiert, deren Moleküle nur Kohlenstoff (C) und Wasserstoff (H) enthalten und Ketten oder Ringe in unterschiedlicher Zusammensetzung (C_mH_n) bilden. Bei den Heterozyklen-KW werden zusätzlich noch die Elemente Chlor (Cl), Schwefel (S), Stickstoff (N) usw. eingebaut. Die KW liegen rezent abhängig von ihrer Zusammensetzung und ihren Bildungsbedingungen in gasförmiger, flüssiger oder fester Form vor.

Die für die KW-Bildung nötigen organischen Stoffe werden während der Sedimentation, z. B. über pflanzliches oder tierisches Material, in die Geosphäre eingetragen. Aus solchen organischen Überresten können unter günstigen Druck- und Temperaturbedingungen, wie bei einer Absenkung in größere Tiefen, in den Sedimenten (Muttergestein) Kohle und Erdöl bzw. Erdgas gebildet werden. Letztere sind aufgrund ihrer geringen Dichte und ihrer flüssigen oder gasförmigen Konsistenz leicht im Gestein zu mobilisieren. Bei vorhandenen Auflockerungen, wie etwa Klüften, Störungen oder permeablen Porensystemen, migrieren diese KW in hangende Gesteine. Treffen sie dabei auf eine undurchlässige Schicht, können sie sich darunter insbesondere in porösen Gesteinen anreichern und Lagerstätten bilden. Diese porösen und KW-gefüllten Bereiche werden dann als Speichergesteine bezeichnet. Undurchlässige Schichten mit abdichtender Wirkung sind z. B. Salz oder Ton. In Norddeutschland wurden viele Erdöl- und Erdgaslagerstätten unter Überhängen von Salzstöcken gefunden.

Die KW in der Geosphäre können in gesättigte, ungesättigte und aromatische KW unterteilt werden (vgl. FOX & WHITESELL 1995). Gesättigte KW sind z. B. die durch C-C- und C-H-Einfachbindungen gekennzeichnete Alkane (C_nH_{2n+2}), zu denen das Methan (CH_4) sowie die Gruppe der Cycloalkane (C_nH_{2n}) mit Cyclopropan (C_3H_6) zählen. Alkane sind die Hauptbestandteile natürlicher Erdöl- und Erdgasvorkommen. Ungesättigte KW sind Alkene (C_nH_{2n}), die durch eine C=C-Doppelbindung (eine δ - und eine π -Bindung) gekennzeichnet sind und Alkine (C_nH_{2n-2}) mit einer C≡C-Dreifachbindung. Vertreter der Alkene sind Ethen (C_2H_4) und die Cycloalkene (C_nH_{2n-2}), wie das Cyclopropen (C_3H_4) und zu den Alkinen gehört z. B. Ethin (C_2H_2). Aromatische KW weisen zyklische KW mit konjugierten C-C-Doppelbindungen und mindestens einem Ringsystem auf. Zu den aromatischen KW zählen Benzol, Toluol und die Xylole.

Im Bereich der betrachteten Fläche sind die Art und die Verteilung der KW in der Geosphäre sehr unterschiedlich, weshalb nachfolgend nur die größeren KW-Vorkommen zusammengestellt wurden. Als Grundvoraussetzung zur KW-Bildung muss bei der Sedimentation der Muttergesteine zunächst genügend organisches Material eingetragen worden sein, was in der betrachteten Fläche selbst in Schichten gleichen Alters nicht überall der Fall gewesen ist. Außerdem lief auch die Versenkung, die in Norddeutschland Hauptantrieb der Reifeentwicklung war, nicht überall gleich ab (vgl. Kap. 7.1). Schließlich trafen die unterschiedlichen KW auf heterogene Migrationswege und Speichergesteine. In Fällen, in denen gute Migrationspfade vorhanden waren, es jedoch keine ausreichende Abdeckung von potenziellen Speichergesteinen gab, können die KW auch ganz aus dem System abgewandert sein. In Norddeutschland fand in der Vergangenheit eine intensive Erdöl- und Erdgas-Exploration statt, so dass die Ausdehnung der Lagerstätten und ihre Entwicklung gut bekannt sind. Abbildung 59 zeigt eine Übersicht über die in Norddeutschland vorkommenden Erdgas- und Erdöllagerstätten.

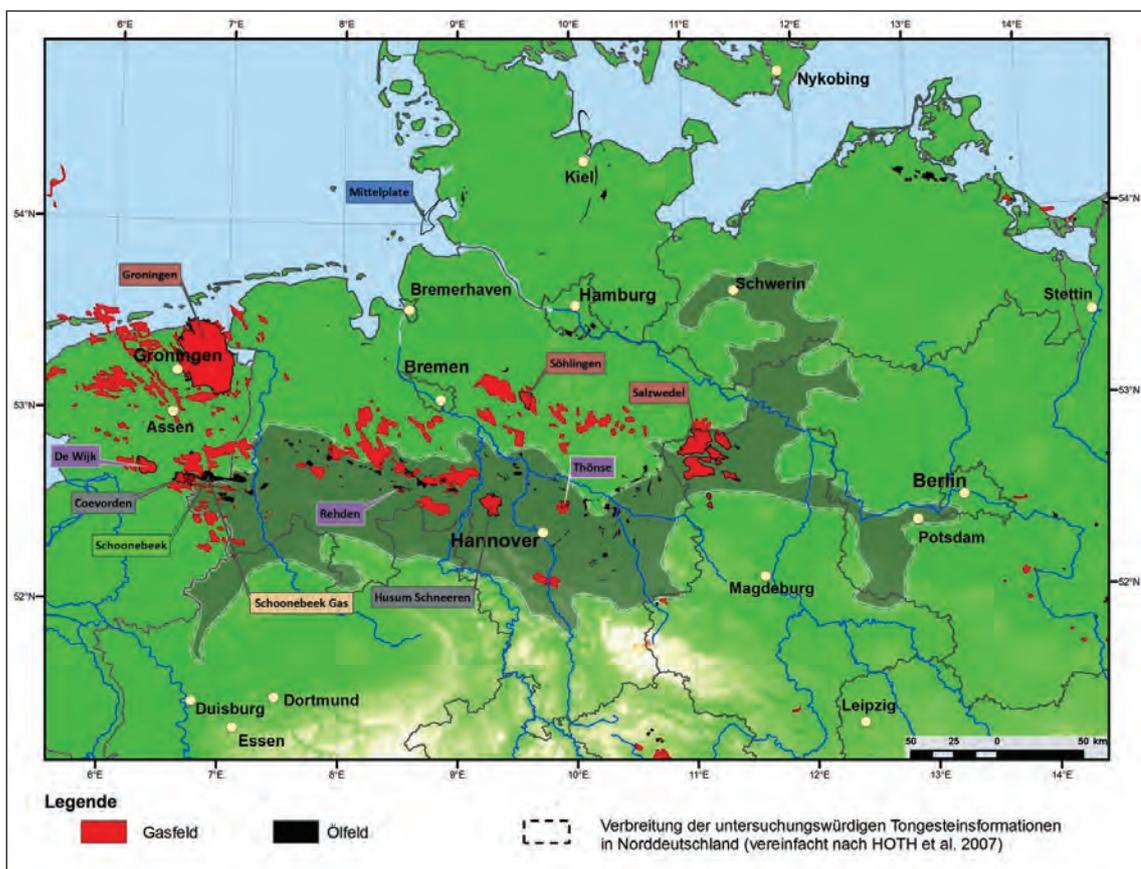


Abb. 59: KW-Lagerstätten in Norddeutschland und angrenzenden Bereichen (nach DOORNENBAL et al. 2010, geändert)

In PLETSCH et al. (2010) werden als wichtigste Muttergesteine für das in Nordeuropa vorkommende Erdgas die Kohlen aus dem Oberkarbon und für das Erdöl die unterjurassischen Posidonien-Schiefer genannt. Die KW-Vorkommen werden dort anhand der Muttergesteine kategorisiert. Ausgenommen ist das „shallow gas“, das nach der Tiefenlage der Speichergesteine eingestuft wird. Als shallow gas-Vorkommen werden Erdgaslagerstätten bezeichnet, die bis maximal 1.000 m unter GOK reichen. Einige dieser Vorkommen sind ausschließlich auf mikrobielle Prozesse zurückzuführen, bei denen bestimmte Mikroben Methan abscheiden.

In Abbildung 59 wurden die Lagerstättennamen anhand ihrer Reservoiralter farblich gekennzeichnet. In Tabelle 3 sind die Lagerstätten zusammengestellt und kurz charakterisiert, die innerhalb oder dicht neben der betrachteten Fläche liegen. Eine ausführlichere Auflistung auch von kleineren Lagerstätten in Norddeutschland erfolgte in DOORNENBAL & STEVENSON (2010) in Appendix 3.

Tab. 3: KW-Lagerstätten im Bereich der betrachteten Fläche (DOORNENBAL & STEVENSON 2010, GIS-Datensätze)

Lagerstätte	Typ	Reservoir	Lithologie, Porosität	Muttergestein	Abdichtung
Husum Schneeren	Gas	Karbon (Westfalium)	Sandstein, 10 – 12 %	O. Karbon	anhydritische Tone, U. Rotliegend
Coevorden	Gas	Karbon (Westfalium)	Sandstein, 9 %	Karbon (Westfalium)	Evaporite, Zechstein
Salzwedel	Gas	O. Rotliegend	Sandstein, 15 %	O. Karbon	Evaporite, Zechstein
Schoonebeek (Gas)	Gas	Zechstein (z2)	Kalkstein, Dolomit, 2 – 13 %	Karbon (Westfalium)	Evaporite, Zechstein
Rehden	Gas	M. Buntsandstein	Sandstein, 10 %	O. Karbon	Evaporite, U. bis M. Trias
Thönse	Gas	O. Keuper (Rhaetium)	Sandstein, 10 %	Jura (Posidonien- schiefer)	Tonschiefer, Rhaetium und Lias
Schoonebeek	Öl	Kreide	Sandstein, 30 %	U. Kreide (Wealden)	Tongestein, Valanginium

11.2 Zukünftige Entwicklung des KW-Systems

Die Zusammenstellung zeigt, dass die Lagerstätten Husum Schneeren, Coevorden und Salzwedel in Reservoirien liegen, die unterhalb der in diesem Bericht gesetzten Basis des Nebengebirges (Zechstein-Basis) liegen. Dies trifft auch auf weitere kleinere Reservoirien zu. Da diese Lagerstätten über eine lange Zeit bestanden, kann davon ausgegangen werden, dass aus ihnen heraus in der nächsten einen Million Jahre keine bedeutende KW-Migration in das darüber liegende Gebirge stattfindet. Zudem belegen die weiteren Lagerstätten, dass in jüngeren Schichten, die zum Nebengebirge gerechnet werden, durchaus Speichergesteinseigenschaften vorhanden sind.

Im Einzelfall wird zu prüfen zu sein, ob in der Vergangenheit KW aus größeren Tiefen in das Nebengebirge oder Wirtsgestein migrierten und dort nachweisbar sind. Diese Möglichkeit besteht sowohl im Umfeld von bekannten Lagerstätten als auch in den anderen Gebieten. Im Bereich von Lagerstätten kann nicht ausgeschlossen werden, dass KW im Randbereich der Lagerstättenabdichtung abwanderten und dort ins hangende Gebirge migrierten. Dort, wo keine Lagerstätten vorliegen, können im Untergrund bei entsprechenden Voraussetzungen KW gebildet worden sein, die aufgrund fehlender ausreichend abdichtender Schichten bei der Migration nicht zurückgehalten wurden. Diese KW können in Resten, z. B. fein verteilt, im Gestein vorhanden sein. In beiden Fällen können die vorhandenen KW mit dem Gestein oder dem Grundwasser in Wechselwirkung treten und das hydrochemische Milieu beeinflussen. Für Mikroben stellen KW eine Nahrungsquelle dar, so dass in der nächsten einen Million Jahre mit mikrobiellen Umwandlungsprozessen gerechnet werden kann. Diese Prozesse liefen in der Vergangenheit bereits ab, ohne grundlegende Veränderungen der Geosphäre zu erzeugen. Daher werden verändernde Einflüsse auf die Geosphäre durch derartige mikrobielle Prozesse auch in der Zukunft nicht erwartet.

Ungewissheiten im Zusammenhang mit dem Vorkommen und den Auswirkungen von KW sind als sehr gering anzusehen. Die KW-Vorkommen in Norddeutschland wurden intensiv untersucht, so dass die Lage, der strukturelle Aufbau und der Stoffbestand der Lagerstätten gut erforscht sind. Hinzu kommt, dass für die Endlagerung Gebiete, die nicht über oder im direkten Umfeld einer Lagerstätte liegen, vorgezogen werden.

12 Erläuterung von wenig wahrscheinlichen oder auszuschließenden Entwicklungen der Geosphäre in Norddeutschland

Die Erläuterungen in diesem Kapitel behandeln überregional wirksame Prozesse und basieren auf den Ausführungen in MRUGALLA (2011), wo ebenfalls eine Norddeutschland umfassende Betrachtung erfolgte. Eine Diskussion von möglichen Ungewissheiten erfolgt für diese Prozesse nicht, da sie ohnehin eine sehr geringe oder auszuschließende Eintrittswahrscheinlichkeit haben.

12.1 Orogenese

Definiert ist die Orogenese in MURAWSKI & MEYER (2010) im Gegensatz zur Epirogenese als ein relativ engräumiger, episodischer und das Gesteinsgefüge verändernder, nicht reversibler tektonischer Vorgang.

Sie führt zur Bildung eines Falten- und Deckgebirges, dem sogenannten Orogen, das häufig eine deutliche Gliederung in eine Innen- und Außenseite aufweist. Auslöser dieser Gebirgsbildungen ist die plattentektonisch bedingte Kollision der Kontinentalplatten im Bereich der Subduktionszonen. In Mitteleuropa zeigte die kaledonische (Ordovizium – Unter Devon), die variszische (Mitteldevon – Perm) und die alpidische (Obertrias – rezent) Orogenese Auswirkungen. In Norddeutschland sind Teile des kaledonischen Orogens im tieferen Untergrund nachweisbar und südlich davon gehören z. B. der Harz und das Rheinische Schiefergebirge zum variszischen Orogen. Die Bildung der Alpen gehört schließlich zur jüngsten und noch andauernden Orogenese, die durch die Kollision der europäischen und afrikanischen Krustenplatte ausgelöst wurde. Die aktivste Phase, mit der stärksten Hebung der Alpen im Miozän, dauerte von etwa 20 bis 5 Millionen Jahre vor heute. Aktuelle Hebungsraten fallen jedoch deutlich geringer aus. Aus den in Mitteleuropa abgelaufenen Orogenesen wird ersichtlich, dass es sich dabei insgesamt um einen langsam ablaufenden Prozess handelt, der sich über viele Millionen Jahre erstreckt.

Zukünftige Entwicklung

Der gesamte norddeutsche Bereich befindet sich rezent in einer tektonisch ruhigen Phase und liegt nicht am Rand einer Kontinentalplatte und somit auch nicht in der Nähe einer Subduktionszone. Daher ist eine Orogenese innerhalb der betrachteten Fläche in der nächsten eine Million Jahren nicht zu erwarten.

12.2 Überregionale Grabenzonenbildung

Die Grabenbildung (Taphrogenese) ist wie die Orogenese ein überregional ablaufender Prozess, der auf die Plattentektonik zurückzuführen ist. Während die Orogenese auf Kompression im Bereich von Subduktionszonen beruht, wirkt bei der Grabenbildung Extension. Erstreckt sich die Grabenbildung entlang auseinanderdriftender Plattengrenzen weiträumig, werden die dadurch gebildeten Gräben zusammenfassend als Grabenzone bezeichnet.

Eine Möglichkeit für das Entstehen solcher überregional wirkender Extensionen ist nach CLOOS (1939) in MURAWSKI & MEYER (2010) z. B. durch im Erdmantel aufsteigende und zirkulierende Magma gegeben. Dabei kommt es zu einer Aufwölbung des Erdmantels, die mit einer Verdünnung der unteren Erdkruste und einer spröden Deformation in der oberen Erdkruste in Form von Gräben einhergeht.

Durch entsprechende Mantelzirkulationen, die mit einer Aufwölbung des Mantels einhergehen, werden Extensionsspannungen in der Kruste aufgebaut, durch die Grabenzonen auch neu angelegt werden können. Dabei kommt es zu einem relativen Absinken der zentralen Grabenteile bei gleichzeitiger Heraushebung der Randbereiche, wie in Abbildung 60 schematisch dargestellt. Im marinen Bereich wird die Grabenbildung auch von Sedimentation mächtiger grob- und feinklastischer Abtragungsprodukte, z. T. aber auch von Evaporitbildungen begleitet.

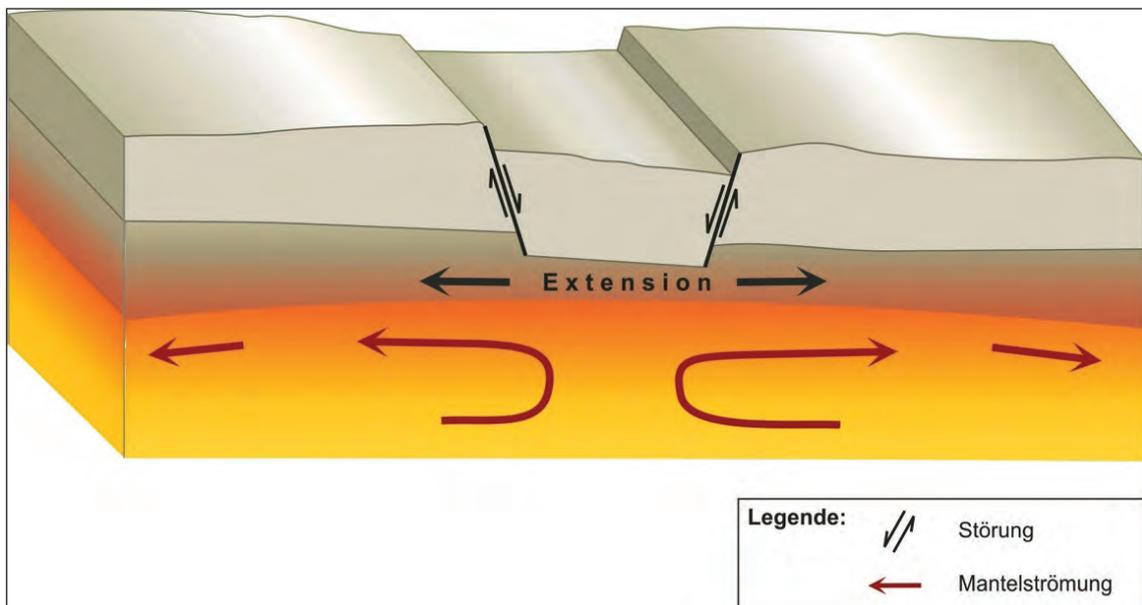


Abb. 60: Schema der Grabenbildung durch Konvektionsströmungen im Mantel (MRUGALLA 2011)

Halten diese Rahmenbedingungen im Mantel über längere Zeit an, kann es dabei auch zu einer Aufspaltung von Kontinentalplatten kommen. Im Zusammenhang mit tief reichenden Störungen, die bei der Grabenbildung angelegt werden, ist das Auslösen von Vulkanismus möglich. Im Bereich kontinentaler Gräben wird z. B. häufig basaltischer Vulkanismus beobachtet. Der Aufstieg dieser basaltischen Magmen erfolgt aus dem Erdmantel entlang von Schwächezonen und orientiert sich in der oberen Erdkruste an der dort herrschenden Hauptspannungsrichtung. Weitere Auswirkungen zeigen sich bei der Morphologie sowie bei den Fließrichtungen der Oberflächen- und Grundwässer.

In Deutschland sind intrakontinentale Grabenstrukturen z. B. aus dem Rheintal, der Hessischen Senke und dem Leinetal bekannt. Diese Strukturen gehören zu einer Grabenzone, die vom Mittelmeer bis Norwegen reicht (Mittelmeer-Mjösen-Zone). Seismische Aktivitäten, die im Zusammenhang mit diesen Gräben stehen, sind fast ausschließlich aus dem Rheintalgraben und einem seitlichen Grabensystem, dem Egergraben bekannt. Die Einsenkung des oberen Rheintalgrabens begann vor ca. 45 Millionen Jahren im Mittel Eozän.

Für das rezente regionale Spannungsfeld im gesamten Norddeutschen Tiefland wird in GRÜNTAL & STROMEYER (1995) eine Kompressionsspannung mit einer maximalen horizontalen NW-SE orientierten Hauptrichtung angegeben, die auch in Abbildung 54 nach HEIDBACH et al. (2008) zu erkennen ist.

Zukünftige Entwicklung

Seit Ende Miozän herrschen in Norddeutschland kompressive Spannungszustände, die der Entstehung eines Grabensystems entgegenstehen (z. B. ZANG & STEPHANSSON 2010). Dies ist auch der Darstellung des rezenten Spannungsfeldes nach HEIDBACH et al. (2008) in Abbildung 54 zu entnehmen, die für den norddeutschen Raum eine Kompression ausweist. Eine auf Extension beruhende Bildung von überregionalen Grabenzonen wird daher für die betrachtete Fläche innerhalb der nächsten eine Million Jahre nicht erwartet.

12.3 Magmatismus und hydrothermale Aktivität

Magmatismus ist ein Sammelbegriff für alle Vorgänge und Bildungen, die im Zusammenhang mit aus dem Mantel oder tieferen Bereichen der Erdkruste aufsteigenden Magma (Gesteinsschmelze) stehen. Neben der flüssigen Komponente können auch Gase und Dämpfe aufsteigen. Außerdem ist mit dem Magmenaufstieg ein Wärmefluss verbunden, der das natürliche Temperaturfeld ändert und geothermische Prozesse in Gang setzen kann. Dazu gehören z. B. die wärmebedingten Änderungen von Gesteinseigenschaften (Kontaktmetamorphose) und von Grundwasserfließrichtungen.

Unterschieden werden beim Magmatismus intrusive und extrusive Vorgänge, bei denen es sich um in der Tiefe erstarrte oder bis an die Oberfläche vorgedrungene Magmenaufstiege handelt. Intrusive Bildungen werden als Plutonite und die damit verbundenen Vorgänge als Plutonismus bezeichnet, extrusive als Vulkanite und Vulkanismus. Magmatismus wird gehäuft entlang von Plattengrenzen z. B. bei der Orogenese oder der Grabenbildung beobachtet. Jenseits der Plattengrenzen kommt es jedoch auch zur Bildung von kontinentalen Vulkanen mit überwiegend basaltischer Zusammensetzung. Nach SCHMINCKE (2010) kommen dabei die nachfolgenden drei Assoziationen von Vulkanfeldern vor:

- über gehobenen oder sich noch hebenden Gebieten, wie in der Eifel,
- in Gräben oder auf Schultern von kontinentalen Riftzonen, wie das Ostafrikanische Riftsystem und
- Flutbasaltplateaus, die z. T. im Zusammenhang mit dem Auseinanderdriften von Kontinenten entstanden sind.

Gebunden an Magmatismus kann es auch zur Bildung hydrothermalen Lösungen kommen, wobei es sich um Restlösungen aus der Schmelze nach erfolgter Kristallisation oder um im Nebengestein vorhandene Lösungen, die durch den Wärmefluss im Umfeld des Magmakörpers erhitzt wurden, handelt. Verbleiben diese Lösungen im Untergrund, können sich im Zuge der Abkühlung z. B. hydrothermale Erzlagerstätten bilden, die oft in Form von Gängen in Klüften vorkommen. Dringt der Wärmefluss mit hohen Temperaturen bis dicht an die Oberfläche vor, treten sie auch in Form von heißen Quellen oder Geysiren zu Tage. Beispiele dafür finden sich vor allem auf Island und in Deutschland im Bereich der Eifel. Aufgrund des hohen Mineralgehalts dieser Wässer greifen sie verändernd sowohl in das geochemische als auch in das hydrochemische Milieu ein.

In der jüngeren geologischen Vergangenheit trat Vulkanismus in Deutschland im Tertiär im Zusammenhang mit der Grabenbildung (Kap. 12.2) und der alpidischen Orogenese (Kap. 12.1) auf. Basierend auf einer magnetischen Anomalie wird in STORK & GERARDI (1987) eine mögliche Basalt-Intrusion jüngeren Alters in Rolfsbüttel-Wendeburg (Süd-niedersachsen)

diskutiert, die bisher jedoch noch nicht nachgewiesen werden konnte. In dem Fall, dass diese Intrusion tatsächlich existiert, wäre sie das nördlichste Vulkanit-Vorkommen in Norddeutschland und läge innerhalb der betrachteten Fläche. Bis dahin gelten die Basalte aus dem Bereich des Vogelsbergs und der Rhön mit einem Intrusionsalter von ca. 14 Millionen Jahren (Miozän) als nördlichste nachgewiesene Vorkommen. Diese Intrusiva stehen aufgrund ihres Bildungsalters im Zusammenhang mit der alpidischen Orogenese. Letzte größere Ausbrüche sind in Deutschland noch aus dem Übergang zum Holozän in der Eifel bekannt (Laacher See vor 12.900 und Ulmener Maar vor ca. 11.000 Jahren).

Für Norddeutschland können eiszeitliche Auslöser für Magmatismus weitgehend ausgeschlossen werden, da durch die zu erwartende Eisauflast (s. a. Kap. 6.3 und 6.4) weder tiefgreifende Störungen noch erhebliche Krustenbewegungen entstehen, die zu tektonisch aktiven Schwächezonen führen. Darüber hinaus liegen in Norddeutschland keine Hinweise vor, welche die Entstehung von neuen Vulkanfeldern entsprechend der drei aufgeführten Assoziationen nach SCHMINCKE (2010) ermöglichen.

Zukünftige Entwicklung

Für die Zukunft von einer Million Jahre ist in Norddeutschland aufgrund der Rahmenbedingungen nicht mit magmatischen Vorgängen und den damit verbundenen geothermischen Prozessen zu rechnen. Das gilt sowohl für die Bildung von Plutoniten und Vulkaniten als auch für Gasaustritte oder Thermalquellen, die häufig an Spätphasen magmatischer Ereignisse gebunden sind. Lediglich in der Eifel und im Vogtland ist mit einer Reaktivierung vulkanischer Tätigkeit zu rechnen. Diese Gebiete liegen jedoch außerhalb der betrachteten Fläche, so dass eine direkte Beeinflussung ausgeschlossen werden kann. Auch die Einflüsse der abgeschwächten alpidischen Orogenese werden innerhalb der nächsten einen Million Jahre nicht ausreichen, um Störungen neu anzulegen, die den Aufstieg von Magma ermöglichen. Daher ist im betrachteten Bereich nicht damit zu rechnen, dass es erneut zu magmatischen Bildungen, wie der diskutierten Basalt-Intrusion von Rolfsbüttel-Wendeburg, kommt.

Aufgrund des Fehlens von aktivem Magmatismus ist in der nächsten einen Million Jahre auch nicht mit den daran gekoppelten Prozessen und Bildungen, wie z. B. hydrothermale Aktivitäten, zu rechnen.

12.4 Gesteinsmetamorphose

Die Gesteinsmetamorphose ist nach MURAWSKI & MEYER (2010) ein temperatur- und druckabhängiger Umwandlungsprozess, bei dem Gesteine unter Beibehaltung des festen Zustands im Untergrund verändert werden. Abgegrenzt wird die Metamorphose von Verwitterungsvorgängen und von der völligen Aufschmelzung dadurch, dass das Gestein bei diesen Prozessen den festen Zustand nicht beibehält. Über den Temperatur- und Druckbereich erfolgt auch eine Abgrenzung zur Diagenese (Kap. 8.8), die bislang jedoch noch nicht klar definiert wurde. Ebenfalls anhand der Temperatur- und Druckbedingungen, aber auch auf Basis des jeweiligen Prozessablaufs oder -auslösers werden in MURAWSKI & MEYER (2010) zahlreiche Arten der Metamorphose unterschieden.

In Norddeutschland treten innerhalb der betrachteten Fläche in den Schichtabfolgen ab der Basis Zechstein keine metamorphen Überprägungen auf. Aufgrund der Irreversibilität dieses Prozesses kann davon ausgegangen werden, dass eine Metamorphose seit der Ablagerung dieser Schichten nicht abgelaufen ist.

Zukünftige Entwicklung

In der Zukunft von einer Million Jahre werden sich in Norddeutschland keine Bedingungen einstellen, die eine Metamorphose auslösen können. Die in Kapitel 7.1 beschriebene Senkung der Erdkruste, die teilweise innerhalb der betrachteten Fläche abläuft, ist nicht stark genug, um eine ausreichende Druck- und Temperaturerhöhung zu bewirken. Auch der Ablauf einer Kontaktmetamorphose ist aufgrund des dort fehlenden Magmatismus (Kap. 12.3) unwahrscheinlich. Ebenso ist nicht davon auszugehen, dass die Deckgebirgsmächtigkeit durch Sedimentation soweit erhöht wird, dass ein ausreichend hoher Druckanstieg in der Tiefe entsteht.

12.5 Meteoriteneinschlag

Meteoriten sind in MURAWSKI & MEYER (2010) definiert als kosmische Körper, die in den Anziehungsbereich der Erde gelangen und auf die Erdoberfläche aufschlagen. Unterschieden werden sie nach ihrer Zusammensetzung in Steinmeteorite, in Eisen-Meteorite und in Eisen-Stein-Meteorite. Darüber hinaus zählen zu den kosmischen Körpern auch Asteroiden (kleine Planeten mit Umlaufbahn um die Sonne) und Kometen (aus verschiedenen Gasen in fester Phase mit Staub- und Mineralanteilen). Da all diese Körper beim Auftreffen auf die Erde (Impakt) ähnliche Auswirkungen zeigen, wird nachfolgend nicht zwischen ihnen unterschieden, sondern nur von Meteoriten gesprochen.

Bei einem Impakt kommt es lokal zu einer extremen Druck- und Temperaturerhöhung, die zu einer Umwandlung der Gesteine bis hin zu deren Aufschmelzung führen kann.

In MURAWSKI & MEYER (2010) wird dieser Vorgang auch als Stoßwellenmetamorphose bezeichnet. Dabei entstehen aus den Ausgangsgesteinen Brekzien mit glasiger Matrix oder reine Glasbildungen, die als Tektite oder allgemeiner als Impaktite bezeichnet werden. An der Oberfläche entstehen durch einen Meteoriteneinschlag konzentrische oder radiale Impaktkrater, die abhängig von der Größe des Meteoriten Durchmesser von mehreren Kilometern haben können. Meteorite mit einem Durchmesser von >1 km verursachen Krater mit Durchmessern von >10 km und einigen hundert Metern Tiefe. Die Zerrüttung der Erdkruste geht dabei noch wesentlich tiefer (z. B. KOEBERL & ANDERSON 1996 und KOEBERL & HENKEL 2005). Vor ca. 65 Millionen Jahren schlug ein Meteorit auf der Erde im Bereich der mittelamerikanischen Halbinsel Yucatan ein, der einen Krater von 180 km Durchmesser erzeugte und nach FRATER (2005) eine Sprengkraft von ungefähr 10^8 Megatonnen TNT-Äquivalent besaß. Dieser Einschlag und die damit verbundenen kurz- und langfristigen Auswirkungen, z. B. auf das Klima, werden als Ursache für das Aussterben vieler Spezies an der Grenze zwischen Kreide und Tertiär gesehen. Zum Vergleich: das weltweite Atomwaffenarsenal beträgt etwas mehr als 10^4 Megatonnen TNT-Äquivalent (FRATER 2005). Ein Beispiel für einen Impaktkrater in Deutschland ist das Nördlinger Ries mit einer Ausdehnung von ca. 22 × 24 km und einer Kratertiefe, die rezent etwa 100 m beträgt. Zum Zeitpunkt des Impakts hat der Meteorit das Gefüge des aus mesozoischen Sedimenten bestehende Gebirges jedoch bis in ungefähr 600 m Tiefe zerstört (z. B. WAUSCHKUHNS et al. 2013). Das Alter des Einschlags wird mit ungefähr 14,6 Millionen Jahren angegeben.

Nach FRATER (2005) treten Impakte mit einer tief reichenden Wirkung nur selten auf. Allgemein nimmt die Einschlagswahrscheinlichkeit mit zunehmender Größe der Meteorite ab, da diese deutlich seltener vorkommen als kleine. In FRATER (2005) wird das Auftreten von Meteoriten mit einer Einschlagskraft von ca. 10^2 Megatonnen TNT-Äquivalent auf der Erde etwa alle 1.000 Jahre erwartet. Der Einschlag eines mehrere Kilometer großen Meteoriten, wie er am Übergang der Kreide zum Tertiär stattfand, wird nur alle 100 Millionen Jahre erwartet. Sehr kleine Meteoriten (< kg) treffen hingegen täglich auf die Erdoberfläche, meist ohne dabei Auswirkungen zu zeigen. Darüber hinaus legt HERTZSCH (2013) dar, dass die Wahrscheinlichkeit eines Impaktereignisses erheblich sinkt, wenn zudem ein lokal definierter Punkt, wie ihn ein möglicher Standort darstellt, auf der Erdoberfläche getroffen werden soll.

Innerhalb der betrachteten Fläche gibt es keine Hinweise auf Impaktkrater oder den Einschlag von größeren Meteoriten. Tabelle 4 zeigt eine Zusammenstellung von historisch belegten und vermuteten Meteoritenfällen, die im Meteoritical Bulletin der Meteoritical Society u. a. im Internet veröffentlicht werden. Ausgewählt und nach ihrer Größe sortiert wurden die Fälle zusammengestellt, die in Norddeutschland im Umfeld sowie innerhalb der betrachteten Fläche liegen.

Tab. 4: Zusammenstellung von Meteoritenfällen im Umfeld und innerhalb der betrachteten Fläche

Ort	Jahr	Gewicht	Bundesland	Fallen beobachtet	Status
Obernkirchen	1863	41 kg	Niedersachsen	nein	offiziell
Emsland	1940	19 kg	Niedersachsen	nein	offiziell
Benthullen	1951 o. 1948	17 kg	Niedersachsen	nein	offiziell
Oldenburg (1930)	1930	16,57 kg	Niedersachsen	ja	offiziell
Hainholz	1856	16,5 kg	Nordrhein-Westfalen	nein	offiziell
Bremervörde	1855	7,25 kg	Niedersachsen	ja	offiziell
Ramsdorf	1958	4,68 kg	Nordrhein-Westfalen	ja	offiziell
Erxleben	1812	2,25 kg	Sachsen-Anhalt	ja	offiziell
Ibbenbüren	1870	2 kg	Nordrhein-Westfalen	ja	offiziell
Linum	1854	1,86 kg	Brandenburg	ja	offiziell
Oesede	1927	1,4 kg	Niedersachsen	ja	offiziell
Trebbin	1988	1,25 kg	Brandenburg	ja	offiziell
Gütersloh	1851	1 kg	Nordrhein-Westfalen	ja	offiziell
Peckelsheim	1953	0,118 kg	Nordrhein-Westfalen	ja	offiziell
Salzwedel	1985	0,043 kg	Sachsen-Anhalt	ja	offiziell
Wernigerode	1970	0,024 kg	Sachsen-Anhalt	nein	offiziell
Barntrop	1886	0,017 kg	Nordrhein-Westfalen	ja	offiziell
Oldenburg (1368)	1368	–	Niedersachsen	ja	vermutet
Minden	1379	–	Nordrhein-Westfalen	ja	vermutet
Stolzenau	1647	–	Niedersachsen	ja	offiziell
Nörten	1580	–	Niedersachsen	ja	vermutet
Quedlinburg	1249	–	Sachsen-Anhalt	ja	vermutet
Magdeburg	998	–	Sachsen-Anhalt	ja	vermutet

Zukünftige Entwicklung

Weiterhin werden, wie in der Vergangenheit beobachtet (s. Tab. 4), kleinere Meteoriten innerhalb der betrachteten Fläche auftreten. Von diesen geht jedoch keine Veränderung der Geosphäre aus. Ein direkter Impact mit einer großen Sprengkraft könnte das hangende Nebengebirge und je nach Tiefenwirkung auch das Wirtsgestein zerstören.

Auch wenn der Meteoriteneinschlag im Umfeld der betrachteten Fläche stattfindet, hätte er dort Auswirkungen, wenn er z. B. im Bereich des Meeres stattfände und eine Flutwelle erzeugt. Diese könnte vor allem das küstennahe Gebiet erreichen und zeitweise überfluten. Aufgrund des Tsunami-Charakters einer solchen Überflutung würde davon auch eine erosive Wirkung ausgehen. Abschätzungen zur Ausbreitung einer solchen Welle wurden für Nordeuropa z. B. von PEISER et al. (1998: 25) vorgenommen.

Die Wahrscheinlichkeit, dass ein großer Meteorit mit erheblicher Zerstörungskraft im betrachteten Bereich einschlägt, ist genauso groß wie an jeder anderen Stelle auf der Erde, insgesamt, wie oben beschrieben, jedoch sehr gering. Aufgrund dieser Eintrittswahrscheinlichkeit ist der Prozess für die natürliche Entwicklung der Geosphäre in der nächsten eine Million Jahre nicht zu betrachten.

13 Zusammenfassung

Im vorliegenden Bericht wird die geowissenschaftliche Langzeitprognose ohne die Einflüsse durch ein Endlager für Norddeutschland beschrieben. Eingegrenzt wird das Betrachtungsgebiet durch die in der Bearbeitung von HOTH et al. (2007) ausgewiesenen untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen in Norddeutschland. Für das AnSichT-Vorhaben erfolgte auf Grundlage dieser Studie auch die beispielhafte Auswahl der Stufen Hauterivium und Barremium aus der Unterkreide als Wirtsgesteinsformationen (vgl. a. REINHOLD & SÖNNKE 2012 und REINHOLD et al. 2013).

Zur Charakterisierung des Ausgangszustandes, der zu Beginn des Entwicklungszeitraumes von einer Million Jahre vorliegt, erfolgt eine Beschreibung der geographischen Lage und des Aufbaus sowie der Zusammensetzung des Nebengebirges und des Wirtsgesteins im betrachteten Bereich. An diese Zustandsbeschreibung der Geosphäre schließt jeweils ein zusammenfassender Ausblick auf die zukünftige Entwicklung an. In den darauf folgenden Kapiteln werden die ablaufenden Prozesse im Einzelnen beschrieben und ihr zukünftiger Ablauf innerhalb von einer Million Jahre unter Anwendung des Aktualitätsprinzips abgeschätzt.

Das Nebengebirge in Norddeutschland wird in der nächsten einen Million Jahre hauptsächlich im oberflächennahen Bereich – der zumeist aus quartären Lockersedimenten besteht – bis hin zur vollständigen Umgestaltung verändert werden. Klimatisch wird in dieser Zeit dem bisherigen Zyklus folgend mit ca. zehn weiteren Kalt- und Warmzeitphasen gerechnet. Warmzeitliche Prozesse können vor allem dann zu einer Erhöhung der Deckgebirgsmächtigkeit führen, wenn es zu einer Überflutung bestehender Landmassen und damit verbundener Sedimentation kommt. Einen intensiveren Einfluss auf die Veränderung des Nebengebirges haben jedoch die kaltzeitlichen Prozesse insbesondere dann, wenn sich eine Gletscherüberdeckung einstellt. Mit zunehmender Tiefe unterliegen die Nebengebirgsschichten weniger und schwächeren Veränderungen, so dass sie im Betrachtungszeitraum fast unverändert fortbestehen werden. Ein wichtiger, von der Oberfläche ausgehender Prozess mit einer erheblichen Tiefenwirkung ist die Rinnenbildung, die in der Vergangenheit vereinzelt das Tiefenniveau von 500 m u. NN unterschritten hat. Liegt das Wirtsgestein in größeren Tiefen, ist ebenso davon auszugehen, dass die Systementwicklung innerhalb einer Million Jahre kaum Veränderungen des heutigen Zustandes bewirken wird.

Zukünftige Veränderungen der Geosphäre resultieren vor allem aus der klimatischen Entwicklung, die Prozesse, wie die kaltzeitlichen Entwicklungen oder Transgression und Regression maßgeblich steuert. Daran gekoppelt laufen Prozesse wie Sedimentation, Erosion aber auch die Grundwasserströmung oder die Veränderung der hydrochemischen Verhältnisse in besonderer Weise ab. Unter kaltzeitlichen Bedingungen kann die Grund-

wasserströmung z. B. längere Zeit stagnieren und abschmelzende Gletscher am Ende einer Kaltzeit können zu einem erheblichen Eintrag von Süßwässern in die Aquifere führen.

Es kann aufgrund der Anforderungen, die in HOTH et al. (2007) der Auswahl der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen zugrunde gelegt wurden, in der nächsten einen Million Jahre für die betrachtete Fläche davon ausgegangen werden, dass Beeinträchtigungen durch Erdbeben oder tektonische Ereignisse (z. B. Orogenesen und Grabenzonenbildungen) schwach ausgeprägt sind oder nicht ablaufen. Des weiteren können für den gesamten norddeutschen Bereich vulkanische Aktivitäten und daran gekoppelte Prozesse ausgeschlossen werden.

Die tatsächliche zukünftige Entwicklung der Geosphäre an bestimmten Punkten in Norddeutschland ist von zahlreichen regionalen und lokalen Gegebenheiten abhängig, so dass sie qualitativ und quantitativ erst erfolgen kann, wenn eine Standorterkundung stattgefunden hat. Die vorliegende geowissenschaftliche Langzeitprognose gibt daher lediglich einen Überblick über die grundsätzlich möglichen Prozesse, deren Wechselwirkungen und Ausprägungen.

Literaturverzeichnis

- ABER, J.S. & BER, A. (2007): Glaciotectonism.– *Developments in Quaternary Sciences*, **Vol. 6**: 256 pp.; Amsterdam (Elsevier).
- ALLISON, I., ALLEY, R.B., FRICKER, H.A., THOMAS, R.H. & WARNER, R.C. (2009): Ice sheet mass balance and sea level.– *Antarct. Sci.*, **21**: 413-426, DOI: 10.1017/S0954102009990137.
- ASEEV, A.A. (1968): Dynamik und geomorphologische Wirkung der europäischen Eisschilde.– *Petermanns geogr. Mitt.*, **112**: 112-115; Gotha.
- AUTORENKOLLEKTIV (2012): Sicherheitstechnische Regel des KTA / Kerntechnischer Ausschuß: Auslegung von Kernkraftwerken gegen seismische Einwirkungen Teil 1: Grundsätze; Fassung 2011-11.– In: BUNDESMINISTERIUM DER JUSTIZ [ed.]: Bekanntmachung von sicherheitstechnischen Regeln des Kerntechnischen Ausschusses (Regeln KTA 1505, KTA 2201.1 und KTA 2502) vom 5. Dezember 2011.– 51 S.; Köln (Bundesanzeiger-Verl.-Ges.).
- BACHMANN, G.H., GELUK, M.C., WARRINGTON, G., BECKER-ROMAN, A., BEUTLER, G., HAGDORN, H., HOUNSLOW, M.W., NITSCH, E., RÖHLING, H.-G., SIMON, T. & SZULC, A. (2010): Triassic.– In: DOORNENBAL, J.C. & STEVENSON, A.G. [eds.]: *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area*.– 149-173, 51 fig.; Houten (EAGE Publications).
- BETZ, D., FÜHRER, F., GREINER, G. & PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin.– *Tectonophysics*, **137**, 1–4: 127-170, 17 fig., DOI: 10.1016/0040-1951(87)90319-2; Amsterdam (Elsevier).
- BIBO, F.-J., SÖNGEN, R. & FRESENIUS, R.E. (1983): Vermehrungsfähige Mikroorganismen in Steinsalz aus primären Lagerstätten.– *Kali u. Steinsalz*, **Bd. 8**, H. 11: 367-373; Essen.
- BMU (2003): *Hydrologischer Atlas von Deutschland (HAD)*.– 1 CD-ROM, Bonn.
- BMU (2010): *Sicherheitsanforderungen an die Endlagerung wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle* [BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTOR-SICHERHEIT] (ed.).– Bonn.

- BOULTON, G.S., GUSTAFSON, G., SCHELKES, K., CASANOVA, L. & MOREN, L. (2001): Palaeohydrogeology and geoforecasting for performance assessment in geosphere repositories for radioactive waste disposal (Pagepa).– Office for Official Publications of the European Communities. Nuclear Science and Technology, EUR 19784 EN, Final report: 147 pp.; Luxemburg.
- BRAND, E. & MÖNNIG, E. (2009): Litho- und Biostratigraphie des Mittel-Jura (Dogger) in Bohrungen Norddeutschlands (Beitrag zur Stratigraphie von Deutschland).– Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften SDGG, Heft 54: 5-77, 24 Abb., 1 Tab., 4 Beil.; Hannover.
- BRIDGE, J.S. & DEMICCO, R.V. (2008): Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits.– 815 pp.; Cambridge/U.K. (Cambridge University Press).
- BRÜCKNER-RÖHLING, S., ESPIG, M., FISCHER, M., FLEIG, S., FORSBACH, H., KOCKEL, F., KRULL, P., STIEWE, H. & WIRTH, H. (2002): Standsicherheitsnachweise Nachbetriebsphase: Seismische Gefährdung -Teil 1: Strukturgeologie.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), BGR-Bericht: 253, 39 Abb., 9 Tab., 34 Anl.; Hannover.
- BÜLOW, W.v. (2006a): Plate-Schichten.– In LithoLex [Online-Datenbank], Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, ID 13, Last update: 01.09.2006 [cited 02.07.2013], Hannover; <http://www.bgr.bund.de/litholex>.
- BÜLOW, W.v. (2006b): Sülstorf-Schichten.– In LithoLex [Online-Datenbank], Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, ID 14, Last update: 01.09.2006 [cited 02.07.2013], Hannover; <http://www.bgr.bund.de/litholex>.
- BÜLOW, W.v. (2006c): Rogahn-Schichten.– In LithoLex [Online-Datenbank], Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, ID 6, Last update: 01.09.2006 [cited 02.07.2013], Hannover; <http://www.bgr.bund.de/litholex>.
- BÜLOW, W.v. (2006d): Möllin-Schichten.– In LithoLex [Online-Datenbank], Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, ID 5, Last update: 01.09.2006 [cited 02.07.2013], Hannover; <http://www.bgr.bund.de/litholex>.
- BÜLOW, W.v. (2006e): Malliß-Schichten.– In LithoLex [Online-Datenbank], Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, ID 8, Last update: 01.09.2006 [cited 02.07.2013], Hannover; <http://www.bgr.bund.de/litholex>.

- BÜLOW, W.v. (2006f): Pritzier-Schichten.– In LithoLex [Online-Datenbank], Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, ID 9, Last update: 01.09.2006 [cited 03.07.2013], Hannover; <http://www.bgr.bund.de/litholex>.
- BÜLOW, W.v. (2006g): Laupin-Schichten.– In LithoLex [Online-Datenbank], Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, ID 3, Last update: 01.09.2006 [cited 03.07.2013], Hannover; <http://www.bgr.bund.de/litholex>.
- BÜLOW, W.v. (2006h): Lübtheen-Schichten.– In LithoLex [Online-Datenbank], Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, ID 4, Last update: 01.09.2006 [cited 03.07.2013], Hannover; <http://www.bgr.bund.de/litholex>.
- BÜLOW, W.v. (2006i): Gößlow-Schichten.– In LithoLex [Online-Datenbank], Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, ID 12, Last update: 01.09.2006 [cited 03.07.2013], Hannover; <http://www.bgr.bund.de/litholex>.
- BÜLOW, W.v. (2006j): Quassel-Schichten.– In LithoLex [Online-Datenbank], Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, ID 10, Last update: 01.09.2006 [cited 03.07.2013], Hannover; <http://www.bgr.bund.de/litholex>.
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) (2011): Karte der Epizentren der Schadenbeben (ab Intensität VI-VII) in der Bundesrepublik Deutschland Jahre 800 bis 2010.– Hannover.
- CÄSAR, S. (2012): Sedimentologie und Sequenzstratigraphie oberjurassischer Karbonate von Norddeutschland (Oxfordium/Kimmeridgium, Niedersächsisches Becken).– Dissertation, Universität Hamburg: 236 S.; Hamburg.
- CEDERCREUTZ, J. (2004): Future Climate Scenarios for Olkiluoto with Emphasis on Permafrost.– Posiva Oy, Report 2004-06: 71 pp., 32 Fig., 4. Tab.; Olkiluoto/Finland.
- COHEN, K.M. & GIBBARD, P.L. (2011a): Regional chronostratigraphical correlation chart for the last 270,000 years: Europe north of the Mediterranean (v. 2011).– INQUA; http://www.stratigraphy.org/upload/Quaternary_last270ka.pdf.
- COHEN, K.M. & GIBBARD, P.L. (2011b): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, v. 2011.– Subcommission on Quaternary Stratigraphy; http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/correlation/POSTERSTRAT_v2011.jpg.

- CONNOLLY, P., GÖLKE, M., BÄSSLER, H., FLECKENSTEIN, P., HETTEL, S., LINDENFELD, M., SCHINDLER, A., THEUNE, U. & WENZEL, F. (2003): Finite Elemente Modellrechnungen zur Erklärung der Auffächerung der größeren horizontalen Hauptspannungsrichtung in Norddeutschland.– Universität Karlsruhe, Institut für Geophysik: **163**, 83 Abb., 10 Tab., 8 Anh.; Karlsruhe.
- DELISLE, G. (1998): Numerical simulation of permafrost growth and decay.– *Journal of Quaternary Science*, **13**, 4: 325-333, DOI: 10.1002/(SICI)1099-1417(199807/08)13:4<325::AID-JQS385>3.0.CO;2-A; Chichester/U.K.
- DELISLE, G., GRASSMANN, S., CRAMER, B., MESSNER, J. & WINSEMANN, J. (2007): Estimating episodic permafrost development in northern Germany during the Pleistocene.– In: HAMBREY, M.J., CHRISTOFFERSEN, P., GLASSER, N.F. & HUBBARD, B. [eds.]: *Glacial Sedimentary Processes and Products*.– International Association of Sedimentologists (IAS), Special Publication, **39**: 109-119, 8 fig., DOI: 10.1002/9781444304435.ch8; Oxford/U.K. (Blackwell).
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [Hrsg.] (2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002*.– Potsdam.
- DIENER, I. (2000a): Mecklenburg-Vorpommern (Unterkreide).– In: Deutsche Stratigraphische Kommission [ed.]: *Stratigraphie von Deutschland III - Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland*.– Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 226; Frankfurt am Main.
- DIENER, I. (2000b): Altmark und Brandenburg (Unterkreide).– In: Deutsche Stratigraphische Kommission [ed.]: *Stratigraphie von Deutschland III - Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland*.– Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 226; Frankfurt a. M.
- DOORNENBAL, J.C., ABBINK, O.A., DUIN, E.J.T., DUSAR, M., HOTH, P., JASIONOWSKI, M., LOTT, G.K., MATHIESEN, A., PAPIERNIK, B., PERYT, T.M., VELDKAMP, J.G. & WIRTH, H. (2010): Introduction, stratigraphic framework and mapping.– In: DOORNENBAL, J.C. & STEVENSON, A.G. [eds.]: *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area*.– 1-9, 6 fig.; Houten (EAGE Publications b.v.).
- DOORNENBAL, J.C. & STEVENSON, A.G. (2010): *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area*.– 342 p.; Houten (EAGE Publications b.v.).
- EG 2000/60 (2000): Wasserrahmenrichtlinie (WRRL), Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates: Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik.– Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaft vom 23. Oktober 2000, L 327/1.

- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie.– **1. Aufl.:** 358 S., 176 Abb.; Stuttgart (Enke).
- EHLERS, J. (2011): Das Eiszeitalter.– 363 S., 322 Abb.; Heidelberg (Spektrum).
- EISSMANN, L. (1987): Lagerungsstörungen im Lockergebirge. Exogene und endogene Tektonik im Lockergebirge des nördlichen Mitteleuropa.– Geophysik und Geologie, **III**, 4; Berlin (Akademie-Verlag).
- EISSMANN, L. (2007): Alter und Genese der quartären Tiefrinnen im Norddeutschen Tiefland am Beispiel der Region Mitteldeutschland/Niederlausitz und Hamburg. Eine Casehistory des Älteren quartären Destruktionsstockwerkes im Skandinavischen Vereisungsgebiet.– Tagungsband und Exkursionsführer, 74. Tagung der Arbeitsgemeinschaft norddeutscher Geologen, Hamburg.
- ELBRACHT, J., MEYER, R. & REUTTER, E. (2007): Hydrogeologische Räume und Teilräume in Niedersachsen. - mit Beiträgen von Linder, B. & Mai, C.– Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), GeoBerichte 3: 107 S., 25 Abb.; Hannover.
- ELIAS, S.A. (2007): Encyclopedia of Quaternary Science.– **Vol. 1-4:** 3365 pp.; Amsterdam (Elsevier).
- ELLENBERG, J. (1993): Rezente vertikale Erdkrustenbewegungen in Thüringen.– In: MÄUSBACHER, R. & SEDLACEK, P. [eds.]: Freistaat Thüringen: Beiträge zur Landesforschung und Landesentwicklung.– Institut für Geographie der FSU Jena: 7-22; Jena (Selbstverlag).
- ESTD2005 (2005): Korrekturen an der STD 2002 und ihrem Beiheft.– Newsl. Stratigr., **41**, 1-3: 401-405, DOI: 10.1127/0078-0421/2005/0041-0401.
- FELDMANN, L. (2002): Das Quartär zwischen Harz und Allertal mit einem Beitrag zur Landschaftsgeschichte im Tertiär.– Clausthale Geowissenschaften, **Band 1:** X + 149 Seiten, 72 Abb., 7 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- FORSSTRÖM, L. (1999): Future glaciation in Fennoscandia.– Posiva OY, POSIVA 99-30, POSIVA Report: 31 pp., 11 fig.; Helsinki.
- FOX, M.A. & WHITESELL, J.K. (1995): Organische Chemie kompakt Organische Chemie. Grundlagen, Mechanismen, bioorganische Anwendungen.– 930 S.; Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).

- FRATER, H. (2005): Landschaftsformen. Unsere Erde im Wandel - den gestaltenden Kräften auf der Spur.– 1. Aufl., 247 S.; Berlin (Springer).
- FRENCH, H. (2008): Recent contributions to the study of past permafrost.– Permafrost and Periglacial Processes, **19**, 2: 179-194, 3 Fig., DOI: 10.1002/ppp.614; (John Wiley & Sons, Ltd.).
- FRISCHBUTTER, A. & SCHWAB, G. (2001): Recent vertical movements (Map No. 4). Neogeodynamics of the Baltic Sea Depression and Adjacent Areas. Results of IGCP Project 346.– Brandenburgische Geowiss. Beitr., **8**, 1: 27-31; Kleinmachnow.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie, Teil II.– **4. Auflage**: 1141 S, 660 Abb., 113 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GARETSKY, R.G. (2001): Neogeodynamics of the Baltic Sea Depression and Adjacent Areas. Results of IGCP Project 346.– Brandenburgische Geowiss. Beitr., **8**, 1: 5-12; Kleinmachnow.
- GASCOYNE, M. (2000): A review of published literature on the effects of permafrost on the hydrogeochemistry of bedrock.– Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co (SKB), SKB Report R-01-56: 49 p., 17 Abb., 3 Tab.; Stockholm.
- GEYH, M.A. & MÜLLER, H. (2005): Numerical ²³⁰Th/U dating and a palynological review of the Holsteinian/Hoxnian Interglacial.– Quat. Sci. Rev., **Vol. 24**, No. 16–17: 1861-1872, 4 fig., 3 tab., DOI: 10.1016/j.quascirev.2005.01.007; (Elsevier Ltd.).
- GRAMANN, F., HEUNISCH, C., KLASSEN, H., KOCKEL, F., DULCE, G., HARMS, F.-J., KATSCHOREK, T., MÖNNIG, E., SCHUDACK, M., SCHUDACK, U., THIES, D., WEISS, M. & HINZE, C. (1997): Das Niedersächsische Oberjura-Becken - Ergebnisse interdisziplinärer Zusammenarbeit.– Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **148**, 2: 165-236, 18 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- GROTZINGER, J. & JORDAN, T. (2010): Understanding Earth.– **Sixth Edition**: 654 pp.; New York/USA (W. H. Freeman and Company).
- GRÜNTAL, G. & STROMEYER, D. (1995): Rezenten Spannungsfeld und Seismizität des baltischen Raumes und angrenzender Gebiete - ein Ausdruck aktueller geodynamischer Prozesse.– Brandenburgische Geowiss. Beitr., **2**, 2: 69-76, 2 Abb., 1 Tab.; Kleinmachnow.

- GÜRS, K. (2005): Das Tertiär Nordwestdeutschlands in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002.– *Newsl. Stratigr.*, **41**, 1-3: 313-322, 1 Tab., DOI: 10.1127/0078-0421/2005/0041-0313; Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- HAGDORN, H. & SIMON, T. (2005): Der Muschelkalk in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002.– *Newsl. Stratigr.*, **41**, 1-3: 143-158, 2 Abb., DOI: 10.1127/0078-0421/2005/0041-0143; Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- HANNEMANN, M. (1995): Intensität und Verbreitung glazigener Lagerungsstörungen im tieferen Quartär und Tertiär.– *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **Vol. 2**: 51-59; Kleinmachnow.
- HEIDBACH, O., TINGAY, M., BARTH, A., REINECKER, J., KURFESS, D. & MÜLLER, B. (2008): The World Stress Map database release 2008.– GFZ Potsdam, DOI: 10.1594/GFZ.WSM.Rel2008, Update 2008; www.world-stress-map.org.
- HERTZSCH, J.-M. (2013): Zur Wahrscheinlichkeit der Beeinträchtigung der Integrität untertägiger Endlager durch Impaktereignisse.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR): 19 S., 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- HEUNISCH, C., CASPERS, G., ELBRACHT, J., LANGER, A., RÖHLING, H.-G., SCHWARZ, C. & STREIF, H. (2007): Erdgeschichte von Niedersachsen. Geologie und Landschaftsentwicklung.– Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), *GeoBerichte* 6: 3-85, 57 Abb., 18 Tab.; Hannover.
- HINSCH, W. (1979): Rinnen an der Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein.– *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 173-178, 1 Kt.; Hannover.
- HISS, M., MUTTERLOSE, J., NIEBUHR, B. & SCHWERD, K. (2006): Die Kreide in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002.– *Newsl. Stratigr.*, **41**, 1-3: 287-306, 2 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- HISS, M., KAPLAN, U. & WIESE, F. (2007a): Wüllen-Formation (10).– In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. [eds.]: Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. Beitrag zur Stratigraphie von Deutschland im Auftrag der Deutschen Stratigraphischen Kommission.– *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, Heft 55: 43-44, 1 Abb.; Hannover.

- HISS, M., KAPLAN, U. & WILMSEN, M. (2007b): Brochterbeck-Formation (5).– In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. [eds.]: Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. Beitrag zur Stratigraphie von Deutschland im Auftrag der Deutschen Stratigraphischen Kommission.– Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 55: 34-36, 1 Abb.; Hannover.
- HISS, M., NIEBUHR, B. & VOIGT, T. (2007c): Emscher-Formation (34).– In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. [eds.]: Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. Beitrag zur Stratigraphie von Deutschland im Auftrag der Deutschen Stratigraphischen Kommission.– Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 55: 81-82; Hannover.
- HOTH, P., WIRTH, H., REINHOLD, K., BRÄUER, V., KRULL, P. & FELDRAPPE, H. (2007): Endlagerung radioaktiver Abfälle in tiefen geologischen Formationen Deutschlands - Untersuchung und Bewertung von Tongesteinsformationen.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe: 118 S.; Berlin / Hannover.
- HÖTZEL, H. & WITTHÜSER, K. (1999): Methoden für die Beschreibung der Grundwasserbeschaffenheit.– Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK), DVWK-Schriften 125: 113 S., 18 Abb., 10 Tab., 2 Anh.; Bonn (Wirtschafts- und Verl.-Ges. Gas und Wasser).
- HUUSE, M. & LYKKE-ANDERSEN, H. (2000): Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin.– *Quat. Sci. Rev.*, **19**, 12: 1233-1253, 11 Fig., DOI: 10.1016/s0277-3791(99)00103-1.
- IPCC (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [HOUGHTON, J.T., DING, Y., GRIGGS, D.J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P.J., DAI, X., MASKELL, K. & JOHNSON, C.A. (eds.)].– Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): 892 pp.; Cambridge (Cambridge University Press).
- IPCC (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K.B., TIGNOR, M. & MILLER, H.L. (eds.)].– Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): 996 p.; Cambridge (Cambridge University Press).

- JAHN, S. & SÖNNKE, J. (2013): Projekt AnSichT - Methodenentwicklung und Anwendung eines Sicherheitsnachweiskonzeptes für einen generischen HAW-Endlagerstandort im Tonstein. - Endlagerstandortmodell NORD. Teil II: Zusammenstellung von Gesteinseigenschaften für den Langzeitsicherheitsnachweis.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Zwischenbericht: 72 S.; Hannover.
- KÄBEL, H. (2001): ERA Morsleben. Geowissenschaftliche Kennzeichnung des Endlagerstandortes unter Verwendung der „Internationalen FEP-Liste“ der NEA-Datenbank.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), BGR-Bericht: 89 S., 8 Abb., 2 Tab., 2 Anl.; Berlin.
- KÄDING, K.-C. (2005): Der Zechstein in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002.– Newsl. Stratigr., **41**, 1-3: 123-127, DOI: 10.1127/0078-0421/2005/0041-0123; Berlin, Stuttgart (Gebrüder Bornträger).
- KAPPAS, M. (2009): Klimatologie. Klimaforschung im 21. Jahrhundert - Herausforderung für Natur- und Sozialwissenschaften.– 356 S., 100 Abb.; Heidelberg (Spektrum).
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs.– Bochumer geographische Arbeiten, **35**: 211 S.; (Geographisches Institut der Ruhr-Universität Bochum).
- KASSE, C., VANDENBERGHE, J., VAN HUISSTEDEN, J., BOHNCKE, S.J.P. & BOS, J.A.A. (2003): Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany).– Quat. Sci. Rev., **22**, 20: 2141-2156, 7 Fig., 1 Tab., DOI: 10.1016/S0277-3791(03)00146-X; Amsterdam.
- KELLER, S. (1998): Permafrost in der Weichsel-Kaltzeit und Langzeitprognose der hydrogeologischen Entwicklung in der Umgebung von Gorleben/NW-Deutschland.– Z. Angew. Geol., **44**, 2: 111-119, 4 Abb.; Hannover.
- KELLER, S. (2010): Bedeutung von ausgewählten eiszeitlichen Prozessen für die Langzeitsicherheit von Endlagerstandorten in Norddeutschland.– In: FLÜGGE, J. & RÜBEL, A. [eds.]: Grundsatzfragen Hydrogeologie. Workshop der GRS in Zusammenarbeit mit dem PTKA-WTE Braunschweig, 5. – 6. November 2009.– Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, GRS-264: 145-173, 8 Abb.; Köln.
- KLEY, J. (2013): Saxonische Tektonik im 21. Jahrhundert.– Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **164**, 2: 295-311, 9 Abb., DOI: 10.1127/1860-1804/2013/0022; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).

- KNOX, R.W.O.B., BOSCH, J.H.A., RASMUSSEN, E.S., HEILMANN-CLAUSEN, C., HISS, M., DE LUGT, I.R., KASIŃSKI, J., KING, C., KÖTHE, A., SŁODKOWSKA, B., STANDKE, G. & VANDENBERGHE, N. (2010): Cenozoic.– In: DOORNENBAL, J.C. & STEVENSON, A.G. [eds.]: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area.– 211-223, 32 fig.; Houten (EAGE Publications b.v.).
- KOEBERL, C. & ANDERSON, R.R. (1996): The Manson Impact Structure, Iowa. Anatomy of an Impact Crater.– Geological Society of America, 468 pp.; Boulder.
- KOEBERL, C. & HENKEL, H. (2005): Impact Tectonics.– 552 pp., 187 fig.; Berlin (Springer).
- KOPPE, W. (2009): Geographie Infothek.– Leipzig (Klett Verlag); www.klett.de.
- KÖSTERS, E., VOGEL, P. & SCHELKES, K. (2000): 2D-Modellierung der paläohydrogeologischen Entwicklung des Grundwassersystems im Elberaum zwischen Burg und Boitzenburg.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 0120315, BGR-Bericht: 97, 33 Abb., 39 Abb.; Hannover.
- KÖTHE, A., HOFFMANN, N., KRULL, P., ZIRNGAST, M. & ZWIRNER, R. (2007): Projekt Gorleben, Standortbeschreibung Gorleben. Teil 2: Die Geologie des Deck- und Nebengebirges des Salzstocks Gorleben.– Geol. Jb., **C 72**: 201 S., 42 Abb., 19 Tab.; Hannover.
- KUSTER, H. & MEYER, K.-D. (1979): Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen.– Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 135-156, 5 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- LEPPER, J., RAMBOW, D. & RÖHLING, H.-G. (2005): Der Buntsandstein in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002.– Newsl. Stratigr., **41**, 1-3: 129-142, DOI: 10.1127/0078-0421/2005/0041-0129; Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- LEVER, M.A., ROUXEL, O., ALT, J.C., SHIMIZU, N., ONO, S., COGGON, R.M., SHANKS, W.C., LAPHAM, L., ELVERT, M., PRIETO-MOLLAR, X., HINRICHS, K.-U., INAGAKI, F. & TESKE, A. (2013): Evidence for Microbial Carbon and Sulfur Cycling in Deeply Buried Ridge Flank Basalt.– Science, **339**, 6125: 1305-1308, DOI: 10.1126/science.1229240.
- LEXIKON DER GEOWISSENSCHAFTEN (2002): Lexikon der Geowissenschaften - auf CD ROM.– Heidelberg (Spektrum).
- LEYDECKER, G. & AICHELE, H. (1998): The Seismogeographical Regionalisation of Germany: The Prime Example for Third-Level Regionalisation.– Geol. Jb., **E 55**: 85-98, 6 Fig., 1 Tab.; Hannover.

- LEYDECKER, G. (2002): Erdbebenkatalog für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800-2001.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.
- LIDBERG, M., JOHANSSON, J.M., SCHERNECK, H.-G. & MILNE, G.A. (2010): Recent results based on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from BIFROST.– *Journal of Geodynamics*, **50**, 1: 8-18, 9 fig., 1 tab., DOI: 10.1016/j.jog.2009.11.010; (Elsevier).
- LIPPSTREU, L. (2002): Die Gliederung des Pleistozäns im Land Brandenburg.– In: STACKEBRANDT, W. & MANHENKE, V. [eds.]: Atlas zur Geologie von Brandenburg im Maßstab 1 : 1.000.000.– Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (LGRB), **2. Auflage**: 120 S.; Kleinmachnow.
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes.– *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **Vol. 56**, No 1/2: 7-65, DOI: 10.3285/eg.56.1-2.02; Stuttgart (Schweizerbart´sche).
- LOTT, G.K., WONG, T.E., DUSAR, M., ANDSBJERG, J., MÖNNIG, E., FELDMAN-OLSZEWSKA, A. & VERREUSSEL, R.M.C.H. (2010): Jurassic.– In: DOORNENBAL, J.C. & STEVENSON, A.G. [eds.]: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area.– 175-193, 27 fig.; Houten (EAGE Publications b.v.).
- LUDWIG, A.O. (2001): Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (map 1). Neogeodynamics of the Baltic Sea Depression and Adjacent Areas. Results of IGCP Project 346.– *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **8**, 1: 5-12; Kleinmachnow.
- LUND, B. & SCHMIDT, P. (2011): Stress Evolution and Fault Stability at Olkiluoto During the Weichselian Glaciation.– Posiva OY, 2011-14, Working Report; Eurajoki, Finland.
- LÜTHI, D., LE FLOCH, M., BEREITER, B., BLUNIER, T., BARNOLA, J.-M., SIEGENTHALER, U., RAYNAUD, D., JOUZEL, J., FISCHER, H., KAWAMURA, K. & STOCKER, T.F. (2008): High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present.– *Nature*, **453**: 379-382, 3 fig., DOI: 10.1038/nature06949; (Nature Publishing Group).
- MARTIN, C. & EIBLMAIER, M. (2000): Lexikon der Geowissenschaften.– **Band 2**: 450 S.; Berlin (Spektrum).

- MELESHYN, A. (2011): Microbial processes relevant for the long-term performance of radioactive waste repositories in clays.– GRS mbH, BMWi-FKZ 02 E 10548, Report GRS-291; Braunschweig.
- MEUNIER, A. & VELDE, B. (2004): Illite.– 286 S.; Berlin (Springer).
- MIALL, A.D. (1977): A review of the braided-river depositional environment.– Earth Sci. Rev., **13**, 1: 1-62, DOI: 10.1016/0012-8252(77)90055-1.
- MÖNNIG, E. (2005): Der Jura von Norddeutschland in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002.– Newsl. Stratigr., **41**, 1-3: 253-261, 1 Tab., DOI: 10.1127/0078-0421/2005/0041-0253; Berlin, Stuttgart.
- MRUGALLA, S. (2011): Geowissenschaftliche Langzeitprognose.– Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) mbH, GRS-275, Bericht zum Arbeitspaket 2, Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben: 169 S., 39 Abb., 9 Tab.; Köln.
- MÜLLER, T. (1999): Wörterbuch und Lexikon der Hydrogeologie. Deutsch-Englisch.– **1**: 367 S., 185 Abb.; Berlin (Springer).
- MURAWSKI, H. & MEYER, W. (2010): Geologisches Wörterbuch.– **12**; Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).
- MUTTERLOSE, J. (2000a): Unterkreide im Niedersächsischen Becken.– In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [ed.]: Stratigraphie von Deutschland III, Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland.– Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 226: 78-101; Frankfurt a. M.
- MUTTERLOSE, J. (2000b): Hauterive.– In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [ed.]: Stratigraphie von Deutschland III, Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland.– Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 226: 13-16; Frankfurt a. M.
- MUTTERLOSE, J. (2000c): Barreme.– In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [ed.]: Stratigraphie von Deutschland III, Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland.– Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 226: 16-18; Frankfurt a. M.
- NAGRA (1994): Sedimentstudie Zwischenbericht 1993 - Zusammenfassende Übersicht der Arbeiten von 1990 bis 1994 und Konzept für weitere Untersuchungen.– NAGRA, Technischer Bericht 94-10: 68 S.; Wettingen.

- NAGRA (2008): Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager - Darlegung der Anforderungen, des Vorgehens und der Ergebnisse.– NAGRA, Technischer Bericht 08-03: 428 S.; Wettingen.
- NASA (1999): Clouds and the Energy Cycle.– National Aeronautics and Space Administration, NASA Facts NF-207, The Earth Science Enterprise Series: 6 pp., 5 Fig.; Greenbelt, Maryland, USA.
- NIEBUHR, B. (2007a): Misburg-Formation (37).– In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. [eds.]: Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. Beitrag zur Stratigraphie von Deutschland im Auftrag der Deutschen Stratigraphischen Kommission.– Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 55: 85-87, 1 Abb.; Hannover.
- NIEBUHR, B. (2007b): Schreibkreide-Gruppe.– In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. [eds.]: Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. Beitrag zur Stratigraphie von Deutschland im Auftrag der Deutschen Stratigraphischen Kommission.– Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 55: 67-69, 1 Abb.; Hannover.
- NIEBUHR, B. (2007c): Ahlten-Formation (40).– In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. [eds.]: Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. Beitrag zur Stratigraphie von Deutschland im Auftrag der Deutschen Stratigraphischen Kommission.– Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 55: 90-91; Hannover.
- NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. (2007): Beitrag zur Stratigraphie von Deutschland: Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide.– Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 55, 136 S., 29 Abb.; Hannover (Dt. Gesellschaft für Geowissenschaften).
- NITSCH, E. (2005): Der Keuper in der in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002: Formationen und Folgen.– Newsl. Stratigr., **41**, 1-3: 159-171, 1 Abb., DOI: 10.1127/0078-0421/2005/0041-0159; Berlin, Stuttgart (Gebrüder Bornträger).
- NITSCH, E. (2011): Keuper.– In LithoLex [Online-Datenbank], Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, ID 5000016, Last update: 09.03.2011 [cited 14.10.2013], Hannover; <http://www.bgr.bund.de/litholex>.

- NITYCHORUK, J., BIŃKA, K., RUPPERT, H. & SCHNEIDER, J. (2006): Holsteinian Interglacial = Marine Isotope Stage 11?– Quat. Sci. Rev., **Vol. 25**, 21–22: 2678-2681, DOI: 10.1016/j.quascirev.2006.07.004; (Elsevier).
- NOWAK, T. & MASSMANN, J. (2013): Projekt AnSichT - Methodenentwicklung und Anwendung eines Sicherheitsnachweiskonzeptes für einen generischen HAW-Endlagerstandort im Tonstein. - Endlagerstandortmodell Nord - Teil III: Auswahl von Gesteins- und Fluideigenschaften für numerische Modellberechnungen im Rahmen des Langzeitsicherheitsnachweises am Endlagermodellstandort Nord.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Zwischenbericht: 31 S.; Hannover.
- PEISER, B.J., PALMER, T. & BAILEY, M.E. (1998): Natural catastrophes during Bronze Age civilisations, archaeological, geological, astronomical and cultural perspectives.– British Archaeological Reports (BAR) International, 252 pp.; Oxford/U.K. (Archaeopress).
- PERYT, T.M., GELUK, M.C., MATHIESEN, A., PAUL, J. & SMITH, K. (2010): Zechstein.– In: DOORNENBAL, J.C. & STEVENSON, A.G. [eds.]: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area.– 123-147, 80 fig.; Houten (EAGE Publications b.v.).
- PLETSCH, T., APPEL, J., BOTOR, D., CLAYTON, C.J., DUIN, E.J.T., FABER, E., GÓRECKI, W., KOMBRINK, H., KOSAKOWSKI, P., KUPER, G., KUS, J., LUTZ, R., MATHIESEN, A., OSTERTAG-HENNING, C., PAPIERNEK, B. & VAN BERGEN, F. (2010): Petroleum generation and migration.– In: DOORNENBAL, J.C. & STEVENSON, A.G. [eds.]: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area.– 225-253, 72 fig.; Houten (EAGE Publications b.v.).
- REINHOLD, K., KRULL, P. & KOCKEL, F. (2008): Salzstrukturen Norddeutschlands. Geologische Übersichtskarte 1:500.000, beidseitig bedruckt, mit 5 geologischen Schnitten.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Berlin/ Hannover.
- REINHOLD, K. & SÖNNKE, J. (2012): Geologische Referenzprofile in Süd- und Norddeutschland als Grundlage für Endlagerstandortmodelle in Tongestein.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Zwischenbericht: 20 S.; Hannover/ Berlin.

- REINHOLD, K., JAHN, S., KÜHNLENZ, T., PTOCK, L. & SÖNNKE, J. (2013): Projekt AnSichT - Methodenentwicklung und Anwendung eines Sicherheitsnachweiskonzeptes für einen generischen HAW-Endlagerstandort im Tonstein. - Endlagerstandortmodell Nord - Teil I: Beschreibung des geologischen Endlagerstandortmodells.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Zwischenbericht: 71 S.; Hannover/Berlin.
- RENSEN, H. & VANDENBERGHE, J. (2003): Investigation of the relationship between permafrost distribution in NW Europe and extensive winter sea-ice cover in the North Atlantic Ocean during the cold phases of the Last Glaciation.– *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 2–4: 209-223, 8 Fig., 3 Tab., DOI: 10.1016/s0277-3791(02)00190-7; Amsterdam (Elsevier).
- REUTTER, E. (2011): Hydrostratigrafische Gliederung Niedersachsens.– Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Geofakten 21: 10 S., 5 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- SCHERER, K. & FICHTNER, H. (2007): Das Klima aus dem All.– *Phys. J.*, **Vol. 6**, Nr. 3: 59-63, 6 Abb.; Weinheim (Wiley-VCH).
- SCHMINCKE, H.-U., PARK, C. & HARMS, E. (1999): Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP.– *Quat. Int.*, **61**, 1: 61-72, 8 fig., DOI: 10.1016/S1040-6182(99)00017-8; (Elsevier and INQUA).
- SCHMINCKE, H.-U. (2010): Vulkanismus.– **3. überarb. Aufl.**: 264 S., 307 Abb.; Darmstadt (WBG).
- SCHNEIDER, A. & NIELSEN, H. (1965): Zur Genese des elementaren Schwefels im Gips von Weenzen (Hils).– *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*, **11**, 7: 705-718, 5 Abb., DOI: 10.1007/BF01128710; (Springer).
- SCHROEDER, J.H. (1995): Die Kreuzbrückenspalte von Rüdersdorf - subglaziale Erosion im Wellenkalk.– *Berl. Geowiss. Abh.*, **Reihe A**, 168: 177-189, 5 Abb.; Berlin.
- SCHULZ, R., SUCHI, E., ÖHLSCHLÄGER, D., DITTMANN, J., KNOPF, S. & MÜLLER, C. (2013): Geothermie-Atlas zur Darstellung möglicher Nutzungskonkurrenzen zwischen CCS und Tiefer Geothermie.– Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG), Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Endbericht, 41 Abb., 12 Tab., 4 Anl.; Hannover.

- SKUPIN, K., SPEETZEN, E. & ZANDSTRA, J.G. (2003): Die Eiszeit in Nordost-Westfalen und angrenzenden Gebieten Niedersachsens. Elster- und saalezeitliche Ablagerungen und ihre kristallinen Leitgeschiebengesellschaften.– Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen: **95**, 15 Abb., 10 Tab., Anh. 1-3; Krefeld.
- STACKEBRANDT, W., LUDWIG, A.O. & OSTAFICZUK, S. (2001): Die Basis quartärer Ablagerungen der Ostseesenke und benachbarter Gebiete (Karte 2). Neodynamica Baltica IGCP-Project 346.– Brandenburgische Geowiss. Beitr., **8**, 1: 13-19; Kleinmachnow.
- STACKEBRANDT, W. & MANHENKE, V. (2004): Atlas zur Geologie von Brandenburg im Maßstab 1 : 1.000.000.– Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (LGRB), **3. Auflage**; Kleinmachnow.
- STANDKE, G., BLUMENSTENGEL, H. & VON BÜLOW, W. (2005): Das Tertiär Ostdeutschlands in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002.– Newsl. Stratigr., **41**, 1-3: 323-338, 1 Abb., DOI: 10.1127/0078-0421/2005/0041-0323; Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- STEWART, I.S., SAUBER, J. & ROSE, J. (2000): Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity.– Quat. Sci. Rev., **19**, 14-15: 1367-1389, DOI: 10.1016/S0277-3791(00)00094-9; (Elsevier).
- STORK, G.-H. & GERARDI, J. (1987): Geophysikalische Messungen und Bohrungen bei Rolfsbüttel-Wendeburg.– Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 99936, BGR-Bericht 16, 5 Abb., 4 Anl.; Hannover.
- STREIF, H. (2007): Das Quartär in Niedersachsen und benachbarten Gebieten - Gliederung, geologische Prozesse, Ablagerungen und Landschaftsformen.– Hannover (Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie); http://www.lbeg.niedersachsen.de/portal/live.php?navigation_id=784&article_id=723&_psmand=4.
- THIERMANN, A., KOCH, M. & WILL, K.-H. (1970): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25000. Erläuterungen zu Blatt 3711 Bevergern.– Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen: 120, 9 Abb., 6 Tab.; Krefeld.
- THOME, K.N. (1998): Einführung in das Quartär: Das Zeitalter der Gletscher.– **1. Ed.:** 287 S., 205 Abb., 22 Tab.; Berlin (Springer).
- TRUSHEIM, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands.– Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **109**, 1: 111-151, 14 Abb.; Hannover.

- VANDENBERGHE, J. (2003): Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas.– *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 20: 2053-2060, 1 Fig., 2 Tab., DOI: 10.1016/S0277-3791(03)00213-0; Amsterdam/Netherlands.
- VEJBÆK, O.V., ANDERSEN, C., DUSAR, M., HERNGREEN, G.F.W., KRABBE, H., LESZCZYŃSKI, K., LOTT, G.K., MUTTERLOSE, J. & VAN DER MOLEN, A.S. (2010): Cretaceous.– In: DOORNENBAL, J.C. & STEVENSON, A.G. [eds.]: *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area.*– 195-209, 40 fig.; Houten (EAGE Publications b.v.).
- VREELAND, R.H., ROSENZWEIG, W.D. & POWERS, D.W. (2000): Isolation of a 250 million-year-old halotolerant bacterium from a primary salt crystal.– *Nature*, **407**: 897, 1 Fig.; London.
- WALTER, R. (2007): *Geologie von Mitteleuropa.*– **7. Auflage**, 511 S., 184 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- WAUSCHKUHN, F., WAUSCHKUHN, B., LANGE, J.-M. & JONCKHEERE, R. (2013): Apatit-Spaltspurendatierung an Kernproben der Forschungsbohrung Nördlingen 1973: das thermische Signal des Riesimpakts.– *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **164**, 3: 447-458, 4 Abb., 1 Tab., DOI: 10.1127/1860-1804/2013/0040; Stuttgart (Schweizerbart'sche).
- WIESE, F., HISS, M., KAPLAN, U. & VOIGT, S. (2007a): Erwitte-Formation (13).– In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. [eds.]: *Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. Beitrag zur Stratigraphie von Deutschland im Auftrag der Deutschen Stratigraphischen Kommission.*– Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 55: 47-48; Hannover.
- WIESE, F., HISS, M. & VOIGT, S. (2007b): Salder-Formation (12).– In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. [eds.]: *Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. Beitrag zur Stratigraphie von Deutschland im Auftrag der Deutschen Stratigraphischen Kommission.*– Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 55: 45-47, 1 Abb.; Hannover.

- WIESE, F., HISS, M. & VOIGT, S. (2007c): Söhle-Formation (8).– In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. [eds.]: Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. Beitrag zur Stratigraphie von Deutschland im Auftrag der Deutschen Stratigraphischen Kommission.– Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 55: 40-41, 1 Abb.; Hannover.
- WILMSEN, M. & HISS, M. (2007): Baddeckenstedt-Formation (4).– In: NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. [eds.]: Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. Beitrag zur Stratigraphie von Deutschland im Auftrag der Deutschen Stratigraphischen Kommission.– Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 55: 32-33, 1 Abb.; Hannover.
- Woo, M.-K. (2012): Permafrost Hydrology.– 563 S.; Berlin (Springer).
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. & BILLUPS, K. (2001): Trends, Rhythms and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present.– Science, **Vol. 292**, No. 5517: 686-693, DOI: 10.1126/science.1059412
- ZANG, A. & STEPHANSSON, O. (2010): Stress Field of the Earth´s Crust.– **1. Ed.**: 322 pp., 100 illus.; Dordrecht (Springer).
- ZEPP, H. (2008): Geomorphologie: Grundriß Allgemeine Geographie.– **4. Aufl.**: 385 S.; Stuttgart (UTB).

Tabellenverzeichnis	Seite
Tab. 1 Unterscheidungsmerkmale der Flusstypen mäandrierend, braided river und anastomosierend (nach BRIDGE & DEMICCO 2008, MIALI 1977 und VANDENBERGHE 2003 in MRUGALLA 2011).....	86
Tab. 2: Auszug aus den statistischen Kennwerten zum Lösungsinhalt aus dem HAD.....	150
Tab. 3: KW-Lagerstätten im Bereich der betrachteten Fläche (DOORNENBAL & STEVENSON 2010, GIS-Datensätze).....	154
Tab. 4: Zusammenstellung von Meteoritenfällen im Umfeld und innerhalb der betrachteten Fläche.....	163

Abbildungsverzeichnis	Seite
Abb. 1: Geographische Lage der in der Langzeitprognose betrachteten Fläche in Norddeutschland auf Grundlage der vereinfachten Verbreitung der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen nach HOTH et al. 2007.....	9
Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Prätertiärs der Norddeutschen Senke (geändert nach WALTER 2007).....	11
Abb. 3: Tiefenlage der Zechsteinbasis in Norddeutschland (geändert nach PERYT et al. 2010).....	12
Abb. 4: Faziesverbreitung der Staßfurt-Folge in Norddeutschland (geändert nach PERYT et al. 2010).....	14
Abb. 5: Salzstrukturen in Norddeutschland.....	15
Abb. 6: Tiefenlage der Triasbasis in Norddeutschland (geändert nach BACHMANN et al. 2010).....	16
Abb. 7: Stratigraphische Tabelle der Trias in Norddeutschland (nach STD 2002, DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [HRSG.] 2002).....	17
Abb. 8: Stratigraphische und lithologische Gliederung des Buntsandstein in Norddeutschland (nach LEPPER et al. 2005).....	19
Abb. 9: Stratigraphische und lithologische Gliederung des Muschelkalk in Norddeutschland (nach HAGDORN & SIMON 2005).....	20
Abb. 10: Stratigraphische und lithologische Gliederung des Keuper in Norddeutschland (nach NITSCH 2005 und NITSCH 2011).....	21
Abb. 11: Tiefenlage der Jurabasis (Lias) in Norddeutschland (geändert nach LOTT et al. 2010).....	23
Abb. 12: Stratigraphische Gliederung des Jura in Niedersachsen und Abweichungen in Nordostdeutschland (nach HEUNISCH et al. 2007 und STD 2002, DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [HRSG.] 2002).....	24
Abb. 13: Tiefenlage der Kreidebasis (ungefähr im Topbereich der Bückeberg-Formation) in Norddeutschland (geändert nach VEJBÆK et al. 2010).....	28
Abb. 14: Stratigraphische Gliederung der Unterkreide im Niedersächsischen Becken und in Mecklenburg-Vorpommern (nach HEUNISCH et al. 2007 und STD 2002, DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [HRSG.] 2002).....	30
Abb. 15: Tiefenlage der Oberkreidebasis (Cenomanium) in Norddeutschland (geändert nach VEJBÆK et al. 2010).....	34
Abb. 16: Stratigraphische Gliederung der Oberkreide in Norddeutschland (nach NIEBUHR et al. 2007 und STD 2002, DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [HRSG.] 2002).....	35
Abb. 17: Tiefenlage der Tertiärbasis in Norddeutschland (ungefähr im Topbereich der regionalen tertiären Stufe Danium, geändert nach KNOX et al. 2010).....	38

Seite

Abb. 18: Stratigraphische Gliederung des Tertiär in Norddeutschland (nach STD 2002, DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [HRSG.] 2002 sowie ESTD 2005 und KNOX et al. 2010).....	40
Abb. 19: Tiefenlage der Quartärbasis in Norddeutschland (geändert nach STACKEBRANDT et al. 2001).....	47
Abb. 20: Das Quartär in Niedersachsen und benachbarten Gebieten – Gliederung, geologische Prozesse, Ablagerungen und Landschaftsformen (HEUNISCH et al. 2007).....	48
Abb. 21: Die Gliederung des Pleistozäns im Land Brandenburg (nach LIPPSTREU 2002 in STACKEBRANDT & MANHENKE 2004).....	49
Abb. 22: Stratigraphische Gliederung der Unterkreide-Schichten des Hauterivium und Barremium im Niedersächsischen Becken und in Mecklenburg-Vorpommern (nach HEUNISCH et al. 2007 und STD 2002, DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [HRSG.] 2002).....	53
Abb. 23: Komponenten der Milanković-Zyklen (geändert nach ZACHOS et al. 2001 in MRUGALLA 2011).....	59
Abb. 24: Globale Strahlenbilanz (geändert nach GROTZINGER & JORDAN 2010 in MRUGALLA 2011).....	61
Abb. 25: Meeresströmungen „Globales Förderband“ (MRUGALLA 2011).....	62
Abb. 26: Hauptkomponenten des natürlichen Kohlenstoffkreislaufs (geändert nach IPCC 2001 in MRUGALLA 2011).....	64
Abb. 27: Gegenüberstellung von Klimaverläufen, die global an verschiedenen Stellen ermittelt wurden (MRUGALLA 2011).....	66
Abb. 28: Entwicklung der in Klimamodelle eingehenden Komponenten seit Mitte der 1970er Jahre (geändert nach IPCC 2001, Box 3, Fig. 1, aus MRUGALLA 2011).....	67
Abb. 29: Klimaentwicklungen in den nächsten 125.000 Jahren basierend auf verschiedenen Modellen (geändert nach CEDERCREUTZ 2004 in MRUGALLA 2011).....	70
Abb. 30: Vergleich von mehreren Datierungen der klimatischen Entwicklung in Norddeutschland mit einem global identifizierten Klimaverlauf.....	72
Abb. 31: Ungefähre Ausbreitung des Holstein-Meeress nach EHLERS (2011).....	74
Abb. 32: Ungefähre Ausbreitung des Eem-Meeress nach EHLERS (2011).....	75
Abb. 33: Ausbreitungsgrenzen der Vergletscherung in den letzten Kaltzeiten in Norddeutschland (Eisrandlagen nach STACKEBRANDT et al. 2001).....	80
Abb. 34: Schema verschiedener Permafrost- und Talik-Ausbildungen (geändert nach GASCOYNE 2000 und KARTE 1979 in MRUGALLA 2011).....	82

Seite

Abb. 35: Karte der Ausbreitung der Permafrostzonen während des letzten glazialen Maximums vor ca. 24.000 – 21.000 Jahren (RENSSEN & VANDENBERGHE 2003).....	83
Abb. 36: Beispiel für die Verwitterung durch Frostsprengung an einem Gesteinsblock auf Island (Foto: S. Mrugalla).....	87
Abb. 37: Angeschrittener Eiskeil in rezentem Permafrost auf Bunge Land, Neusibirische Inseln (Foto: S. Mrugalla).....	88
Abb. 38: Steinringe im rezenten Permafrost auf Spitzbergen (Foto: S. Mrugalla).....	89
Abb. 39: Typische Landschaftselemente bei unterschiedlichen Eisrandlagen im Vorfeld eines Flachlandgletschers (geändert nach KOPPE 2009 in MRUGALLA 2011).....	92
Abb. 40: Saalezeitliche Eisausbreitung (FELDMANN 2002: 73, geändert).....	93
Abb. 41: Rinnenverteilung und Eisrandstände in Norddeutschland (geändert nach STACKEBRANDT et al. 2001).....	98
Abb. 42: Vertikale Bewegungen seit dem Beginn des Rupelium (Oligozän) (nach LUDWIG 2001).....	105
Abb. 43: Skizze vom Prinzip der isostatischen Ausgleichsbewegungen bei einer Gletscherauflast (MRUGALLA 2011).....	106
Abb. 44: Schema der Spannungsverteilung im Umfeld einer Gletscherauflast (geändert nach STEWART et al. 2000 in MRUGALLA 2011).....	108
Abb. 45: Rezente vertikale Bewegungen (nach FRISCHBUTTER & SCHWAB 2001).....	109
Abb. 46: Komponenten eistektonisch induzierter Erdbeben (geändert nach STEWART et al. 2000 in MRUGALLA 2011).....	112
Abb. 47: Karte der Epizentren der Schadenbeben in der Bundesrepublik Deutschland und angrenzenden Gebieten der Jahre 800 bis 2010 (BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) 2011).....	113
Abb. 48: Epizentren der Schadenbeben als Auszug für Norddeutschland aus den Jahren 800 bis 2010 (nach BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR) 2011).....	114
Abb. 49: Geomorphologische Übersichtskarte.....	116
Abb. 50: Flusseinzugsgebiete.....	118
Abb. 51: Ungefähre Ausbreitung des Holstein- und Eem-Meeres nach EHLERS (2011) verglichen mit der Verbreitung der untersuchungswürdigen Tongesteinsformationen (vereinfacht nach HOTH et al. 2007).....	121
Abb. 52: Ungefähre Küstenlinie und Meerestiefen nach einem Meeresspiegelanstieg von 65 m auf Basis der rezenten Topographie.....	123
Abb. 53: Zusammenstellung von generalisierten Verläufen von Störungen und Störungszonen in Norddeutschland (geändert nach KLEY 2013 und SCHULZ et al. 2013).....	135

Seite

Abb. 54: Spannungsfeld in Deutschland (Richtung entlang der Symbolachsen, nach HEIDBACH et al. 2008, geändert).....	136
Abb. 55: Schema unterschiedlicher Einflüsse von Störungen auf die Grundwasserströmung (geändert nach MRUGALLA 2011).....	137
Abb. 56: Salzstrukturen und ihre stratigraphische Alterseinstufung in Norddeutschland.....	140
Abb. 57 Ausschnitt aus der Übersichtskarte Hydrogeologie des hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) (geändert nach BMU 2003).....	144
Abb. 58 Ausschnitt aus der Karte der geogenen Grundwasserbeschaffenheit des hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD) (geändert nach BMU 2003).....	148
Abb. 59: KW-Lagerstätten in Norddeutschland und angrenzenden Bereichen (nach DOORNENBAL et al. 2010, geändert).....	153
Abb. 60: Schema der Grabenbildung durch Konvektionsströmungen im Mantel (MRUGALLA 2011).....	157