



TECHNISCHE UNIVERSITÄT BERGAKADEMIE FREIBERG

Die Ressourcenuniversität. Seit 1765.

Forschungsvorhaben 0325285B

„Verbundprojekt:

Identifikation hydraulisch geeigneter Bereiche innerhalb der mesozoischen Sandsteinaquifere in Norddeutschland“

- Schlussbericht -

Datum: 13. Januar 2015
Projektleiter: Prof. Dr. Christoph Breitkreuz
Dr. Matthias Franz

Gefördert durch:



Bundesministerium
für Wirtschaft
und Energie

aufgrund eines Beschlusses
des Deutschen Bundestages

Titel:	Verbundprojekt: Identifikation hydraulisch geeigneter Bereiche innerhalb der mesozoischen Sandsteinaquifere in Norddeutschland
Bearbeitungszeitraum:	01.06.2011 – 28.11.2014
Textumfang:	317 Seiten
Anlagenzahl:	1
Tabellenzahl:	28
Abbildungszahl:	187
Bearbeiter:	Dr. Matthias Franz Dr. Markus Wolfgramm (GTN) Dipl.-Geol. Gregor Barth Dipl.-Geol. Kerstin Nowak (GTN) Dipl.-Geol. Jens Zimmermann M.Sc. Ingmar Budach (GTN) Dipl.-Geogr. Kirsten Thorwart (GTN)

Technische Universität Bergakademie Freiberg
Institut für Geologie
Lehrstuhl für Allgemeine und Historische Geologie

Bernhard-von-Cotta-Straße 2
09599 Freiberg/Sa.

Tel.: (03731) 39 - 2068
Fax: (03731) 39 - 3599
matthias.franz@geo.tu-freiberg.de

Gefördert durch:



Bundesministerium
für Wirtschaft
und Energie

aufgrund eines Beschlusses
des Deutschen Bundestages

*Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung
liegt bei den Autoren.*

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung.....	27
1.1	Aufgabenstellung	27
1.2	Methodik.....	35
1.2.1	Faziesanalyse.....	35
1.2.2	Siebanalysen.....	37
1.2.3	Dünnschliffuntersuchungen.....	42
1.2.4	Geochemie	48
1.2.5	Petrophysik, Hydraulik.....	50
1.2.6	Bohrlochgeophysik	53
1.2.7	Stratigraphie.....	70
1.2.8	Statistische Verfahren.....	72
1.3	Probennahmen, Projekttreffen.....	77
1.4	Geothermische Sandsteinreservoir im NDB.....	80
2	Datengrundlage.....	82
3	Stratigraphie	86
3.1	Altdaten.....	86
3.2	Neubearbeitungen.....	88
3.2.1	Schilfsandstein.....	90
3.2.2	Rhät.....	94
3.2.3	Toarc - Callov	98
4	Fazielle Rekonstruktion der Hauptreservoir	104
4.1	Lithofaziestypen.....	104
4.1.1	Schilfsandstein - Stuttgart-Formation	104
4.1.2	Rhät - Exter-Formation.....	112
4.1.3	Dogger.....	117
4.2	Faziesassoziationen und Ablagerungsräume.....	120

4.2.1	Schilfsandstein.....	120
4.2.2	Rhät - Exter-Formation.....	138
4.2.3	Dogger.....	166
5	Kernbohrungen und Integration von Bohrlochmessungen.....	194
5.1	Lithofaziestypen und -assoziationen.....	194
5.1.1	Schilfsandstein.....	194
5.1.2	Rhät - Exter-Formation.....	199
5.1.3	Dogger.....	205
5.2	Porosität und Permeabilität nach Bohrlochmessungen	210
6	Petrologie der Sandsteine	225
6.1	Korngrößenparameter nach Siebanalyse.....	226
6.1.1	Vergleich Sehnenschnittverfahren und Siebanalyse	232
6.1.2	Abschätzung der Messungengenauigkeiten	234
6.2	Mineralogie & Geochemie des Detritus.....	236
6.3	Porenraumzementation und Diagenese	239
6.4	Faziesabhängige Porenraumzementation und Diagenese der Rhät- und Dogger-Sandsteine.....	240
6.4.1	Anteile der Mineralneubildungen am Gestein	240
6.4.2	Kornkontaktanalyse.....	244
6.4.3	Tonmineralogie	246
6.4.4	Diageneseabfolge in Rhät- und Dogger-Sandsteinen.....	248
6.5	Faziesabhängige Porenraumzementation und Diagenese der Sandsteine des Schilfsandsteins.....	253
6.5.1	Anteile der Mineralneubildungen am Gestein	253
6.5.2	Zusammensetzung der Mineralneubildungen	254
6.5.3	Minuszementporosität	256
6.5.4	Zementationsabfolge in Sandsteinen des Schilfsandsteins	257
7	Porosität und Permeabilität der Sandsteine	263

7.1	Einleitung	263
7.2	Permeametermessungen, He-Porosimetrie.....	264
7.2.1	Porosität nach Dünnschliffintegration	265
7.3	Bestimmung der Porosität mittels Tauchwägung.....	267
7.4	Auswertung der Siebanalysen hinsichtlich Permeabilität und Porosität.....	271
7.4.1	Bestimmung des kf-Wertes aus Siebanalysen.....	271
7.4.2	Teufenkorrektur der Durchlässigkeit	273
7.5	3D Porositätsdarstellungen und -bestimmungen.....	279
7.5.1	Stapelbilder (Z-Achse)	279
7.5.2	Computertomographie (CT).....	281
7.6	Vergleich der Methoden der Porositätsbestimmung	283
7.6.1	Vergleich der Porositäten der Auftriebmethode mit den Porositäten der Helium-Methode	283
7.6.2	Vergleich der Porosität nach Bildanalyse mit den weiteren Methoden.....	285
7.6.3	Porosität und Permeabilität vs. Granulometrie	287
7.6.4	Porosität und Permeabilität vs. Lithofazies.....	290
7.6.5	Abhängigkeit der Porosität von der Tiefe	293
7.7	Zusammenfassung und Vergleich	295
8	Synthese der Faziestypen und hydraulischen Parameter ...	297
8.1	Definition geothermisches Reservoir	297
8.1	Übertragung der Daten ins GeotIS.....	300
8.2	Potenzialbewertung	301
8.3	Schilfsandstein.....	302
8.3.1	Reservoir Unterer Schilfsandstein	303
8.3.2	Reservoir Oberer Schilfsandstein	306
8.4	Rhät.....	308

8.4.1	Reservoir Rhät A und Rhät B (Untere Exter-Formation II und III, GTr 18).....	308
8.4.2	Reservoir Rhät C - Rhät F (Obere Exter-Formation, GTr 19-Rhätolias)	310
8.5	Dogger.....	312
8.5.1	Reservoir Untertoarc (Bifrons Chrono).....	312
8.5.2	Reservoir Obertoarc (Levesquei chrono).....	314
8.5.3	Reservoir Oberaalen A und Oberaalen B	315
8.5.4	Reservoir Oberbajoc (Garantiana Chrono)	317
8.6	Klassen der Sandsteine und Übergabe an GeotIS	319
9	Zusammenfassung.....	320
	Literaturverzeichnis	324

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1-1: Hierarchische Faziesanalyse (aus MIALL, 2006), a) fluviatile Ebene b) Rinnengürtel, c) fluviatile Rinne, d) Barre, e) Lithofaziestypen Sx und Sr im Bohrkern.....	35
Abbildung 1-2: Schichtungsgefüge in Abhängigkeit der Korngröße und Transportgeschwindigkeit (ASHLEY 1990)	36
Abbildung 1-3: Schematische Kornverteilungskurven (Häufigkeitskurven)	38
Abbildung 1-4: Beispiel der graphischen Darstellung von Korngrößendaten in einer Kornsummenkurve, dargestellt sind zusätzlich die relevanten Perzentilmaße Φ_n	39
Abbildung 1-5: Richtungen des Sedimenttransportes im Rhät-Lias aus SCHOLLE (1992).....	41
Abbildung 1-6: Länge der Sehnen auf den gedachten Geraden durch einen Dünnschliff	44
Abbildung 1-7: Minus-Zement-Porosität (a, b) und Kontaktstärke (c) aus FÜCHTBAUER (1988); Die Minus-Zement-Porosität, die sich aus dem Volumenanteil an Zement (schraffiert) und Porosität (schwarz) zusammensetzt, beträgt in (a) 33 % und in (b) 16 %; Das Gestein in (b) wurde später zementiert als (a); Die Kontaktstärke (c) von Körnern, die durch Albit (punktiert) zementiert sind, beträgt 1,2 (10 Punktkontakte und 3 längliche Kontakte), während die Kontaktstärke der Quarz-zementierten (weiß) Körner 1,6 beträgt.....	45
Abbildung 1-8: Schematische Darstellung eines Permeameters (Quelle: http://www.geodz.com/deu/d/Permeameter)	51
Abbildung 1-9: Lithologische Gliederung nach Bohrlochmessungen, aus SCHNEIDER (1988).....	53
Abbildung 1-10: Schematischer Aufbau einer Gammamessung, aus FRICKE & SCHÖN (1999).....	54
Abbildung 1-11: Schematischer Aufbau einer Gamma-Gamma-Sonde mit kurzem und langem <i>Spacing</i> (links) und Kalibrierkurve für zwei Sondenspacings (rechts), aus FRICKE & SCHÖN (1999).....	55
Abbildung 1-12: Wertebereich der P-Wellengeschwindigkeit v_p und der <i>slowness</i> Δt für verschiedene Gesteine (Abbildung nach FRICKE & SCHÖN 1999).....	59
Abbildung 1-13: Entstehung elektrischer Eigenpotenziale in Bohrlöchern, aus FRICKE & SCHÖN (1999).....	60
Abbildung 1-14: Stromlinien für das tief eindringende (LLd) und das flach eindringende (LLs) Dual-Laterolog [®] der Firma Schlumberger, aus FRICKE & SCHÖN (1999).....	62

Abbildung 1-15: Glättung von GR-Kurven für verschiedene Längen des HAMMING-Fensters.....	64
Abbildung 1-16: Standard-Porositätsmodell nach PRAMMER et al. (1996), Abbildung nach FRICKE & SCHÖN (1999).....	65
Abbildung 1-17: Auswirkung der Tonkorrektur auf die Porositätsabschät- zung.....	66
Abbildung 1-18: Intervalle um μ (Erwartungswert) bei der Normalverteilung	73
Abbildung 1-19: Typen der statistischen Datenverteilung aus BAILEY et al. (2000).....	74
Abbildung 1-20: Beispiel für ein Streudiagramm (XY-Diagramm), rechts mit eingefügter Trendlinie inkl. Korrelationsfunktion und Bestimmtheitsmaß R^2 durch EXCEL.....	76
Abbildung 1-21: Geothermische Hauptreservoirire des Norddeutschen Beckens, orange - in diesem Projekt bearbeitete Hauptreservoirire	81
Abbildung 2-1: Karte mit Tiefbohrungen, die den Dogger erreicht oder durchteuft haben, Darstellung der bearbeiteten Kernbohrungen, aus- gewerteten Bohrungslogs und den im Rahmen des Projektes besuchten Aufschlüssen.....	82
Abbildung 2-2: Karte mit Tiefbohrungen, die den Rhät-Lias erreicht oder durchteuft haben, Darstellung der bearbeiteten Kernbohrungen, aus- gewerteten Bohrungslogs und den im Rahmen des Projektes besuchten Aufschlüssen.....	84
Abbildung 2-3: Karte mit Tiefbohrungen, die den Schilfsandstein erreicht oder durchteuft haben, mit Darstellung der bearbeiteten Kernboh- rungen und ausgewerteten Bohrungslogs.....	85
Abbildung 3-1: Beispiel der Referenzbohrung Kb JOmb 4/66. Die sedi- mentologische Bearbeitung erfolgte im Rahmen dieses Projektes, die biostratigraphische Einstufung wurde aus makro- bzw. mikropaläon- tologischen Berichten der Bohrungsakte übernommen (aus ZIMMER- MANN et al. in Vorber. a).....	88
Abbildung 3-2: Die Stuttgart-Formation in der Gt Neubrandenburg 2/85. Grau - Transgressionshorizonte der Neubrandenburg-, Gaildorf- und Beaumont-Subfor-mationen trennen den Unteren bzw. Oberen Schilf- sandstein, in denen potenzielle Reservoirire ausgebildet sein können (aus FRANZ et al. 2014).....	90
Abbildung 3-3: Fossilführung der Neubrandenburg-Subformation mit stratigraphisch verwertbarem Wechseln einer Ostrakodenfauna mit <i>Simeonella alpina</i> an der Basis zu einer Fauna mit <i>Karnocythere</i> <i>germanica</i> (aus FRANZ et al. 2014).....	92

- Abbildung 3-4: Sporomorph Eco Groups der Neubrandenburg-Subformation in der Dp Morsleben 52A/95. An der Basis dominiert marines Plankton in einem Horizont, der in benachbarten Bohrungen tethyale Ostrakoden aufweist. Dadurch wird die Basis der Stuttgart-Formation faunistisch greifbar (aus FRANZ et al. 2014) 92
- Abbildung 3-5: Palynomorphenspektrum der Stuttgart-Formation in der Gt N 2/85. 1 - Aratrisporites centratus, P76340; 2 - Leschikisporis aduncus, P76344; 3 - Calamospora tener, P76344; 4 - Duplicisporites granulatus, P76340; 5 - Enzonalasporites vigens, P76337; 6 - Taurocusporites verrucatus, P76340; 7 - Aulisporites astigosus, P76344; 8 - Pseudenzonalasporites summus, P76340, 9 - Patinasporites densus, P76340; 10 - Triadispora plicata, P76340; 11 - Ovalipollis pseudoalatus, P76340; 12 - Triadispora verrucata, P76341; 13 - Micrhystridium sp., P76341; 14 - Micrhystridium sp., P76341; 15 - Botryococcus sp., P76341; 16 - Plaesiodicytum mosellanum, P76337; 17–19 - Scytinaceae, P76338. Abb. 1–16: Skala A; 17–19: Skala B (aus FRANZ et al. 2014) 93
- Abbildung 3-6: Sukzessive Ausbreitung des Rhätmeeres von West nach Ost. Vollmarine Bedingungen sind im gesamten Arbeitsgebiet erst ab dem Untersinemur zu verzeichnen. Vorher liegt der westliche Teil des Arbeitsgebietes unter mariner und der östliche Teil unter brackisch bis terrestrischer Beeinflussung. Skala siehe Abbildung 3-7 (aus BARTH et al. in Vorber. a) 95
- Abbildung 3-7: West-Ost-Schnitt zur Verdeutlichung der ausgeprägten Diachronie in der Ausbreitung des Rhätmeeres (aus BARTH et al. in Vorber. a) 96
- Abbildung 3-8: Litho- und Biostratigraphie des Mittelnor-Untersinemur mit den 6 potenziellen Reservoirs des Rhäts (aus BARTH et al. in Vorber. a) 97
- Abbildung 3-9: Ammoniten-, Ostrakoden-, Dinoflagellaten- und Miosporen-Zonierungen des Lias und des Doggers in Norddeutschland (aus ZIMMERMANN et al. in Vorber. a) 98
- Abbildung 3-10: Stratigraphische Neubearbeitung am Beispiel der Kb Zechliner Hütte 1A/65 mit Ammoniten-, Ostrakoden- und Palynomorphenleitformen und sequenzstratigraphischer Interpretation (aus ZIMMERMANN et al. in Vorber. a) 100
- Abbildung 3-11: Beispiel einer Ostrakodenfauna. 1 *Fuhrbergiella (Praefuhrbergiella) archangelskyi* (LUBIMOVA & CHABAROVA 1955), Wo 1/65: 133,60-133,61 m. 2-3 *Palaeoloxoconcha bathonica* (DREYER 1967), 2: Wo 1/63: 173,30-173,31 m, 3: Loeck 1E/63. 4-6 *Acanthocythere (Protoacanthocythere) milanowskyi* (LUBIMOVA & CHABAROVA 1955), 4:

Wo 1/65: 173,50-173,51 m, 5: Wo 1/63: 173,50-173,51 m, Wo 1/63: 172,90-172,91 m, 6: Wo 1/63: 172,90-172,91 m. <i>Pseudo-perissocytheridea anastomosa</i> (WHATLEY et al. 2001), Wo 1/65: 174,90-174,91 m. 9 <i>Lophocythere bicornua</i> (BRAND 1990), Loeck 1E/63: 565,75-565,76 m. 10a-b <i>Morkhovenicythereis polita</i> (BRAND 1990), Wolgast 1/65: 182,70-182,71 m. 11 <i>Procytherura pleuraperiosios</i> (WHATLEY et al. 2001), Wo 1/65: 133,60-133,61 m. 12-14 <i>Neurocythere plena rusbuelti</i> subsp. nov., Loeck 1E/63: 565,95-565,96 m (ZIMMERMANN et al. in Vorber. a).....	100
Abbildung 3-12: Beispiel einer Foraminiferenfauna. 1-2 <i>Planularia semireticulata</i> (NORLING 1972), KSS 5/66: 1646,50-1646,51 m. 3-5 <i>Lenticulina</i> spp., KSS 5/66: 1588,80-1588,81 m. 6 <i>Lenticulina jellinecki</i> (BARTENSTEIN 1998), KSS 5/66: 1399,4-1399,41 m. 7 <i>Lenticulina aulosensis</i> (BARTENSTEIN 1995), KSS 5/66: 1399,4-1399,41 m. 8-10 <i>Epistomina bireticulata</i> (PAZDRO 1969), Loecknitz 1E/63: 565,75-565,76 m. 11-13 <i>Trocholina conica</i> (SCHLUMBERGER 1898), Loecknitz 1E/63: 565,75-565,76 m (ZIMMERMANN et al. in Vorber. a)	102
Abbildung 3-13: Sedimentäre Architektur des Sinemur-Bajoc und daraus abgeleitete Sequenzen 2. Ordnung, 3. Ordnung und 4. Ordnung (aus ZIMMERMANN et al. in Vorber. a)	103
Abbildung 4-1: Lithofaziestypen der Neubrandenburg-Subformation, Skala 5 cm; 1 - Probe 22/11/2010-15b Gt Neubrandenburg 2/85, Teufe 1560,0-1560,2 m, Wechsellagerung Cl und Het (Linsen- und Flaserschichtung), schwach bioturbat, kleinskalige Normalgradierung (untere Pfeile) und "fluid mud layer" (oberer Pfeil); 2 - Probe 22/11/2010-17b Gt Neubrandenburg 2/85, Teufe 1559,3-1559,4 m, Sr Lithofazies einer Mündungsbarre; 3 - Probe Am Hohnert-1 ca. 20 cm über Basis der Stuttgart-Formation, inverse Gradierung von Cl über Het (Linsen- zu Flaserschichtung) zu Sr Lithofazies weist auf Wechsel von Suspensionsfracht zu Bodenfracht, leicht erosive Basis von Sr (Pfeil); 4 - Probe Am Hohnert-2 ca. 1,4 m über Basis der Stuttgart-Formation, Het Lithofazies, Linsenschichtung mit schmalen bis zu 1 cm dicken Linsen, "fluid mud layers" im oberen Teil mit Schwundrissen (Pfeile), aus FRANZ et al. (2014).....	106
Abbildung 4-2: Sandige Lithofaziestypen des Unteren bzw. Oberen Schilfsandsteins.....	108
Abbildung 4-3: Variationen der Lithofaziestypen Fl und Fsm-lakustrin im Unteren bzw. Oberen Schilfsandsteins (häufiger verbreitet im Unteren Schilfsandstein)	109
Abbildung 4-4: Pedogene Lithofaziestypen des Unteren bzw. Oberen Schilfsandsteins.....	111

Abbildung 4-5: Lithofaziestypen der Exter-Formation. A – Schräggeschichteter Sandstein (Sx), Kb KSS 5/66, Probe 11–09 (1830,60 m, Untere Exter-Formation II). B – Pedogen entschichteter Silt-Mergelstein mit Dolcrete (P), Gt N 2/85, Probe Franz-08 (1233,5 m, Untere Exter-Formation III). C – Umgeschichteter Sandstein (Sm), Gt N 2/85 (Teufe: 1262,35 m, Untere Exter-Formation II). D – Rippel-geschichteter Sandstein (Sr), Bohrung Gt N 2/85, Probe Franz–23 (1213,40 m, Obere Exter-Formation). E – Horizontal geschichteter Sandstein (Sh), Kb KSS 5/66, Probe 11–22 (1782,80 m, Obere-Exter-Formation). Maßstab = 1 cm	115
Abbildung 4-6: Lithofaziestypen der Exter-Formation. A – Bioturbate Heterolithe, HA 1/97, Probe 11–02 (3260,0 m, Obere Exter-Formation). B – Linsenschichtung, Dp Sgk 1/84, Probe Franz–20 (1253,30 m, Obere Exter-Formation). C – Pedogenes Karbonat mit umkrusteten Wurzelröhren, Dp Sgk 1/84 (Untere Exter-Formation). D – HCS-Gefüge, Gt Wa 1/81, Probe 11–19 (1506,55 m, Obere Exter-Formation). Maßstab = 1 cm	116
Abbildung 4-7: Wesentliche Lithofaziestypen des Toarc-Dogger. A – Heterolithe des Prodelta mit hoher Bioturbation (Ch = Chondrites, Tei = Teichichnus).....	118
Abbildung 4-8: Paläogeographische Rekonstruktion des basalen Neubrandenburg-Members. ECG - Ostkarpatenpforte, SMG - Schlesisch-Mährische-Pforte, EAS - Eichsfeld-Altmark-Schwelle, RS - Rügen-Schwelle, LFS - Lolland-Falster-Schwelle. Korrelationstrasse siehe Abb. 3-4, aus FRANZ et a. (2014).....	122
Abbildung 4-9: Paläogeographische Rekonstruktion des höheren Neubrandenburg-Members. ECG - Ostkarpatenpforte, SMG - Schlesisch-Mährische-Pforte, EAS - Eichsfeld-Altmark-Schwelle, RS - Rügen-Schwelle, LFS - Lolland-Falster-Schwelle. Korrelationstrasse siehe Abb. 3-4, aus FRANZ et a. (2014).....	123
Abbildung 4-10: Profil von der Rinne, über Schichtandschüttungen zum Inlandsee im Unteren Schilfsandstein.....	124
Abbildung 4-11: Fazieskarte des Unteren Schilfsandsteins in NE-Deutschland	125
Abbildung 4-12: Profile des Unteren Schilfsandsteins bis Weser-Formation von Kernbohrungen mit unterschiedlicher Ausbildung Unteren und Oberen Schilfsandsteins	126
Abbildung 4-13: Fazieskarte des Oberen Schilfsandsteins in NE-Deutschland	128

Abbildung 4-14: Modalbestand des Schilfsandsteins in ausgewählten Bohrungen Nord- und Mitteldeutschlands zeigt unreife Grauwacke- bis Arkose-artige Sandsteine.....	129
Abbildung 4-15: Modalbestand des Schilfsandsteins in ausgewählten Bohrungen nach DICKINSON (1985).....	129
Abbildung 4-16: Fazieskarte mit Darstellung der Maturitäten von Sandsteinen des Unteren und Oberen Schilfsandsteins.....	131
Abbildung 4-17: Herkunftsindex im Unteren und Oberen Schilfsandstein	132
Abbildung 4-18: Beispiele für Schwerminerale aus dem Schilfsandstein ..	133
Abbildung 4-19: Schwermineralvergesellschaftungen des Schilfsandsteins weisen auf Ablagerung durch ein endorheisches Drainagesystem (NIEGEL 2014).....	134
Abbildung 4-20: Kathodolumineszenzuntersuchungen des Schilfsandsteins. Links: Kb Brustorf 1/62, Probe 11-8A zeigt Kalifeldspäte mit hellblauer und Plagioklase mit blauer, grüner und rot-violetter Lumineszenz. Rechts: Kb Strausberg 1/62, Probe 12-06A zeigt Kalifeldspäte mit hellblauer und Plagioklase mit vorwiegend grüner Lumineszenz (NIEGEL 2014).....	135
Abbildung 4-21: Häufigkeitsverteilung der Mächtigkeiten der Rinnen des Unteren und Oberen Schilfsandsteins und daraus abgeleitete Breiten der Rinnengürtel für mäandrierende Flusssysteme nach: 1) LEEDER (1973): $w=6,8*d^{1,54}$; 2) FIELDING & CRANE (1987): $w=0,95*h^{2,07}$; 3) FIELDING & CRANE (1987): $w=12,1*h^{1,85}$; 4) FIELDING & CRANE (1987): $w=64,6*h^{1,54}$	137
Abbildung 4-22: Ablagerungsräume der Unteren Exter-Formation I im NDB	144
Abbildung 4-23: Ablagerungsräume der Unteren Exter-Formation II im NDB.....	146
Abbildung 4-24: Ablagerungsräume der Unteren Exter-Formation III im NDB.....	150
Abbildung 4-25: Häufigkeitsverteilung der Mächtigkeiten für die Reservoirs Rhät A und B	151
Abbildung 4-26: Wahrscheinliche Breiten der Rinnengürtel der Schwemmfächer in der Unteren Exter-Formation nach 1) OLARIU & BHATTACHARIA (2006), 2 - 4) FIELDING & CRANE (1987).....	152
Abbildung 4-27: Synoptische Darstellung der Morphologie der Schwemmfächer in der Unteren Exter-Formation. A) Mächtigkeitsabnahme vom Oberlauf zum Unterlauf, B) daraus ermittelter wahrscheinlicher Gradient auf der Fächeroberfläche nach erfolgter Ablagerung, C) Änderung der Konfiguration der Rinnen vom Oberlauf zum Unterlauf, D)	

Kornverfeinerung vom Oberlauf zum Unterlauf und granulometrische Charakteristik	153
Abbildung 4-28: Ablagerungsräume der Oberen Exter-Formation im NDB	160
Abbildung 4-29: Häufigkeitsverteilung der Mächtigkeiten für die Reservoirs Rhät C bis F. A) Häufigkeitsverteilung, B) Box-Whisker-Plot.....	162
Abbildung 4-30: Wahrscheinliche Breiten der Rinnengürtel in der Oberen Exter-Formation nach 1) OLARIU & BHATTACHARIA (2006), 2 - 4) FIELDING & CRANE (1987).....	162
Abbildung 4-31: Modalbestand der Exter-Formation nach MCBRIDE (1963) und DICKINSON (1985)	164
Abbildung 4-32: Schwermineralvergesellschaftungen des Rhäts. Schüttun- gen südlicher Provenienz werden in der Seeberg-Formation (FRANZ 2008) zusammengefasst und von Schüttungen nördlicher Provenienz getrennt, die in der Exter-Formation zusammengefasst werden	165
Abbildung 4-33: Gemittelte Schwermineralvergesellschaftungen der Abfol- ge Rhät- Callov norddeutscher Bohrungen (ko = 142, juhe = 90, jusi = 145, jupl = 120, jutc = 149, jmaa = 80, jmbj = 41, jmbt = 21, jmcl = 11; Gesamt = 799)	166
Abbildung 4-34: Schematischer Querschnitt durch eine deltalische Verteiler-rinne mit angeschlossenem Uferdeich bei Flechtorf. Der Aufschluss zeigt laterale Migration verschiedener Sandkörper, die als Gleithang-bündel interpretiert wurden (ZIMMERMANN et al. 2014).....	173
Abbildung 4-35: Schematischer Querschnitt durch einen Deichbruchfächer in der Sandgrube bei Neuhaus (ZIMMERMANN et al. 2014)	174
Abbildung 4-36: Schematischer Querschnitt zweier Gleithangbündel aus dem Aufschluss Flechtorf. Aus der Geometrie der Gleithangbündel können paläohydraulische Parameter des Flusssystem abgeleitet wer- den (ZIMMERMANN et al. 2014).....	175
Abbildung 4-37: Paläogeographische Rekonstruktion des Posidonien- schiefers (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).....	176
Abbildung 4-38: Paläogeographische Rekonstruktion des Oberen Unter- toarc (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).....	177
Abbildung 4-39: Paläogeographische Rekonstruktion des Obertoarc (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).....	178
Abbildung 4-40: Paläogeographische Rekonstruktion des Unteraalen (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).....	179
Abbildung 4-41: Paläogeographische Rekonstruktion des Oberaalen 1 (gekreuzte Schraffur: Oberaalen 1 nicht von Oberaalen 2 trennbar, ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).....	180

Abbildung 4-42: Paläogeographische Rekonstruktion des Oberaaalen 2 (ZIMMER-MANN et al. in Vorber. b).....	182
Abbildung 4-43: Paläogeographische Rekonstruktion des Oberbajoc in der Garantiana chron (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).....	184
Abbildung 4-44: Paläogeographische Rekonstruktion des Oberbajoc in der Parkinsoni chron (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).....	184
Abbildung 4-45: Korrelationstrassen für die paläogeographische Rekon- struktion des Oberbajoc in der Parkinsoni chron (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).....	186
Abbildung 4-46: Modalbestand der Sandsteine des Toarc-Bajoc. Die untersuchten Proben (n = 112) aus den stratigraphischen Abschnitten Toarc bis Bajoc können als Quarzarenite bis Feldspat-arme Subar- kosen bezeichnet werden (MCBRIDE 1963). Die Ausgangsgesteine sind für den betrachteten Abschnitt typisch dem stabilen kontinentalen Block oder Kraton (DICKINSON 1985)	187
Abbildung 4-47: Ausgewählte Elemente und Elementverhältnisse der Kb KSS 5/66 sowie einiger Bohrungen aus dem Gebiet Mittelplate.....	188
Abbildung 4-48: Ausgewählte Elemente und Elementverhältnisse der Kb Penkun 10/66 und Kb Zechliner Hütte 1A/65	189
Abbildung 4-49: Häufigkeitsverteilung der Mächtigkeiten der Verteiler- rinnen des Toarc-Bajoc und daraus abgeleitete Breiten der Verteiler- rinnengürtel nach: 1) OLARIU&BHATTACHARYA (2006): $w=d*100$; 2) LEEDER (1973): $w=6,8*d^{1,54}$; 3) FIELDING &CRANE (1987): $w=0,01*h^{2,9}$; 4) FIELDING &CRANE (1987): $w=0,95*h^{2,07}$; 5) FIELDING &CRANE (1987): $w=12,1*h^{1,85}$; 6) FIELDING &CRANE (1987): $w=64,6*h^{1,54}$; 7) FIELDING &CRANE (1987): $w=513*h^{1,35}$	190
Abbildung 5-1: Korrelations-Bohrungslog und Kernprofil der Faziesasso- ziationen Gleithangbündel einer Rinne (point bar), Kb Btf 1/62 und Deichdurchbruchsfächer (Crevasses Splay), Gt N 2/86.....	195
Abbildung 5-2: Korrelation von Bohrungslogs und dem Kernprofil der Faziesassoziationen der Überflutungsebene (floodplain fines: Kb Btf 1/62, lacustrine fines: Kb Tao At 1/65).....	197
Abbildung 5-3: Korrelation von Bohrungslogs und dem Kernprofil der Faziesassoziationen einer Mündungsbarre (E KrGs 1/76).....	198
Abbildung 5-4: Kurzprofil der Faziesassoziation - epikontinentales Flach- meer - am Beispiel der Bohrung Eitzendorf 8 (Niedersachsen), aus BARTH et al. (in Vorber. b).....	199
Abbildung 5-5: Kurzprofil der Faziesassoziation - siliziklastische Küste - am Beispiel der Bohrung Dp Siedenlangenbeck 1/84 (Sachsen-Anhalt), aus BARTH et al. (in Vorber. b)	200

Abbildung 5-6: Kurzprofil der Faziesassoziation tonige Playa am Beispiel der Bohrung Kb Waren 1/81 (Mecklenburg-Vorpommern), Reife der Paläoböden nur schematisch, aus BARTH et al. (in Vorber. b).....	200
Abbildung 5-7: Kurzprofil der Faziesassoziation - fluvialer Schwemmfächer - am Beispiel der Bohrung Barth 10/65, (Mecklenburg-Vorpommern), aus BARTH et al. (in Vorber. b).....	201
Abbildung 5-8: Kurzprofil einer Abfolge der Faziesassoziationen - Playa-Tiefebene und Schichtflutsande - am Beispiel der Bohrung Kb Brunn/Neubrandenburg 1E/66 (Mecklenburg-Vorpommern), höchste Arnstadt-Formation bis Untere Exter-Formation	202
Abbildung 5-9: Kurzprofil der Faziesassoziation - deltatische Verteilerrinnen - am Beispiel der Bohrung Kb Gartz 1/65 (Brandenburg).....	203
Abbildung 5-10: Kurzprofil der Faziesassoziation - deltatische Mündungsbarren - am Beispiel Bohrung Kb Tarnow 1/65 (Mecklenburg-Vorpommern)	203
Abbildung 5-11: Kurzprofil der Faziesassoziation - Uferdeich-/Deichbruchsande - am Beispiel der Bohrung Kb KSS 5/66 (Mecklenburg-Vorpommern)	204
Abbildung 5-12: Kurzprofil der Faziesassoziation paralische Buchten und Sümpfe der Unteren Delta-Ebene am Beispiel der Bohrung Dp Siedlangenbeck 1/84 (Sachsen-Anhalt).....	205
Abbildung 5-13: Kurzprofile der Faziesassoziationen: Epikontinentales Flachmeer, distale Mündungsbarre, Mündungsbarre und Delatische Verteilerrinne (von oben). Epikontinentales Flachmeer: Bohrung Zechlinerhütte 1A/65, distale Mündungsbarre: Bohrung JOmb 10/65, Mündungsbarre: Bohrung KSS 5/66, deltatische Verteilerrinne: Bohrung Neuruppin 2/86, aus ZIMMERMANN et al. (in Vorber. b)	207
Abbildung 5-14: Kurzprofile der Faziesassoziationen: natürliche Uferdeiche/Deichbruchfächer, Schichtflutsande, paralische Buchten und ooidführende Sandbänke. Natürliche Uferdeiche/Deichbruchfächer, Schichtflutsande und paralische Buchten: Bohrung Neubrandenburg 1/82, ooidführende Sandbänke: Bohrung JOmb 10/65, aus ZIMMERMANN et al. (in Vorber. b).....	208
Abbildung 5-15: Vergleich zwischen unkompensiertem AL-Log (links) und kompensiertem AL-Log (rechts).....	211
Abbildung 5-16: Vergleich zwischen unkompensiertem und kompensiertem Akustiklog für die Porositätsabschätzung in den Reservoirs Rhät A und B	212
Abbildung 5-17: Vergleich zwischen Kaliber und Widerstandslogs der Bohrung Dp N 1/82.....	213

Abbildung 5-18: Einfluss der Salinität auf die Abschätzung der Porosität nach Widerstandslogs	215
Abbildung 5-19: Vergleich verschiedener Methoden zur Abschätzung der Porosität aus geophysikalischen Bohrlochdaten. Daten sind aus Bohrung Gt Wa 5/90, Porositätswerte aus Kerndaten sind als graue Kreise gekennzeichnet	216
Abbildung 5-20: Porositätsbestimmung nach verschiedenen bohrlochgeophysikalischen Methoden für Reservoirs des Hettang und Rhäts der Bohrung Gt Wa 5/90	217
Abbildung 5-21: Vergleich verschiedener Methoden zur Abschätzung der Porosität aus geophysikalischen Bohrlochdaten. Daten sind aus Bohrung Gt Nn 1/88, Porositätswerte aus Kern sind als graue Kreise gekennzeichnet	217
Abbildung 5-22: Porositätsbestimmung nach verschiedenen bohrlochgeophysikalischen Methoden für den Hettang der Bohrung Gt Nn 1/88	218
Abbildung 5-23: Porositätsbestimmung nach verschiedenen bohrlochgeophysikalischen Methoden für Reservoirs des Hettang und Rhäts der Bohrung Gt Nn 1/88	218
Abbildung 5-24: Vergleich verschiedener Methoden zur Abschätzung der Porosität aus geophysikalischen Bohrlochdaten. Bohrung Gt Khn 2/87 Detfurth-Formation	219
Abbildung 5-25: Porositätsbestimmung nach verschiedenen bohrlochgeophysikalischen Methoden für Detfurth der Bohrung Gt Khn 2/87	220
Abbildung 5-26: Vergleich Porosität aus GG-Logs mit Porosität aus Kerndaten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standardabweichung)	220
Abbildung 5-27: Vergleich Porosität aus NG-Logs mit Porosität aus Kerndaten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standardabweichung)	220
Abbildung 5-28: Vergleich Porosität aus kombinierten GG-NG-Logs mit Porosität aus Kerndaten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standardabweichung)	221
Abbildung 5-29: Vergleich Porosität aus AL-Logs mit Porosität aus Kerndaten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standardabweichung)	221
Abbildung 5-30: Vergleich Porosität aus kN-Logs mit Porosität aus Kerndaten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standardabweichung)	222

Abbildung 5-31: Vergleich Porosität aus UK-Logs mit Porosität aus Kern- daten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standard- abweichung).....	222
Abbildung 5-32: Vergleich Porosität aus LL-Logs mit Porosität aus Kern- daten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standard- abweichung).....	222
Abbildung 5-33: Vergleich Porosität aus ILM-Logs mit Porosität aus Kern- daten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standard- abweichung).....	223
Abbildung 5-34: Vergleich Porosität aus ILd-Logs mit Porosität aus Kern- daten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standard- abweichung).....	223
Abbildung 5-35: Profil von Waren, über Tarnow nach Neubrandenburg. Beschreibung im Text	224
Abbildung 6-1: Korrelation ausgewählter Percentile (in Phi-Einheiten) aller untersuchter Proben, Werte in Phi-Einheiten, Erläuterung im Text....	229
Abbildung 6-2: Box-Whisker-Plot für die mittlere Korngröße (Median) der ausgewählten stratigraphischen und faziellen Einheiten.....	230
Abbildung 6-3: Box-Whisker-Plot für die Sortierung der ausgewählten strati-graphischen und faziellen Einheiten.....	230
Abbildung 6-4: Box-Whisker-Plot für die Schiefe der ausgewählten strati- graphischen und faziellen Einheiten.....	231
Abbildung 6-5: Box-Whisker-Plot der Ungleichförmigkeit der ausgewählten stratigraphischen und faziellen Einheiten	231
Abbildung 6-6: Box-Whisker-Plot der Kurtosis der ausgewählten strati- graphischen und faziellen Einheiten.....	232
Abbildung 6-7: Korrelation der Medianwerte der Korngrößenzusammen- setzung der Siebanalyse und der Sehnenschnittmethode.....	233
Abbildung 6-8: Medianwerte der Sehnenschnittmethode im Vergleich zu Medianwerten der Siebung von Proben aus dem Schilfsandstein	234
Abbildung 6-9: Anteil an Matrix und Zement am Gesamtpartikelanteil (exkl. Porosität) für die Sandsteine des Dogger/Oberlias bis Rotliegend ($n_{\text{Dogger}} = 200$, $n_{\text{Rhät}} = 231$, $n_{\text{Schilfsandstein}} = 86$, $n_{\text{Buntsandstein}} = 43$, $n_{\text{Rotliegend}} = 58$)	237
Abbildung 6-10: Zusammensetzung der Sandsteine im NDB im QFL-Dia- gramm nach McBRIDGE (1963); $n_{\text{Dogger}} = 200$, $n_{\text{Rhät}} = 231$, $n_{\text{Schilfsandstein}} = 86$	238
Abbildung 6-11: Kompositionelle Reife und Herkunftsindex nach PETTJOHN (1957) der Sandsteine im NDB ($n_{\text{Dogger}} = 200$, $n_{\text{Rhät}} = 215$, $n_{\text{Schilfsandstein}} = 84$, $n_{\text{Buntsandstein}} = 43$, $n_{\text{Rotliegend}} = 58$)	239

Abbildung 6-12: Auswertung der Zusammensetzung der Dünnschliffe für die Rinnenfazies für Dogger und Rhät, n = 43.....	240
Abbildung 6-13: Auswertung der Zusammensetzung der Dünnschliffe für die Schichtsandsteine für Dogger und Rhät, n = 27	241
Abbildung 6-14: Kontaktstärke vs. Teufe für die Proben, welche für eine Kornkontaktanalyse ausgewählt wurden (jeweils nur der höchste Wert für die Kontaktstärke pro Probe verwendet), blau – Rhät-Dogger, rotbraun – Schilfsandstein	245
Abbildung 6-15: Tonmineralassoziationen aus dem Abschnitt oberstes Pliensbach-Bajoc.....	247
Abbildung 6-16: Dünnschliffphotos verschiedener Diagenesebildungen (je links unpolarisiert, rechts – polarisiert), oben: Residuum von Pyrit im Calcizement (Wo 1a, Probe 11-34, Teufe 629,5 m), 2. Reihe: Hämatitsaum als früher Zement, Korrosionsbuchten in Quarzkörnern, in welche Calcizemente wachsen (KSS 5, Probe 11-15, Teufe: 1.801,2 m), 3. Reihe: rötliche, zonierte Siderite im Porenraum (KSS 5, Probe 11-12, Teufe 1.819,9 m), unten: Poikilitischer Anhydritzement, Porenraumfüllend (NN 2, Probe 22, Teufe: 2.344 m).....	249
Abbildung 6-17: Dünnschliffphotos verschiedener Diagenesebildungen (je links unpolarisiert, rechts – polarisiert), oben: Calcizement ersetzt Anhydrit (NN 2, Probe 22, Teufe: 2.344 m), 2. Reihe: Typischer poikilitischer Calcizement (S 3, Probe 11-18, Teufe 2.006,6 m) 3. Reihe: stark serizitisierter bindemittelreicher Sandstein (Tao 1, Probe 11-02, Teufe 917,1 m), unten: Feiner Tonmineral-Karbonatsaum um detritische Körner (Barth 10, Probe 11-16, Teufe: 762,65 m).....	250
Abbildung 6-18: Zementabfolgen in Abhängigkeit von der Versenkungstiefe für die Sandsteine des Rhäts und Doggers, rot – Relevante Zementphasen hinsichtlich der Porenraumreduktion.....	252
Abbildung 6-19: Anteile (Mittelwerte je Standort) an Detritus, Matrix, Zement und Porosität von Schilfsandsteinproben für unterschiedliche Faziesassoziationen basierend auf Punktanalysen an Dünnschliffen.	254
Abbildung 6-20: Zementzusammensetzung (Mittelwerte je Standort) von Schilfsandsteinproben für unterschiedliche Faziesassoziationen basierend auf Punktanalyse an Dünnschliffen.....	255
Abbildung 6-21: Die Minuszementporosität in Relation zu verschiedenen Zementarten, bestimmt an Dünnschliffen des Schilfsandsteins	257
Abbildung 6-22: Reihenfolge diagenetischer Prozesse im Schilfsandstein	259
Abbildung 6-23: Unterschiedliche Zementtypen und Diageneseerscheinungen in Dünnschliffproben vom Schilfsandstein	260

Abbildung 6-24: REM-Bilder von Sandsteinen des Schilfsandsteins	262
Abbildung 7-1: Porosität, Permeabilität und Dichte der im Labor unter- suchten Bohrkernne	264
Abbildung 7-2: Porosität vs. Permeabilität der im Labor bestimmten Permeabilitäten und Porositäten	265
Abbildung 7-3: Laborporosität (Helium-Porosimetrie) versus Porosität nach Dünnschliffintegration.....	266
Abbildung 7-4: Abweichung der Porosität nach Dünnschliffintegration von der Laborporosität (n = 86).....	267
Abbildung 7-5: Porositätswerte der Auftriebsmessung für Sandsteine aus dem Schilfsandstein	269
Abbildung 7-6: Porositätswerte der Auftriebsmessung für Sandsteine aus dem Rhät-Lias.....	270
Abbildung 7-7: Porositätswerte der Auftriebsmessung für Sandsteine aus dem Dogger	270
Abbildung 7-8: Permeabilität der verwendeten Kernpermeabilitäten vs. der Tiefenlage	275
Abbildung 7-9: Kernpermeabilitäten (n = 2.487) vs. der Tiefenlage von Altdaten aus Bohrungen des NDB	276
Abbildung 7-10: kf-Werte aus Kornsummenkurven der untersuchten Sand- steinproben nach HAZEN und BEYER (n = 989).....	276
Abbildung 7-11: Beispiel einer Regression für die aus Kernpermeabilitäten abgeleiteten Primärdurchlässigkeiten vs. der kf-Werte nach der Formel von Beyer (statt P10 hier Verwendung von P16).....	277
Abbildung 7-12: Box-Whisker-Plot für die kf-Werte nach BEYER (P ₁₆ statt P ₁₀ verwendet) vs. der kf-Werte nach den teufenkorrigierten Kernpermea- bilitäten sowie einer individuellen Korrektur der Werte nach BEYER...	279
Abbildung 7-13: Serielle Anschliffe einer Pilotprobe. Detritische Körner (Q) erscheinen hell und grenzen sich mit scharfem Kontrast ab, Matrix bzw. Zemente erscheinen jedoch in einem ähnlichen dunklen fast schwarzen Grauton wie der Porenraum.....	280
Abbildung 7-14: CT-Aufnahmen der Probe 11-14 der Bohrung Waren 1, Teufe: 1.557,1 m, Reservoir Rhät F. Links: Korngerüst in der Säulen- darstellung, Mitte: Korngerüst im Anschnitt, Rechts: Korngerüst mit extrahiertem Porenraum (rot)	281
Abbildung 7-15: Ergebnisse der mittels Heliuminjektion (pink), Tauchwä- gung (gelb), automatische Bildanalyse (rot) sowie Computertomo- graphie (blau) ermittelten Porositäten im Vergleich zum Median der Korngröße.....	282
Abbildung 7-16: Korrelation der Heliumporositäten mit den Auftriebsporo- sitäten.....	283

Abbildung 7-17: Porositäten der Heliummethode und der Auftriebsmethode im Vergleich	284
Abbildung 7-18: Korrelation der Porositäten der Heliummethoden mit den korregierten Porositäten der Auftriebsmethode.....	285
Abbildung 7-19: Referenzprobensatz zum Ergebnisvergleich der He-Porosität (Heliuminjektion), automatischen Bildanalyse, manuellen Punktzählung, Tauchwägung sowie Computertomographie (blau).....	286
Abbildung 7-20: Permeabilität (Fluid) vs. Median der Korngröße (Probensatz n = 110). Proben der Korngrößen U und mS sind unterrepräsentiert (vgl. Abbildung 7-13). Von 76 Proben der Korngröße fs erreichen 40 Proben (~50 %) Permeabilitäten >500 mD	287
Abbildung 7-21: Permeabilität (aus KGV) vs. Median (n = 865), Proben der Korngröße gS unterrepräsentiert, >500 mD erreichen von der Korngröße U: 0 Proben (0 %), von der Korngröße fs: 148 Proben (~25 %), von der Korngröße mS: 153 Proben (~81 %).....	288
Abbildung 7-22: Permeabilität (Fluid) vs. Sortierung (n = 110), sehr gute und schlechte Sortiertierung unterrepräsentiert (vgl. Abbildung 7-15), >500 mD erreichen 14 gut sortierte Proben (~64 %) und 31 moderat sortierte Proben (~40 %).....	289
Abbildung 7-23: Permeabilität (aus KGV) vs. Sortierung (n = 865), sehr gut sortierte Proben unterrepräsentiert, >500 mD erreichen 86 gut sortierte Proben (~56 %), 191 moderat sortierte Proben (~30 %) und 20 schlecht sortierte Proben (34 %).....	289
Abbildung 7-24: Permeabilität (Fluid) vs. Schiefe (n = 110), sehr links-schiefe, linksschiefe und symmetrische Proben unterrepräsentiert (vgl. Abbildung 7-17), >500 mD erreichen 25 rechtsschiefe Proben (~52 %) und 20 sehr rechtsschiefe Proben (~55 %).....	290
Abbildung 7-25: Permeabilität (aus KGV) vs. Schiefe (n = 865), sehr links-schiefe Proben unterrepräsentiert, >500 mD erreichen 11 linksschiefe Proben (17 %), 45 symmetrische Proben (31 %), 138 rechtsschiefe Proben (39 %), 105 sehr rechts-schiefe Proben (38 %).....	290
Abbildung 7-26: Porositäten (Tauchwägung) der FA, ein Großteil der Werte übersteigt 20 %. Ch - Rinne, cr - Deichbruchfächer, ss - Schichtsand, f - fluviatil, d - deltaisich, pl-w - feuchte Playa, sf - silizikl. Küste, mb - Mündungsbarre, bay - Zwi-schenrinnenbucht.....	291
Abbildung 7-27: Porositäten (Helium) der FA. Die Porositätswerte liegen systematisch bis zu 10 % höher als bei der Tauchwägung, ein Großteil der Werte übersteigt 20 %. Abkürzungen siehe Abbildung 7-26	291
Abbildung 7-28: Permeabilitäten (Fluid) der FA (n = 121). Einige der Faziesassoziationen sind allerdings nur mit einem geringen Wertebereich belegt. Abkürzungen siehe Abbildung 7-26.....	292

Abbildung 7-29: Nutzporsitäten (Mittelwerte für stratigraphische Horizonte) für verschiedene Sandsteine im Norddeutschen Becken (n = 343 Laborwerte, n = 476 Bohrlochmessungen; n-gesamt = ca. 7.000)293

Abbildung 7-30: Abhängigkeit der Porosität von der Tiefe für die analysierten Kerne (n = 150). Die Kreise repräsentieren den mittleren Kerndurchmesser von 0,68 mm (größter Kreis) zu 0,06 mm (kleinster Kreis)294

Abbildung 7-31: Abhängigkeit der Permeabilität von der Tiefe für die analysierten Kerne (n = 150). Die Kreise repräsentieren den mittleren Kerndurchmesser von 0,68 mm (größter Kreis) zu 0,06 mm (kleinster Kreis)295

Abbildung 8-1: Effektive Sandsteinmächtigkeit vs. Permeabilität für eine Aquiferproduktivität von 50, 75 und 100 m³/(h*MPa)300

Abbildung 8-2: Geopotenzialkarte des Unteren Schilfsandsteins305

Abbildung 8-3: Geopotenzialkarte des Oberen Schilfsandsteins307

Abbildung 8-4: Geothermisches Potenzial des Reservoirs Rhät A. Karten-grundlage siehe Abbildung 4-22309

Abbildung 8-5: Geothermisches Potenzial des Reservoirs Rhät B. Karten-grundlage siehe Abbildung 4-23310

Abbildung 8-6: Geothermisches Potenzial der Reservoirs Rhät C-F. Die Reservoirs Rhät C und D entsprechen dem Contorta-Sandstein, das Reservoir Rhät E dem Triletes-Sandstein, die Reservoirs Rhät E und F wurden früher irrtümlich dem Contorta-Sandstein zugeordnet. Grundlage der Karte ist Abbildung 4-24312

Abbildung 8-7: Geothermisches Potenzial des Reservoir Untertoarc313

Abbildung 8-8: Geothermisches Potenzial des Reservoir Obertoarc315

Abbildung 8-9: Geothermisches Potenzial des Reservoir Oberaalen A316

Abbildung 8-10: Geothermisches Potenzial des Reservoir Oberaalen B...317

Abbildung 8-11: Geothermisches Potenzial des Reservoirs Oberbajoc318

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1-1: Detaillierter Arbeitsplan und Meilensteinplanung, orange Felder: GTN+TUBAF, blaue Felder: GTN, grüne Felder: TUBAF.....	34
Tabelle 1-2: Formeln für die Berechnung der Korngrößenparameter nach TRASK (1932, Percentilmaß P_n in mm) und nach FOLK & WARD (1957, Percentilmaß Φ_n).....	40
Tabelle 1-3: Bewertung der Sortierung nach TRASK und FOLK & WARD (vgl. FÜCHTBAUER 1988, TUCKER 1985).....	41
Tabelle 1-4: Bewertung Schiefe nach TRASK und FOLK & WARD (vgl. FÜCHTBAUER 1988, TUCKER 1985).....	41
Tabelle 1-5: Anzahl notwendiger Kollisionen n zum Abbremsen schneller Neutronen (4 Mev) auf thermische Energie (0,4 eV) für verschiedene Elemente (ELLIS & SINGER, 2008).....	57
Tabelle 1-6: Einfangquerschnitte für ausgewählte Elemente (ELLIS & SINGER 2008).....	58
Tabelle 1-7: Projekttreffen und Probennahmetermine, NB – Neubranden- burg, FB – Freiberg, MF – Matthias Franz, GB – Gregor Barth, JZ – Jens Zimmermann, KN – Kerstin Nowak, MW – Markus Wolfgramm, KO – Karsten Obst, PT - Projekttreffen	77
Tabelle 2-1: Bearbeitete Kernbohrungen von Dogger bis Schilfsandstein .	83
Tabelle 4-1: Lithofaziestypen der Neubrandenburg-Subformation (modifi- ziert nach FRANZ et al. 2014).....	105
Tabelle 4-2: Lithofaziestypen des Unteren bzw. Oberen Schilfsandsteins (NOWAK et al. 2014)	107
Tabelle 4-3: Lithofaziestypen der Exter-Formation (BARTH et al. in Vorber. b)	112
Tabelle 4-4: Lithofaziestypen des Toarc-Bajoc (aus ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).....	118
Tabelle 4-5: Faziesassoziationen der Neubrandenburg-Subformation (modifiziert nach FRANZ et al. 2014)	120
Tabelle 4-6: Faziesassoziationen des Unteren bzw. Oberen Schilfsandsteins	121
Tabelle 4-7: Faziesassoziationen der Unteren Exter-Formation (aus BARTH et al. in Vorber. b).....	139
Tabelle 4-8: Faziesassoziationen der Oberen Exter-Formation (aus BARTH et al. in Vorber. b).....	154
Tabelle 4-9: Faziesassoziationen des Toarc-Bajoc (aus ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).....	167

Tabelle 6-1: Auswertung der Kornsummenkurven, dargestellt ist jeweils der Median entsprechend der dokumentierten Anzahl, CF – Rinnensand, SS – Schichtsand, HE – Heterolithe, feinkörnige Sedimente.....	227
Tabelle 6-2: Auswertung der Dünnschliffintegration für die Sandsteine des Rhät/Dogger, Unterteilung in Rinnenfazies (Channel), Mündungsbarre (Mouthbar), Küstenfazies (Shoreface) und Schichtsande (Sheetsands), grün hinterlegt – „beste“ Werte, rot hinterlegt – „schlechteste Werte“	241
Tabelle 6-3: Anteil, bei welchem die Zementphasen als Hauptbestandteil auftreten.....	243
Tabelle 6-4: Angabe der Kontaktstärke mit und ohne „Flächenzement“ ausgewählter Proben, KS - Kontaktstärke	246
Tabelle 6-5: Anzahl der Bohrungen, bei welchen die Zementphasen als Hauptbestandteil auftreten	254
Tabelle 7-1: Reproduzierbarkeit der Messwerte aus der Auftriebsmethode	271
Tabelle 7-2: kf-Werte vs. Permeabilität ($\rho_{\text{Fluid}} 1.000 \text{ kg/m}^3$, $\eta_{\text{Fluid}} 0,01752 \text{ mPa}\cdot\text{s}$).....	273
Tabelle 7-3: Korrelationskoeffizienten für die berechneten kf-Werte aus Kornsummenkurven entsprechend unterschiedlicher Percentile zu den kf-Werten, wie sie sich aus den Kernpermeabilitäten bzw. den berechneten Primärpermeabilitäten ergeben (Erläuterung siehe Text).....	277
Tabelle 7-4: Abschätzung der tiefenbezogenen Abnahme der Porosität (grobe Abschätzung) für verschiedene Anfangsporositäten.....	294
Tabelle 8-1: Festlegung der Parameter für die Bestimmung der Permeabilität und Sandsteinmächtigkeit	299
Tabelle 8-2: Notwendige effektive Sandsteinmächtigkeit bei Permeabilitäten von 500, 1.000, 2.000 mD zum Erreichen von Produktivitäten von 50, 75, 100 $\text{m}^3/(\text{h}\cdot\text{MPa})$	299

Anlagen

Anlage 1: Darstellung der erfolgten und geplanten Veröffentlichungen

1 Einleitung

1.1 Aufgabenstellung

(M. WOLFGRAMM & M. FRANZ)

Gesamtziel des Forschungs- und Entwicklungs-Verbundprojektes war die Minimierung des Erkundungsrisikos bei der Exploration mesozoischer Sandsteinaquifere zur geothermischen Wärme- und Stromerzeugung in Norddeutschland. Hierzu wurde ein detailliertes Kartenwerk geschaffen, das Verbreitung, Ausbildung und hydraulische Eigenschaften der mesozoischen Sandsteinaquifere bewertete und darstellte sowie mögliche Produktivität und Förderraten thermaler Wässer klassifizierte. Im Gegensatz zu früheren Arbeiten wurde mit Hilfe kombinierter sedimentologisch-fazieller und petrologischer Untersuchungen eine Differenzierung der Sandsteine entsprechend ihrer Ablagerungsbedingungen durchgeführt, was eine Zuordnung der Sandsteine zu „hydraulisch geeignet/nicht geeignet“ ermöglichte. Im Anschluss wurden die erstellten Karten so vereinfacht, dass sie mit den bestehenden Karten des GeotIS (LIAG Hannover) verschnitten werden konnten. Das daraus resultierende Kartenwerk wird das geothermische Erkundungsrisiko deutlich minimieren und die Grundlage einer flächenhafteren und intensiveren Nutzung des geothermischen Potenzials Norddeutschlands bilden. Folgender Arbeitsplan wurde verfolgt:

- (1) Erfassung vorhandener Kernbohrungen und relevanter Bohrungsdaten in Norddeutschland (Bohrarchive und Kernmagazine der Geologischen Landesämter, private Institutionen), Dr. Franz (TUBAF);

Die Recherche erstreckt sich auf vorhandene Kernbohrungen, die in den Kernmagazinen der Geologischen Landesämter von Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg, Sachsen-Anhalt und Niedersachsen lagern und die Hauptreservoir des Schilfsandsteins, des Rhät-Lias und des Doggers durchteuft haben. Aus den gesichteten und zur Verfügung stehenden Kernbohrungen werden 30 geeignete Kernbohrungen für die Bearbeitung im Rahmen dieses Vorhabens ausgewählt, die flächenhaft über das Untersuchungsgebiet verteilt sind und so eine einheitliche Bearbeitung gewährleisten. Zusätzlich werden geeignete Übertageaufschlüsse des Harzvorlandes und Niedersachsens für die Bearbeitung ausgewählt. Weiterhin werden vorhandene Bohrungsakten, Schichtverzeichnisse und Bohrungslogs, die in den Geologischen Landesämtern und bei GTN vorhanden sind, gesichtet und zusammen mit verfügbaren Daten früherer Projekte in einer Da-

tenbank erfasst (Schichtenverzeichnis, Art und Anzahl der Bohrlochmessungen inklusive der „runs“ und der Messgrößen).

- (2) Bearbeitung ausgewählter Kernbohrungen und Aufschlüsse mit Profilaufnahme und Probennahme, insgesamt 30 Kernbohrungen und 10 Aufschlüsse, Dr. Franz (TUBAF);

In den ausgewählten Kernbohrungen werden die Hauptreservoirie des Schilfsandsteins, des Rhät-Lias und des Doggers bearbeitet. Die Bearbeitung umfasst die Bemusterung des Kernmaterials, feinstratigraphische Profilaufnahme, Aufnahme physikalischer Texturen (Gefüge), Aufnahme von Fossilien und Spurenfossilien, Erfassung sedimentärer Zyklik sowie die Beprobung für die weitere Bearbeitung. Die Bearbeitung des Schilfsandsteins wird durch GTN durchgeführt, die Bearbeitung von Rhät-Lias und Dogger wird jeweils durch einen der zwei wissenschaftlichen Mitarbeiter, die im Rahmen dieses Vorhabens beantragt und an der TUBAF angestellt werden, durchgeführt.

Der Schilfsandstein ist im Norddeutschen Becken durchschnittlich ca. 50 m mächtig, das Rhät-Lias ca. 450 m und der Dogger 350 m. Daraus ergibt sich eine geschätzte Gesamtkernstrecke für dieses Vorhaben von mehr als 20.000 m, die vor Ort in den Kernmagazinen der Geologischen Landesämter bearbeitet werden muss. Da die Bearbeitung von Kernbohrungen sehr zeitintensiv ist, sind längere Aufenthalte in den Kernmagazinen unvermeidlich und begründen die umfangreichen Dienstreisen dorthin.

In Ergänzung zu den Kernbearbeitungen werden an 10 Aufschlüssen (vorwiegend Rhät-Lias) Analogstudien durchgeführt. Aufschlüsse bieten den großen Vorteil, ein räumliches Bild der Abfolge zu untersuchen und werden die Ergebnisse der Kernbearbeitung sinnvoll ergänzen.

- (3) Sedimentologisch-fazielle Analyse der Hauptreservoirie des Doggers, des Rhät-Lias und des Schilfsandsteins, Definition von Sandstein-Lithofaziestypen, Interpretation von Faziesassoziationen, Erarbeitung von Ablagerungsmodellen, Dr. Franz (TUBAF);

Die sedimentologisch-fazielle Analyse der Hauptreservoirie baut auf den Ergebnissen der Kern- und Aufschlussbearbeitungen auf und integriert die Ergebnisse der Probenanalytik. Auf der Grundlage struktureller Gemeinsamkeiten und vergleichbarer Ablagerungstexturen werden Sandstein-Lithofaziestypen für die Hauptreservoirie definiert und an Hand räumlicher Beziehungen zu Faziesassoziationen zu-

sammengefasst. Die physikalische Faziesanalyse stützt sich auf Dünnschliffe (900 Stück), Anschliffe (200 Stück) und die Auswertung mittels automatischer Bildanalyse (900 Einzelanalysen). Zusätzlich werden Analysen zur Palynofazies (200 Präparate), Ichnofazies, Hauptelementgeochemie (600 Analysen) und Kathodolumineszenz (300 Analysen) die physikalische Faziesanalyse stützen und in die Erarbeitung der Ablagerungsmodelle einfließen. Die Ablagerungsmodelle werden für den Schilfsandstein, das Rhät-Lias und den Dogger erstellt.

- (4) Manuelle Bestimmung der Porosität der Sandstein-Lithofaziestypen (prozentualer Anteil), der Porengröße und -geometrie, der räumlichen Verteilung der Poren und deren Vernetzungsgrad, Dr. Franz (TUBAF);

An den Sandstein-Lithofaziestypen der Hauptreservoirs werden die prozentualen Anteile der Porosität am Gesamtgestein, die Porengröße und -geometrie, die räumliche Verteilung der Poren und deren Vernetzungsgrad manuell bestimmt. Die prozentualen Anteile werden an Dünnschliffen (900 Stück, siehe Arbeitsschritt 3), die orientiert zu den Raumachsen angefertigt werden, unter Anwendung der automatischen Bildanalyse bestimmt.

Für die Bestimmung der Porengröße und -geometrie, der räumlichen Verteilung der Poren und deren Vernetzung wird eine neuartige Serienschlifftechnik in Kombination mit automatischer Bildanalyse angewendet. Durch Einsatz eines Präzisionsläppkopfes können formatierte Gesteinsproben in 10-20 µm Schritten abgetragen und jeweils nach erfolgtem Abtragungsschritt bildanalytisch vermessen werden. Im Anschluss können die Einzelbilder gestapelt und zu dreidimensionalen Modellen zusammengesetzt werden. Dadurch kann erstmals eine detaillierte Untersuchung der Porengröße und -geometrie, der räumlichen Verteilung der Poren und deren Vernetzung an den jeweiligen Sandstein-Lithofaziestypen der geothermischen Hauptreservoirs erfolgen. Die Ergebnisse dieser Analysen werden eine wesentliche Grundlage für die Bewertung des geothermischen Potenzials der Hauptreservoirs bilden.

- (5) Petrologische Probenanalyse mittels Dünnschliffen, polierten Anschliffen (100 Stück), REM sowie Erarbeitung von Verfahren zur Ableitung diagenetischer Parameter, Dr. Wolfgramm (GTN);

Eingangs wird ein „Bearbeitungsplan“ für die einzelnen Proben erstellt, der detaillierte Listen (Excel) mit allen zu erfassenden Parametern enthält.

tern für die jeweiligen Methoden (Polarisationsmikroskopie, KL, REM, XRD, XRF etc.) umfasst. Dazu zählen die qualitative und quantitative Erfassung der in den Sandsteinen enthaltenen Mineralphasen ebenso, wie „optische“ Merkmale (z.B. Anteil von konkav-konvexen Kornkontakten). Mit Hilfe dieser Bearbeitungsvorschriften werden die gewonnenen Proben der Bohrungen (ca. 1.000 Stück) und Aufschlüsse bearbeitet. Zusätzlich erfolgt die Einarbeitung und Betreuung der beteiligten Doktoranden in die Methodik. Ergebnisse der Untersuchungen sind neben der petrologischen Beschreibung eine tiefenabhängige Charakterisierung diagenetischer Prozesse, welche dann als Prognosetool für die Exploration geothermaler Reservoirs verwendet werden kann. Diese Daten fließen in das zu erstellende Kartenwerk ein.

- (6) Experimentelle Bestimmung von Porosität und Permeabilität und Erarbeitung von Verfahren zur Ableitung dieser aus Bohrlochmessungen, Dr. Wolfgramm (GTN);

Von den gewonnenen Proben der Aufschlüsse und Bohrungen (ca. 1.000 Stück) werden experimentell die Nutzporosität (Wägung), Dichte und weitere Parameter ermittelt. Danach werden die Gesteine bzw. Teile davon zerkleinert, gesiebt und geschlämmt. Mittels der sich ergebenden Kornsummenkurven werden hydraulische und genetische Parameter abgeleitet bzw. berechnet. An ausgewählten Proben erfolgt die Ermittlung der Helium-Porosität und der Permeabilität. Die Hg-Porosimetrie wird unterstützend zur Charakterisierung der Porenraumverteilung verwendet. Von größerer Bedeutung ist dabei die Charakterisierung der jeweils enthaltenen Tonminerale (geochemisch-mineralogisch, Habitus, Größe), welche durch GTN realisiert wird. Hierbei lassen sich Informationen zum Einfluss der Tone auf die Injektivität ableiten (Quelltone, mechanisch leicht zu destabilisierende Tone, welche die Porenhäse verstopfen können). Alle gewonnenen Daten und Parameter werden in einer Datenbank erfasst, die allen Projektbeteiligten zugänglich ist.

- (7) Datensynthese der Ergebnisse manueller und experimenteller Porositätsbestimmungen (siehe 4 und 6) und Permeabilitätsmessungen (siehe 6), Integration in eine Datenbank zu Porositäts- und Permeabilitätswerten der mesozoischen Hauptreservoirs, Dr. Wolfgramm (GTN);
-

Die Ergebnisse der manuellen Porositätsbestimmung (Arbeitsschritt 4, TUBAF) mit den Ergebnissen der experimentellen Porositäts- und Permeabilitätsmessung (Arbeitsschritt 6, GTN) werden in einer Datenbank synthetisiert. Diese Datenbank bildet eine wesentliche Grundlage für die Bewertung des geothermischen Potenzials der Hauptreservoire des Schilfsandsteins, des Rhät-Lias und des Doggers.

- (8) Integration von Bohrlochmessungen zur Abschätzung regional repräsentativer Porositäts- und Permeabilitätsdaten, Korrelation der Ergebnisse der sedimentologisch-faziellen Bearbeitung mit Bohrlochmesskurven (GR, NG, SP, Res, etc.) und Anwendung auf eine vorhandene Bohrdatei; Dr. Wolfgramm (GTN);

Von den bearbeiteten Bohrungen (ca. 30 Stück) werden durch GTN die Bohrlochmessungen (Gamma-, Dichte- und Widerstandslog, sowie, wenn vorhanden, „Porositäts- und Permeabilitätslogs“) relevanter Bereiche digitalisiert. Zusätzlich erfolgt die digitale Erfassung von charakteristischen Bohrungen, für neben den Bohrlochmessungen auch laborativ ermittelte Porositäts- und Permeabilitätsdaten vorhanden sind (vgl. WOLFGRAMM et al. 2008). Entsprechend der Bohrungs- und Messparameter erfolgt eine Korrelation der geophysikalischen Log-Daten mit Porositätsdaten. Diese Korrelation wird dann auf die Bohrlochmessungen von Bohrungen angewendet, für die keine Labordaten vorhanden sind. Neben empirischen Ansätzen wird versucht, diese Korrelation auch mittels kommerziell verfügbarer Software durchzuführen. Im Ergebnis dieser Arbeiten soll das bis dato verfügbare Raster vorhandener Porositäts- und Permeabilitätsdaten (vgl. WOLFGRAMM et al. 2008) deutlich verfeinert werden. Somit ist es eventuell möglich, Isolinienpläne der Porositätsverteilung der einzelnen Aquifere (unter Berücksichtigung der Fazies und der gewonnenen Daten) zu erstellen. Diese Arbeiten erfolgen ausschließlich bei GTN.

- (9) Datensynthese der Ergebnisse zu Sedimentologie/Fazies, Petrologie und Petrophysik und Erstellung flächenhafter Fazies-, Petrologie-, Porositäts- bzw. Permeabilitätskarten, modellhafte Darstellung des Einfluss von Fazies, Diagenese und hydraulischen Eigenschaften; Dr. Franz (TUBAF);

Die Ergebnisse der sedimentologisch-faziellen (Arbeitsschritt 3, TUBAF), petrologischen (Arbeitsschritt 5, GTN) und petrophysikalischen Bearbeitung (Arbeitsschritte 7 und 8, GTN) werden synthetisiert

und flächenhaft in thematischen Datenpunktkarten zur Fazies, Petrologie, Porosität und Permeabilität der Hauptreservoirs dargestellt. Durch GTN erfolgt eine Zuarbeit auf Basis vorhandener Datenpunktkarten (Fazieskarten) und einer vorhandenen Bohrdatei. GTN zeichnet dabei für die Porositäts- bzw. Permeabilitätskarten verantwortlich. Eine Zuarbeit in größerem Umfang erfolgt auch für die petrologischen Karten. Alle Teil-, Vorab- und systematischen Karten werden durch GTN in eine digitale Form (GIS) überführt.

- (10) Bewertung des geothermischen Potenzials, Eingrenzung von günstig und ungünstig zu bewertenden Arealen, Verschneidung der Karten mit GeotIS, Dr. Wolfgramm (GTN);

Zusätzlich zu den oben genannten Karten werden durch GTN Informationen früherer Projekte (z.B. GeotIS) in Karten dargestellt (Fluidchemismus, Salinität etc.). Alle diese Informationen werden im GIS verschnitten. Im Ergebnis dieser Verschneidung ergeben sich für die einzelnen geothermischen Aquifere Bereiche, welche unterschiedlich gut für eine geothermische Nutzung geeignet sind. In Zusammenarbeit mit dem LIAG werden Karten erzeugt, welche mit GeotIS verschnitten werden können. Die Implementierung der Karten/Daten erfolgt durch das LIAG. Die entsprechenden Karten und Informationen werden nach Vorgaben und in Rücksprache mit dem LIAG durch GTN erarbeitet.

Die hydraulischen Eigenschaften geothermaler Aquifere sind, wie bereits beschrieben, von der Genese (Fazies) und Diagenese abhängig. Liefergebiet, Transportwege und Ablagerungsräume bestimmen dabei die Zusammensetzung und Ausbildung der Ausgangsgesteine (Fazies). In Abhängigkeit von Versenkungstiefe, Temperaturen und involvierten Fluiden ist die diagenetische Entwicklung dieser bereits primär unterschiedlichen Gesteine sehr variabel. Entsprechende Modelle zur Diagenese werden auf Basis der umfangreich gewonnenen Daten durch GTN erarbeitet und an die TUFAB übergeben, welche ein entsprechendes Gesamtmodell bzw. Einzelmodelle für die einzelnen Aquifere erarbeiten.

Die Zuordnung der Verantwortlichkeit für die einzelnen Abschnitte zeigt auch an, wer für die entsprechenden Abschnitte im Anschluss verantwortlich war, da ein gemeinsamer Bericht von GTN und TUBAF abgegeben wird. Darüber wurde bei den einzelnen Kapiteln vermerkt, wer der jeweilige Autor war. Grundsätzlich waren dies:

Matthias Franz	(TUBAF)
Gregor Barth	(TUBAF)
Jens Zimmermann	(TUBAF)
Markus Wolfgramm	(GTN)
Kerstin Nowak (bis 2013 K. Rauppach)	(GTN)
Kirsten Thorwart	(GTN)
Gerhard Lenz	(GTN)
Ingmar Budach	(GTN)

Aufgrund der starken Verzahnung der Arbeiten war eine Erstellung von getrennten Berichten nicht sinnvoll. Einige der Abbildungen und Zuordnungen sind auf Englisch verfasst, da sie als Vorlage für internationale wissenschaftliche Publikationen dienen/dienten.

1.2 Methodik

1.2.1 Faziesanalyse

(M. FRANZ)

Die sedimentologische Faziesanalyse stützt sich auf Aufschlussanalogstudien und Bohrkernmaterial aus dem Norddeutschen Becken. Aufschlussanalogstudien wurden in Thüringen, im südöstlichen Niedersachsen, in Schonen (Südschweden) sowie auf Bornholm (Dänemark) durchgeführt. Diese Ergebnisse wurden bereits teilweise publiziert (BARTH et al. 2014, FRANZ et al. 2014, ZIMMERMANN et al. 2014).

Grundlage der Faziesanalyse an Aufschlüssen und Bohrkernmaterial ist die feinstratigraphische Profilbemusterung und -dokumentation. Für die fazielle Rekonstruktion insbesondere siliziklastischer Ablagerungsräume hat sich ein hierarchisches System bewährt, das unter anderem auf MIALL (1996) zurückzuführen ist (Abbildung 1-1).

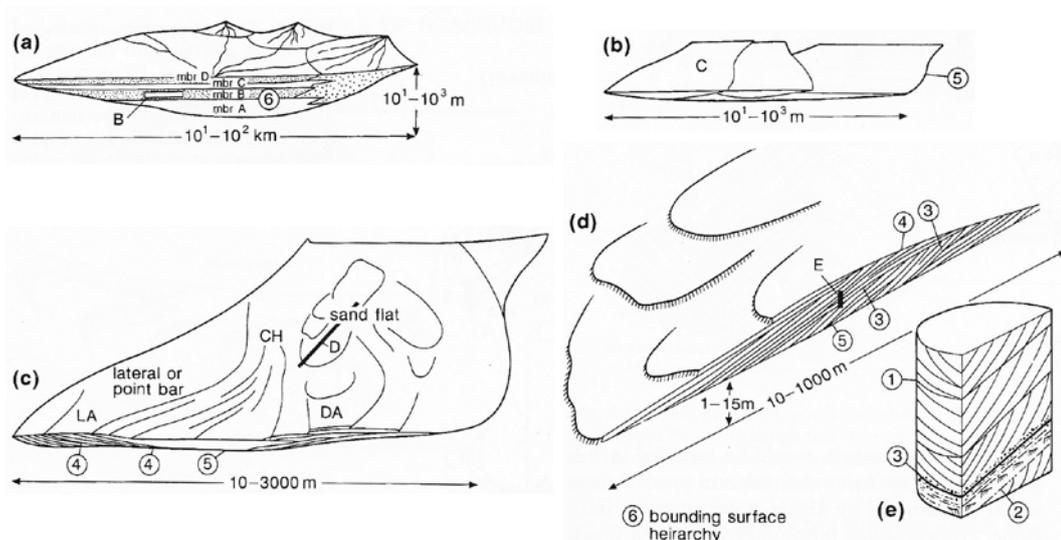


Abbildung 1-1: Hierarchische Faziesanalyse (aus MIALL, 2006), a) fluviale Ebene b) Rinnengürtel, c) fluviale Rinne, d) Barre, e) Lithofaziestypen Sx und Sr im Bohrkern

In einem ersten Schritt werden aus einer lithologischen Abfolge auf Grundlage vorhandener Korngrößen und Ablagerungsgefüge sogenannte Lithofaziestypen abstrahiert. Ziel ist die Rekonstruktion der Transportbedingungen der jeweiligen Lithofaziestypen. Diese sind zumeist aus Analogexperimenten bekannt. So ist z. B. durch Strömungsexperimente bekannt, dass Mittelsande unter laminarem Strömen bei Transportgeschwindigkeiten zwischen 0,4-1,0 m/s Schrägschichtungsgefüge bilden. Horizontale Schichtungsgefüge des gleichen Sandes weisen auf turbulen-

tes Strömen und Transportgeschwindigkeiten $>1,0$ m/s hin (Abbildung 1-2).

Die vertikale und in Aufschlüssen auch laterale Abfolge von Lithofaziestypen wird in einem zweiten Schritt erfasst, und unter Einbezug sedimentärer Grenzflächen erfolgt die Gruppierung zu genetischen Einheiten, z. B. Kornverfeinerungszyklen. Mehrere genetische Einheiten können in einem dritten Schritt zu Faziesassoziationen zusammengefasst werden, z. B. Gleithangbündel einer mäandrierenden Rinne. Wesentlicher Punkt ist hierbei die Integration lithologischer Daten, also Lithofazies, und paläontologischer Daten, also Biofazies, um eine gesamtfazielle Interpretation der Assoziationen zu ermöglichen. Durch laterale Vergleiche und Korrelationen innerhalb biostratigraphisch gut datierter Abschnitte kann die räumliche Verteilung von Faziesassoziationen bzw. deren räumliche Übergänge rekonstruiert werden, z. B. Rinne - Uferdeich - Deichbruchfächer - Überflutungsebene. Basierend auf rezenten Analogmodellen kann die rekonstruierte räumliche Anordnung von Faziesassoziationen verglichen und bei größtmöglicher Übereinstimmung einem Faziesmodell zugeordnet werden.

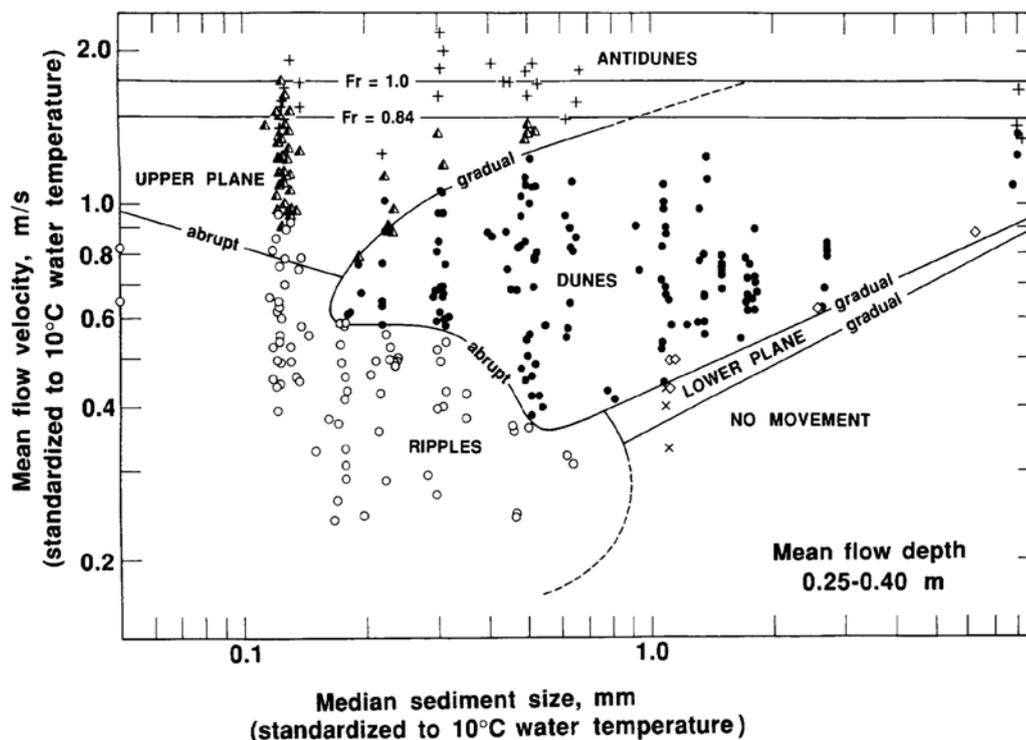


Abbildung 1-2: Schichtungsgefüge in Abhängigkeit der Korngröße und Transportgeschwindigkeit (ASHLEY1990)

1.2.2 Siebanalysen

(M. WOLFGRAMM)

Wichtige Informationen zum Liefergebiet, der Transportweite und dem Ablagerungssystem lassen sich aus Korngrößenanalysen gewinnen. Die Korngrößenverteilung gibt dabei unter Berücksichtigung der Diagenese auch die verfügbare Porenraumverteilung vor und ist somit entscheidend für die Durchlässigkeit der Sandsteine.

Die Bestimmung der Korngrößenverteilung erfolgt entsprechend und in Anlehnung an die DIN 18123. Insgesamt wurden Siebe mit Maschenweiten von 2,240 mm, 2,000 mm, 1,250 mm, 1,000 mm, 0,500 mm, 0,250 mm, 0,200 mm, 0,125 mm, 0,100 mm und 0,063 mm eingesetzt. Für einen Anteil an Partikeln <0,063 mm von <5 % wurden keine weiteren Fraktionierungen vorgenommen. Bei Gehalten deutlich >5% erfolgte die weitere Analyse mittels Sedimentation, welche ebenfalls in der DIN 18123 geregelt ist. Da es sich um teils verfestigte Sandsteine handelte, wurden diese mittels Hammer (grob) und Mörser (fein) vorsichtig zerkleinert. Mikroskopisch wurde geprüft, dass keine zusammenhängenden Kornaggregate mehr vorhanden waren. Erst derart aufbereitete Proben wurden gesiebt. Bei starker karbonatischer Zementation wurde die Probe zudem mit HCl (7,5%) behandelt.

Zusätzlich wurden Altdaten verwendet. In einigen der Bohrakten sind Korngrößenanalysen dokumentiert. Hier wurden folgende Siebgrößen genutzt: 0,630 mm, 0,400 mm, 0,315 mm, 0,200 mm, 0,125 mm, 0,100 mm, 0,080 mm und 0,063 mm. Die entsprechenden Daten wurden erfasst und in gleicher Weise bewertet, wie die neu gewonnenen Proben. Problematisch erweisen sich nur Proben mit einem zu hohen Feinkornanteil. Dabei müssen die Parameter Schiefe und Sortierung hier entsprechend interpretiert/bewertet werden.

Die Klassifikation der Korngrößen erfolgt in Deutschland entsprechend der DIN 4022, wonach die Sedimente in fünf Klassen eingeteilt werden:

Ton	<0,002 mm
Fein-, Mittel- und Grobschluff	0,002-0,006 mm, 0,006 - 0,02 mm, 0,02 - 0,06 mm
Fein-, Mittel- und Grobsand	0,06 - 0,2 mm, 0,2 - 0,6 mm,

	0,6 - 2 mm
Fein-, Mittel- und Grobkies	2,0 - 6,3 mm, 6,3 - 20 mm, 20 - 63 mm
Gerölle	>63 mm

Es hat sich für viele Untersuchungen als sinnvoll erwiesen, Φ -Einheiten zu verwenden. Dabei gilt:

$$\Phi = -\log_2 S \tag{1}$$

wobei S der Korndurchmesser in mm ist. Die Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung erfolgt entweder durch Sieb- und Schlämmanalysen (siehe oben) bzw. durch Untersuchungen an Dünnschliffen. Die Kornverteilung wird dabei in Kornverteilungskurven dargestellt (Abbildung 1-3).

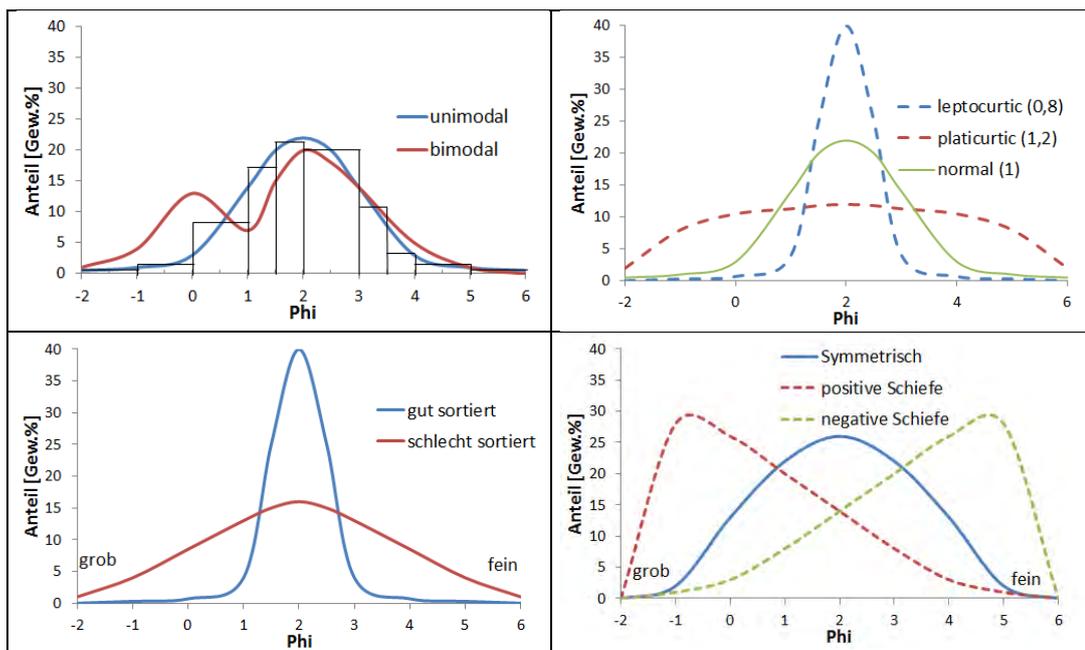


Abbildung 1-3: Schematische Kornverteilungskurven (Häufigkeitskurven)

Dabei werden die Korngröße (in $\Phi = \Phi$) gegen die aus den Siebanalysen ermittelten Gewichtsanteile als Histogramm geplottet (Abbildung 1-3, links oben). Anschließend wird eine Ausgleichskurve des Histogramms (Verteilungskurve) erstellt. Bereits mit dieser wird klar, ob es sich um eine unimodale oder bimodale Kornverteilung handelt, ob die Proben eher durch den grobkörnigen (positive Schiefe) oder feinkörnigen Anteil (negative Schiefe) dominiert sind oder ob die Sandsteine eher gut („enges“ Kornspektrum)

oder schlecht (breites Kornspektrum) sortiert sind. Die Auswertung der Kornverteilungen erfolgt üblicherweise mit Kornsummenkurven. Bei dieser addiert man Fraktion zu Fraktion und zeichnet die entsprechende Summenkurve (Abbildung 1-4), entweder werden die Korndurchmesser in mm oder aber in Phi-Einheiten verwendet. Die vollständige Bearbeitung der Kornsummenkurven erfolgt über die „Momente“, wie das arithmetische Mittel, die Standardabweichung, den Momentkoeffizienten der Schiefe und den Momentkoeffizienten der Kurtosis (vgl. FÜCHTBAUER 1988). Vereinfachend werden nur die Korngrößen bei bestimmten Prozentdurchgängen („Percentile“) verwendet, um Korngrößenparameter zu ermitteln. Die wichtigsten sind in Tabelle 1-2 aufgelistet und in Abbildung 1-4 beispielhaft für die Phi-Einheiten dargestellt. Gegenwärtig werden die genauesten Werte nach FOLK & WARD (1957) benutzt, die einfacheren Formeln nach TRASK (1932) sind ebenfalls dargestellt und gebräuchlich. Der Median ist dabei nach TUCKER (1985) nicht von so wichtiger Bedeutung, wie die mittlere Korngröße.

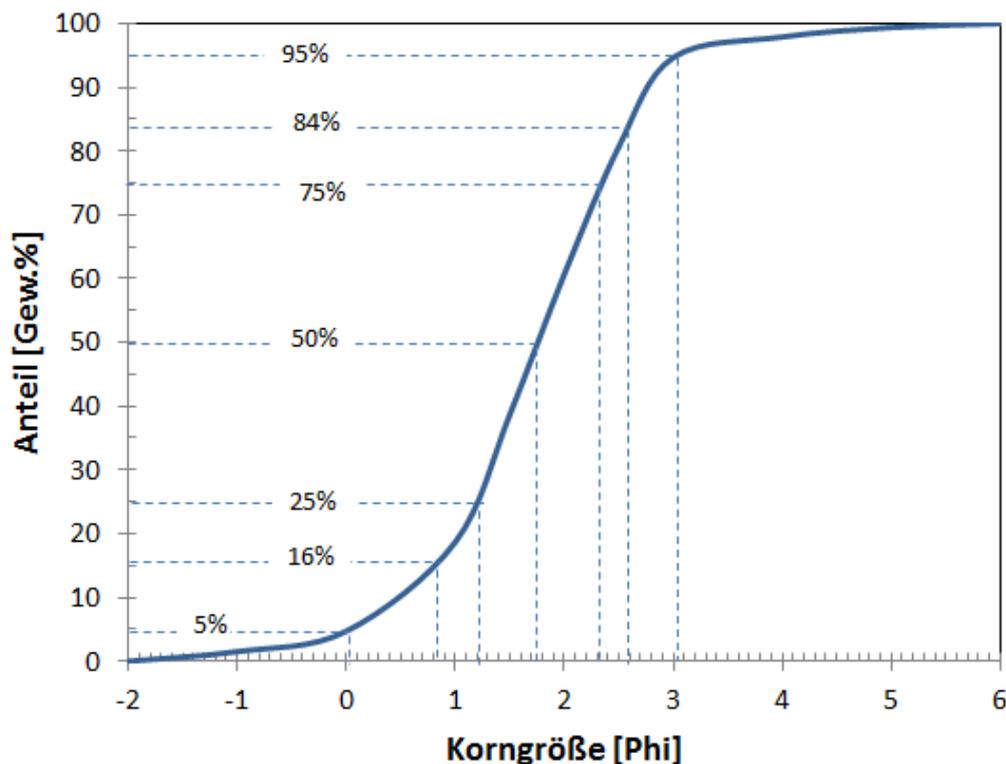


Abbildung 1-4: Beispiel der graphischen Darstellung von Korngrößendaten in einer Kornsummenkurve, dargestellt sind zusätzlich die relevanten Percentilmaße Φ_n

Die Sortierung ist ein Maß für die Standardabweichung (Streuung der Korngrößenverteilung). Sie ist der wichtigste Parameter, da sie Aussagen über die im Ablagerungsraum herrschenden Kräfte macht.

Tabelle 1-2: Formeln für die Berechnung der Korngrößenparameter nach TRASK (1932, Percentilmaß P_n in mm) und nach FOLK & WARD (1957, Percentilmaß Φ_n)

Parameter		Trask	Folk & Ward
Median	Md	P_{50}	Φ_{50}
Mittlere Korngröße	M	$\frac{P_{25} + P_{75}}{2}$	$\frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3}$
Sortierung	So	$\sqrt{\frac{P_{75}}{P_{25}}}$	$\frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6,6}$
Schiefe	Sk	$\frac{P_{25} \times P_{75}}{Md^2}$	$\frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)}$
Kurtosis	K	-	$\frac{(\Phi_{95} - \Phi_5)}{2,44(\Phi_{75} - \Phi_{25})}$

Die Klassifikation der Sortierung ist in Tabelle 1-3 dokumentiert. Sehr gut sortierte Sandsteine sind dabei für eine Eignung als Grundwasserleiter prädestiniert und werden beispielsweise bei Strand- und Flachscheffsanden bzw. Dünenanden erreicht. Durch Wellen- und Windtätigkeit werden die Sedimente gut sortiert. Schlecht sortiert hingegen sind häufig fluviatile Sedimente, deren Eignung als Aquifer auch potenziell nicht so gut ist. Der Schiefewert ist ein wertvoller Parameter eines Sediments und reflektiert das Ablagerungsmilieu. Strandsande sind negativ „schief“, da der feine Kornanteil durch die Wellentätigkeit ausgewaschen wird.

	TRASK (1932)	FOLK & WARD (1957)
sehr gut	1,00-1,23	<0,35
gut	1,23-1,41	0,35-0,50
mäßig gut		0,50-0,71
mittel/mäßig	1,41-1,74	0,71-1,00
schlecht	1,74-2,00	1,00-2,00
sehr schlecht	>2,00	>2,00

Tabelle 1-3: Bewertung der Sortierung nach TRASK und FOLK & WARD (vgl. FÜCHTBAUER 1988, TUCKER 1985)

Tabelle 1-4: Bewertung Schiefe nach TRASK und FOLK & WARD (vgl. FÜCHTBAUER 1988, TUCKER 1985)

	TRASK (1932)	FOLK & WARD (1957)
stark positiv		> +0,3
positiv	0 bis 1	+0,3 bis +0,1
symmetrisch	1	+0,1 bis -0,1
negativ	>1	-0,1 bis -0,3
stark negativ		< -0,3

Flusssande (fluviatil) hingegen sind positiv „schief“, da Ton und Schluff durch die Strömung eben nicht vollständig entfernt werden. Dünen- sände weisen eine positive Schiefe auf, da der Wind feinkörnige Partikel ausbläst. Die Bewertung der Schiefewerte ist in Tabelle 1-4 gegeben.

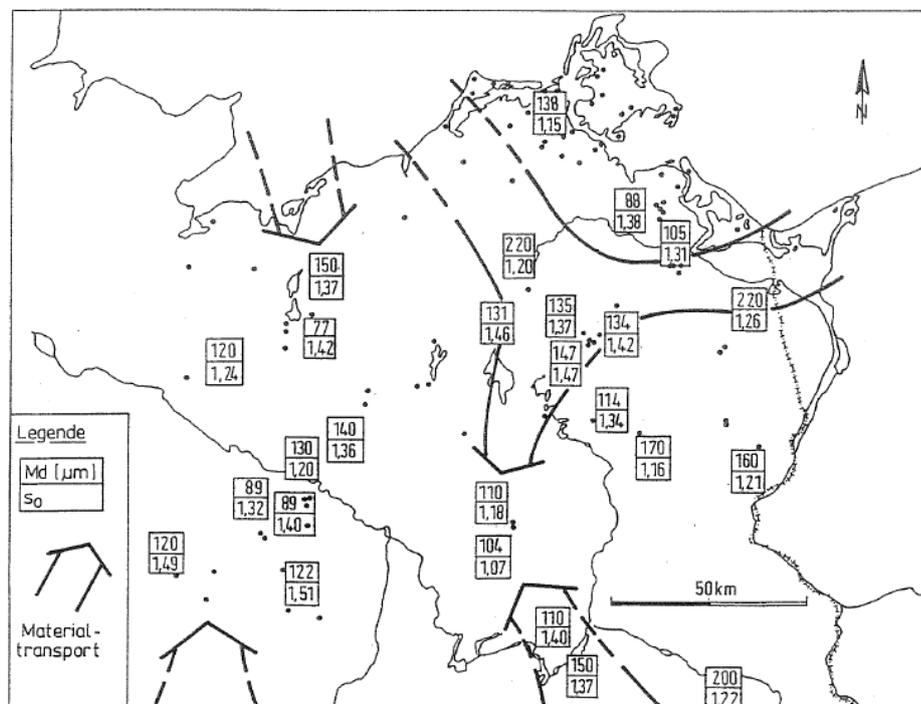


Abbildung 1-5: Richtungen des Sedimenttransportes im Rhät-Lias aus SCHOLLE (1992)

Zusammen mit mineralogisch-geochemischen Parametern (Maturität/kompositionelle Reife) lassen sich Aussagen zur Lage des Liefergebietes, den Schüttungsrichtungen und Transportweiten sowie Ablagerungs-

systemen an sich gewinnen. Ein Beispiel ist in Abbildung 1-5 gegeben. Hier kann aufgrund der abnehmenden Medianwerte und prinzipiell besseren Sortierung die Richtung des Materialtransportes angegeben werden. Die Abweichungen von diesen Trends werden auf fazielle Gegebenheiten zurückgeführt, welche SCHOLLE (1992) noch nicht berücksichtigt hatte. Diese Analysen erfolgen im Rahmen der vorliegenden Arbeit (vgl. auch FRANZ & WOLFGGRAMM 2008).

Von den vorliegenden Altdaten sowie den neu gewonnenen Siebanalysen wurden jeweils für beide Varianten die entsprechenden Kornsummenkurven sowohl entsprechend der Korndurchmesser und in Φ -Einheiten geplottet und die relevanten Pn- und Φ n-Percentilmaße (Tabelle 1-2) graphisch abgelesen (P_{10} , P_{25} , P_{50} , P_{60} , P_{75} , Q_5 , Q_{16} , Q_{25} , Q_{50} , Q_{84} , Q_{95}). Für P_{25} und Q_{25} als auch den Median P_{50} und Q_{50} wurden also Ablesungen jeweils im Pn- als auch Φ n-Darstellung durchgeführt. Beide Werte mussten korrelieren und das Bestimmtheitsmaß sehr nahe 1,0 liegen. Damit konnten Ablesefehler identifiziert und beseitigt werden.

1.2.3 Dünnschliffuntersuchungen

(M. WOLFGGRAMM)

Zentraler Gegenstand der Studie war die Analyse von Dünnschliffen, die von den relevanten Bohrkernen zu erstellen war. Dazu wurden vorhandene Bohrkernkerne gewonnen. Im Normalfall wurden senkrecht zur Schichtung Gesteinsblöcke herausgesägt und von diesen Dünnschliffe (Dicke 25 μ m) erstellt. Als Einbettungsmittel wurde blaues Harz (Berliner Blau) verwendet, um die Porenräume besser sichtbar zu machen.

Die Dünnschliffe wurden anschließend mit einem Polarisationsmikroskop untersucht. Bei GTN stand dabei ein EUROMEX ME 2885 zur Verfügung, welches mit 3 Objektiven (4x, 10x, 40x) ausgestattet ist. Über eine Videokamera (CMEX DC 5000) wurden die Bilder an einen PC übertragen und mit der Software IMAGEFOCUS 3.11 erfasst und bearbeitet. Statistische Bewertungen ausgewählter „Fotos“ erfolgten mit der Software JMicroVision.

Mittels der mikroskopischen Analysen konnten folgende Parameter/Eigenschaften erfasst werden:

1. Korngrößenzusammensetzung (Sehnenschnittverfahren)
2. Erfassung der Kontaktstärken
3. Klastenanteil
 - a. Klastischer Mineralbestand (Art und relativer Anteil)

-
- b. Gesteinsrelikte (Art und relativer Anteil)
 4. Bindemittel
 - a. Matrix (Art und Anteil)
 - b. Zement (Art und Anteil)
 5. Gefüge
 - a. Korngrößenbereich (kleinstes, größtes und mittleres Korn ausmessen)
 - b. Kornform/Rundung
 - c. Feinschichtung und besondere Gefügeformen
 - d. Blastese (Art und Grad)
 - e. Rekristallisation des Bindemittels
 6. Neubildung, Verdrängungen, Umbildungen, Besonderheiten wie Fossilien, Ooide, Klüftigkeit u.a.
 7. Reihenfolge der Zementausscheidungen

Für Punkt 1 wurden 500 – 1000 „Längen“ ausgezählt, für Punkt 2 ca. 50-100 „Kontaktarten“ und für die Punkte 3 und 4 zusammen 300 - 500 Punkte. Für die weiteren Punkte (5 - 7) erfolgt eine qualitative Bewertung. Dabei wurden sowohl das Primärkorn als auch der sekundäre „Ersatz“ gezählt. Ist der Feldspat beispielsweise durch Karbonatzement ersetzt worden, sind sowohl der Feldspat als auch der Karbonatzement zu zählen gewesen. Die Daten wurden in einer Excel-Tabelle erfasst und ausgewertet. Darstellungen erfolgten zusätzlich mit der Software GRAPHER 9.0.

Zusätzlich wurde Kathodolumineszenzmikroskopie an ausgewählten Dünnschliffen durchgeführt. Dies dient zum einen zur Identifikation und Unterscheidung verschiedener Zementphasen (Diagenese) als auch zu Provenanceanalyse über die „Lumineszenz“ der Quarze und Feldspäte. Die Kathodolumineszenzuntersuchungen wurden an mit Kohlenstoff beschichteten polierten Dünnschliffen mit einer sogenannten „Heißkathode“ HC1-LM durchgeführt. Die generelle Funktionsweise von KL-Geräten und ihre Anwendungen sind bei NEUSER et al. (1995) ausführlich beschrieben. Die Anlage wurde mit einer Spannung von 14 kV, einer Stromdichte von ca. $10 \mu\text{A}/\text{mm}^2$ bei einem Vakuum von 10^{-3} mbar betrieben. Die Lumineszenzaufnahmen wurden "online" unter Verwendung einer Peltier-gekühlten digitalen Videokamera (KAPPA 961-1138 CF 20 DXC) ausgeführt. Die Farbspektren der KL-Aufnahmen überdecken einen Wellenlängenbereich von 380 bis 900 nm und wurden mittels eines Acton Research SP-2356 Spektrografen mit einem Princeton Spec-10 CCD Detektor, welcher mit dem KL-Mikroskop mittels Silikat-Glasfaserkabel verbunden war, erfasst. Die KL-Spektren wurden unter Standardbedingungen gemessen (die Wellenlängen-

genkalibration erfolgte mit einer Hg-Halogenlampe, die „Spotweite“ betrug $30\ \mu\text{m}$, die Messzeit je 2 s).

1.2.3.1 Korngrößenzusammensetzung

Besonders für stark zementierte Sandsteine ist es notwendig, die Kornparameter aus Dünnschliffen zu ermitteln. Ein Dünnschliff ist allerdings eine „zufällige Schnittebene“ durch ein Gestein. Die Schnittflächen der Körner sind ebenfalls zufällig und fallen meist nicht mit den größtmöglichen Schnitten durch das Korn zusammen (MÜNZER & SCHNEIDERHÖHN 1953). Der einzelne Korndurchschnitt sagt so nichts über die wahre Größe des Kornes aus. Erst mit Hilfe mathematisch-statistischer Verfahren ist es möglich, Aussagen über die Korngrößenverteilung in der Probe zu bekommen (MÜNZER & SCHNEIDERHÖHN 1953). Das bekannteste Verfahren hierfür ist das „Sehnenschnittverfahren“, welches MÜNZER & SCHNEIDERHÖHN (1953) entwickelten. Andere Verfahren beruhen auf weiteren Methoden bzw. auf empirischen Untersuchungen (u.a. BURGER & SKALA 1976, HARRELL & ERIKSSON 1979, FÜCHTBAUER 1988). Allerdings scheinen bis dato nur die Konversionsformeln für den „Median“ mit ausreichender Genauigkeit zu sein (HARRELL & ERIKSSON 1979).

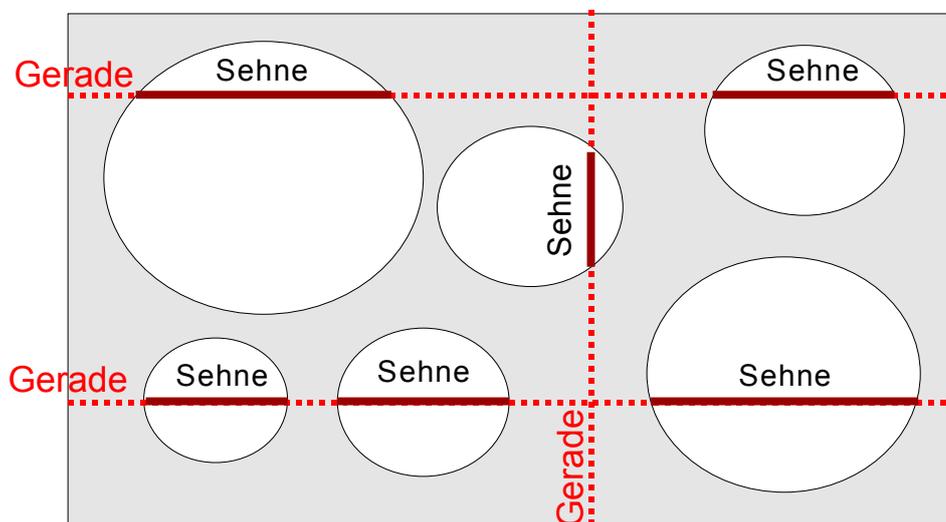


Abbildung 1-6: Länge der Sehnen auf den gedachten Geraden durch einen Dünnschliff

Aus diesem Grunde wird das Sehnenschnittverfahren verwendet. Dazu werden „Geraden“ durch den Schliff gelegt. Die Sehnen sind nun die Strecken, die sich aus den Schnittpunkten der Geraden mit den einzelnen det-

ritischen Körnern ergeben. Die Geraden werden horizontal und vertikal zum Dünnschliff gelegt (Abbildung 1-6). Der Abstand der gedachten Geraden beträgt dabei ca. den Durchmesser des mittleren Kornes. Entweder die Erfassung erfolgt in Korngrößenklassen (z.B. über Teilstriche des Okularmikrometers) oder konkret über die Software, wenn möglich. Insgesamt wurden je 500 – 1.000 Längen erfasst. Anschließend erfolgt die Auswertung mittels Sehnenschnittverfahren.

1.2.3.2 Ermittlung der Kontaktstärke

Die Kontaktstärke charakterisiert die Diagenese eines Sandsteines und wird hier extra abgehandelt, weil für diesen Parameter eine gesonderte Auszählung erfolgt. Zur Bestimmung der Kontaktstärke werden 2 - 6 charakteristische Bereiche ausgewählt und die jeweiligen Kornkontakte ausgezählt. Die Kontaktstärke ergibt sich dabei nach:

$$\text{Kontaktstärke} = \frac{a+2b+3c+4d}{a+b+c+d} \tag{1-1}$$

- a* – Punktkontakt
- b* – länglicher Kontakt
- c* – konkav – konvex – Kontakt
- d* – verzahnter Kontakt

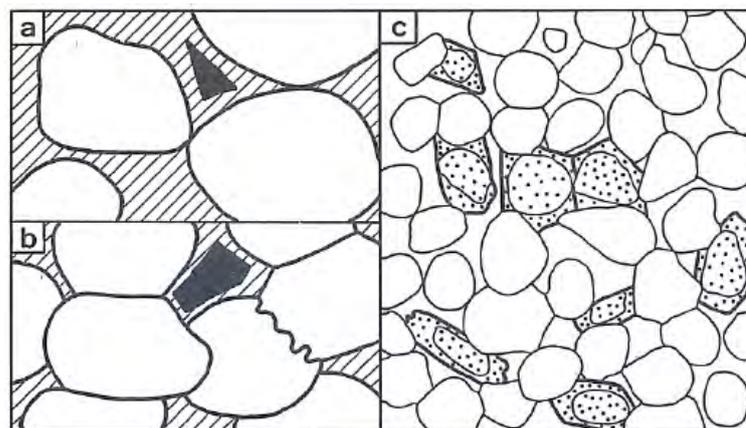


Abbildung 1-7: Minus-Zement-Porosität (a, b) und Kontaktstärke (c) aus FÜCHTBAUER (1988). Die Minus-Zement-Porosität, die sich aus dem Volumenanteil an Zement (schraffiert) und Porosität (schwarz) zusammensetzt, beträgt in (a) 33% und in (b) 16%. Das Gestein in (b) wurde später zementiert als (a); die Kontaktstärke (c) von Körnern, die durch Albit (punktiert) zementiert sind, beträgt 1,2 (10 Punktkontakte und 3 längliche Kontakte), während die Kontaktstärke der Quarz-zementierten (weiß) Körner 1,6 beträgt.

Nimmt man Abbildung 1-7 a, so weist dieser Ausschnitt 2 Punktkontakte auf, die Kontaktstärke beträgt 1,00. Nimmt man Abbildung 1-7 b, so sind drei längliche, drei konkav-konvex und ein verzahnter Kontakt sichtbar. Die Kontaktstärke würde hier $2,71 = ((2 \times 3) + (3 \times 3) + (4 \times 1)) / 7$ betragen.

Demnach ist Gestein (a) viel früher zementiert worden, als Gestein (b). Dafür spricht auch die Minus-Zement-Porosität. Was zusätzlich ableitbar ist, gibt Abbildung 1-7 c wieder. Hier ergibt sich für die Albit-zementierten Bereiche (Kontakte der von Albit „benetzten“ Bereiche werden gezählt) eine Kontaktstärke von 1,2, während die Quarz-zementierten Abschnitte 1,6 aufweisen. Die Quarzzementation ist also später erfolgt, als die Albit-Zementation. Mineralzemente sind in den untersuchten Sandsteinen selten, sodass vor allem die Kontaktstärke an sich ermittelt wurde.

1.2.3.3 Ermittlung des Klast- und Bindemittelanteils

Die Bestimmung und Quantifizierung der detritischen Klasten und des Zement- und Matrixanteils erfolgt mittels Dünnschliffintegration. Dabei wird die Art des Klast-/Bindemittels an 300 – 500 Stellen des Dünnschliffes bestimmt, deren Auswahl durch ein Raster vorgegeben wird (Flächenprozent). Neben Porenräumen, in denen keine Partikel nachweisbar sind, können grundsätzlich Porenraumfüllungen und detritische Partikel unterschieden werden:

- Klastanteil
 - Klastischer Mineralbestand (Art und relativer Anteil)
 - Gesteinsrelikte (Art und relativer Anteil)
- Bindemittel
 - Matrix (Art und Anteil)
 - Zement (Art und Anteil)

Mittels der Klastanteil-Untersuchungen ergeben sich wichtige Aussagen zur Provenance und Paläogeographie sowie zur Reife der Sandsteine. Grundsätzlich werden unterschieden (nur Detritus):

- Quarz (monokristallin, polykristallin)
- Gesteinsbruchstücke/Lithoklasten (sedimentär, magmatisch, metamorph)
- Feldspäte (Plagioklas, Kalifeldspat)
- Phyllosilikate (Biotit, Muskovit, Glaukonit)
- Ooide
- Intraklasten

- Matrix (tonig-ferritisch, ferritisch)
- Schwerminerale

Es werden grundsätzlich zwei Arten von Bindemitteln unterschieden. Zum einen sind dies primär gebildeter Matrixzement und zum anderen neu gebildete (diagenetisch) Mineralzemente.

An Matrixzementen ist vor allem die tonig-ferritische Matrix zu nennen. Minerale sind kaum erkennbar. Die detritischen Körner schwimmen in einer rötlichen Matrix. Die Bildung der „Matrix“ ist primär. Sollten weitere primär gebildete Matrixbildungen beobachtet werden, so sind diese zu differenzieren.

An authigenen Mineralneubildungen können unterschieden werden:

- Karbonate (Siderit, Dolomit, Calcit/Aragonit)
- Quarz (Quarz, Chalcedon)
- Tonminerale (Illit, Smektit, Kaolinit, Chlorit)
- Sulfate (Anhydrit, Baryt, Gips)
- Zeolith (Analcim)
- Feldspat (Albit)
- Sulfide (Pyrit, Galenit)
- Halite (meist sekundär gebildet)

Bei den überwiegenden Proben sollten jedoch Zemente nur untergeordnet vorkommen. Am ehesten ist Quarz zu erwarten, gefolgt von Kaolinit, Pyrit und Karbonaten. Seltener treten Anhydrit und sehr selten Feldspat auf. Analcim ist besonders für die Schilfsandsteine bekannt.

An Gefügemerkmalen wurden folgende erfasst:

- a. Korngrößenbereich (kleinstes, größtes und mittleres Korn ausmessen)
- b. Kornform/Rundung/Sortierung
- c. Feinschichtung und besondere Gefügeformen
- d. Blastese (Art und Grad)
- e. Rekristallisation des Bindemittels

Des Weiteren werden Besonderheiten wie das Vorkommen von Fossilien, Ooide, Blattresten, Bitumen, Klüftigkeit u.a. erfasst und vermerkt.

1.2.4 Geochemie

(M. FRANZ)

1.2.4.1 Anorganische Geochemie

Geochemische Analysen wurden an feinkörnigen Lithofaziestypen zur Ermittlung der Elementgehalte durchgeführt. Die Analysen wurden im Labor der Firma "ALS Geochemistry - Loughrea (Irland)" durchgeführt, es handelt sich um ein Verbund "ALS Minerals" zertifizierter Labore, die hauptsächlich im Auftrag der Rohstoffindustrie tätig sind.

Die Gehalte an Haupt-, Neben- und Spurenelementen wurden mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA, ALS-Code: ME-XRF26), Atomemissionspektroskopie mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-AES, ALS-Code: ME-ICP06) sowie Massenspektroskopie mit induktiv gekoppeltem Plasma (ISPM-MS, ALS-Code: ME-MS81) ermittelt. Zusätzlich wurden Karbonat- und Sulfatgehalte mittels LECO-Analyse bestimmt (C-IR06, C-IR07, S-IR07). Beschreibungen der Methoden sowie deren Messtoleranzen können unter Verwendung des jeweiligen ALS-Codes der Methode aufgerufen werden unter:

<http://www.alsglobal.com/Our-services/Minerals/Geochemistry/Downloads>

Die Auswertung zielte vor allem auf die Rekonstruktion der Redoxbedingungen der subaquatischen Faziesassoziationen. Hierfür werden die Verhältnisse der Elemente Nickel und Cobalt sowie Uran und Thorium verwendet (JONES & MANNIG 1994).

$$Ni/Co \quad (1-2)$$

$$U/Th \quad (1-3)$$

Des Weiteren kann die Verwitterung mit Hilfe sogenannten Verwitterungsindizes abgeschätzt werden. Unter einer Reihe solcher Indizes wird der CIA (Chemical Index of Alteration, NESBITT & YOUNG 1982) als verlässlich angesehen. Der Index beruht auf der zunehmenden Feldspatverwitterung bei feuchterem Klima (hydrolytische Verwitterung). Diese Funktion wird im Gehalt der Elemente Kalzium, Natrium und Kalium im Verhältnis zu Aluminium ausgedrückt. Anstehende unverwitterte Kristallingesteine besitzen einen CIA um 50, hochmature Quarzsandsteine besitzen einen CIA vom max. 100.

$$CIA = 100 \times \left[\frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)} \right] \quad (1-4)$$

Da Kalzium auch sekundär in Sedimenten angereichert werden kann, z. B. durch pedogene Prozesse, ist es nötig, entsprechende Korrekturen durchzuführen. Gleiches gilt für Apatit, der als Kalziumträger fungiert.

$$CaO^* = molCaO - molCO_2(cc) - 0,5 molCO_2(dol) - \frac{10}{3} molP_2O_5 (ap) \quad (1-5)$$

<i>cc</i>	-	<i>Kalzit</i>
<i>dol</i>	-	<i>Dolomit</i>
<i>ap</i>	-	<i>Apatit</i>

1.2.4.2 Tonmineralogie

Die Proben wurden durch das Tonmineralogie-Labor der Universität Leipzig aufbereitet und analysiert. Auf das grobe Vorzerbrechen der Proben folgte nacheinander die Zugabe von 10%iger Essigsäure (CH₃COOH) sowie von 5%igem Wasserstoffperoxid (H₂O₂), um Karbonate und organische Reste zu lösen. Anschließend wurden 40 mg der Tonsuspension mit einer 0,4%igen Molybdändisulfid-Suspension versetzt. Daraus hergestellte Texturpräparate wurden bei 50°C mit Ethylen-Glykol solvatisiert. Die Aufbereitung wird u. a. auch in EHRMANN et al. (2005) beschrieben.

Die Messungen erfolgten mit einem Rigaku Miniflex Diffraktometer (CoK α , 30 kV, 15 mA). Im Bereich 3-40°2 θ erfolgte die Messung in 0,02°2 θ Schritten und einer Messzeit von 2 s/Schritt. Zusätzlich wurde der Bereich 27,5-30,6°2 θ in 0,01°2 θ Schritten gemessen (Messzeit 4 s/Schritt).

Die Auswertung der Diffraktogramme erfolgte mit dem Programm "Mac-Diff" (PETSCHICK, 2001). Nach der Justierung der Diffraktogramme an Hand des MoS₂ Basisreflexes bei 6,15 Å wurden die Tonmineralgruppen Illit, Chlorit, Kaolinit und Smektit aufgrund ihrer Basisreflexe bei 10 und 5 Å (Illite), 14,2, 7,1, 4,72 und 3,54 Å (Chlorit), 7,1 und 3,57 Å (Kaolinit) und ca. 16,5 Å (Smektit, glykolisiert) erkannt. Die halb-quantitative Auswertung erfolgte über die Integration der jeweiligen Peak-Flächen unter Benutzung empirisch ermittelter Wichtungsfaktoren (BISCAYE 1964, 1965, BRINDLEY & BROWN 1980).

1.2.5 Petrophysik, Hydraulik

(M. WOLFGRAMM & K. NOWAK)

Die **Permeabilität** wird routinemäßig an zylindrischen Bohrkernproben mit einem Durchmesser von 30 mm und einer Länge von 40 bis 80 mm bestimmt. Die entsprechenden Bohrkernproben wurden an die Firma „Gesteinslabor Dr. E. Jahns e. K.“ versendet und dort fachgerecht analysiert. Die Orientierung der Proben war standardmäßig parallel zur Schichtung. Mittels Permeameter, dessen grundsätzlicher Aufbau in Abbildung 1-8 dargestellt ist, erfolgte die Bestimmung des kf-Wertes:

$$kf = \frac{Q \cdot l}{A \cdot \Delta h} \quad (1-6)$$

kf	-	Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]
Q	-	Fließrate [m ³ /s]
l	-	Länge des Zylinders [m]
A	-	durchströmter Querschnitt [m ²]
$\Delta h, \Delta p$	-	Höhen- oder Druckdifferenz [m, bar]

Entsprechend des Darcy-Gesetzes ergibt sich die Formel, mit dessen Hilfe die Permeabilität bestimmt wurde:

$$K = \frac{kf \cdot \eta}{\sigma \cdot g} \quad (1-7)$$

K	-	Permeabilität [m ² ; mD]
η	-	dynamische Viskosität des Fluids [mPa*s]
σ	-	Dichte des Fluids [kg/m ³]
g	-	Erdbeschleunigung [9,81 m/s ²]

Als Durchströmungsmedium wurde Wasser bei einer Temperatur von 21,1 °C genutzt, welches eine Viskosität von 0,01752052 mPa*s aufwies.

Helium-Porosimetrie: Für die Bestimmung der Porosität ist die Dichte der wichtigste Parameter. Diese ist der Quotient aus Masse und Volumen. Die Masse eines Feststoffes lässt sich mittels Waage bestimmen. Die Volumenbestimmung ist meist schwieriger, da man es oft mit unregelmäßigen Körpern oder mit Pulvern zu tun hat.

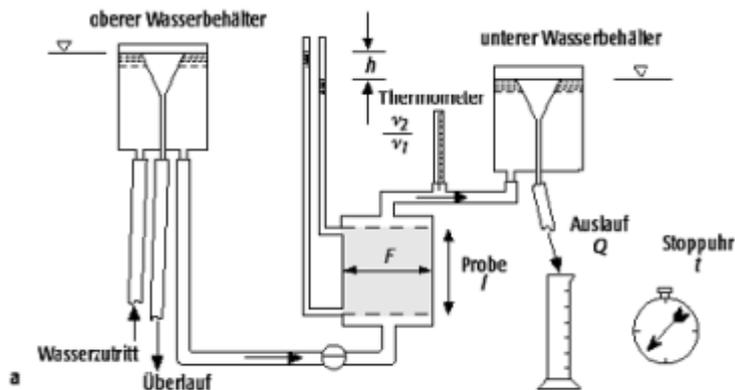


Abbildung 1-8: Schematische Darstellung eines Permeameters (Quelle: <http://www.geodz.com/deu/d/Permeameter>)

Hinzu kommt, dass man das Volumen und somit auch die Dichte unterschiedlich definieren kann, wenn man z. B. Poren in das Feststoffvolumen einbezieht (Rohdichte) bzw. nicht einbezieht (Dichte, auch Reindichte, absolute Dichte oder wahre Dichte genannt).

Die Dichte basiert auf dem Feststoffvolumen einschließlich des Porenvolumens poröser Stoffe. Mit Hilfe eines Pyknometers (griech. "geeichtes Gefäß") kann die Menge Medium (Flüssigkeit oder in dem vorliegenden Fall Helium) bestimmt werden, die vom Feststoff verdrängt wird. Somit lässt sich die Porosität sehr einfach und sehr genau bestimmen. In der DIN 66137 (Teil 2) wird die Gaspyknometrie beschrieben.

Tauchwägung: Für die Porositätsbestimmung mittels Tauchwägung wurden die Proben in kleine Würfel geschnitten (Kantenlänge ca. 1,5 cm). Die Würfel wurden bei Zimmertemperatur vorgetrocknet und anschließend im Exsikkator unter Vakuum und mittels LLG Trocknungspellets (Ø 1-3 mm, Indikator gelb) über 24 h lang getrocknet. Anschließend wurde mit einer Waage von Kern (Messbereich 0,5-650 g, Messfehler $\pm 0,1$ g) das Trockengewicht bestimmt, wobei die Trocknungspellets ausgetauscht wurden, wenn sie sich durch Feuchtigkeitsaufnahme verfärbten (trocken-gelb, feucht-farblos). Danach wurde an den Würfeln ein dünner Metalldraht angebracht und der Würfel für ca. 24 h in Leitungswasser getaucht und unter Wasserbedeckung mittels einer Federwaage von Kern (für Gewichte von maximal 30 g und 60 g, Genauigkeit = 0,25 g und 0,5 g) das Auftriebsgewicht bestimmt. Anschließend wurde mit der Waage das Nassgewicht bestimmt, indem der Draht unter Wasserbedeckung entfernt wurde, die Würfel nach dem Herausnehmen nur kurz mit einem Papiertuch abgetropft

und dann direkt gewogen wurden. Daraus ergibt sich mit der Formel (1-4) die Porosität der Sandsteinwürfel.

$$NP = 100 * \frac{MN - MT}{(MN - MAuf)} \quad (1-8)$$

NP	-	Nutzporosität (%)
MN	-	Nassgewicht (mg)
MT	-	Trockengewicht (mg)
MAuf	-	Auftriebsgewicht (mg)

Trocknungswägung: Die Durchführung von Trocknungswägungen waren im Rahmen des Forschungsprojektes nicht vorgesehen, wurden aber aus Testgründen realisiert, um die Eignung des Verfahrens zu testen.

Hierfür wurden ausgewählte Proben in destilliertem Wasser unter Vakuum 48 Stunden vollständig gesättigt. Das Auftriebsgewicht der Spülproben wurde als nächster Schritt ebenfalls in destilliertem Wasser bestimmt (Tauchwägung). Die Proben wurden nun auf ein Metallschälchen gegeben und in der Trockenwaage HB43S der Firma Mettler Toledo auf 60 °C erhitzt. Das Gewicht wurde kontinuierlich gemessen und mittels Verbindungskabel und der Software LabXdirect 2.3 auf dem Computer erfasst. Konnte nach etwa 5 - 10 min kein weiterer Gewichtsverlust mehr festgestellt werden, wurde dieses Gewicht als Trockengewicht herangezogen. Mit diesen Daten konnte nun eine Trocknungskurve erstellt werden, mit deren Hilfe das Sättigungsgewicht bestimmbar wird. Durch den Heizvorgang beginnt das an und zwischen den Körnern haftende Wasser zu verdampfen. Dies geschieht mit einer relativ konstanten „Geschwindigkeit“. Nachdem das Wasser mit direktem Kontakt zur erhitzten Umgebung in den Gaszustand übergegangen ist, beginnt das Wasser aus den Porenräumen zu verdampfen. Da das Porenwasser zunächst durch Porenräume und Porenhälse an die Kornoberfläche gelangen muss, verlangsamt sich die Gewichtsabnahme und das Gewicht der Probe zu diesem Zeitpunkt kann als Sättigungsgewicht zur Berechnung der Porosität herangezogen werden. Die Berechnung der Porosität konnte dann mit den erhaltenen Daten, wie von ENGELHARDT (1960) definiert, erfolgen. Es scheint sogar so zu sein, dass die Trocknungskurve das Verhalten des Groß- und Kleinporenanteils widerspiegelt.

1.2.6 Bohrlochgeophysik

(I. BUDACH & M. WOLFGRAMM)

1.2.6.1 Überblick der Methoden

Die untersuchten Bohrungen wiesen bohrlochgeophysikalische Messkurven auf. Fast alle Altbohrungen enthalten dabei:

- Gamma-Ray-Log (GR)
- Kaliber-Log (CAL)
- Eigenpotenzial-Log (SP) und
- Widerstands-Logs (RES und andere)

Daneben sind teilweise auch weitere Logs vorhanden, wie:

- Neutron-Gamma-Log (NG)
- Akustik-Log (z.B. AL) oder
- Gamma-Gamma-Logs (GG)

Geophysikalische Bohrlochmessungen können im Sinne der Aufgabenstellung für folgende Arbeiten genutzt werden:

- Lithologische Gliederung
- Lithostratigraphische Korrelation
- Porositätsabschätzung

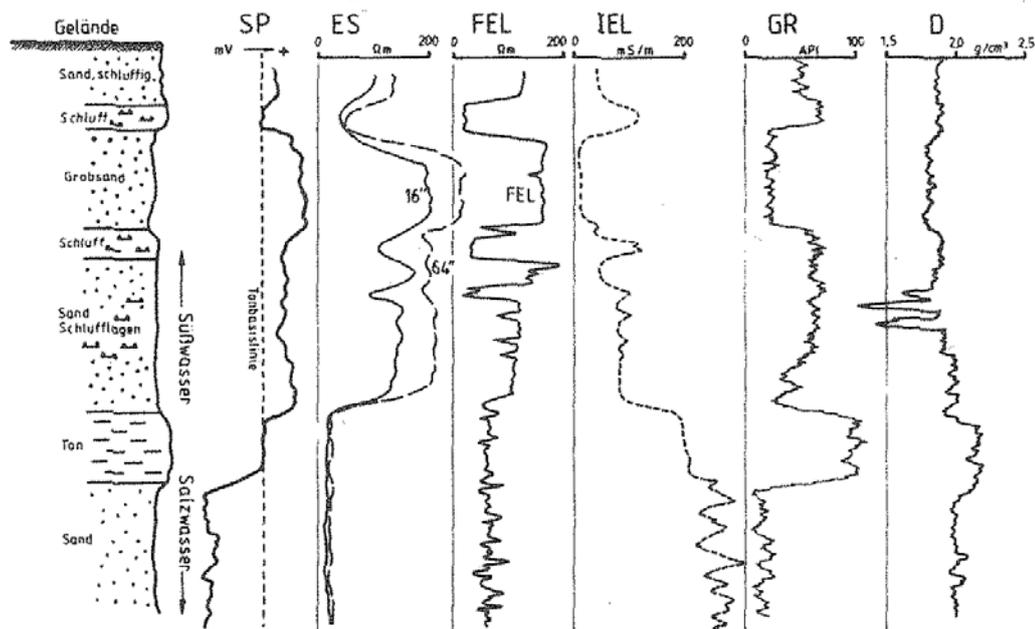


Abbildung 1-9: Lithologische Gliederung nach Bohrlochmessungen, aus SCHNEIDER (1988).

Die lithologische Gliederung erfolgt dabei entsprechend der jeweiligen Gesteinseigenschaften unter Berücksichtigung der Bohrspülung und des jeweiligen Filterkuchens. Ein typisches Beispiel zeigt Abbildung 1-7.

1.2.6.2 Radiometrische und kernphysikalische Verfahren

Gammamessung – GR

Beim Gammalog (*Gamma Ray – GR*) wird die natürlich auftretende Gammastrahlung der Gesteine gemessen, die durch den Zerfall der Radionuklide Uranium (^{238}U und ^{235}U), Thorium (^{232}Th) und Kalium (^{40}K) verursacht wird. Einen erhöhten Anteil dieser Radionuklide und folglich eine erhöhte Gammastrahlung weisen vor allem die Tonminerale und Kalifeldspäte auf, zusätzlich auch Glimmer, Kalisalze und Akzessorien, wie Monazit und Glaukonit (FRICKE & SCHÖN 1999).

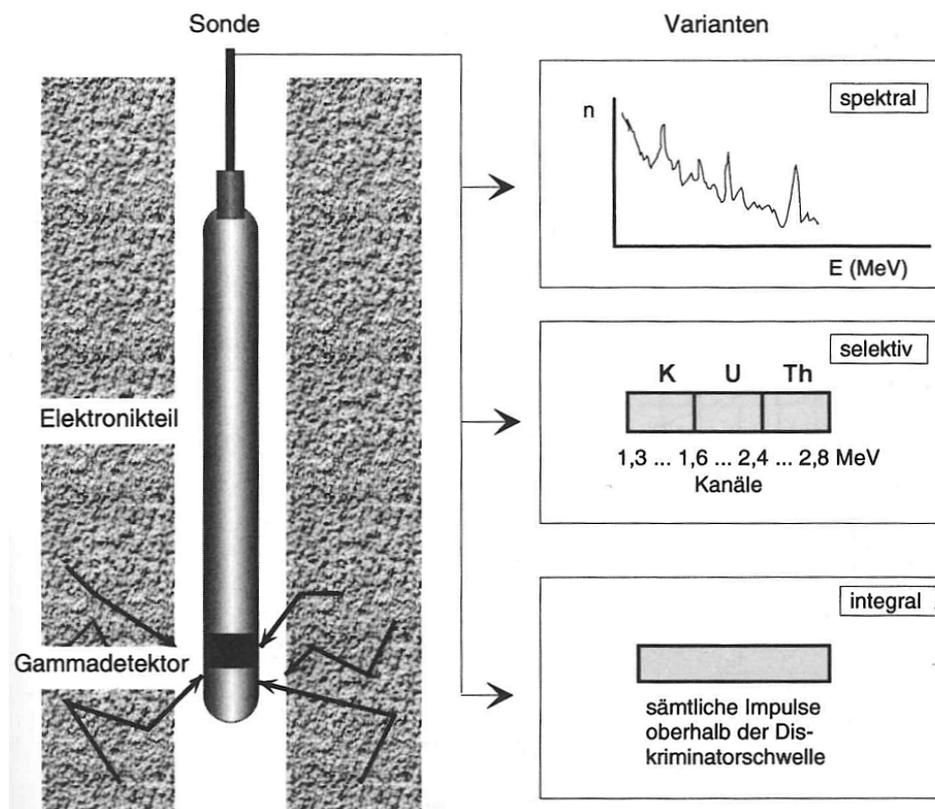


Abbildung 1-10: Schematischer Aufbau einer Gammamessung, aus FRICKE & SCHÖN (1999).

Gammamessungen werden vor allem zur Abgrenzung lithologischer Einheiten und zur Abschätzung des Tongehaltes verwendet. Bei der Abschätzung des Tongehaltes wird davon ausgegangen, dass die Gammaaktivität

ausschließlich durch Tonminerale hervorgerufen wird. Dies kann insbesondere bei unreifen Sandsteinen zu Fehlern führen, da diese oft einen nicht zu vernachlässigbaren Anteil an Lithoklasten aus ^{40}K -reichen Kalifeldspäten aufweisen können.

Als Einheit wird international in der Regel das API-Standardmaß (*API – American Petroleum Institute/Houston, Texas*) verwendet, welches an einem Betonblock mit definiertem Gehalt an U, Th und K kalibriert wird (FRICKE & SCHÖN 1999).

Gammamessungen können spektral durchgeführt werden, um die Zusammensetzung der Radionuklide zu bestimmen, selektiv auf bestimmte Nuklide oder als integrale Messung der gesamten Gammaaktivität. In Abbildung 1-8 ist der prinzipielle Aufbau einer Gammamessung schematisch dargestellt.

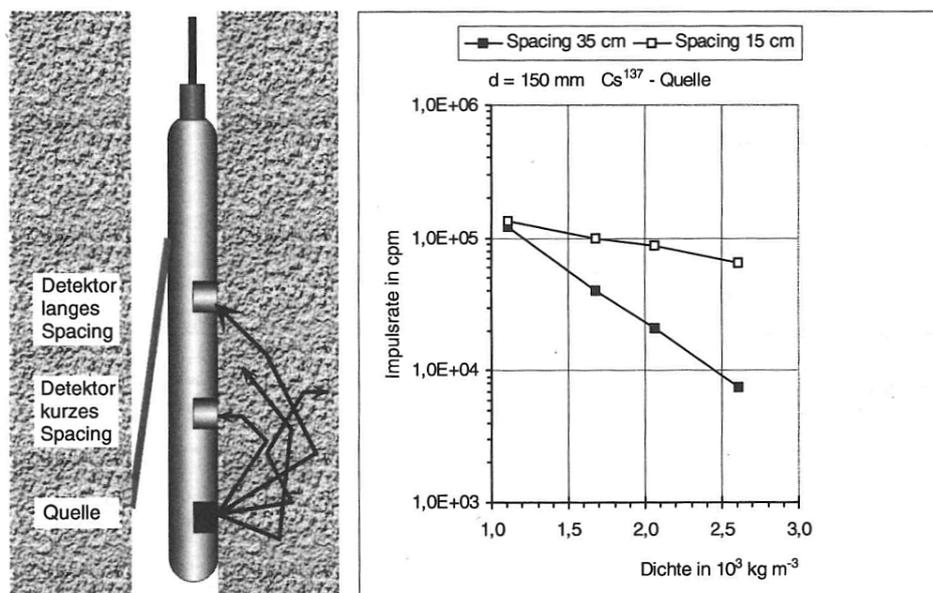


Abbildung 1-11: Schematischer Aufbau einer Gamma-Gamma-Sonde mit kurzem und langem *Spacing* (links) und Kalibrierkurve für zwei Sondenspacing (rechts), aus FRICKE & SCHÖN(1999).

Gamma-Gamma-Dichtemessung – bulk density

Die Gamma-Gamma-Dichtemessung ist ein aktives Verfahren, welches sich den *Compton*-Effekt zu Nutze macht. Von einer Gammaquelle (meistens ein ^{137}Cs -Präparat, seltener ein ^{60}Co -Präparat) wird Gammastrahlung emittiert. Infolge von Compton-Streuung wird ein Teil der Strahlung absorbiert und ein Teil zu einem oder mehreren Gammadetektoren zurückgestreut. Zwischen Quelle und Detektor befindet sich eine Abschirmung zur Unterdrückung

rückung der direkten Strahlung. Der Compton-Absorptionskoeffizient ist dabei proportional zur Kernladungszahl Z des bestrahlten Elements. Die Massedichte ρ des Elements ist wiederum proportional zur Atommassenzahl A . Für die meisten gesteinsbildenden Elemente ist der Quotient Z/A ungefähr 0,5.

Folglich ergibt sich ein direkter Zusammenhang zwischen der gemessenen Impulsrate und der Dichte (FRICKE & SCHÖN 1999). Ist die Sonde an einem Kalibrierzylinder definierter Dichte kalibriert, dann ist Gamma-Gamma-Dichte gleich der tatsächlichen Massendichte: $\rho_{GG} = \rho$.

Um Einflüsse des Bohrlochdurchmessers und der Bohrlochspülung zu korrigieren, werden in der Regel zwei Detektoren mit unterschiedlichem *Spacing* verwendet (siehe Abbildung 1-9). Das lange *Spacing* wird für die eigentliche Messung verwendet und das kurze *Spacing*, um den Einfluss von Bohrlochgeometrie und Spülung zu erfassen und damit den Wert des langen *Spacings* zu korrigieren.

Neutron-Gamma-Porosität

Neutronensonden arbeiten ähnlich wie Gamma-Gamma-Sonden nach dem Rückstreuprinzip. Das Messprinzip besteht auf der unelastischen Streuung der emittierten Neutronen an Atomkernen und dem Strahlungseinfang.

a) Unelastische Streuung:

Wird ein Atomkern von einem Neutron getroffen, so gibt das Neutron einen Teil seiner kinetischen Energie an den Atomkern ab und dieser wird energetisch angeregt. Kehrt der angeregte Kern in seinen Grundzustand zurück, gibt er die aufgenommene Energie als charakteristische Gammastrahlung wieder ab:



A_Z	Atomkern Z der Atommassenzahl A
${}^A_Z^\uparrow$	angeregter Atomkern
n	Neutron
n^\downarrow	Neutron niedrigerer Energie
γ	Gammastrahlung

Die Anzahl notwendiger Kollisionen, um schnelle Neutronen ($E > 100$ keV) auf thermische Energie ($E < 0,025$ eV) abzubremesen, ist elementspezifisch (siehe Tabelle 1-4). Besonders auffällig ist die im Vergleich zu anderen Elementen deutlich geringere Anzahl an Kollisionen für Wasserstoff. Die Anwesenheit von Wasserstoff (z. B. durch im Porenraum vorhandenes

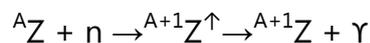
Wasser) führt folglich zu einem raschen Abbremsen der schnellen Neutronen auf thermische Energie.

Tabelle 1-5: Anzahl notwendiger Kollisionen n zum Abbremsen schneller Neutronen (4 MeV) auf thermische Energie (0,4 eV) für verschiedene Elemente (ELLIS & SINGER, 2008)

Element	n
H	16
C	110
O	131
Ca	330
H₂O	22,5

b) Strahlungseinfang

Die bis auf thermische Energie (d. h. $E < 0,025$ eV) abgebremsten Neutronen werden durch Strahlungseinfang beim Auftreffen auf einen Atomkern in diesen eingebaut. Die freiwerdende Bindungsenergie wird als charakteristische Gammastrahlung emittiert:



A_ZZ	Atomkern Z der Atommassenzahl A
${}^{A+1}_Z Z^*$	angeregter Atomkern der Atommassenzahl A+1
n	Neutron
γ	Gammastrahlung

Ähnlich der unelastischen Streuung ist auch der Neutroneneinfang elementspezifisch. In Tabelle 1-5 sind Wirkungsquerschnitte einiger typischer Elemente in barn (10^{-24}cm^2) angegeben. Es fällt auf, dass beim Strahlungseinfang die Elemente Bor und Chlor dominieren. Während Chlor in Form von NaCl in Formationswässern vorkommt, tritt Bor in Verbindung mit Tonmineralen auf (ELLIS & SINGER 2008).

Die Neutron-Gamma-Sonden bestehen aus einer Neutronenquelle, einer Abschirmung gegen die direkte Strahlung sowie einem oder mehreren Detektoren im Abstand L . Durch die Verwendung von Detektoren mit kurzem Spacing kann, analog zur Gamma-Gamma-Messung, eine Korrektur auf Bohrlochdurchmesser und Bohrspülung durchgeführt werden.

Tabelle 1-6: Einfangquerschnitte für ausgewählte Elemente (ELLIS & SINGER 2008).

Element	Durchschnittlicher atomarer Einfangquerschnitt in barn	Element	Durchschnittlicher atomarer Einfangquerschnitt in barn
B	759	Al	0,230
Cl	33,2	Si	0,16
Na	0,530	Mg	0,063
H	0,332	O	0,00027

Die am Detektor gemessene Impulsrate wird durch den Abstand zwischen Quelle und Empfänger sowie die im Gestein auftretenden Abbrems- und Einfangreaktionen (FRICKE & SCHÖN 1999) bestimmt.

Durch den Wasserstoff (Abbremsreaktion) und das Chlor (Strahlungseinfang) im Formationswasser nimmt mit zunehmender (wassergesättigter) Porosität die am Empfänger gemessene Strahlung ab. Neutron-Gamma-Messungen werden daher zur Porositätsbestimmung eingesetzt. Die Sonden werden an süßwassergesättigten tonfreien Kalksteinen bekannter Porosität geeicht. Bei abweichender Lithologie wird eine Lithologiekorrektur vorgenommen, für die es entsprechende Korrekturdiagramme gibt (FRICKE & SCHÖN 1999).

Akustiklog AL

Bei den akustischen Verfahren werden mit Hilfe elastischer Wellen die (elastischen) Eigenschaften des Gebirges und des Bohrlochs untersucht. Die Anwendungen der akustischen Verfahren sind vielfältig. Sie werden zur Porositätsbestimmung eingesetzt, zur Verbesserung von Geschwindigkeitsmodellen in der Seismik sowie zur Abbildung und Untersuchung der Bohrlochinnenwand (akustischer Bohrlochfernseher). Im Folgenden wird der für die Porositätsbestimmung verwendete Akustiklog beschrieben.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Kompressionswellen (P-Wellengeschwindigkeit v_p) und Scherwellen (S-Wellengeschwindigkeit v_s) sind von den elastischen Eigenschaften der Gesteine und deren Dichte abhängig (z.B. FRICKE & SCHÖN 1999):

$$v_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1 - \sigma}{(1 + \sigma) \cdot (1 - 2\sigma)}}$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2 \cdot (1 + \sigma)}}$$

v_p	-	P-Wellengeschwindigkeit
v_s	-	S-Wellengeschwindigkeit
E	-	Elastizitätsmodul
μ	-	Schermodul
σ	-	Poissonzahl
ρ	-	Dichte

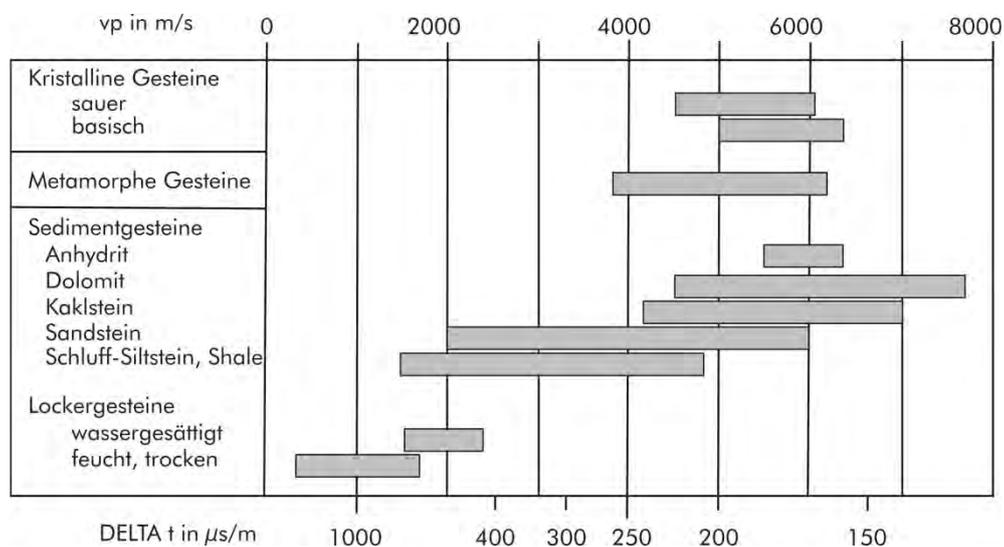


Abbildung 1-12: Wertebereich der P-Wellengeschwindigkeit v_p und der *slow-ness* Δt für verschiedene Gesteine (Abbildung nach FRICKE & SCHÖN 1999).

Statt der seismischen Geschwindigkeit (m/s) wird häufig der reziproke Wert, die seismische Langsamkeit (*slowness*), verwendet, gemessen in $\mu s/m$. Der Wertebereich einiger typischer Gesteine ist in Abbildung 1-12 dargestellt.

Mit zunehmender Porosität nimmt die seismische Geschwindigkeit ab (bzw. die *slowness* zu). Dieser Zusammenhang wird zur Porositätsbestimmung aus Akustiklogdaten benutzt.

Elektromagnetische Verfahren

Es gibt eine Vielzahl an Methoden, die die elektrischen und magnetischen Eigenschaften der Gesteine bestimmen. Im Folgenden sollen die wichtigsten von ihnen beschrieben werden.

Eigenpotenzial (SP)

Bei der Messung des Eigenpotenzials (SP für *self potenzial*) wird in einem passiven Verfahren die natürlich vorkommende Potenzialdifferenz zwischen einer Referenzelektrode an der Erdoberfläche und einer Elektrode im Bohrloch gemessen (FRICKE & SCHÖN 1999).

Eigenpotenziale können durch verschiedene Mechanismen im Untergrund hervorgerufen werden (FRICKE & SCHÖN 1999):

- Transport von Ionen infolge eines Konzentrationsgefälles
- Strömung von wässrigen Lösungen
- Chemische Reaktionen, z.B. im Bereich sulfidischer Erzlagerstätten oder graphitischer Schichten

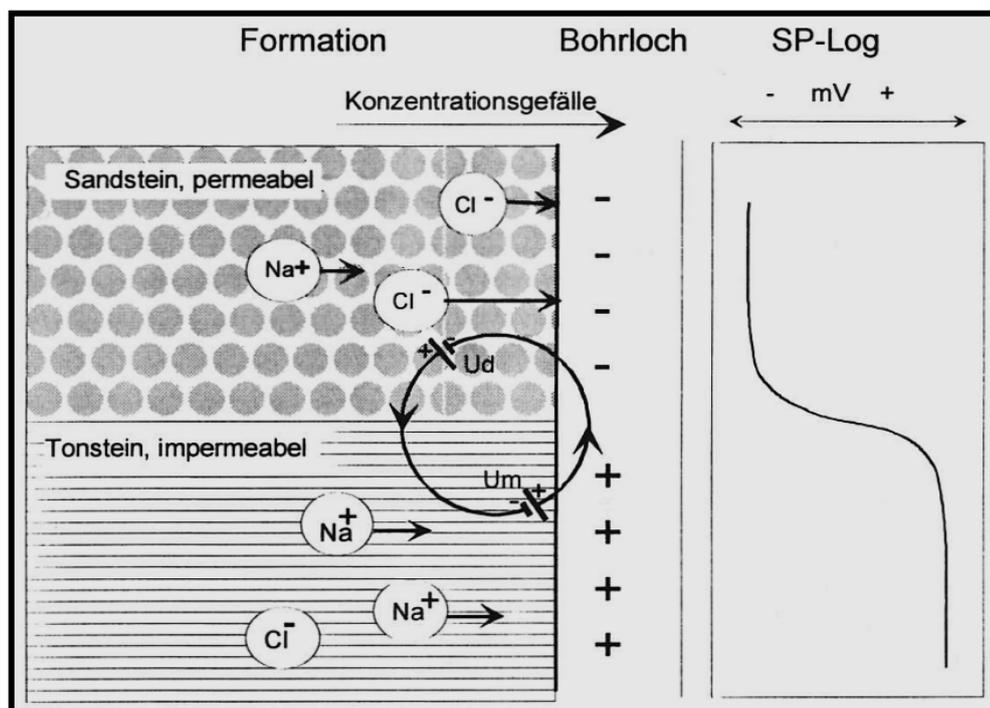


Abbildung 1-13: Entstehung elektrischer Eigenpotenziale in Bohrlochern, aus FRICKE & SCHÖN (1999).

Insbesondere ist der unter a) genannte Transport von Ionen für im Bohrloch gemessenen Eigenpotenziale verantwortlich. Anschaulich lässt sich der Vorgang an einem einfachen Sandstein-Tonstein-Modell erklären (siehe Abbildung 1-13). Unter der Annahme, dass das Formationswasser eine höhere Konzentration gelöster Salze (z.B. NaCl) als die Bohrspülung aufweist, entsteht ein von der Formation in die Bohrung gerichtetes Konzentrationsgefälle (FRICKE & SCHÖN 1999):

- In der permeablen Sandsteinschicht führt das Konzentrationsgefälle zu einer Diffusion der Ionen. Aufgrund ihrer höheren Beweglichkeit eilen die Anionen (Cl⁻) den Kationen (Na⁺) voraus und es kommt zu einem negativen Ladungsüberschuss an der Bohrlochwand.
- Der Tonstein wirkt als semipermeable Membran. Aufgrund der Oberflächeneigenschaften der Tonpartikel werden die Anionen (Cl⁻) an der Bewegung gehindert und fast ausschließlich Kationen (Na⁺) gelangen an die Bohrlochwand und führen dort zu einem positiven Ladungsüberschuss.

Der zwischen einem reinen Tonstein- und Sandsteinniveau gemessene Potenzialunterschied wird hierbei als *statisches Eigenpotenzial* (SSP) bezeichnet. In der Praxis erfolgt die Bestimmung des SSP direkt aus der Eigenpotenzialkurve, indem Bezugslinien durch die Minima und Maxima der Messkurve gelegt werden. Als Einheit dient in der Regel Millivolt (mV).

Die Messung des SP kann insbesondere zur Bestimmung des Tongehaltes genutzt werden.

Vierpunkt-Elektroden-Widerstandsmessungen

Der elektrische Widerstand des Gesteins kann über eine Vierpunktanordnung gemessen werden. Hierbei wird an zwei Elektroden (A und B) ein Strom eingespeist, der Spannungsabfall an zwei Messelektroden registriert. Wird an einem Punkt A ein Strom der Stärke I eingespeist, so erzeugt dieser im Abstand r ein Potenzial $U(r)$ (FRICKE & SCHÖN 1999):

$$U(r) = \frac{1}{4\pi \cdot r} \cdot I \cdot R$$

Aus eingespeistem Strom und gemessener Potenzialdifferenz kann dann der elektrische Widerstand des Gebirges gemessen werden. Da sich der gemessene Widerstand aus einer Superposition der einzelnen Widerstände der Bohrlochspülung und mehrerer Schichten zusammensetzt, misst man in der Praxis einen scheinbaren spezifischen Widerstand R_a bzw. ρ_a (*apparent* – scheinbar). Das Ziel ist jedoch, den wahren (engl. *true*) Widerstand R_t des Gebirges zu messen. Die Einheit des spezifischen Widerstandes ist Ohmmeter (Ωm).

Die einzelnen Verfahren unterscheiden sich hierbei hinsichtlich der Sondengeometrie.

Potenzialsonden liefern symmetrische Kurvenformen und eignen sich vor allem zur qualitativen Bewertung des Schichtprofils. Sie können jedoch bei zu geringmächtigen Schichten verfälschte Widerstandswerte liefern.

Gradientsonden liefern asymmetrische Kurvenbilder und werden in *Oberkantensonden* und *Unterkantensonden* unterteilt. Hierbei wird der maximale Widerstandswert an der Oberkante bzw. an der Unterkante der Schicht angezeigt. Gradientsonden eignen sich folglich zur lithologischen Abgrenzung von Horizonten im Bohrloch. Die gemessenen Widerstandswerte werden durch den Einfluss benachbarter Schichten bei Gradientsonden wesentlich weniger beeinflusst als bei Potenzialsonden.

Laterolog (LL)

Bei den traditionellen Vierpunkt-Anordnungen kann es vor allem an hochohmigen geringmächtigen Schichten zu Verfälschungen des Messwertes und zu Unsicherheiten bei der Festlegung der Schichtgrenzen kommen. Bei fokussierenden Messsystemen wird durch zusätzliche Elektroden das Stromsystem seitlich (lateral) ins Gebirge gedrückt. Diese Systeme werden daher als Laterolog bezeichnet.

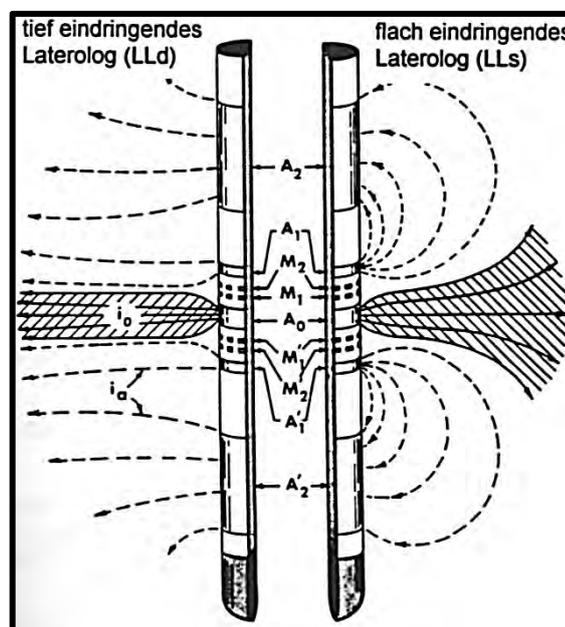


Abbildung 1-14: Stromlinien für das tief eindringende (LLd) und flach eindringende (LLs) Dual-Laterolog ® der Firma Schlumberger, aus FRICKE & SCHÖN (1999).

Man erreicht damit ein höheres Schichtauflösungsvermögen und eine bessere Annäherung des scheinbaren spezifischen Widerstandes ρ_a an den wahren spezifischen Widerstand ρ_t .

Eine besondere Art der Widerstandsmessung stellt das in Abbildung 1-14 dargestellte Dual-Laterolog[®] von Schlumberger dar. Damit können parallel zwei Messungen durchgeführt werden, die unterschiedlich tief ins Gebirge eindringen können.

Während das flach eindringende Laterolog vor allem von der Bohrlochgeometrie, der Spülung und dem Filterkuchen beeinflusst werden, kann das Stromsystem des tief eindringenden Laterologs weit ins Gebirge eindringen. Die Daten des flach eindringenden LL werden hierbei genutzt, um die Messdaten des tief eindringenden LL auf Einflüsse der Bohrlochgeometrie und Bohrerspülung hin zu korrigieren.

Induktionslog

Beim Induktionslog wird in einer Sendespule ein zeitlich variierendes (primäres) elektromagnetisches Feld erzeugt. Dadurch werden im Gestein zeitlich variierende Ringströme induziert. Diese haben wiederum ein (sekundäres) magnetisches Wechselfeld zur Folge und induzieren Spannungen in einer Empfängerspule.

Das gemessene Signal ist der (spezifischen) Gesteinsleitfähigkeit $\sigma = 1/R$ proportional und wird in Millisiemens pro Meter (mS/m oder mS/cm) gemessen. Zur besseren Vergleichbarkeit mit den anderen Widerstandsverfahren wird als Messwert jedoch häufig der spezifische Widerstand in Ωm verwendet.

Der Vorteil des Induktionslogs gegenüber den anderen, auf Elektroden basierenden, Widerstandsverfahren liegt darin, dass das Verfahren auch bei elektrisch nichtleitendem Bohrlochinhalt und nichtleitender Verrohrung (z.B. GFK) genutzt werden kann.

1.2.6.3 Interpretation bohrlochgeophysikalischer Daten

Glättung von Messkurven

Um die Interpretation von bohrlochgeophysikalischen Daten zu erleichtern, ist es oft notwendig, die Messkurven zu glätten. Das Ziel ist dabei, zufällige Messwertänderungen (*noise*) von petrophysikalisch bedeutsamen Messwertänderungen zu trennen (FRICKE & SCHÖN 1999).

Die einfachste Methode ist hierbei die Mittelwertbildung über drei oder mehr Messwerte. Es besteht dabei jedoch die Gefahr, dass starke Messwertänderungen in geringmächtigen Schichten dazu führen, dass die Messwertanomalie scheinbar in ihrer Mächtigkeit vergrößert wird (FRICKE & SCHÖN 1999).

Abhilfe schafft die Anwendung von nichtlinearen Glättungsoperatoren, wie zum Beispiel eine Faltung (Konvolution) mit einer HAMMING-Fensterfunktion (FRICKE & SCHÖN 1999):

$$x_i = 0,54 + 0,46 \cdot \cos\left(\frac{\pi \cdot i}{n}\right) \text{ mit } i = 0, \dots, n$$

$$k_i = \frac{x_i}{\sum_{i=-n}^n x_i}$$

Das HAMMING-Fenster beschreibt die Faktoren k_i in einem Fenster der Länge $2n + 1$ mit einem Zentralwert $i = 0$. Die gemessenen Werte werden dann stückweise mit diesen Faktoren gefaltet (Konvolution).

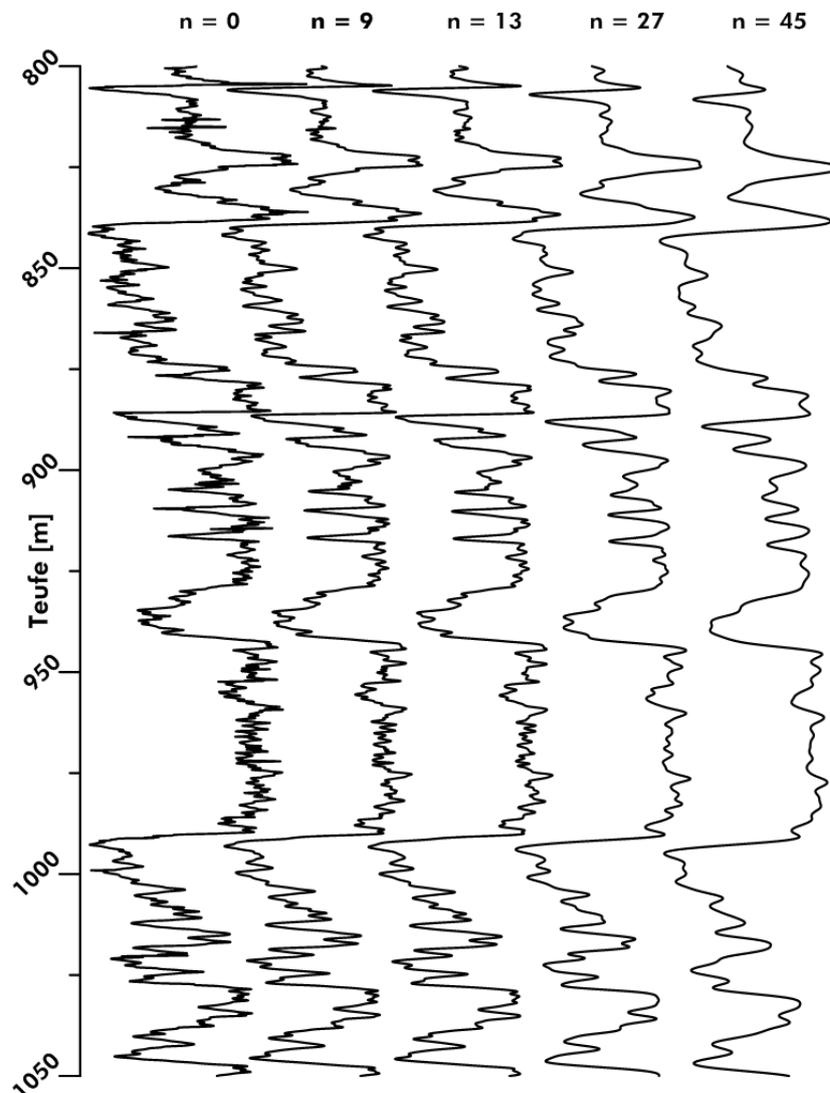


Abbildung 1-15: Glättung von GR-Kurven für verschiedene Längen des HAMMING-Fensters.

In Abbildung 1-15 sind GR-Messungen mit HAMMING-Fenstern mit $n = 5$ bis $n = 45$ sowie die Originaldaten ($n = 0$) dargestellt. Man erkennt, dass für $n = 9$ noch zu viel *noise* in der Kurve verbleibt und die Glättung nicht ausreicht. Bei $n = 27$ und $n = 45$ ist die Glättung zu stark und Informationen, die für die petrographische Interpretation wichtig sein könnten, werden unterdrückt. Einen guten Kompromiss stellt die Glättung mit einem HAMMING-Fenster mit $n = 13$ dar.

1.2.6.4 Porositätsabschätzung nach Bohrlochmessungen

Tongehaltsbestimmung

Die meisten gängigen Verfahren der Bohrlochgeophysik bestimmen die Gesamtporosität. Diese umfasst neben der *effektiven Porosität* auch das tongebundene Wasser (siehe Abbildung 1-16).

Da man in der Regel an der effektiven Porosität interessiert ist, ist es notwendig, eine Tonkorrektur anzuwenden, um von der Gesamt- auf die effektive Porosität zu gelangen. Hierzu muss zunächst der Tongehalt bestimmt werden. Dies ist unter anderem über das Gamma Ray Log (GR) und über SP Messungen möglich.

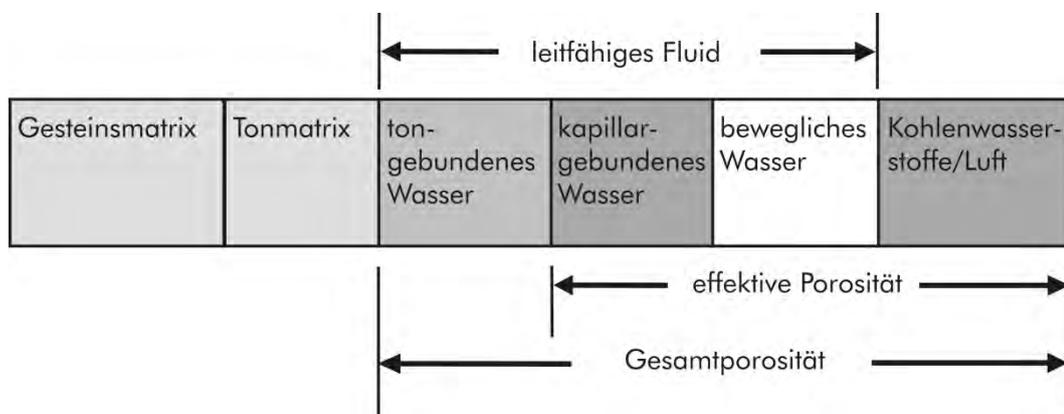


Abbildung 1-16: Standard-Porositätsmodell nach PRAMMER et al. (1996), Abbildung nach FRICKE & SCHÖN (1999).

Der Einfluss der Tonkorrektur wird in Abbildung 1-15 deutlich. Für die Bohrung Bad Wilsnack 1/97 wurde die Porosität aus der Gamma-Gamma-Dichte berechnet und der Tongehalt aus Gammamessungen bestimmt. Im gezeigten Teufenabschnitt folgt auf einen hochporösen Sandstein (976 – 968 m) eine Tonsteinschicht oberhalb von 968 m. Ohne Tonkorrektur liegen die Porositätswerte im Tonstein deutlich über 20 % (Gesamtporosität).

Bereinigt man diesen Wert mit einer Tonkorrektur, geht die effektive Porosität auf 0 % zurück.

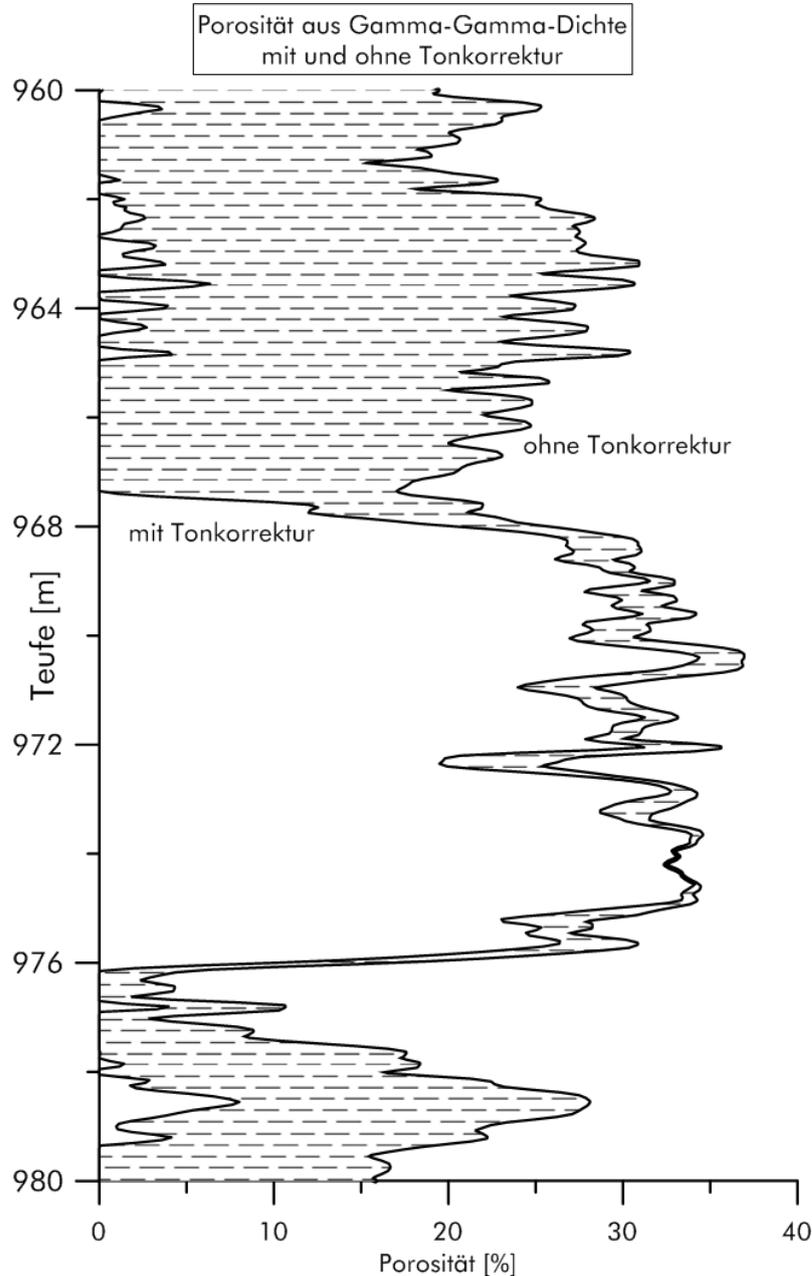


Abbildung 1-17: Auswirkung der Tonkorrektur auf die Porositätsabschätzung

Tongehalt nach Gamma Ray

Die Vorteile des GR Logs liegen auf der Hand: Es ist für quasi jede Bohrung vorhanden und die Radionuklide der Tonminerale erlauben eine direkte Korrelation zwischen natürlicher Gammastrahlung und Tongehalt. Es wird davon ausgegangen, dass die Sandsteine überwiegend aus Quarz (geringe GR-Aktivität) bestehen, wohingegen die Tonsteine eine sehr hohe GR-

Aktivität aufweisen. Für die Sande des Eozäns gelten diese Annahmen ebenso für den Hettang, Dogger und Rhät.

Zu Problemen kann es durch *anormale Gammastrahlung* kommen. Diese wird häufig durch Schwermetallanreicherungen mit erhöhter Uranstrahlung oder durch Kalifeldspatlithoklasten in unreifen Sandsteinen hervorgerufen. Dies ist zum Beispiel für den Schilfsandstein und Buntsandstein der Fall. Hat man die Möglichkeit, den Anteil der anormalen Gammastrahlung zu bestimmen (etwa über spektrale Gammamessungen) kann eine Urankorrektur vorgenommen werden. Ist dies nicht möglich, sollten andere Verfahren wie SP verwendet werden.

Die Berechnung des Tongehalts erfolgt durch die Bestimmung des Maximalwertes des GR Logs in Tonsteinen und dem Minimum des GR Logs in tonfreien Gesteinen und unter Anwendung der Formel:

$$V_{Sh} = \frac{GR_{meas} - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}}$$

V_{Sh}	-	Tongehalt
GR_{meas}	-	gemessene Gammastrahlung
GR_{min}	-	Messwert von GR in tonfreien Gesteinen
GR_{max}	-	Messwert von GR in Tonsteinen

Tongehalt aus dem Eigenpotenzial (SP)

Aufgrund des positiven Ladungsüberschusses sind Tonsteine durch ein charakteristisches Eigenpotenzial gekennzeichnet. Dieser Effekt kann zur Tongehaltsbestimmung genutzt werden. Hierfür wird das statische Eigenpotenzial zwischen der Ton- und Sandbasislinie bestimmt und aus dem Eigenpotenzial über und unter der Tonbasislinie der Tongehalt abgeleitet. Es muss zudem unterschieden werden, ob die Konzentration der Bohrspülung größer oder kleiner dem Formationswasser ist.

$$V_{Sh} = \frac{U_{SP}}{U_{SSP}} \quad \text{für} \quad R_m > R_W$$

$$V_{Sh} = 1 - \frac{U_{SP}}{U_{SSP}} \quad \text{für} \quad R_m < R_W$$

V_{Sh}	-	Tongehalt
U_{SP}	-	Amplitude des Tongehalts über/unter der Tonbasislinie
U_{SSP}	-	Statisches Eigenpotenzial (zwischen Sand- und Tonbasislinie)

1.2.6.5 Porositätsbestimmung

Die meisten physikalischen Eigenschaften des Porenmediums (Wasser, Luft/Gas, Erdöl) unterscheiden sich signifikant von denen der Gesteinsmatrix. Dadurch ist es möglich, mit mehreren bohrlochgeophysikalischen Methoden die Porosität zu bestimmen (FRICKE & SCHÖN 1999). Da diese Verfahren jedoch in der Regel die Gesamtporosität bestimmen, man jedoch an der effektiven Porosität interessiert ist, sind häufig Tonkorrekturen nötig. Hierfür muss der Tongehalt bekannt sein, dessen Bestimmung im oberen Abschnitt erläutert wurde.

Porosität aus Gamma-Gamma-Dichte

Die Berechnung der Porosität aus der Gamma-Gamma-Dichte erfolgt über die Dichte-Mittelgleichung:

$$\Phi_g = \frac{\rho_{ma} - \rho}{\rho_{ma} - \rho_w} \quad \text{für tonfreies Gestein}$$

$$\Phi = \frac{\rho_{ma} - \rho}{\rho_{ma} - \rho_w} - V_{Sh} \cdot \frac{\rho_{ma} - \rho_{Cl}}{\rho_{ma} - \rho_w} \quad \text{für toniges Gestein}$$

Φ_g	Gesamtporosität
Φ	tonkorrigierte Porosität
ρ	gemessene Dichte
ρ_{ma}	Dichte der tonfreien Gesteinsmatrix
ρ_w	Dichte des Schichtwassers
ρ_{Cl}	Dichte des Tones (engl. <i>clay</i>)
V_{Sh}	Tongehalt

Porosität aus Neutron-Neutron-Messungen

Ist der Einfluss der Lithologie durch entsprechende Kalibrierungen und Korrekturen berücksichtigt, ergibt sich die Gesamtporosität aus der Neutron-Neutron-Porosität:

$$\Phi_g = \Phi_{NN}$$

Φ_g	Gesamtporosität
Φ_{NN}	Neutron-Neutron-Porosität

In tonigen Gesteinen ist eine Tonkorrektur nötig, um auf die effektive Porosität zu kommen:

$$\Phi = \Phi_{NN} - V_{Sh} \cdot \Phi_{Sh}$$

Φ_{Sh}	Neutron-Neutron-Porosität in Tonstein
V_{Sh}	Tongehalt

Porosität aus kombinierten GG- und NG-Messungen

Um den Einfluss der Lithologie auf die Porositätsbestimmung zu minimieren, wird häufig eine Kombination aus GG-Dichte und NG-Porosität verwendet (DOVETON 1999). Ist beispielsweise Gas in der Formation vorhanden, wird die Porosität durch GG-Dichte überschätzt werden (aufgrund der geringeren Dichte von Gas gegenüber Wasser), während sich aus der NG-Porosität zu geringe Werte ergeben (aufgrund des geringeren H-Gehaltes des Gases im Vergleich zu Wasser).

Die wahre Porosität kann durch die Berechnung des arithmetischen oder des geometrischen Mittelwertes bestimmt werden:

$$\phi = \sqrt{\frac{\phi_n^2 + \phi_d^2}{2}}$$

ϕ_d	-	Porosität aus Gamma-Gamma-Dichte
ϕ_n	-	Porosität aus Neutron-Gamma-Messungen

Die Verwendung des geometrischen Mittels (quadratische Formel) wird dabei gegenüber dem arithmetischen Mittel empfohlen (DOVETON 1999).

Porosität aus Akustik-Messungen

Die Berechnung der Porosität aus AL-Logs erfolgt über die Zeit-Mittel-Gleichung, gegebenenfalls ist eine Tonkorrektur nötig:

$$\Phi_g = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_w - \Delta t_{ma}}$$

$$\Phi = \Phi_g - V_{Sh} \cdot \Phi_{Sh}$$

Δt	gemessene Differenzlaufzeit
Δt_{ma}	Laufzeit in der tonfreien Gesteinsmatrix
Δt_w	Laufzeit im Schichtwasser
Δt_{Sh}	Laufzeit im Ton(stein)

Die Laufzeit von Quarz (Longitudinalwelle, Mineral!) beträgt 180 $\mu\text{s}/\text{m}$. Für Süßwasser sind 715 $\mu\text{s}/\text{m}$ und für Salzwasser (20% NaCl) 620 $\mu\text{s}/\text{m}$ bekannt (FRICKE & SCHÖN 1999). Einen Mittelwert für Tonsteine geben FRICKE & SCHÖN (1999) bei 200 – 500 $\mu\text{s}/\text{m}$ an. Dieser Wert lässt sich jedoch im Falle

des Eozäns aus dem jeweiligen Diagramm ablesen. In der E Pek 1/81 sind dies 560 $\mu\text{s}/\text{m}$. Für die Bohrung E Pek 1/81 wurde ein Sandsteinbereich identifiziert. Die Laufzeit dort beträgt 310 – 340 $\mu\text{s}/\text{m}$. Der Tonanteil schwankt zwischen 1 – 7 % (mit 5% gerechnet). Bei 5 % NaCl-Gehalt im Fluid muss mit einer Δt_{Pore} von 700 $\mu\text{s}/\text{m}$ gerechnet werden. Damit ergeben sich Porositäten von 21,0 – 28,0 %.

Porosität aus Widerstandsmessungen

Die Porositätsbestimmung aus Widerstandslogs basiert auf der empirischen Gleichung nach ARCHIE (1942):

$$F = \frac{R_0}{R_w} = \frac{a}{\Phi^m}$$

F	-	Formationsfaktor
R_0	-	spezifischer elektrischer Widerstand des wassergesättigten Gesteins
R_w	-	spezifischer elektrischer Widerstand des Porenwassers
a	-	empirisch zu bestimmender Proportionalitätsfaktor
m	-	empirisch zu bestimmender Zementationsexponent

Umgestellt nach der Porosität ergibt sich:

$$\Phi = \sqrt[m]{\frac{a}{R_0/R_w}}$$

Für die mesozoischen Ablagerungen im Norddeutschen Becken haben sich die Parameter $a = 0,62$ und $m = 2,15$ der HUMBLE-Formel bewährt (KÜHN 1983). Die HUMBLE-Formel basiert auf Analysen von 29 nordamerikanischen Sandsteinproben durch Mitarbeiter der Firma Humble Oil and Refining (WINSAUER et al. 1952). Aus der Fusion von Humble und Standard Oil ging später Exxon hervor.

1.2.7 Stratigraphie

(M. FRANZ)

Für die stratigraphische Einstufung der bearbeiteten triassischen und jurassischen Abfolgen stehen biostratigraphische Schemata zur Verfügung, denen phylogenetische Entwicklungsreihen von Ammoniten, Ostrakoden und

Foraminiferen sowie typischen Assoziationen von Palynomorphen zugrunde liegen.

Ammoniten

An Ammoniten, die im Rahmen dieser Bearbeitung aus Kernbohrungen geborgen wurden, erfolgte, soweit erforderlich, eine Präparation von Hand. Bereits geborgene Exemplare, die in der BGR-Sammlung (Dienstort Spandau) aufbewahrt werden, wurden nicht nachpräpariert. Die Bestimmung der Ammoniten erfolgte durch Dr. E. Mönning (Naturkundemuseum Coburg).

Palynomorphen und Sporomorph Eco Groups

Für die Erstellung palynologischer Präparate wurden ca. 20 g Sediment mit 32%-iger Salzsäure (HCl) versetzt, um enthaltene Karbonate zu lösen. Anschließend wurden Silikate unter Zugabe von 40%-iger Flußsäure (HF) und organische Reste durch Zugabe von 5 - 8 Kaliumhydroxyd(KOH)-Plätzchen gelöst. Nach jedem Schritt erfolgte die Neutralisation mit destilliertem Wasser. Abschließend wurde der Rückstand unter Ultraschall gesiebt (Maschenweite 10 µm) und die Palynomorphen in Gelatinepräparate gegossen.

Die palynostratigraphische Einstufung erfolgte durch Dr. C. Heunisch (LBEG) entsprechend HEUNISCH (1999). Um eine quantitative Auszählung auf palynofazieller Basis zu erhalten, wurde die "Sporomorph Eco Group"-Analyse angewendet. Diese Methode wurde von ABBINK (1998) und ABBINK et al. (2004a, b) für jurassische und kretazische Abfolgen entwickelt und ist durch HEUNISCH in KUSTATSCHER et al. (2012) für triassische Abfolgen anwendbar. Pro Probe wurden 200 Palynomorphen gezählt und jeweils ökologischen Gruppen zugeordnet, z. B. Acritarchen werden dem SEG aquatisch marin zugeordnet. Die Zuordnung einzelner Palynomorphen zu ökologischen Gruppen wird in HEUNISCH in KUSTATSCHER et al. (2012) erläutert.

Mikropaläontologie

Die Proben wurden grob vorzerkleinert und unter Zugabe von Wasserstoffperoxid gelöst und anschließend geschlämmt. Unter dem Biokular wurden Ostrakoden und Foraminiferen ausgelesen und durch F.W. Luppold (LBEG) bestimmt.

1.2.8 Statistische Verfahren

(M. WOLFGRAMM)

Es werden im Rahmen dieser Studie Messwerte erhoben, die statistisch zu bewerten sind. Die wichtigsten Ansätze hierfür sowie die verwendeten Parameter sind im Folgenden dokumentiert. Wichtige Voraussetzungen sind:

1. Es handelt sich um mindestens intervallskalierte dichotome Daten.
2. Die Daten sind normalverteilt.
3. Alle Werte sind reale Werte (nicht mit Messungenauigkeiten behaftet).

Bei den erhobenen Daten, welche statistisch bewertet werden, handelt es sich mindestens um intervallskalierte Daten, welche zudem dichotom (keine Teilmengen) sind. Ein Beispiel hierfür sind die Kornverteilungskurven nach Siebanalysen (Abschnitt 1.2.2). Die häufigsten Typen der Verteilung sind bezüglich Geologie/Geothermie die Normal- bzw. Log-Normalverteilung, ebenfalls von größerer Bedeutung ist die exponentielle Verteilung (Abbildung 1-19). Zudem ist relevant, welcher Mittelwert als Grundlage der Bewertung zugrunde gelegt wird, da sich arithmetischer, geometrischer und harmonischer Mittelwert häufig stark voneinander unterscheiden (LERCHE & MACKAY 1999). Es ist aber zu vermerken, dass eine Normalverteilung nicht immer den realen Fall repräsentiert. So ist die Kornverteilungssummenkurve von Sanden häufig bimodal. Setzt man die Anzahl n an verwendeten Proben nur hoch genug, wird sich für die natürlichen Systeme auch hier immer eine Normalverteilung ergeben.

Eine Prüfung der Repräsentanz ist zwingend erforderlich und wurde jeweils durchgeführt. Mögliche Verfahren zur Prüfung einer Normalverteilung sind z.B. der Chi-Quadrat-Test, der Kolmogorow-Smirnow-Test oder der Q-Q-Plot (deskriptive Überprüfung). Abbildung 1-19 zeigt typische Datenverteilungsmuster im Histogramm. Bedeutsam sind für die vorliegenden Betrachtungen der Mittelwert (arithmetisches Mittel):

$$\bar{x} = \frac{1}{n} * \sum_{i=1}^n x_i = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n} \quad (1-9)$$

$x_1 \dots x_n$	-	gegebene Daten, reelle Zahlen
n	-	Anzahl der Daten
\bar{x}	-	Mittelwert (arithmetisches Mittel)

Normalverteilungen werden durch die Angabe ihres Erwartungswertes μ und die Varianz σ^2 vollständig beschrieben (Abbildung 1-18). Aus den Tabellen zur Standardnormalverteilung ergibt sich, dass für normalverteilte

Zufallsgrößen 68,27% bei der Realisierung im Intervall $\mu \pm \sigma$, 95,45% im Intervall $\mu \pm 2\sigma$ und 99,93% im Intervall $\mu \pm 3\sigma$ liegen (Abbildung 1-18). Werte außerhalb der zwei- bis dreifachen Standardabweichung werden als Ausreißer behandelt.

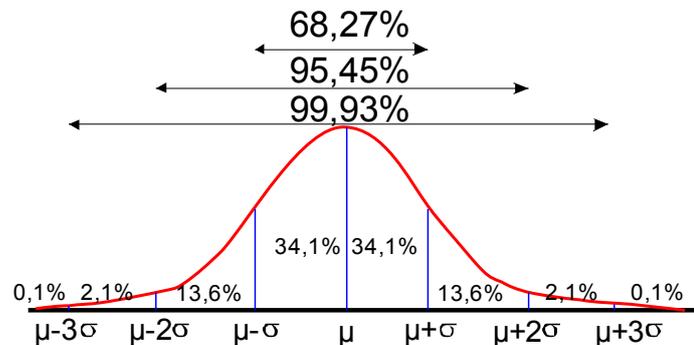


Abbildung 1-18: Intervalle um μ (Erwartungswert) bei der Normalverteilung

Zur Schätzung der Standardabweichung σ wird häufig folgende Formel verwendet:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \tag{1-10}$$

Neben dem Mittelwert und der Standardabweichung ist der Median von großer Bedeutung bei der Bewertung der vorliegenden Daten. Sortiert man alle Werte nach ihrer Größe, so ist der Median der Wert, der bei 50% aller Werte liegt. Darüber hinaus werden die Daten ermittelt, die bei 5%, 25%, 75%, 95% etc. liegen. Eine wichtige Form der Darstellung ist der Box-Whisker-Plot, dieser stellt den Median (dicker Querstrich bei 50% aller Werte), die mittleren 50% aller Daten (P25 bis P75, Box) sowie die Extremwerte (P5 und P95, Whisker) dar und ermöglicht einen schnellen Überblick über die Verteilung der Werte.

Neben der statistischen Bewertung der Datenreihen ist die Korrelation von Daten ein wichtiger Bestandteil dieser Arbeit. Somit lassen sich funktionelle Abhängigkeiten verschiedener Daten ermitteln, wie beispielsweise die Porosität von der Permeabilität.

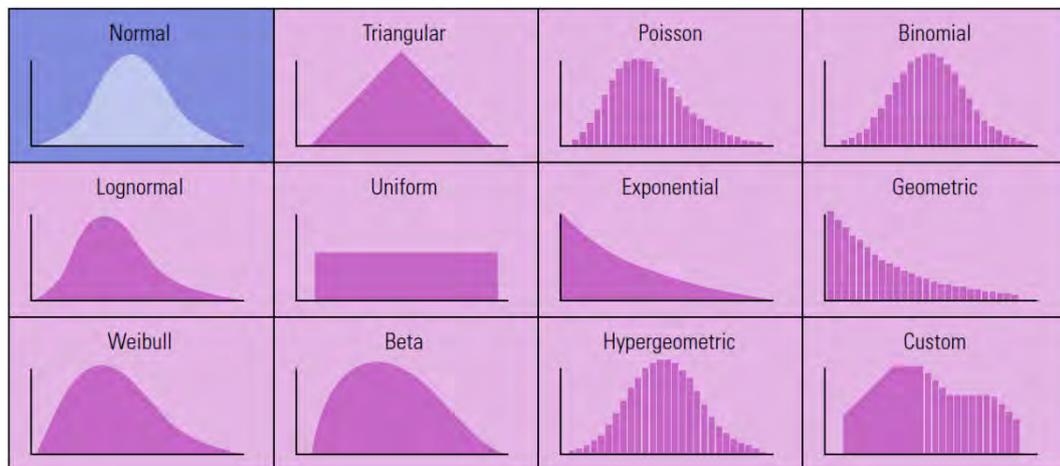


Abbildung 1-19: Typen der statistischen Datenverteilung aus BAILEY et al. (2000).

Für diese Korrelationen gilt wiederum, dass mindestens intervallskalierte dichotome Daten vorliegen, die normalverteilt sind. Die Linearitätsbedingung wird vorausgesetzt. Besteht z.B. ein logarithmischer Zusammenhang zwischen zwei Parametern, so ist die Linearität zwischen der Variablen X und der Variablen Log Y gegeben.

Der Korrelationskoeffizient ist ein dimensionsloses Maß für den Grad des linearen Zusammenhanges zwischen zwei mindestens intervallskalierten Merkmalen. Er kann Werte zwischen -1 und +1 annehmen, wobei +1 eine vollständige positive und -1 eine vollständig negative lineare Korrelation zeigt. Ist der Korrelationskoeffizient 0, besteht keine Korrelation.

Üblicherweise wird der Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient R nach PEARSON berechnet. Dieser berechnet sich wie folgt:

$$R = \frac{S_{xy}}{\sigma_x \cdot \sigma_y} = \frac{\frac{1}{n-1} \cdot \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sigma_x \cdot \sigma_y} \tag{1-11}$$

- R - Korrelationskoeffizient nach PEARSON
- S_{xy} - Kovarianz der Variablen X und Y
- x_i, y_i - Messwerte
- \bar{x} , \bar{y} - arithmetische Mittelwerte
- σ_x , σ_y - Standardabweichung für Datenreihen

Dabei bezeichnet der Korrelationskoeffizient die Stärke des Zusammenhanges:

Bezeichnung	Korrelationskoeffizient R
sehr stark	$0,87 \leq R \leq 0,99$
stark	$0,71 \leq R \leq 0,86$
mittel	$0,50 \leq R \leq 0,70$
schwach	$R < 0,50$

Das Quadrat des Korrelationskoeffizienten (R^2) heißt Bestimmtheitsmaß. Es gibt an, welcher prozentuale Anteil der einen Variablen durch die andere erklärt wird. Ist z.B. $R = 0,8$ (starke Korrelation) dann ist $R^2 = 0,64$. Das bedeutet, dass 64% der Variation der Y-Werte durch die Variation der X-Werte in einem linearen Zusammenhang erklärt werden können. Etwa 36 % der Variation bleiben unerklärt, hier sind andere Abhängigkeiten zu suchen. Für die im Projekt erzeugten Datensätze sind entsprechende Abhängigkeiten zu finden. Die Regression (Ausgleichsrechnung, Parameterschätzung, Anpassung oder Fit(ting)) ist eine mathematische Optimierungsmethode, um für eine Reihe von Messdaten die unbekannt Parameter ihres geometrisch-physikalischen Modells oder die Parameter einer vorgegebenen Funktion zu bestimmen (zu schätzen).

Die Regression kann mittels eines stochastischen bzw. funktionalen Modells realisiert werden. Darüber hinaus sind graphische Verfahren möglich, die im vorliegenden Fall präferiert wurden. Ausgangspunkt der Regression ist dabei das Streudiagramm (Abbildung 1-20), aus welchem sich bereits ersehen lässt, ob ein Zusammenhang zwischen den Daten vorliegt. Dieser Zusammenhang kann z.B. linear oder quadratisch sein. Entsprechend des Zusammenhanges erfolgt dann entweder eine lineare Regression ($f(x) = ax + b$) oder eine quadratische Regression ($f(x) = ax^2 + bx + c$).

Abbildung 1-20 (links) zeigt einen Datensatz zweier Parameter, wobei sich bereits im Streudiagramm ein funktionaler Zusammenhang zeigt. Die Normalverteilung vorausgesetzt, lässt sich nun eine Ausgleichskurve durch die Datenpunkte erzeugen, welche wiederum durch eine Funktion bestimmt ist (Abbildung 1-20 rechts). In diesem Falle besteht ein linearer Zusammenhang ($f(x) = 2,1585 * x + 96,4$), das Bestimmtheitsmaß beträgt 0,941, 94,1% der Streuung der Y-Werte werden durch die Streuung der X-Werte erklärt, nur 5,9 % sind nicht erklärt. Der Korrelationskoeffizient zeigt mit 0,97 eine sehr starke Korrelation beider Messreihen an. Ausreißer gibt es keine, da alle Werte bereits innerhalb $\mu \pm 2\sigma$ liegen. Da die statistischen Modelle davon ausgehen, dass alle Werte die realen Werte repräsentieren (Annahme, dass z.B. keine Messfehler existieren), sind diese 5,5 % durch mögliche Messungenauigkeiten erklärbar.

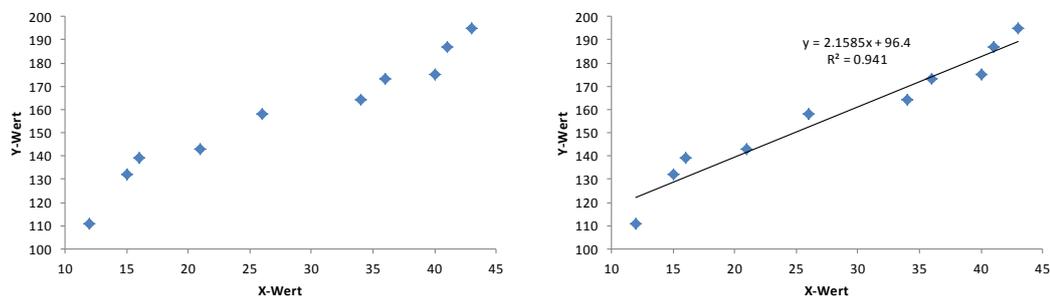


Abbildung 1-20: Beispiel für ein Streudiagramm (XY-Diagramm), rechts mit eingefügter Trendlinie inkl. Korrelationsfunktion und Bestimmtheitsmaß R^2 durch EXCEL.

Die Angabe von Messfehlern/Messunsicherheiten erfolgt durch $z \pm \Delta z$ oder $\frac{\Delta z}{z}$. Die Messunsicherheit kann auch in Prozent umgerechnet werden. Die Ermittlung von der Messunsicherheit erfolgt mit Hilfe der logarithmischen Differentiation:

Wenn $z = C * x^n * y^m$

dann $\frac{\Delta z}{z} = |n| * \frac{\Delta x}{x} + |m| * \frac{\Delta y}{y}$

Wenn $z = C * u^n * v^m$, wobei $u = u(x, y)$ und $v = v(x, y)$

dann $\frac{\Delta z}{z} = n * \frac{du}{u} + m * \frac{dv}{v}$

mit $du = u_x dx + u_y dy$ und $dv = v_x dx + v_y dy$

Als Beispiel sei eine willkürlich gewählte Tauchwägung ausgewählt. Mit dieser wird die Raumdichte eines Gesteins ermittelt. Dazu erfolgt die Wägung der Probe an der Luft (mit Fluid gesättigt, Trockengewicht) und in einer Flüssigkeit. Die Dichte berechnet sich nach:

$$\rho = \rho_{\text{Fluid}} * \frac{m_{\text{Sätt}} - m_{\text{trocken}}}{m_{\text{Sätt}} - m_{\text{Auftrieb}}} = \rho_{\text{Fluid}} * (m_{\text{Sätt}} - m_{\text{trocken}}) * (m_{\text{Sätt}} - m_{\text{Auftrieb}})^{-1}$$

ρ	-	Raumdichte des Gesteins	$[g/cm^3]$
m_{trocken}	-	Trockengewicht des Gesteins	$[g]$
$m_{\text{Sätt}}$	-	Sättigungsgewicht	$[g]$
m_{Auftrieb}	-	Masse des Gesteins im Fluid gewogen	$[g]$
ρ_{Fluid}	-	Dichte des Fluids	$[g/cm^3]$

Die Masse des Gesteins (m_{Auftrieb}) im Fluid wird mittels Federwaage (Messunsicherheit 0,01g) bestimmt, die des Gesteins an Luft mittels Standwaage (Messunsicherheit 0,01g). Die Dichte des Fluids wird mittels Aërometer (Ableseungenauigkeit 0,01 g/cm³) bestimmt. Die Porosität berechnet sich zu 0,2124 bzw. 21,24%. Die Messungenauigkeit errechnet sich dann nach:

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = \left(\frac{0,01 \frac{g}{cm^3}}{0,999 \frac{g}{cm^3}} \right) + \left(\frac{0,01g + 0,01g}{44,60 - 40,00 g} \right) + \left(\frac{0,01g + 0,01g}{44,60 - 22,95 g} \right) = 0,010 + 0,004 + 0,0009 = 0,0149$$

$$\Delta\rho = 0,0149 * 0,2124 = 0,0032, \text{ d. h. die Porosität beträgt } 21,24 \pm 0,32 \%$$

Die Messungenauigkeit beträgt in diesem Falle 1,5 % was einem Absolutwert der Porosität von 0,32% entspricht.

Für ein möglicherweise ermitteltes Bestimmtheitsmaß würde dies bedeuten, dass 1,5% der Streuung der relevanten Variablen X durch die Messungenauigkeit bei der Bestimmung der Porosität erklärbar wäre. Gegebenenfalls werden weitere Parameter mit ähnlichen Messungenauigkeiten bestimmt. Diese sind zu addieren.

1.3 **Probennahmen, Projekttreffen**

(K. NOWAK, M. FRANZ, M. WOLFGRAMM)

In Tabelle 1-7 sind die Projekttreffen, Probennahmetermine und Dienstreisen, die im Laufe des Projektes stattgefunden haben, dokumentiert.

Tabelle 1-7: Projekttreffen und Probennahmetermine, NB – Neubrandenburg, FB – Freiberg, MF – Matthias Franz, GB – Gregor Barth, JZ – Jens Zimmermann, KN – Kerstin Nowak, MW – Markus Wolfgramm, KO – Karsten Obst, PT - Projekttreffen.

von	bis	Orte	Zweck	Personen
28.05.2014	30.05.2014	Göttingen	Jura-Subkommissions-Tagung	JZ, GB, MF
04.05.2014	09.05.2014	Wünsdorf	Bohrkerndokumentation	JZ
14.04.2014	15.04.2014	Freiberg	Arbeitsgruppentreffen	MF, KN
11.04.2014	11.04.2014	Ketzin	Besichtigung Kerne Ketzin 201	MF, KN, JZ, weitere
07.04.2014	11.04.2014	Sternberg	Bohrkerndokumentation	JZ
28.01.2014	29.01.2014	Berlin-Spandau	GEOPOLD	GB, MF, JZ
21.01.2014	23.01.2014	Neubrandenburg,	Arbeitsgruppentreffen	GB, MF, JZ, KN,

von	bis	Orte	Zweck	Personen
		Greifswald		MW, KO, weitere
22.11.2013	22.11.2013	Halle	Arbeitsgruppentreffen	MF, KN
30.10.2013	30.10.2013	Berlin, Dresden	Proben abholen, Treffen GEOPOLD	GB, MF, JZ, KN, weitere
16.09.2013	19.09.2013	Tübingen	Tagung	JZ, GB, MF
26.08.2013	30.08.2013	Sternberg	Bohrkerndokumentation	JZ
26.06.2013	26.06.2013	Wünsdorf	Rückgabe Proben	GB
03.06.2013	11.06.2013	Wünsdorf, Greifswald, Schonen, Bornholm	Geländearbeiten, Probennahme	GB, MF, JZ, KO, weitere
09.04.2013	10.04.2013	Berlin, Greifswald, Neubrandenburg	Arbeitsgruppentreffen, Probentransport	JZ, GB, MF
25.02.2013	03.03.2013	Jena	Diagenesekurs »Klastische Sedimente«	GB, JZ
19.02.2013	19.02.2013	Coburg	Probentransport zum Naturkundemuseum	JZ
18.02.2013	22.02.2013	Wünsdorf	Bohrkerndokumentation	GB
11.02.2013	12.02.2013	Celle, Wietze	Bohrkerndokumentation, Laborarbeiten	JZ
05.02.2013	06.02.2013	Neubrandenburg	Arbeitsgruppentreffen	GB, MF, JZ, KN, MW, KO, weitere
04.12.2012	06.12.2012	Sternberg, Güstrow	Bohrkerndokumentation, Akten-Recherche	GB, JZ
21.11.2012	21.11.2012	Wolfsburg	Geländearbeit	JZ
14.11.2012	15.11.2012	Halle	Bohrkerndokumentation	GB, MF, JZ
05.11.2012	06.11.2012	Sternberg	Bohrkerndokumentation	GB, JZ
30.09.2012	04.10.2012	Hannover, Wolfsburg	Tagung	GB, MF, JZ
23.09.2012	28.09.2012	Hamburg	GV and Sediment- Tagung	GB, JZ, MF
09.09.2012	15.09.2012	Region um Bozen (Italien)	Geländearbeit, Probennahme, Aufschluss-Analog	GB, MF
09.08.2012	09.08.2012	Freiberg	Projekttreffen	GB, MF, JZ, KN, MW, KO, weitere

von	bis	Orte	Zweck	Personen
23.07.2012	27.07.2012	Velpke	Geländearbeit	GB
23.07.2012	25.07.2012	Wünsdorf	Bohrkerndokumentation	KN, MF
22.07.2012	02.08.2012	Wünsdorf	Bohrkerndokumentation	JZ
18.07.2012	18.07.2012	Sternberg	Bohrkerndokumentation	KN, MF
26.06.2012	28.06.2012	Sternberg	Bohrkerndokumentation	GB
20.06.2012	29.06.2012	Braunschweiger Land, Wolfsburg, Berlin-Spandau	Aufschlussbegehung, Proben-transport	JZ
04.06.2012	06.06.2012	Halle	Bohrkerndokumentation	KN, MF
21.05.2012	24.05.2012	Greifswald, Sternberg	Projekttreffen GEOPOLD, Workshop	MF, GB, JZ, KN, MW, KO, weitere
14.05.2012	16.05.2012	Sternberg	Bohrkerndokumentation	JZ
17.04.2012	20.04.2012	Neubrandenburg, Sternberg	Bohrkerndokumentation	GB, JZ
12.03.2012	19.03.2012	Neubrandenburg, Sternberg	Bohrkerndokumentation	GB, JZ
28.02.2012	02.03.2012	Wünsdorf	Bohrkerndokumentation	KN, MF
14.02.2012	15.02.2012	Freiberg	Mikroskopie-Kurs	GB, MF, JZ, KN, MW, weitere
18.01.2012	19.01.2012	Neubrandenburg	Arbeitsgruppentreffen	GB, MF, JZ, KN, MW, KO, weitere
19.12.2011	19.12.2011	Halle	Akten-Recherche	GB
05.12.2011	07.12.2011	Neubrandenburg, Sternberg, Güstrow	Bohrkerndokumentation, Akten-Recherche	GB, MF, JZ
16.10.2011	28.10.2011	Sternberg	Bohrkerndokumentation	GB, MF, JZ, KN, MW, KO, weitere
10.10.2011	11.10.2011	Hamburg	Bohrkerndokumentation, Akten-Recherche	GB, MF
04.10.2011	12.10.2011	Wolfsburg, Braunschweiger Land, Hamburg und andere Orte	Bohrkerndokumentation, Probennahme, Gelände-Arbeit	GB, MF, JZ
14.09.2011	16.09.2011	Güstrow	Akten-Recherche	JZ
16.08.2011	25.08.2011	Sternberg	Bohrkerndokumentation	GB, MF, JZ, KN, MW, KO, weitere
28.07.2011	05.08.2011	Arnstadt,	Gelände-Arbeit	GB, MF, JZ

von	bis	Orte	Zweck	Personen
		Eisenach		
19.07.2011	20.07.2011	Thüringer Becken	Gelände-Arbeit	GB, MF, JZ
29.06.2011	29.06.2011	Freiberg	Projekttreffen	GB, MF, JZ, KN, MW, KO

1.4 **Geothermische Sandsteinreservoirie im NDB**

(M. FRANZ & M. WOLFGRAMM)

Die geothermischen Hauptreservoiraquifere im NDB sind nach FELDRAPPE et al. (2008) (Abbildung 1-21):

- Unterkreide (Wealden, Hauterive-Valangin)
- Dogger (Aalen)
- Lias (Hettang-Untersinemur)
- Rhät (Postera, Contorta)
- Schilfsandstein und
- Mittlerer Buntsandstein

Dabei ist der Reservoirkomplex Rhät-Lias am bedeutsamsten, gefolgt von den Sandsteinen des Doggers, der Unterkreide und des Mittleren Buntsandsteins. Weitere geothermische Reservoirie sind sehr lokal vertreten. Zur Bearbeitung im vorliegenden Projekt wurden die Sandsteine des Rhäts, des Doggers und des Schilfsandsteins ausgewählt. Grund der Auswahl war die flächenhafte Verbreitung der potenziellen Sandsteine (vgl. FELDRAPPE et al. 2008). Für den Lias konnten bereits Rohdaten (geophysikalische Logs etc.) erfasst werden, die für eine spätere Bearbeitung dieser Abfolge zur Verfügung stehen. Bei der Bearbeitung des Schilfsandsteins erfolgte aufgrund der Komplexität der Fazies eine Beschränkung auf den östlichen Teil des NDB. Das macht auch deshalb Sinn, weil sich im Rahmen der Bearbeitung herausstellte, dass der Schilfsandstein geothermisch nur sehr lokal geeignet ist und eine Prognose des Vorkommens relevanter Sandsteine nur mit sehr großen Unsicherheiten möglich ist, wie im entsprechenden Abschnitt gezeigt wird.

Wünschenswert wäre es, in einem Folgeprojekt auch die weiteren geothermischen Hauptreservoirie zu bearbeiten. Weitere potenzielle Reservoirie, wie die Sandsteine des Rotliegend oder Karbons, sind aus jetziger Sicht als geothermische Reservoirie nicht oder nur sehr lokal geeignet.

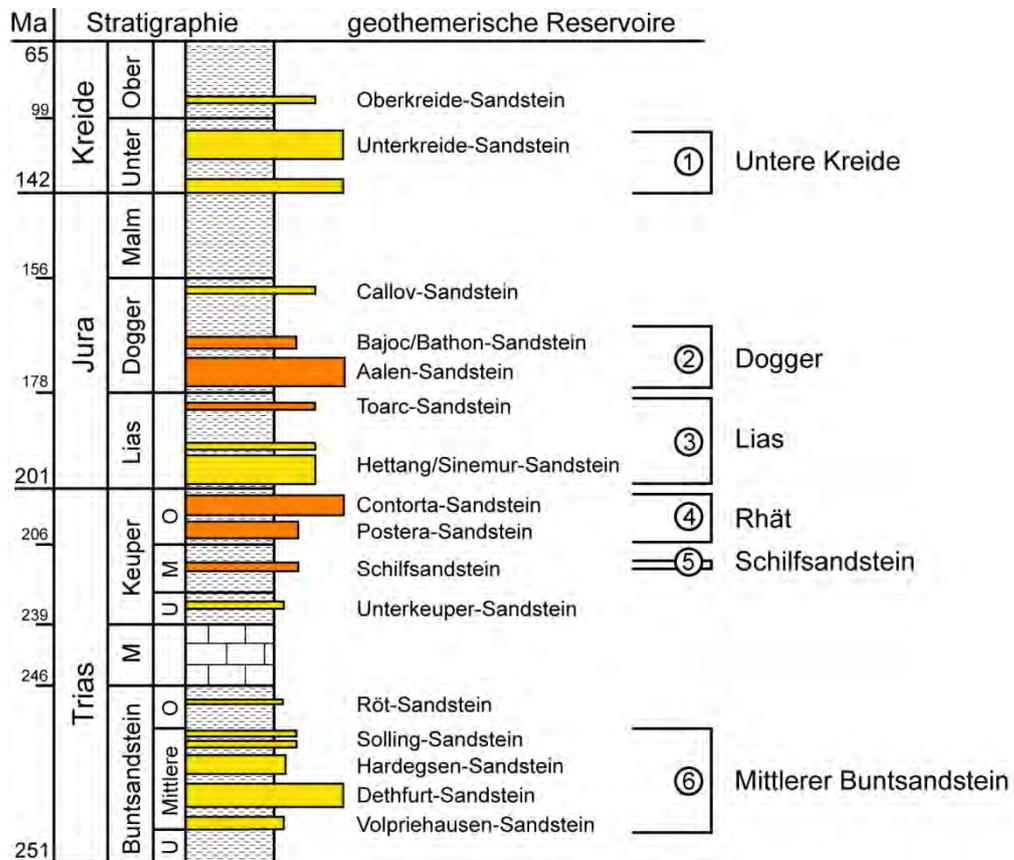


Abbildung 1-21: Geothermische Hauptreservoir des Norddeutschen Beckens, orange - in diesem Projekt bearbeitete Hauptreservoir.

2 *Datengrundlage*

(K. NOWAK & K. THORWART)

Im Rahmen des Projektes wurden Daten aus dem Dogger, Rhät-Lias und Schilfsandstein von 1.700 (327 Schilfsandstein, 600 Rhät-Lias, 772 Dogger) Bohrungen im Norddeutschen Becken gesammelt und ausgewertet (Abbildung 2-1, Abbildung 2-2, Abbildung 2-3). Zudem wurde von insgesamt 32 Bohrungen das entsprechende Kernmaterial untersucht und beprobt. In Tabelle 2-1 sind alle untersuchten Kernbohrungen aufgelistet. Dabei wurden im Dogger und Rhät-Lias jeweils über 2.000 m und im Schilfsandstein um 840 m Kernmeter untersucht. Des Weiteren wurden verschiedene Aufschlüsse mit Sandsteinen des Doggers und Rhät-Lias im südlichen Niedersachsen besucht und bearbeitet.

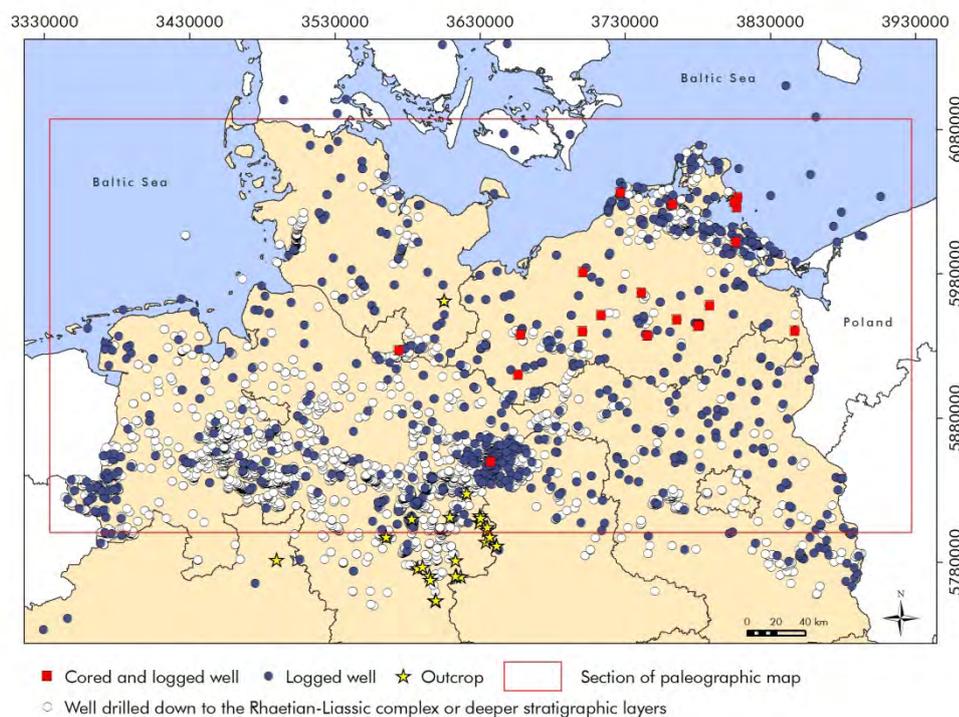


Abbildung 2-1: Karte mit Tiefbohrungen, die den Dogger erreicht oder durchteuft haben, Darstellung der bearbeiteten Kernbohrungen, ausgewerteten Bohrungslogs und den im Rahmen des Projektes besuchten Aufschlüssen.

Tabelle 2-1: Bearbeitete Kernbohrungen von Dogger bis Schilfsandstein.

Bohrungs- kürzel	Bohrungsname	bearbeiteter Horizont	Kernmeter (m)		Kern- meter (m)
			von	bis	
Dp N1/82	Dp Neubrandenburg 1/82	Dogger	804,5	1001,5	197,0
		Rhät-Lias	1233,6	1285,7	52,1
Gt N2/85	Gt Neubrandenbrug 2/85	Rhät-Lias	1201,0	1270,0	69,0
		Schilfsandstein	1475,5	1575,5	100,0
Gt S3/87	Gt Schwerin 3/87	Dogger	2000,0	2121,0	121,0
Gt Ss1/85	Gt Stralsund 1/85	Rhät-Lias	690,0	715,6	25,6
Gt Wa1/81	Gt Waren 1/81	Dogger	1079,8	1172,7	92,9
		Rhät-Lias	1445,5	1600,9	155,4
Kb Barth 10/65	Kb Barth 10/65	Rhät-Lias	687,0	815,0	128,0
Kb Barth 6a/65	Kb Barth 6a/65	Schilfsandstein	708,3	793,0	43,5
Kb Bff 3E/64	Kb Behrenhoff 3E/64	Dogger	277,9	391,9	114,0
Kb BruN 1E/66	Kb Brunne 1E/66	Rhät-Lias	855,6	1090,4	234,8
Kb Btf 1/62	Kb Brustorf 1/62	Schilfsandstein	222,5	333,0	73,0
Kb DaOt 2/62	Kb Darßer Ort 2/62	Rhät-Lias	499,0	651,0	152,0
Kb Gorz 1/62	Kb Goritz 1/62	Schilfsandstein	172,5	272,8	30,0
Kb Jomb 1/65	Kb JOmb 1/65	Dogger	734,6	851,2	116,6
Kb Jomb 10/66	Kb JOmb 10/65	Dogger	1295,4	1550,0	254,6
Kb Jomb 3/66	Kb JOmb 3/65	Dogger	692,4	865,6	173,2
Kb Jomb 4/66	Kb JOmb 4/65	Dogger	1239,3	1507,3	268,0
Kb KraS 1/58	Kb Krakow am See 1/58	Schilfsandstein	448,85	472,55	23,7
Kb KSS 1/66	Kb Karow-Sternberg- Schlieven 1/66	Schilfsandstein	1212,0	1297,5	48,0
Kb KSS 5/66	Kb Karow-Sternberg- Schlieven 5/66	Dogger	1347,2		
		Rhät-Lias		1868,2	521,0
Kb Loek1E/63	Kb Loecknitz 1E/63	Dogger	518,0	668,0	150,0
		Rhät-Lias	938,0	1048,0	110,0
Kb Spaw 1a/64	Kb Spantekow 1/64	Dogger	700,5	852,5	152,0
Kb Su 1/62	Kb Strausberg 1/62	Schilfsandstein	601,7	807,5	46,0
Kb Tao At 1/65	Kb Tarnow At 1/65	Rhät-Lias	799,2	884,8	85,6
		Schilfsandstein	1,065,0	1205,8	62,0
Kb Ud 1/60	Kb Usedom 1/60	Dogger	387,1	583,1	196,0
Kb Wo 1a/64	Kb Wolgast 1a/64	Dogger	139,0		
		Rhät-Lias		676,5	483,5
		Schilfsandstein	672,5	791	52,5
Ug Ktzi 38/71	Ug Ketzin 38/71	Schilfsandstein	500,0	674,0	174,0
E Ktz 1/65	E Klütz 1/65	Schilfsandstein	1535,0	1569,1	30,0
E Lto 3/66	E Lütow 3 /66	Schilfsandstein	979,1	1030,0	50,0
Gt HA1/97	Gt Hamburg Allermöhe 1/97	Rhät-Lias	2847,1	3259,6	412,5
Kb Bu 2/61	Kb Burg 2/61	Schilfsandstein	115,0	376,8	32,0
Kb Grtz 1/65	Kb Gartz 1/65	Rhät-Lias	930,7	1107,2	176,5
		Schilfsandstein	1193,0	1396,0	76,0
Kb Zlh 1a/65	Kb Zechliner Hütte 1a/65	Dogger	996,2	1,500,0	503,8

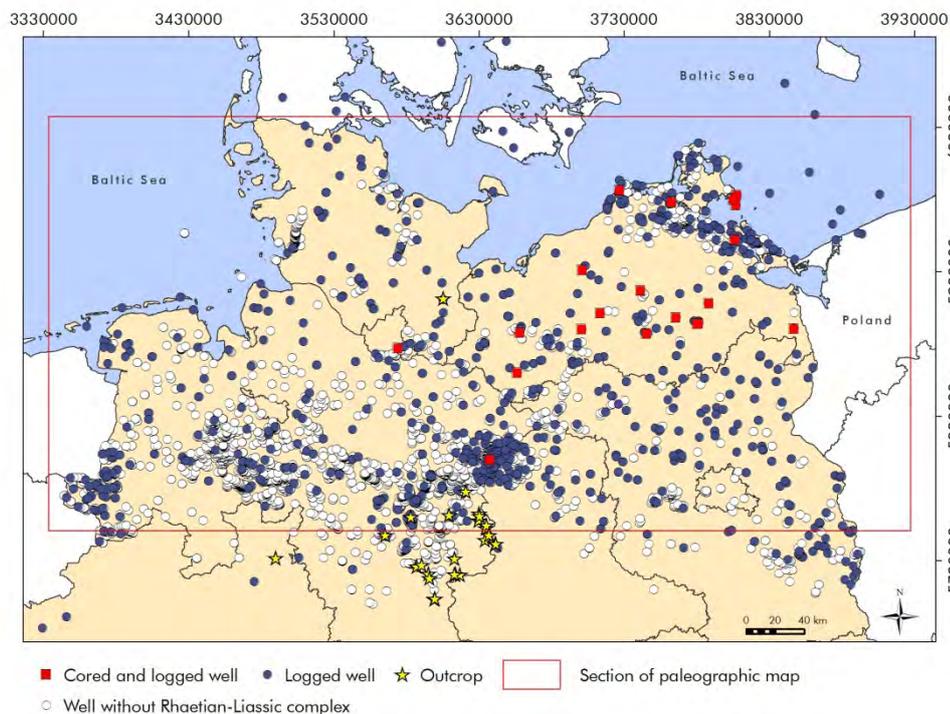


Abbildung 2-2: Karte mit Tiefbohrungen, die den Rhät-Lias erreicht oder durchteuft haben, Darstellung der bearbeiteten Kernbohrungen, ausgewerteten Bohrungslogs und den im Rahmen des Projektes besuchten Aufschlüssen.

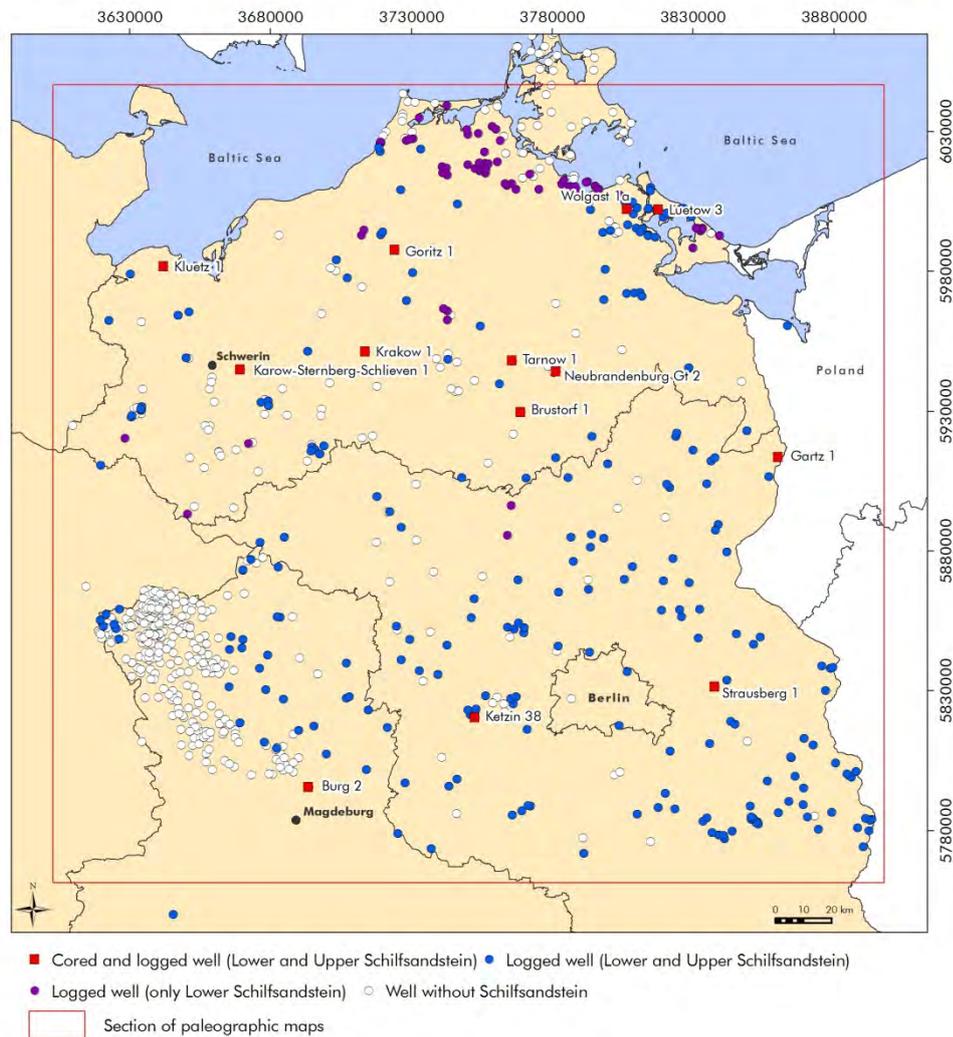


Abbildung 2-3: Karte mit Tiefbohrungen, die den Schilfsandstein erreicht oder durchteuft haben, mit Darstellung der bearbeiteten Kernbohrungen und ausgewerteten Bohrungslogs.

3 ***Stratigraphie***

(M. FRANZ)

Im Norddeutschen Becken weist die Abfolge mesozoischer Sedimente in mehreren Horizonten potenzielle geothermische Reservoirs auf. In diesem Projekt erfolgte die flächenhafte Bearbeitung der geothermischen Hauptreservoirs: (2) Dogger, (4) Rhät und (5) Schilfsandstein (Abbildung 1-21). Das Hauptreservoir (3) Lias wurde nur abschnittsweise bearbeitet. Da in den einzelnen geothermischen Hauptreservoirs bis zu 6 jeweils individuell nutzbare Reservoirs bekannt sind, ist eine genauere stratigraphische Kenntnis für die Identifizierung einzelner Reservoirs unumgänglich. Im Rahmen der Projektbearbeitung wurde hierzu auf umfangreiche Altdatensätze zurückgegriffen (siehe 3.1). Zu Kontrollzwecken erfolgte an ausgewählten Kernbohrungen eine Neubearbeitung (siehe 3.2).

3.1 ***Altdaten***

Aus dem ehemaligen Konzessionsgebiet der EEG in Nordostdeutschland, das heute die nördlichen Gebiete der Länder Sachsen-Anhalt und Brandenburg sowie das gesamte Landesgebiet von Mecklenburg-Vorpommern umfasst, liegen für zahlreiche Bohrungen umfangreiche stratigraphische Datensätze vor. Entsprechend der damaligen Vorgehensweise handelt es sich zumeist um sogenannte Kartierungsbohrungen, die komplett gekernt wurden. An den Kernstrecken, die zu größeren Teilen erhalten blieben und heute in den jeweiligen Geologischen Landesämtern verwaltet werden, erfolgte eine umfangreiche Stratifizierung unter Anwendung lithostratigraphischer sowie makro- und mikropaläontologischer Methodiken. Die Ergebnisse liegen in Form von Bohrungsberichten inklusive makro- und mikropaläontologischer Berichte vor, die von anerkannten Fachkollegen verfasst wurden (z. B. Dr. Schulz, Dr. Rusbült, Dr. Jordan, Dr. Kozur). Die stratifizierte Kartierungsbohrungen bildeten und bilden in der näheren Umgebung die Referenzbohrung, an der zusätzlich abgeteufte Erkundungsbohrungen mittels Bohrlochmesskurven geeicht wurden. Sowohl das Kernmaterial als auch entsprechende Berichte der Kartierungsbohrungen sind heute bei den jeweiligen Geologischen Landesämtern frei zugänglich.

Im Rahmen dieses Projektes wurden 32 Kartierungs-, Untergrund-, Deponie- und Geothermiebohrungen Nordostdeutschlands in die Bearbeitung einbezogen. Nach der Bemusterung vorhandener Kernstrecken erfolgte die Übertragung stratigraphischer Grenzen aus den entsprechenden Berichten (Abbildung 3-1). Durch die Integration von Bohrlochmesskurven konnten

Abbildung 3-1: Beispiel der Referenzbohrung Kb JOmb 4/66. Die sedimentologische Bearbeitung erfolgte im Rahmen dieses Projektes, die biostratigraphische Einstufung wurde aus makro- bzw. mikropaläontologischen Berichten der Bohrungsakte übernommen (aus ZIMMERMANN et al. in Vorber. a).

Dies erfolgte für sämtliche nordostdeutschen Bohrungen, die im Rahmen dieses Projektes bearbeitet wurden. Im nordwestdeutschen Teil des Arbeitsgebietes ist der Abdeckungsgrad an Kernbohrungen generell geringer. Komplett gekernt Bohrungen existieren nicht, lediglich einzelne kürzere Abschnitte wurden gekernt und zumeist mit mikropaläontologischen Methoden bearbeitet.

Im Rahmen dieses Projektes konnte ein größeres Konvolut aus dem ehemaligen Tätigkeitsbereich von Dr. Brand sowie ein kleineres Konvolut aus vorangegangenen Projektaktivitäten eingebunden werden.

Diese Konvolute umfassen zusammen ca. 500 KW-Erkundungsbohrungen aus den nördlichen Gebieten Nordrhein-Westfalens und Niedersachsens sowie Schleswig-Holsteins. Die Bohrungen decken in stratigraphischer Hinsicht den Bereich Oberkeuper-Callov ab. Die Stratifizierung erfolgte auf Grundlage vorhandenen Kernmaterials bzw. Spülproben und daraus geschlammte Mikrofossilien, meist Ostrakoden (siehe z. B. BRAND und MÖNNIG 2009). Da die Quelldaten, mikropaläontologische Berichte, hierzu nicht zugänglich sind, wurden diese Stratifizierungen ohne weitere Kommentierung übernommen.

3.2 Neubearbeitungen

Viele der makro- und mikropaläontologischen Berichte in den Bohrungsunterlagen sind z. T. über 40 Jahre alt. In der zurückliegenden Zeit hat sich die taxonomische Zuordnung bzw. Stellung vieler Fossilien geändert. Weiterhin sind auf dem Gebiet palynologischer Zonierungen Fortschritte zu verzeichnen, die eine punktuelle Überprüfung der vorhandenen Datierungen notwendig machten. Aus diesem Grund wurde der Schilfsandstein in der Gt Neubrandenburg 2/85 und der Dp Morsleben 52A/95 mit makro- und mikropaläontologischen Methoden neubearbeitet. Die Neubearbeitungen erfolgten in Kooperation mit:

- Prof. Dr. Klaus Bandel, Universität Hamburg (Gastropoden)
- Dr. Carmen Heunisch, LBEG Niedersachsen (Palynomorphen)

Die Abfolge Rhät-Dogger wurde in den Kartierungsbohrungen KSS 5/66, Wolgast 1/65 und Zechliner Hütte 1A/65 mit makro- und mikropaläonto-

logischen Methoden neubearbeitet. Die Neubearbeitungen erfolgten in Kooperation mit dem Projekt GEOPOLD (BGR) und:

- Dr. Eckhard Mönig, Naturkundemuseum Coburg (Ammoniten)
- Dr. Carmen Heunisch, LBEG Niedersachsen (Palynomorphen)
- Dr. E. Kustatscher, Naturmuseum Bozen (Palynomorphen)
- Friedrich-Wilhelm Luppold, LBEG Niedersachsen (Mikrofossilien)

3.2.1 Schilfsandstein

(K. Nowak & M. Franz)

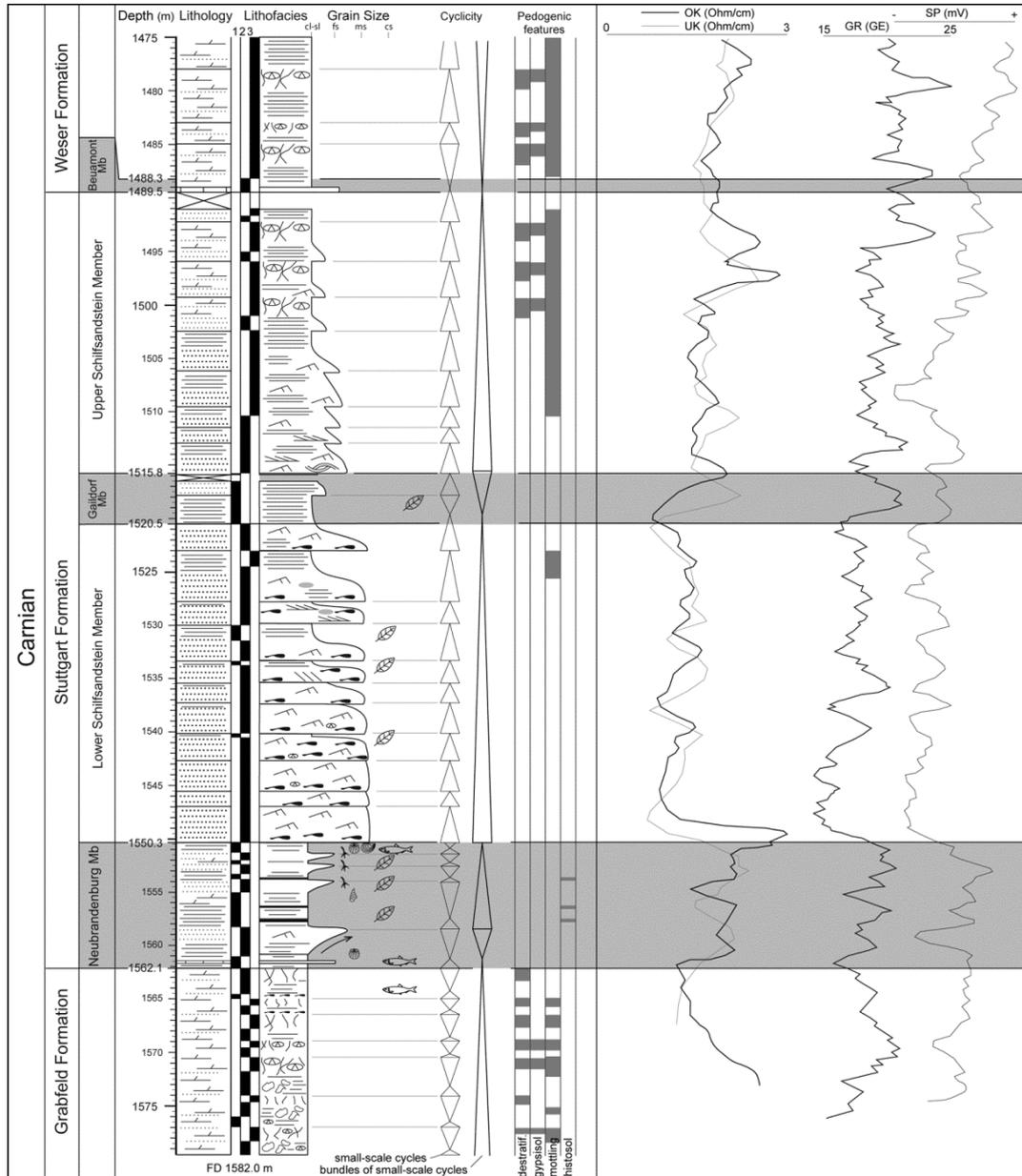


Abbildung 3-2: Die Stuttgart-Formation in der Gt Neubrandenburg 2/85. Grau - Transgressionshorizonte der Neubrandenburg-, Gaildorf- und Beaumont-Subformationen trennen den Unteren bzw. Oberen Schilfsandstein, in denen potenzielle Reservoirs ausgebildet sein können (aus FRANZ et al. 2014).

Der Schilfsandstein wird auf Grundlage DSK (2005) als Stuttgart-Formation bezeichnet. Im Arbeitsgebiet ist die Stuttgart-Formation als sandige Formation, die solitär zwischen den tonig-anhydritischen Abfolgen der Grabfeld-Formation im Liegenden und der Weser-Formation im Hangenden

auftritt, zumeist gut zu erkennen. Auch in vorwiegend sandfreier Ausbildung ist die Unterscheidung an Hand charakteristischer Farb- und Gefügewechsel bereits makroskopisch gut möglich. Entsprechend folgt die Gliederung der Formation weitestgehend lithologischen Kriterien, die durch biofaunistische Argumente gestützt wird.

Die Abgrenzung der Formation gegen das Liegende und Hangende ist durch ein charakteristisches Palynomorphenspektrum um die Charakterspore *Aulisporites astigmosus* möglich. HEUNISCH (1999) stuft die Stuttgart-Formation in die Zone GTr 14. Diese Zuordnung sowie die Abgrenzung gegen die Zonen GTr 13 und 15 ist in den untersuchten Bohrungen Gt Neubrandenburg 2/85 und Dp Morsleben 52A/95 sehr gut nachvollziehbar (Abbildung 3-2, Abbildung 3-4).

In genetischer Hinsicht umfasst die Stuttgart-Formation eine Wechselfolge bestehend aus tonigen Ablagerungen flachmariner Transgressionen und sandig-tonigen Ablagerungen fluvio-deltaischer bzw. fluviatiler Ablagerungsräume (Abbildung 3-3).

Der markanteste Transgressionshorizont leitet die Ablagerung der Stuttgart-Formation an der Basis ein und wird als Neubrandenburg-Subformation bezeichnet (FRANZ et al. 2014). Die Subformation ist nahezu beckenweit mit dunkelgrauen bis grauen Ton- bis Siltsteinen und grauen Sandsteinen vertreten und wird im Arbeitsgebiet 10 - 20 m mächtig. Kennzeichnend ist eine subaquatische Fauna, die vor allem im unteren Teil der Subformation deutlich marine Züge trägt. Durch WIENHOLZ&KOZUR (1970), DEMBOWSKI (1972), KOZUR (1975) sind tethyale Ostrakoden nachgewiesen, die eine Einwanderung von südlicheren Ablagerungsräumen über Pforten im Gebiet des südlichen Polen wahrscheinlich machen. Von stratigraphischer Bedeutung ist das Auftreten einer Ostrakodenfauna mit *Simeonella alpina* BUNZA & KOZUR and *Lutkevichinella oblonga* KOZUR an der Basis der Neubrandenburg-Subformation. Im Hangenden wird diese Fauna durch eine Fauna mit *Karnocythere germanica* WIENHOLZ & KOZUR abgelöst, in der *S. alpina* nicht mehr auftritt. Dieser Faunenwechsel tritt synchron von Polen bis nach Thüringen auf (Abbildung 3-3). Weiterhin stratigraphisch verwertbar sind Palynomorphenspektren, die in den basalen Abschnitten der Subformation durch marines Plankton dominiert werden (Abbildung 3-5). Ohne stratigraphische Bedeutung sind dagegen tethyale Gastropoden und Foraminiferen, die in der Neubrandenburg-Subformation belegt sind (siehe FRANZ et al. 2014).

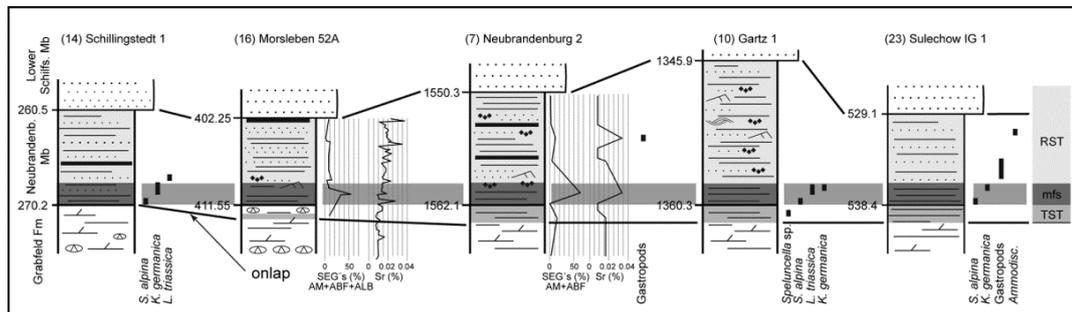


Abbildung 3-3: Fossilführung der Neubrandenburg-Subformation mit stratigraphisch verwertbarem Wechseln einer Ostrakodenfauna mit *Simeonella alpina* an der Basis zu einer Fauna mit *Karnocythere germanica* (aus FRANZ et al. 2014).

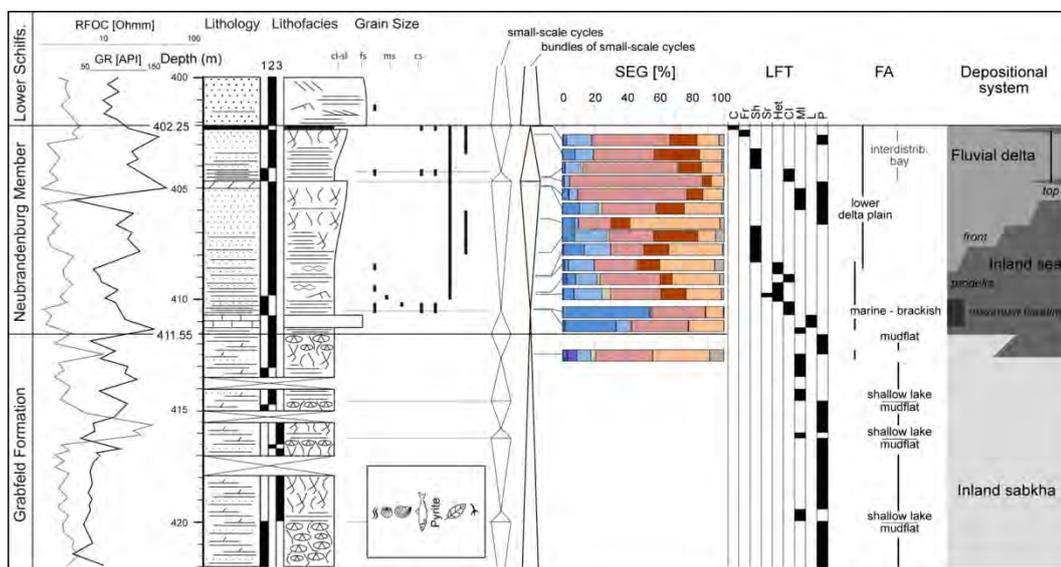


Abbildung 3-4: Sporomorph Eco Groups der Neubrandenburg-Subformation in der Dp Morsleben 52A/95. An der Basis dominiert marines Plankton in einem Horizont, der in benachbarten Bohrungen tethyale Ostrakoden aufweist. Dadurch wird die Basis der Stuttgart-Formation faunistisch greifbar (aus FRANZ et al. 2014).

Weitere Transgressionshorizonte treten innerhalb der Stuttgart-Formation bzw. an der Basis des Weser-Formation auf. Die Gaildorf-Subformation trennt den Schilfsandstein s. str. in Unteren und Oberen Schilfsandstein und die Beaumont-Subformation leitet bereits die Ablagerung der Weser-Formation ein. Durch FRANZ et al. (2014) sind die Gaildorf- bzw. Beaumont-Subformationen anhand ihrer Palynomorphenspektren als brackisch-marine Transgressionshorizonte bis nach Norddeutschland nachgewiesen (Abbildung 3-2). Analog zur Ausbildung der Stuttgart-Formation in Süddeutschland sind damit auch in Norddeutschland in zwei genetisch getrennten Horizonten potenzielle Reservoirs ausgebildet (FRANZ 2008, BARNASCH 2010), die wie folgt bezeichnet werden (FRANZ et al. 2014):

- Unterer Schilfsandstein
- Oberer Schilfsandstein

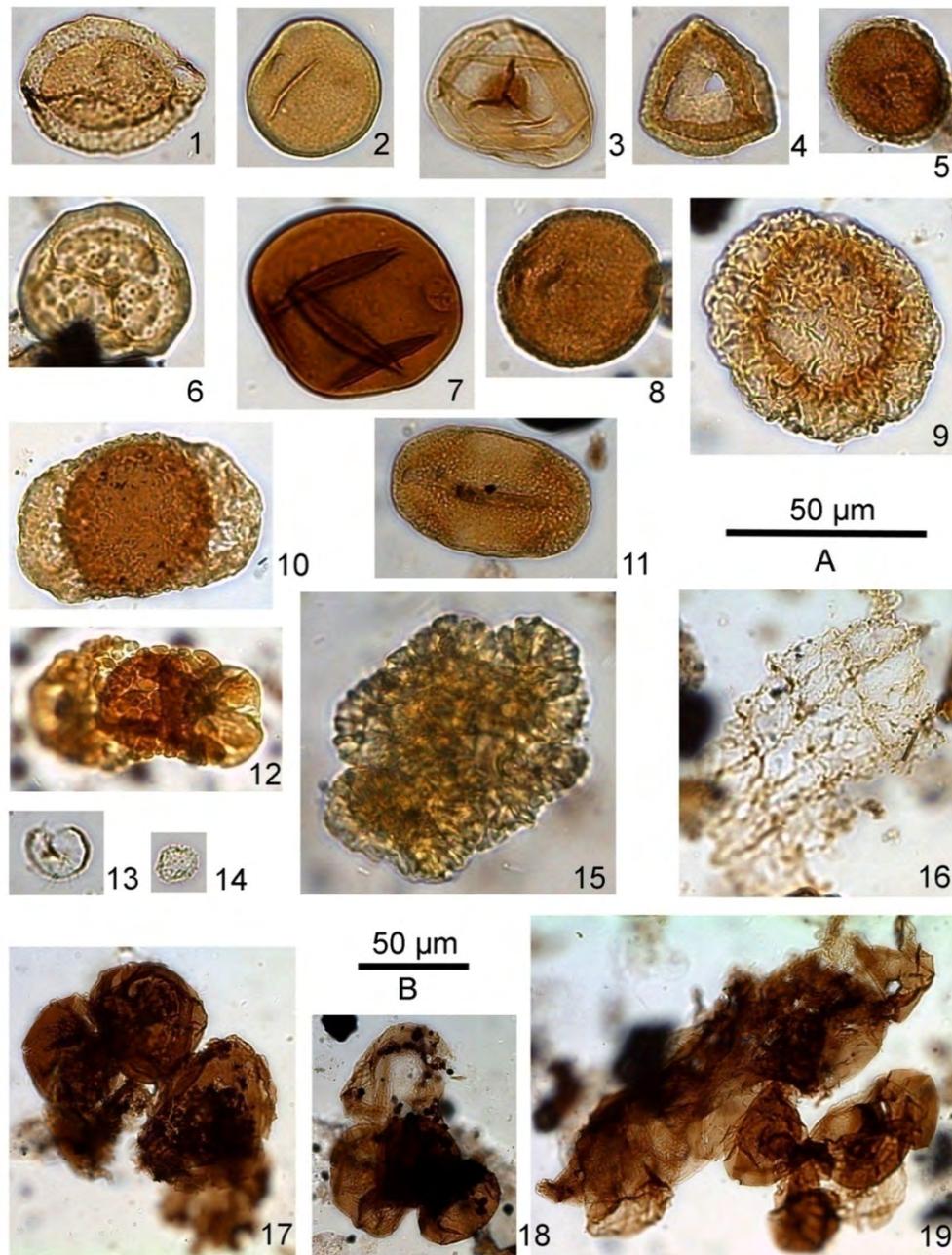


Abbildung 3-5: Palynomorphenspektrum der Stuttgart-Formation in der Gt N 2/85. 1 - *Aratrisporites centratus*, P76340; 2 - *Leschikisporis aduncus*, P76344; 3 - *Calamospora tener*, P76344; 4 - *Duplicisporites granulatus*, P76340; 5 - *Enzonalaspores vicens*, P76337; 6 - *Tauocusporites verrucatus*, P76340; 7 - *Aulisporites astigosus*, P76344; 8 - *Pseudenzonalaspores summus*, P76340, 9 - *Patinaspori-*

tes densus, P76340; 10 - Triadispora plicata, P76340; 11 - Ovalipollis pseudoalatus, P76340; 12 - Triadispora verrucata, P76341; 13 - Micrhystridium sp., P76341; 14 - Micrhystridium sp., P76341; 15 - Botryococcus sp., P76341; 16 - Plaesiodyctum mosellanum, P76337; 17–19 - Scytinaceae, P76338. Abb. 1–16: Skala A; 17–19: Skala B (aus FRANZ et al. 2014).

3.2.2 Rhät

(G. BARTH & M. FRANZ)

Die Abfolgen des Rhäts werden nach DSK (2005) als Exter-Formation bezeichnet. Da das Typusgebiet (Extertal) hauptsächlich Schüttungen nördlicher Liefergebiete umfasst, schlug FRANZ (2008) vor, die Schüttungen südlicher Liefergebiete (z. B. Böhmisches Massiv) in der Seeberg-Formation zu berücksichtigen. Kennzeichnend ist die vermittelnde Stellung zwischen der komplett terrestrischen Arnstadt-Formation im Liegenden und dem vollmarinen Lias im Hangenden. Dieser grundlegende Fazieswechsel wird in Norddeutschland durch eine Transgression über Pforten im Westen gesteuert, die zur Bildung eines epikontinentalen Nebenmeeres der Tethys führte. Dieses Nebenmeer breitete sich im Verlauf des Rhäts und Lias sukzessive bis nach Polen im Osten aus. Dadurch ist dieser Fazieswechsel deutlich diachron, d. h. randlich marine Abfolgen erreichten das Arbeitsgebiet im Westen eher als im Osten (Abbildung 3-6, Abbildung 3-7).

Da vollmarine Leitformen im Rhät noch nicht bis nach Norddeutschland einwanderten, müssen andere Zonierungen für die zeitliche Kontrolle des Rhäts herangezogen werden. Es stehen Zonierungen auf der Grundlage phylogenetischer Entwicklungsreihen von Ostrakoden bzw. Conchostraken sowie auf der Grundlage von Palynomorphenspektren zur Verfügung (Abbildung 3-9). Da Palynomorphe nahezu in jeder Probe des Rhäts reichlich auftreten, sind eine Reihe von Zonierungen verfügbar, so nach SCHULZ (1976), LUND (1977), ORŁOWSKA-ZWOLINSKA (1983), HEUNISCH (1999) u. a. Diese Zonierungen sind gut miteinander korreliert (SCHULZ & HEUNISCH 2005 u. a.).

Die Anwendung einer modifizierten Zonierung nach HEUNISCH (1999) erbrachte im Rahmen dieses Projektes eine deutlich verbesserte zeitliche Auflösung des Rhäts, verglichen mit Altdaten aus entsprechenden Bohrungsberichten. In Ergänzung zu bestehenden Altdaten wurden 25 Rhät-Proben der Bohrungen Hamburg-Allermöhe 1, Kb KSS 5/66, Kb Wolgast 1/65, Kb Brunn 1/64 und Kb Gartz 1/65 neu bearbeitet. Insbesondere in Nordostdeutschland wurde das Rhät in älteren palynologischen Berichten

häufig zusammengefasst. Durch die erneute Bearbeitung können jetzt auch in den Gebieten Vorpommerns und Ostmecklenburg die Zonen GTr 18-20 unterschieden werden, die mit den Grenzen der Einheiten Unterrhät-Oberrhät sowie Untere bzw. Obere Exter-Formation weitestgehend übereinstimmen (Abbildung 3-8). Analog zu HEUNISCH et al. (2010) ist die zusätzliche Zone des "Rhätolias", die eine Übergangstellung zwischen Rhät und Lias einnimmt, in den Bohrungen Nordostdeutschlands einstuftbar (Abbildung 3-7, Abbildung 3-8).

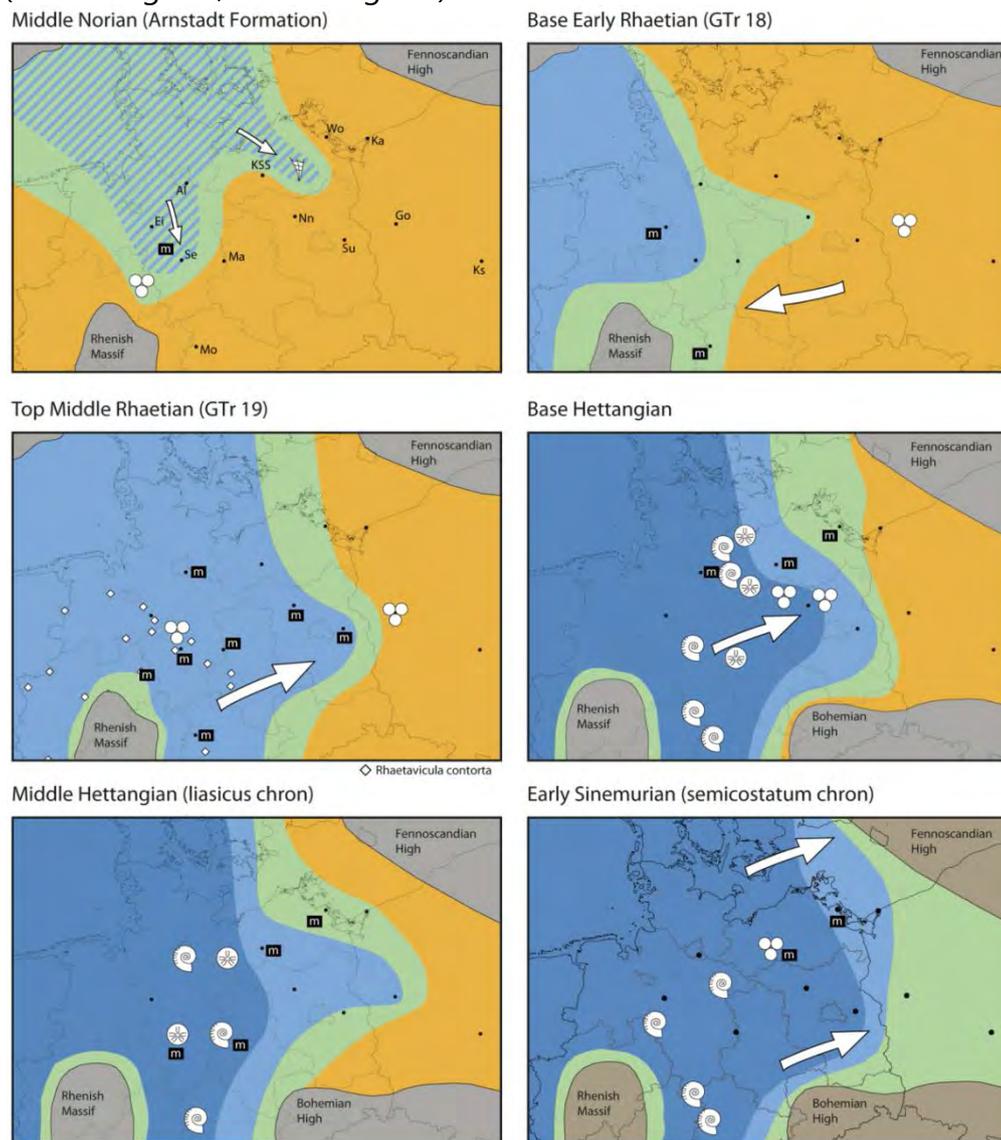


Abbildung 3-6: Sukzessive Ausbreitung des Rhätmeeres von West nach Ost. Vollmarine Bedingungen sind im gesamten Arbeitsgebiet erst ab dem Untersinemur zu verzeichnen. Vorher liegt der westliche Teil des Arbeitsgebietes unter mariner und der östliche Teil unter brackisch bis terrestrischer Beeinflussung. Skala siehe Abbildung 3-7(aus BARTH et al. in Vorber. a).

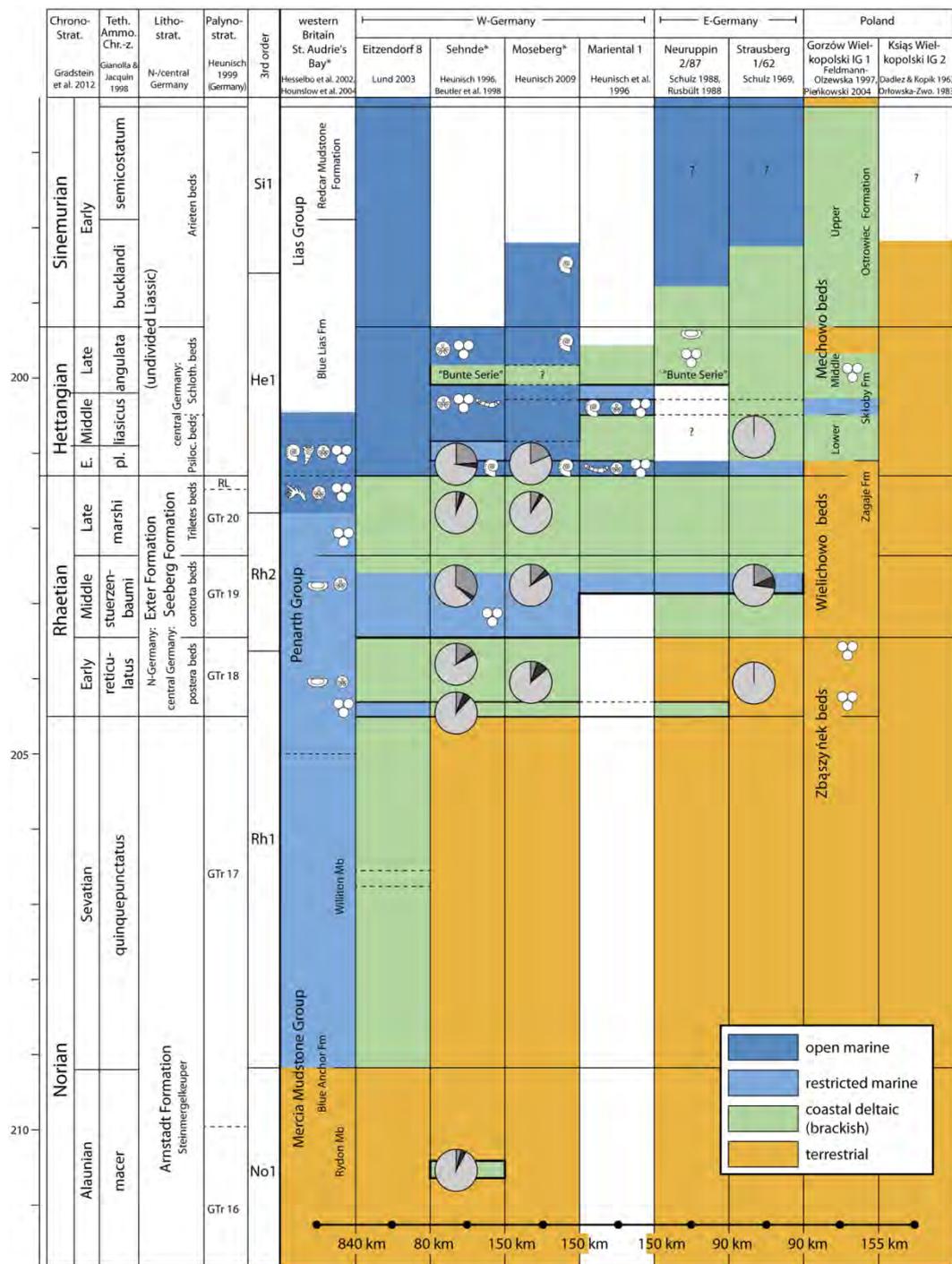


Abbildung 3-7: West-Ost-Schnitt zur Verdeutlichung der ausgeprägten Diachronie in der Ausbreitung des Rhatmeeres (aus BARTH et al. in Vorber. a).

Aus dieser verbesserten Stratifizierung resultiert eine deutlich verbesserte stratigraphische Kontrolle potenzieller Reservoirs des Rhäts. Im Ergebnis sind somit bis zu 6 Reservoirs in den Abfolgen des Rhäts stratigraphisch unterscheidbar (Abbildung 3-8):

- Rhät A (Untere Exter-Formation II, GTr 18)
- Rhät B (Untere Exter-Formation III GTr 18)
- Rhät C (Obere Exter-Formation, GTr 19)
- Rhät D (Obere Exter-Formation, GTr 19)
- Rhät E (Obere Exter-Formation, GTr 20)
- Rhät F (Obere Exter-Formation, Rhätolias)

Chrono-Strat. after (1)	Tethyan Ammo. Chronoz. after (2)	Lithostratigraphy			Conodont zones after (5)	Palynostratigraphy			Conchostracans after (9)	potential Reservoirs (only Rhaetian)												
		E-Britain after (3)	N-/central Germany	W-Poland after (4)		after (6)	after (7)	after (8)														
Norian (part)	Alaunian macer	Mercia Mudstone Group Blue Anchor Formation Rydon Mb	Arnstadt Formation Steinmergelkeuper	Retyk Zbączynek beds	Mockina bidentata	GTr 16	Corollina - Enzonalsporites Corollina - Porcellispora	Corollina meyeriana Corollina - Riccisporites	Gregoriusella polonica - Shipingia gerbachmanni	(unknown)	Shipingia hebaozhaensis											
												Sevastian quinquepunctatus	Wilton Mb	Arnstadt Formation Steinmergelkeuper	Retyk Zbączynek beds	Mockina bidentata	GTr 17	Corollina - Enzonalsporites Corollina - Porcellispora	Corollina meyeriana Corollina - Riccisporites	Gregoriusella polonica - Shipingia gerbachmanni	Shipingia gerbachmanni	Shipingia olseni
Rhaetian	Early reticulatus	Westbury Formation	N-Germany: Exter Formation central Germany: Seeberg Formation postera beds	Wielichowo beds	Misikella posthernsteini	GTr 18	Enzonalsp. Conbac Granuloperculatip.	Rhaetipollis Corollina - Enzonalsporites	Gregoriusella polonica	Reservoir Rhaetian A	Reservoir Rhaetian B	Reservoir Rhaetian C										
													Middle stuerzenbaumi	Penarth Group Lilstock Fm Corthan Langport Mb	Wielichowo beds	Misikella posthernsteini	GTr 19	Rhaetipollis - Limbosporites	Rhaetipollis Corollina - Enzonalsporites	Euestheria brodieana	Reservoir Rhaetian D	Reservoir Rhaetian E
													Late marshi	Lilstock Fm Corthan Langport Mb	Wielichowo beds	Misikella ultima	GTr 20	Riccisporites - Polypodiisp.	Riccisporites - Limbosp.	Euestheria brodieana	Reservoir Rhaetian F	
Hettangian	E M Late angulata	Blue Lias Formation	central Germany: Psilocera - Schlothelmien ten beds	Mechow beds	Lower Middle Upper		Pinuspollenites - Trachysporites	Pinuspollenites - Atrispores	no conchostracans, marine													
Sinemurian (part)	Early semicostatum	Lias Group Redcar Mudstone Formation	(undivided Liassic) Arloten beds																			

Abbildung 3-8: Litho- und Biostratigraphie des Mittelnor-Untersinemur mit den 6 potenziellen Reservoiren des Rhäts (aus BARTH et al. in Vorber. a).

3.2.3 Toarc - Callov

(J. ZIMMERMANN & M. FRANZ)

Mit dem Untersinemur steht erstmals das gesamte Arbeitsgebiet in Norddeutschland unter marinem Einfluss. In der weiteren Folge des Unter- und Mitteljuras dehnt sich das Jurameer auch auf weiter östlich gelegene Ablagerungsräume in Polen und bis auf die osteuropäische Tafel aus. Dem entsprechend werden für die Gliederung des Juras traditionell phylogenetische Entwicklungsreihen mariner Leitformen benutzt. Zonierungen basierend auf Ammoniten werden durch Zonierungen basierend auf Ostrakoden, Miosporen und Dinoflagellaten ergänzt. Diese Zonierungen sind gegeneinander geeicht (Abbildung 3-10). Dadurch wird praktisch das gesamte Arbeitsgebiet orthostratigraphisch gliederbar, da sowohl vollmarine als auch randlich marin-brackische und terrestrische Bereiche des Ablagerungsraumes unter Anwendung der Ammoniten-, Ostrakoden- und Palynomorphen-Zonierungen gegliedert werden können.

Stage/ Substage	Ammonite zones NW Europe	after Plumhoff	most important index ostracod species North Germany	Dinocyst zones Poulsen & Riding 2003	Miospore zones Dybikjar 1991, Koppellhus & Nielsen 1994			
Middle Jurassic	Bajocian	Late	<i>Parkinsonia parkinsoni</i> <i>Garantiana garantiana</i> <i>Strenoceras niortense</i>	late	late			
		Early	<i>Stephanoceras humphriesianum</i> <i>Witchellia laeviscula</i> <i>Hyperlioceras discites</i>	early		early		
		Late	<i>Graphoceras concavum</i> <i>Brasilia bradfordensis</i> <i>Ludwigia munchisonae</i>	β			β	
	Early	<i>Leioceras opalinum</i>	α	α				
	Aalenian	Late	<i>Pleydellia aalensis</i> <i>Dumorteria levesquei</i> <i>Grammoceras thouarsense</i> <i>Haugia variabilis</i> <i>Hildoceras bifrons</i> <i>Harporoceras falciferum</i> <i>Dactyoceras tenuicostatum</i>		ζ ε	ζ ε		ζ ε
		Early	<i>Pleuroceras spinatum</i> <i>Amaltheus margaritatus</i> <i>Productyloceras davoei</i> <i>Tragophylloceras ibex</i> <i>Uptonia jamesoni</i>		δ 2 δ 1 γ 3 γ 2 γ 1	δ 2 δ 1 γ 3 γ 2 γ 1	δ 2 δ 1 γ 3 γ 2 γ 1	
Sinemurian		Late	<i>Echioceras raricostatum</i> <i>Oxynoticeras oxynotum</i> <i>Asteroceras obtusum</i> <i>Caenistes turneri</i> <i>Amioceras semicostatum</i> <i>Coroniceras bucklandi</i>	β 3 β 2 β 1 α 3	β 3 β 2 β 1 α 3	β 3 β 2 β 1 α 3		
	Lower Jurassic	Pliensbachian	Late	<i>Pleuroceras spinatum</i> <i>Amaltheus margaritatus</i> <i>Productyloceras davoei</i> <i>Tragophylloceras ibex</i> <i>Uptonia jamesoni</i>	δ 2 δ 1 γ 3 γ 2 γ 1			δ 2 δ 1 γ 3 γ 2 γ 1
			Early	<i>Pleuroceras spinatum</i> <i>Amaltheus margaritatus</i> <i>Productyloceras davoei</i> <i>Tragophylloceras ibex</i> <i>Uptonia jamesoni</i>	δ 2 δ 1 γ 3 γ 2 γ 1		δ 2 δ 1 γ 3 γ 2 γ 1	δ 2 δ 1 γ 3 γ 2 γ 1
Early			<i>Pleuroceras spinatum</i> <i>Amaltheus margaritatus</i> <i>Productyloceras davoei</i> <i>Tragophylloceras ibex</i> <i>Uptonia jamesoni</i>	δ 2 δ 1 γ 3 γ 2 γ 1	δ 2 δ 1 γ 3 γ 2 γ 1	δ 2 δ 1 γ 3 γ 2 γ 1		

Abbildung 3-9: Ammoniten-, Ostrakoden-, Dinoflagellaten- und Miosporen-Zonierungen des Lias und des Doggers in Norddeutschland (aus ZIMMERMANN et al. in Vorber. a)

Abbildung 3-10: Stratigraphische Neubearbeitung am Beispiel der Kb Zechliner Hütte 1A/65 mit Ammoniten-, Ostrakoden- und Palynomorphenleitformen und sequenzstratigraphischer Interpretation (aus ZIMMERMANN et al. in Vorber. a)

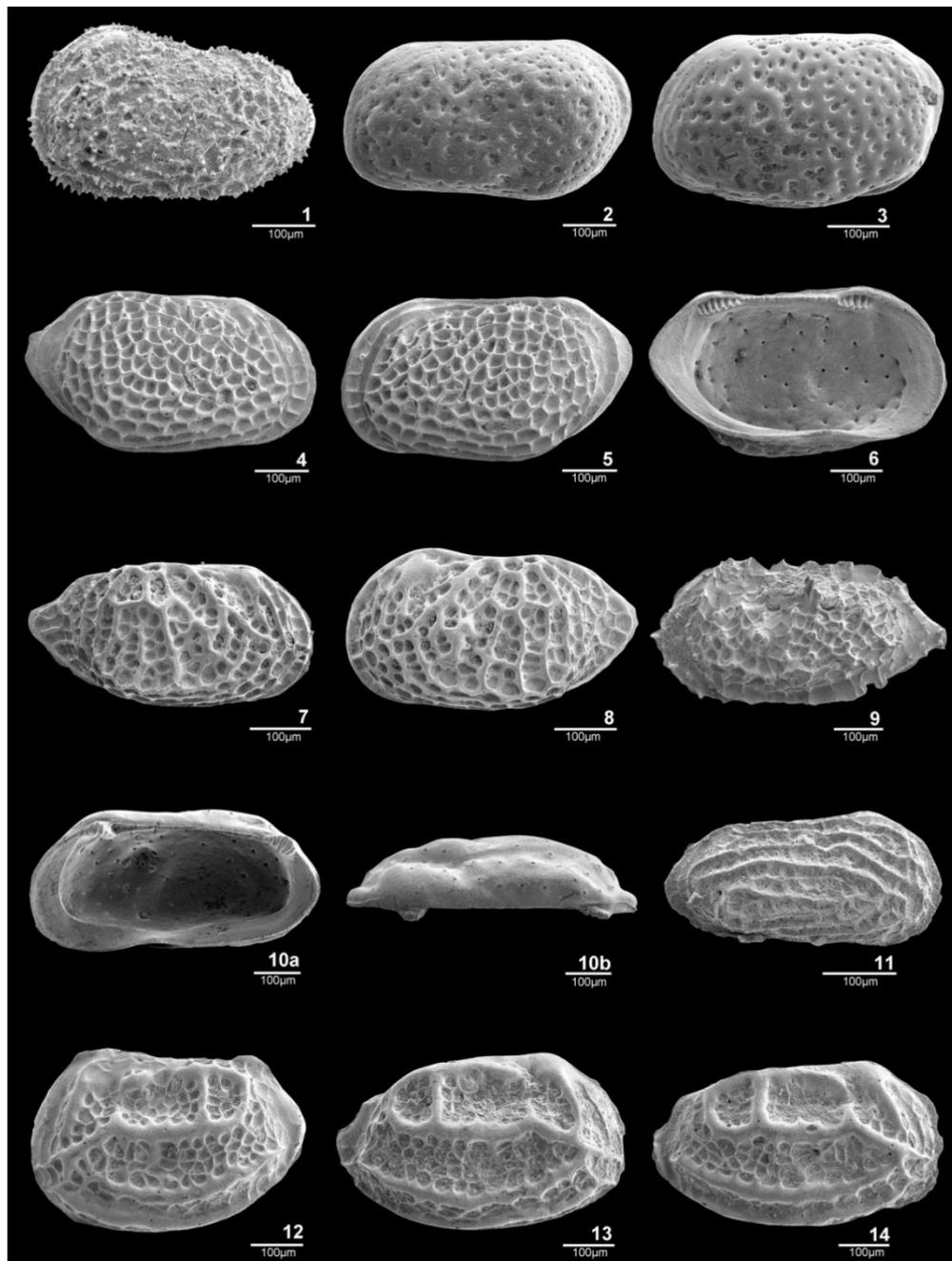


Abbildung 3-11: Beispiel einer Ostrakodenfauna. 1 *Fuhrbergiella* (*Praefuhrbergiella*) *archangelskyi* (LJUBIMOVA & CHABAROVA 1955), Wo 1/65: 133,60-133,61 m. 2-3 *Palaeoloxoconcha bathonica* (DREYER 1967), 2: Wo 1/63: 173,30-173,31 m, 3: Loeck 1E/63. 4-6 *Acanthocythere* (*Protoacanthocythere*) *milanowskyi* (LJUBIMOVA & CHABAROVA 1955), 4: Wo 1/65: 173,50-173,51 m, 5: Wo 1/63: 173,50-173,51 m, Wo 1/63: 172,90-172,91 m, 6: Wo 1/63: 172,90-172,91 m. *Pseudoperissocytheridea anastomosa* (WHATLEY et al. 2001), Wo 1/65: 174,90-174,91 m. 9 *Lophocythere bi-*

cornua (BRAND 1990), Loeck 1E/63: 565,75-565,76 m.10a-b *Morkhovenicythereis polita* (BRAND 1990), Wolgast 1/65:182,70-182,71 m.11 *Procytherura pleuraperiosios* (WHATLEY et al. 2001), Wo 1/65: 133,60-133,61 m. 12-14 *Neurocythere plena rusbuelti* subsp. nov., Loeck 1E/63: 565,95-565,96 m (ZIMMERMANN et al. in Vorber. a).

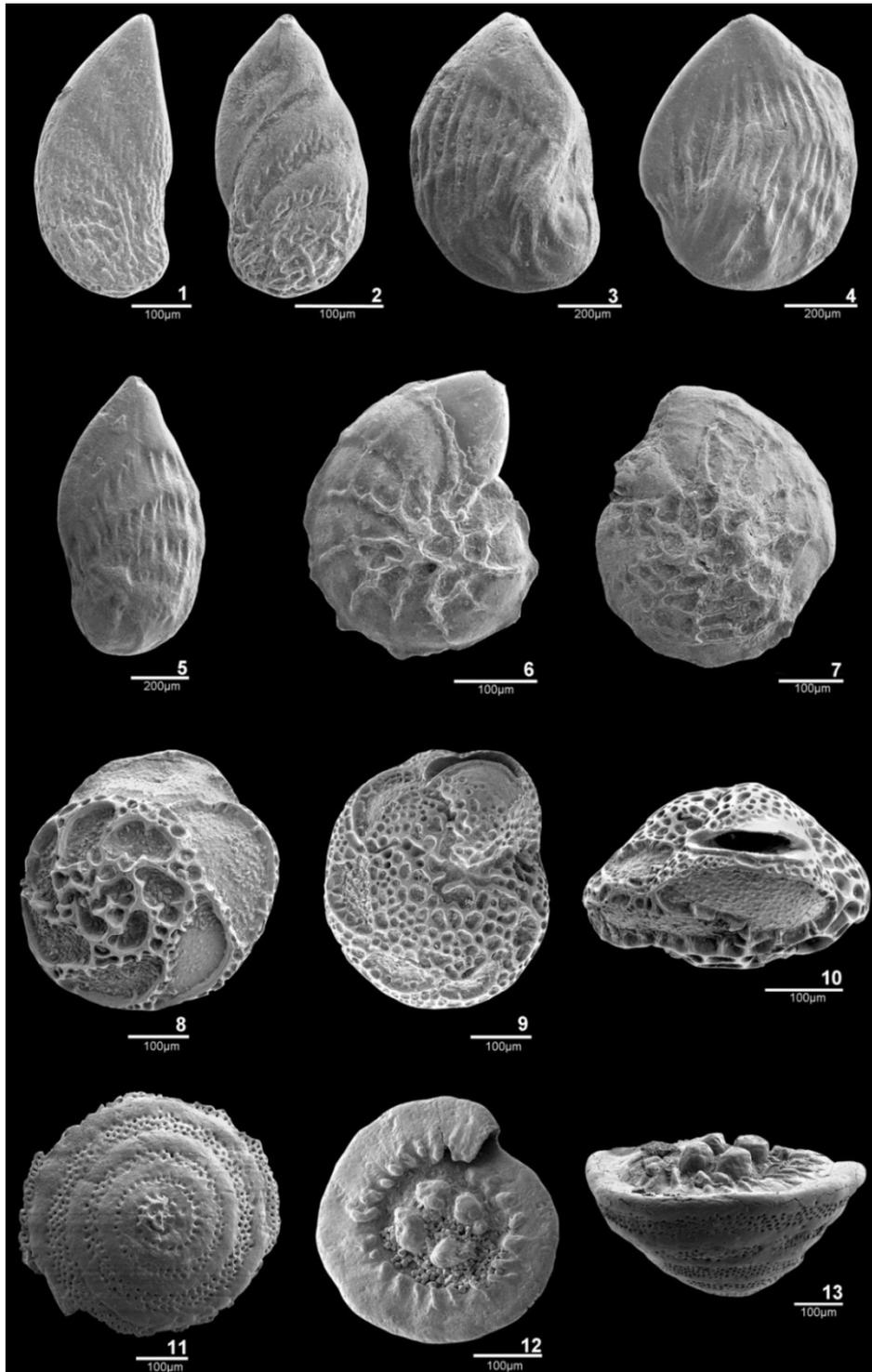


Abbildung 3-12: Beispiel einer Foraminiferenfauna. 1-2 *Planularia semireticulata* (NORLING 1972), KSS 5/66: 1646,50-1646,51 m. 3-5 *Lenticulina* spp., KSS 5/66: 1588,80-1588,81 m. 6 *Lenticulina jellinecki* (BARTENSTEIN 1998), KSS 5/66: 1399,4-1399,41 m. 7 *Lenticulina aulosensis* (BARTENSTEIN 1995), KSS 5/66: 1399,4-1399,41 m. 8-10 *Epistomina bireticulata* (PAZDRO 1969), Loecknitz 1E/63: 565,75-565,76 m. 11-13 *Trocholina conica* (SCHLUMBERGER 1898), Loecknitz 1E/63: 565,75-565,76 m (ZIMMERMANN et al. in Vorber. a)

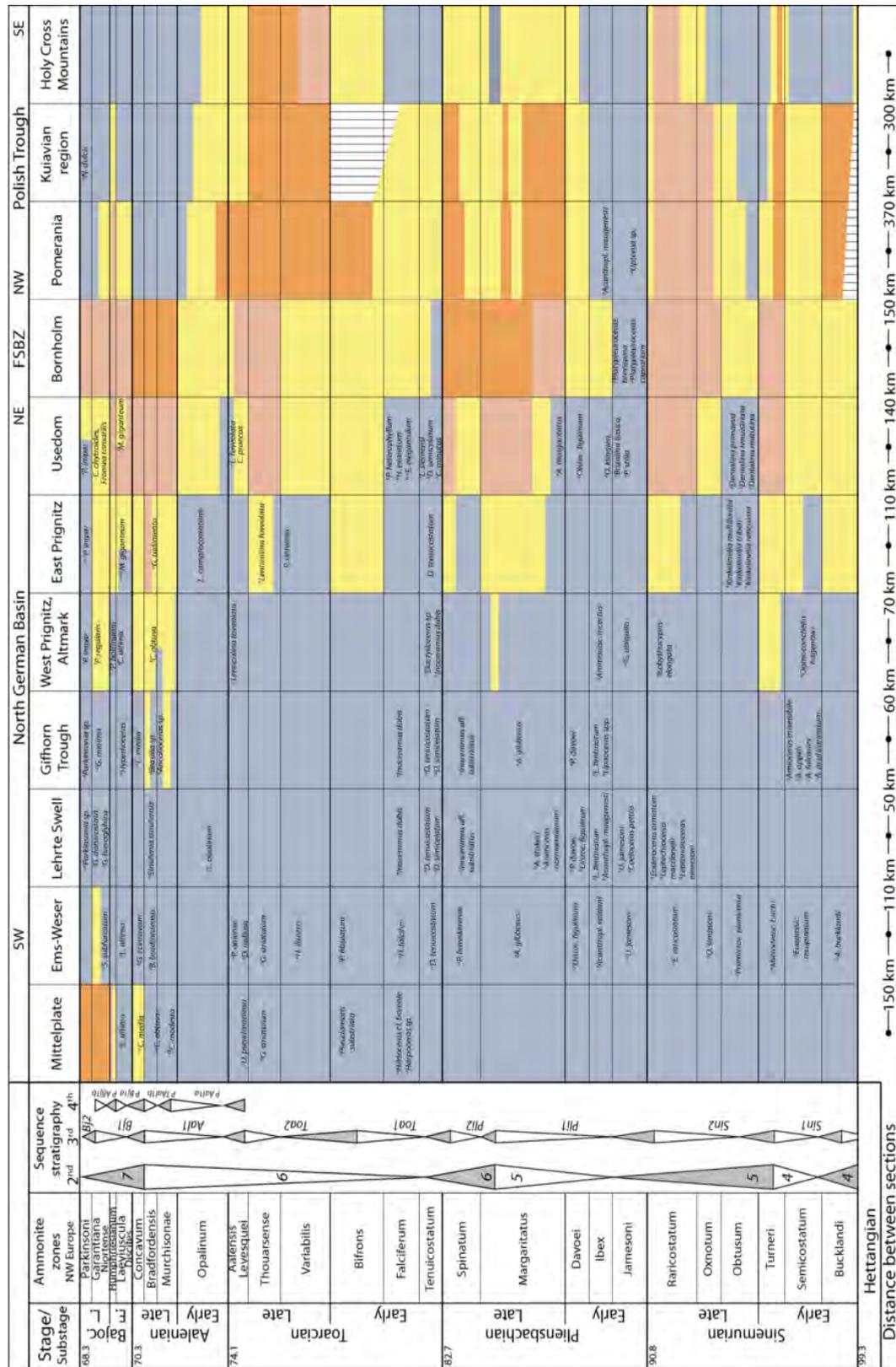
Auf der Grundlage der hochauflösenden Biostratigraphie sowie der deutlichen sedimentären Architektur des Pliensbach-Bajoc erfolgten genetische Gliederungsversuche nach dem Prinzip der Sequenzstratigraphie. In der Schichtenfolge Pliensbach-Bajoc sind ausgeprägte Architekturmuster sichtbar, die wiederholtes Retrogradieren und Progradieren siliziklastischer Küsten belegen. Diese Architekturmuster sind in verschiedenen Hierarchien und Amplituden ausgebildet und konnten in ein Schema, bestehend aus Sequenzen 2. Ordnung, 3. Ordnung und 4. Ordnung, einfließen (Abbildung 3-13).

Insbesondere die Sequenzen 3. Ordnung erwiesen sich als besonders geeignet zur flächenhaften Identifizierung potenzieller Reservoirs im:

- Untertoarc (Bifrons chron)
- Obertoarc (Thouarense chron)
- Oberaalen A (Murchisonae chron)
- Oberaalen B (Bradfordensis chron)
- Oberbajoc (Garantiana chron)

Die aufgestellten Sequenzen 3. Ordnung wurden gegen authigene Kontrollfaktoren wie Salztektunik, thermische Aufdomung (Nordseedom) und tektonisch gesteuerte abnormale Subsidenzbeträge in Teilsenken korrigiert (ZIMMERMANN et al. in Vorber. a). Dem folgend erweist sich eine deutliche Kongruenz der Sequenzen des Norddeutschen Beckens zu entsprechenden Sequenzen borealer Ablagerungsräume, während zu den Sequenzen te-thyaler Ablagerungsräume kaum Kongruenz besteht.

Abbildung 3-13: Sedimentäre Architektur des Sinemur-Bajoc und daraus abgeleitete Sequenzen 2. Ordnung, 3. Ordnung und 4. Ordnung (aus ZIMMERMANN et al. in Vorber. a).



4 Fazielle Rekonstruktion der Hauptreservoire

(M. FRANZ)

Da die in diesem Projekt bearbeiteten Hauptreservoire im Arbeitsgebiet nur durch Tiefbohrungen erschlossen sind, wurden im Vorfeld der faziellen Rekonstruktionen der Hauptreservoire Aufschlussanalogstudien in Thüringen, im südöstlichen Niedersachsen, in Schonen (Südschweden) sowie auf Bornholm (Dänemark) durchgeführt.

Der Schilfsandstein (Stuttgart-Formation) ist in einigen Tongruben der Ziegeleiindustrie im Großraum Erfurt anstehend. Zusätzlich war der Schilfsandstein zwischen 2008-2010 durch eine Baumaßnahme entlang der Hörselbergumfahrung der BAB 4 bei Eisenach aufgeschlossen. Die Aufschlussanalogstudien umfassten die fazielle Rekonstruktion der Neubrandenburg-Subformation sowie des Unteren bzw. Mittleren Schilfsandsteins (Abbildung 3-2). Teile der erfolgten faziellen Rekonstruktionen sind in FRANZ et al. (2014) publiziert.

Aufschlüsse der Seeberg-Formation sind in Thüringen sowie im südöstlichen Niedersachsen durch zahlreiche Steinbrüche zugänglich, von denen einige auch noch aktiv sind. Ziel der Abbautätigkeit ist zumeist der Rhät-sandstein, der bei entsprechender Ausbildung ein gesuchter Bausandstein ist (z. B. Seeberger Sandstein). Aufschlussanalogstudien der Seeberg-Formation wurden in den Gebieten um den Großen Seeberg (Gotha), nordwestlich der Hörselberge (Eisenach), im Großraum Velpke und in Schonen durchgeführt und umfassten potenzielle Reservoire des Unter-rhät's und des Mittelrhät's. Teile der Ergebnisse sind in BARTH et al. (2014) publiziert.

Der Dogger ist im Großraum Wolfsburg gebietsweise aufgeschlossen. Insbesondere der sogenannte Polyplocussandstein (Aalensandstein) wurde lokal als Bausandstein bzw. Kehrsand abgebaut. Zusätzliche Analogstudien wurden in Aufschlüssen des Doggers auf Bornholm durchgeführt. Teile der Ergebnisse sind in ZIMMERMANN et al. (in Vorber. a) publiziert.

4.1 Lithofaziestypen

4.1.1 Schilfsandstein - Stuttgart-Formation

(K. NOWAK & M. FRANZ)

Die Darstellung der Ergebnisse der faziellen Rekonstruktion erfolgt getrennt für den Transgressionshorizont (Neubrandenburg-Subformation) an

der Basis der Stuttgart-Formation und den Unteren bzw. Oberen Schilfsandstein, in denen potenzielle Reservoirs ausgebildet sind.

4.1.1.1 Neubrandenburg-Subformation

Insgesamt wurden in den Abfolgen der Neubrandenburg-Subformation 10 Lithofaziestypen beobachtet, die in Tabelle 4-1 übersichtsartig dargestellt und interpretiert werden. Einige Beispiele werden in Abbildung 4-1 gezeigt.

Tabelle 4-1: Lithofaziestypen der Neubrandenburg-Subformation (modifiziert nach FRANZ et al. 2014).

Lithofacies	Description	Processes - Interpretation
Ripple cross-laminated siltstone-sandstone (Sr), Lf 4 sensu Shukla et al. (2010),	<20 cm thick, base slightly erosional, top often gradational to MI, CI and Sh; amalgamated sets of current ripples are up to 20 cm thick, isolated trains of current ripples alternate with Het and CI; Lower Stuttgart Formation	migrating ripples, low velocity bed load transport in shallow water
Laminated sandy siltstone (Sh), Lf 7 sensu Shukla et al. (2010), examples: Neubrandenburg 2	up to 2.5 m thick, base gradational to CI and Het, top sometimes with Fr or C; sometimes root traces, bedding planes with abundant plant fragments; Lower Stuttgart Formation	suspension load, settling from suspension
Laminated claystone-siltstone (CI), examples: Ketzin 38, KSS 1	up to 2.5 m thick, dark grey to grey, base sharp to L and gradational to R, Sr and Het, top gradational to Het and sometimes with Fr or C; bedding planes with abundant plant fragments and mica; rarely syneresis cracks; variable degrees of bioturbation; Upper Grabfeld to Lower Stuttgart formations	suspension load, settling from suspension in stagnant water
Massive claystone-siltstone (Cm),	max. 2 cm thick, lack of lamination and bioturbation, sharp base and top, interbedded with CI and Het; syneresis cracks; Lower Stuttgart Formation	deposition from suspension of buoyant plumes, fluid mud
Laminated mudstone (MI), Lf 8 sensu Shukla et al. (2010), examples: Neubrandenburg 2, Morsleben 52A	up to 3.0 m thick, grey, base gradational to CI and sharp to Fr or C, top gradational to Fr and C, sharp to CI and erosional to R; silt lamination, minor carbonate content, initial overprint of primary bedding features due to incipient pedogenesis, rarely brecciation, colour mottling greenish to reddish; variable degrees of bioturbation; Upper Grabfeld to Lower Stuttgart formations	suspension load, settling from suspension in stagnant water; upper plane-bed of sheet flows; occasional drying and carbonate precipitation due to evaporation
Heterolithes (Het),	up to 5.0 m thick, base gradational to CI, top gradational to CI, Sh, Sr; two end members with transitions: shale-rich heterolithes comprise isolated silty to sandy lamina and ripples, sand-rich heterolithes appear as horizontal to ripple cross-laminated siltstone-sandstone regularly dissected with thin shale lamina; rarely superimposed by wave ripples and hummocky-cross strat.; in part rich in plant fragments, variable degrees of bioturbation; Lower Stuttgart Formation	laminated shales, lenticular, flaser and wavy bedding; repeated fluctuation of sediment input and modulation by waves, storms and currents
Limestone (L), examples: Neubrandenburg 2, Ketzin 38	5-20 cm thick, base and top sharp to CI and MI; light grey to grey and massive limestone to dolomitic limestone; partly fossiliferous; Lower Stuttgart Formation	precipitation from carbonate saturated water
Siltstone-sandstone with root traces (Fr)*, examples: Morsleben 52A, Am Hohnert	up to 2.0 m thick partly de-stratified horizons of MI and Sh, top sharp to CI and MI, gradational to C; vertical to subvertical and branched tubes are filled with black carbonaceous matter; Lower Stuttgart Formation	rooting of pioneer vegetation
Coal (C)*, examples: Neubrandenburg 2, Am Hohnert	up to 20 cm thick, base gradational to Fr, top sharp to CI and MI; compacted carbonaceous material (mainly altered plant remnants); in outcrops laterally terminating; Lower Stuttgart Formation	histic epipedon of peat soils, histosol
Palaeosol (P)*,	single palaeosols up to 1.5 m, stacked palaeosols up to 5.5 m; base always gradational, top sharp; 1) vertisol: variegated to reddish colours, de-stratified, desiccation cracks, slickensides; 2) calcisol: variegated to reddish colours, calcic subsurface horizon with scattered carbonate nodules; 3) gypsisol: variegated to reddish colours, gypsic subsurface horizon with scattered displacive gypsum nodules; Upper Grabfeld to Lower Stuttgart formations	mature palaeosols, floodplain; 1) vertisol: pedoturbation, repeated shrinking/swelling of clays; 2) calcisol: calcic horizon, evaporative loss of capillary flow; 3) gypsisol: gypsic horizon, evaporative loss of capillary flow;

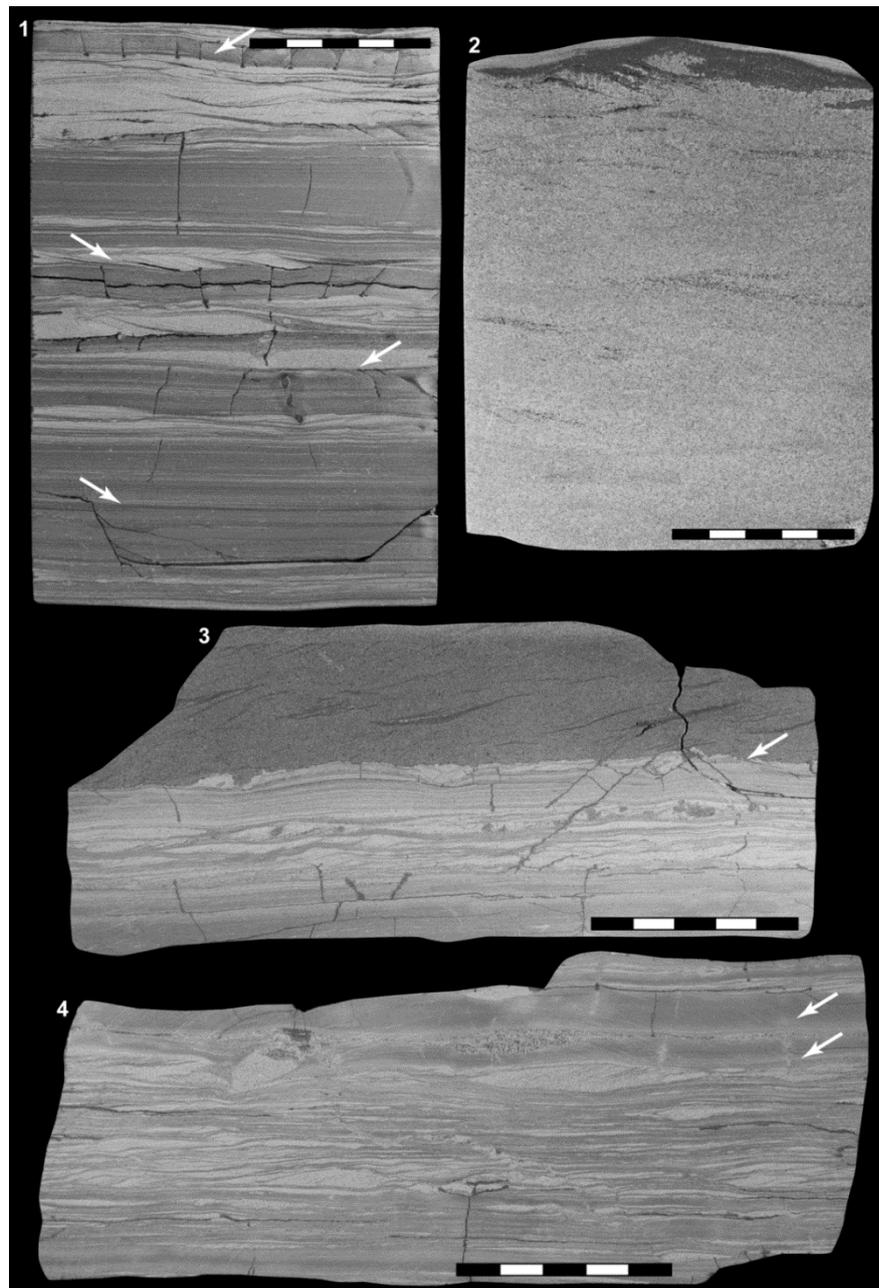


Abbildung 4-1: Lithofaziestypen der Neubrandenburg-Subformation, Skala 5 cm; 1 - Probe 22/11/2010-15b Gt Neubrandenburg 2/85, Teufe 1560,0-1560,2 m, Wechsellagerung Cl und Het (Linsen- und Flaserschichtung), schwach bioturbat, kleinskalige Normalgradierung (untere Pfeile) und "fluid mud layer" (oberer Pfeil); 2 - Probe 22/11/2010-17b Gt Neubrandenburg 2/85, Teufe 1559,3-1559,4 m, Sr Lithofazies einer Mündungsbarre; 3 - Probe Am Hohnert-1 ca. 20 cm über Basis der Stuttgart-Formation, inverse Gradierung von Cl über Het (Linsen- zu Flaserschichtung) zu Sr Lithofazies weist auf Wechsel von Suspensionsfracht zu Bodenfracht, leicht erosive Basis von Sr (Pfeil); 4 - Probe Am Hohnert-2 ca. 1,4 m über Basis der Stuttgart-Formation, Het Lithofazies, Linsenschichtung mit schmalen bis

zu 1 cm dicken Linsen, "fluid mud layers" im oberen Teil mit Schwundrissen (Pfeile), aus FRANZ et al. (2014).

4.1.1.2 Unterer bzw. Oberer Schilfsandstein

Die Auflistung und Beschreibung der Faziestypen des Unteren und Oberen Schilfsandsteins erfolgt in Tabelle 4-2. Es werden insgesamt 10 übergeordnete Lithofaziestypen unterschieden, die teilweise noch weiter untergliedert werden können. In Abbildung 4-2 sind die sandig ausgebildeten Faziestypen, in Abbildung 4-3 die Variationen der Faziestypen Fl sowie Fsm und in Abbildung 4-4 die pedogen überprägten Faziestypen dargestellt.

Tabelle 4-2: Lithofaziestypen des Unteren bzw. Oberen Schilfsandsteins (NOWAK et al. 2014)

Code	Facies	Petrography	Interpretation
Sx	cross-bedded sandstone	Fine to medium grained sandstones reaching a thickness of 8 – 30 m, with an erosive base and internal differentiation in cosets showing an erosive basis, too. Inclination of lamination varies between 15°-30°.	poinbars of fluviatil channels
Sl	low-angle cross-bedded sandstone	Fine grained sandstones with an erosiv Basis and an cross bedding with < 15° inclination. They achievie a thickness of several cm to several meters.	trough cross bedding or migration of bedforms in crevasses splay deposits
Sm	massivesandstone	Massiv, finegrained Sandstones with and without unregulare bedded smal mudclasts (platy, < 1 cm). and an erosional Base. They thicknesses towards several m (9 m at Kb Lütow 3/66)	at the bottom of crevasses Splays and sheetsands
	pedogenic sandstone	The former bedding has been lost by pedogenic processes. The Sandstones are redbrown, greengrey or violet coloured or mottled containing bleachingstrukture and anhydritnodules.	distal sheetsands of the floodplain, converted by pedogenic processes.
Gmg	matrix supported pebbles	Rounded clasts (sizes < 10 cm) of laminated silt-mudstones or reworked floodplainfines suspended in an matrix of sandstones with different bedding (massiv, lighth inclined to planar cross bedded)) and an erosive basis.	at the bottom of crevasses Splays near to the levee (short transportation) or at the bottom of crevasse channels
Sr	ripple cross-laminated sandstone-siltstone	Very well sorted silt – to finegrained sandstones, with light erosive basis reaching a thickness of a few cm to several meters.	Migration of currentrippels at lower flow regime at crevasses Splays, sheetsands and lacustrine deposits
	wave rippled sandstone-siltstone	Silt- to finegrained sandstones with mudlaminations and symmetrical rippelforms. They reach a thickness of a few tenfold cm at a rippelcross laminated surrounding.	overprint due to waveoscillation in lakes.
Fl	Heterolithe	Darkgrey, interbedded mud- to finegrained sandstones, with horizontal-, wavy- to ripple bedding, containing Mica and plant remains and achieve a thickness of several meters.	deltaic, lacustrine and sheetsand deposits
	laminated mudstone	Darkgrey mudstones with horizontal lamination containing Mica, plant- and fish remains and reaching a thickness of a few cm to about a meter. With increasing carbonatcontent the initial lamination could get lost.	at lakes, oxbows or trangession horizons

Fsm	silty mudstone	Grey to redbrown coloured, massiv silt-mudmarlstones, with different content of carbonat. Anhydritnodules could be present.	pedogenic floodplainfines
		Darkgrey silt- to mudmarlstone, massiv, with initial lamination	lacustrine deposits
Fr	massiv siltstone-mudstone with roots	Grey, massiv silt-mudstones with roots containing plant remains and pyritconcretions.	muddy floodplainfines at humid and vegetated parts of the floodplain (lakeshores, deltatop...)
P	dolomite, pedogen	Lightgrey, carbonatbeds to nodules	paleosol carbonate
C	coal	Black layers of plant remains with a thickness of several cm.	vegetated swamp deposits like oxbows, deltatops and lakeshore Paleosol carbonate

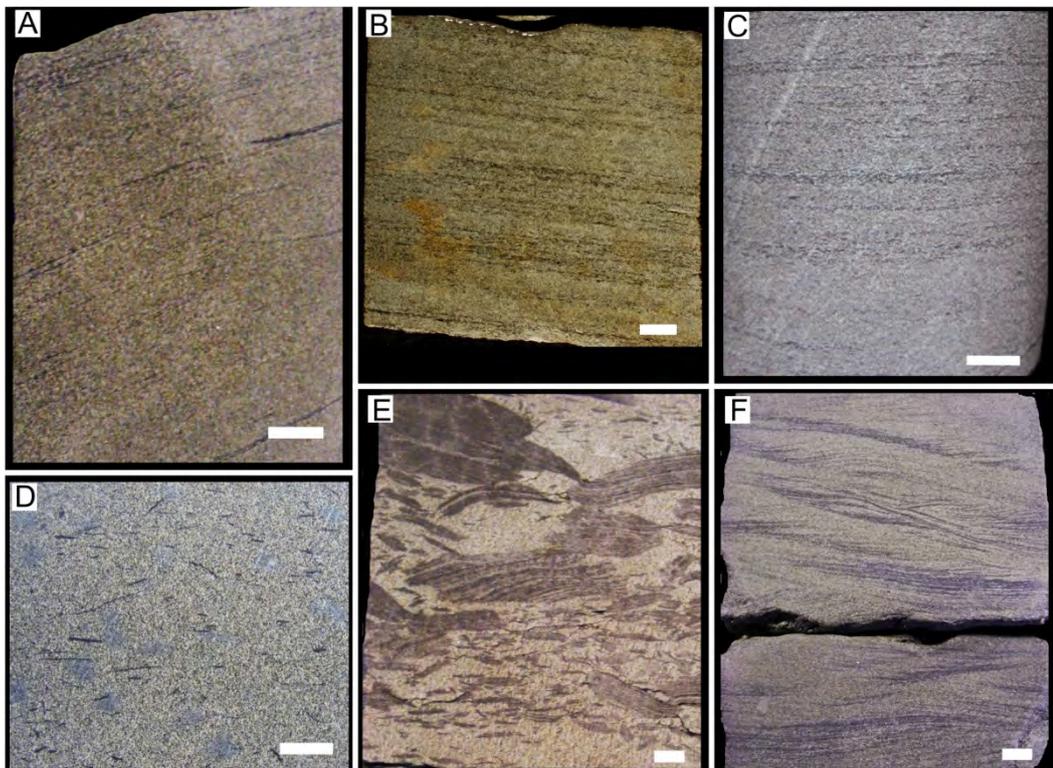


Abbildung 4-2: Sandige Lithofaziestypen des Unteren bzw. Oberen Schilfsandsteins

A – Schräggeschichteter Sandstein (Sp), Kb Su 1/62, Probe Franz 06–15 (792 m, Unterer Schilfsandstein). B – Leicht schräggeschichteter Sandstein (Sl), Kb Tao At 1/65, Probe 11-28 (1147,5 m, Oberer Schilfsandstein). C – Horizontal-geschichteter Sandstein (Sh), Kb Gartz1/65, Probe 12-13 (1335,2 m, Unterer Schilfsandstein). D – Ungeschichteter Sandstein mit nicht eingeregelt Tonschmitzen (Sm), Gt N 2/85, Probe 11-02 (Teufe1546,8 m, Unterer Schilfsandstein). E – Matrix gestützte Gerölllage, ungeschichtet (Gmg), Gt N 2/85, Probe 11–05 (1542,5 m, Unterer Schilfsandstein). F- Rippel-geschichteter Sandstein (Sr), Kb Barth 6a/65, Probe 11_12a (760,2 m, Oberer Schilfsandstein). Maßstab = 1 cm.

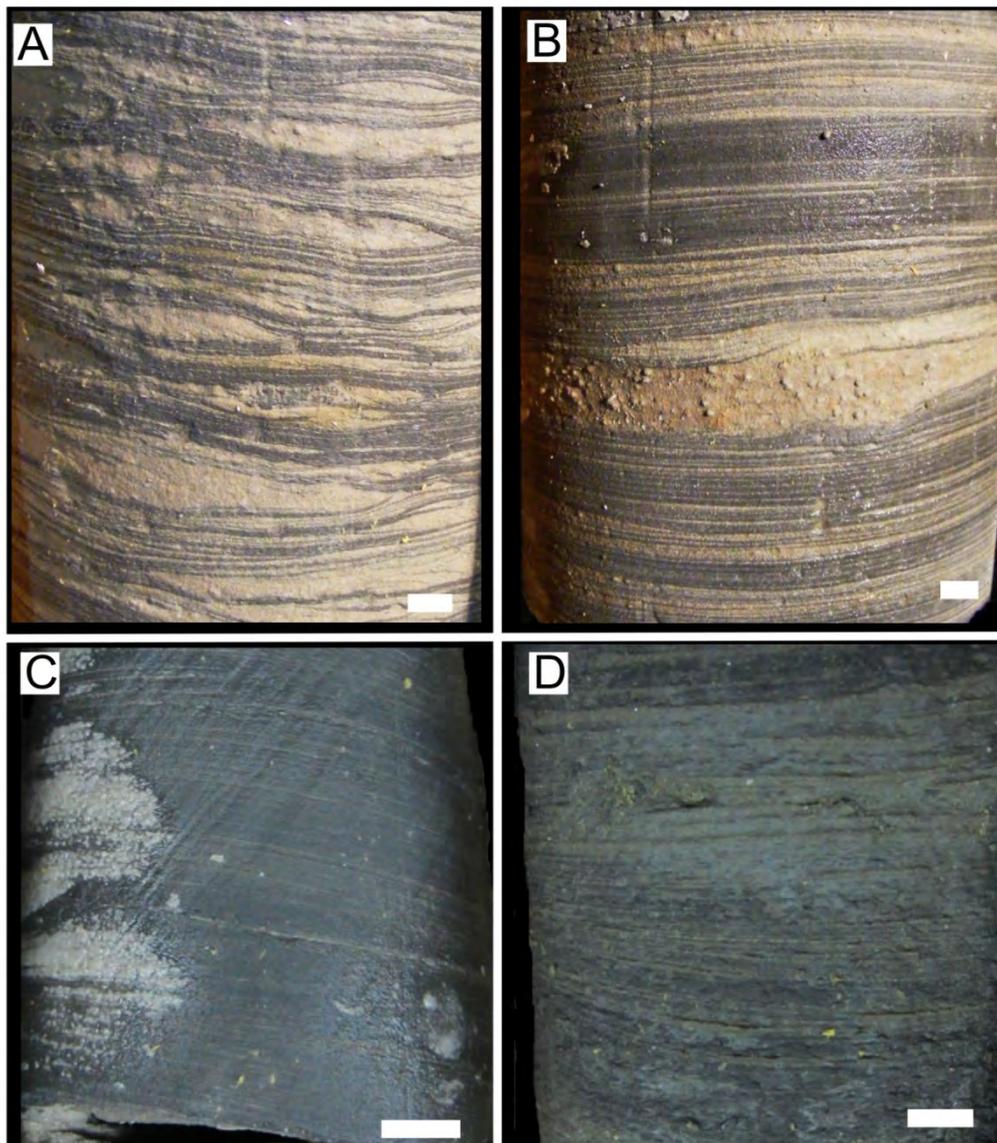


Abbildung 4-3: Variationen der Lithofaziestypen FI und Fsm-lakustrin im Unteren bzw. Oberen Schilfsandsteins (häufiger verbreitet im Unteren Schilfsandstein)

A – sandiger Heterolith mit Rippellagen und einzelnen Ripellinsen (FI), Ug Ktzi 38/71, Probe 06–15 (792 m, Unterer Schilfsandstein). B – laminiertes Heterolith mit einzelner Rippellage (FI), Ug Ktzi 38/71 (617 m, Unterer Schilfsandstein). C – dunkelgrauer Silt-Tonmergelstein (Fsm), hier noch deutlich lamelliert, E Klütz1/65 (1546,0 m, Unterer Schilfsandstein). D – laminiertes Tonstein (FI), E Klütz1/65 (1545,5 m, Unterer Schilfsandstein), kommt in größerer Mächtigkeit (> mehrere 10er cm) nur am Top des Unteren Schilfsandsteins vor (Gaildorf Horizont). Maßstab = 1 cm.

Bei dem Faziestyp Fsm, massive Silt- bis Tonmergel, gibt es eine Vielzahl von Variationen. Es muss dabei in pedogen überprägte Silt- bis Tonmergel

und in lakustrine Ton-Siltmergel unterschieden werden. Letztere treten in einigen Bohrungen (E Klütz 1/65 und auch in der Kb Tao At 1/65) im oberen Teil des Unteren Schilfsandsteins auf und entstehen am Top einer relativ mächtigen Abfolge von Heterolithen, die zum Hangenden zunehmend beruhigtere Wasserbewegungen anzeigen. Abschließend endet diese Sedimentationsfolge mit lamellierten Tonsteinen. Diese Abfolge zeigt einen deutlichen Kornverfeinerungstrend und ist auf die Sedimentation in einen längere Zeit bestehenden See im Unteren Schilfsandstein mit abschließender Transgression in der Gaildorf-Subformation zurückzuführen.

Der lakustrine Lithofaziestyp Fsm ist zumeist dunkelgrau und weist einen annähernd kontant hohen Karbonatanteil auf (durchgehend bankige Ausbildung), teils ist noch eine initiale Schichtung (zumeist lamelliert) erkennbar (Abbildung 4-3 C).

Der pedogen überprägte Lithofaziestyp Fsm zeigt deutlich größere Variationen in Farbe und Karbonatgehalt. Durch Oxidation ist rotbraune Färbung häufig. Bleichung durch schwankende Grundwasserstände bewirkt teilweise (Fleckung) bis vollständige Graufärbung (Abbildung 4-4 A, G). Wurzelböden (Abbildung 4-4 E, F) können dabei aufgrund der starken Entschichtung und der wechselnden Redox-Verhältnisse buntfleckig sein (rotbraun, grau und gelbliche Farben). Durch schwankende Karbonatgehalte sind diese Siltsteine in Form einer zyklischen Abfolge, beginnend mit karbonatarmen Letten, über eine scherbige bis hin zu einer bankigen Ausbildung, vertreten (Abbildung 4-4 B, C). Am Top der Abfolge können kleinere bis große (bankig ausgebildete) Dolomitkonkretionen auftreten. Vor allem im Oberen Schilfsandstein treten zusätzlich zu diesen Calcisolen auch Gypsisole (Abbildung 4-4 E) auf, die durch zyklisch auftretende Anreicherungen von Anhydritkonkretionen in rotbraunen Siltmergelsteinen gekennzeichnet sind.

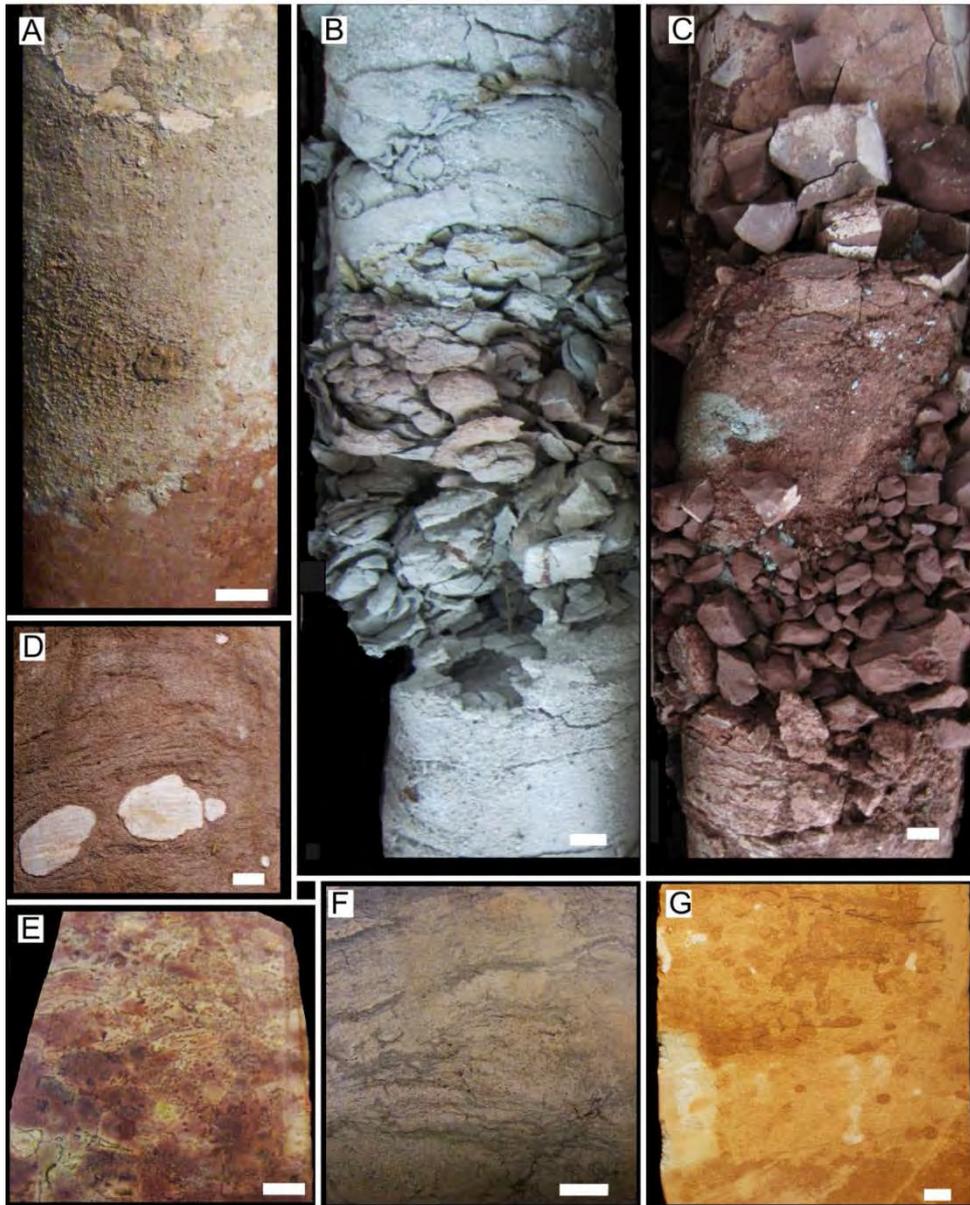


Abbildung 4-4: Pedogene Lithofaziestypen des Unteren bzw. Oberen Schilfsandsteins

A – rotbrauner Siltmergel mit Bleichung am Top und Dolomitknollen (Calcisol) (Fsm), Kb Su 1/62, Probe Franz 06–15 (792 m, Unterer Schilfsandstein). B – grauer Siltmergel (Fsm), scherbis bis bankig (variiender Karbonatgehalt), Kb Gartz1/65 (1283,8 m, Oberer Schilfsandstein). C – rotbraune und graue Silt-Tonmergel (Fsm) mit variiendem Karbonatgehalt, Kb Gartz 1/65, (1282,8 m, Oberer Schilfsandstein). D - pedogen entschichteter, rotbrauner Sandstein mit Anhydritknauern (Sm), Kb Tao At1/65, (111,2m, Oberer Schilfsandstein). E – pedogen entschichteter Siltmergel (rotbraun, gelblich, grau gefleckt) (Fsm), Kb Su 1/62, Probe Franz 06–21 (744 m, Oberer Schilfsandstein). F- durchwurzelter, entschichteter Siltstein (Fr), Kb Su1/62, Probe 12-03, (778,2 m, Unterer Schilfsandstein). G – pedogen ent-

schichteter Sandstein, Kb Btf1/62 Probe 11-01(257,5 m, Oberer Schilfsandstein). Maßstab = 1 cm.

4.1.2 Rhät - Exter-Formation

(G. BARTH)

Die Darstellung der Ergebnisse der faziellen Rekonstruktion erfolgt getrennt für die Untere Exter-Formation (Unterrhät, GTr 18) sowie die Obere Exter-Formation (Mittlerhät-Oberrhät, GTr 19-Rhätolias) (Abbildung 4-5, Abbildung 4-6). Die Faziestypen werden gemeinsam in Tabelle 4-3 dargestellt.

Tabelle 4-3: Lithofaziestypen der Exter-Formation (BARTH et al. in Vorber. b).

Code	Facies	Petrography	Thickness of individual units, contacts	Fossils, bioturbation	Interpretation
Fl	laminated to massive claystone/siltstone	dark grey to black, light greenish to reddish, partly with mica on bedding planes, horizontal laminated (1–2 mm) to massive (<5 cm), partly with soft sedimentary structures, mud cracks, pedogenic concretions; moderate fine to medium angular block structure due to paleosol maturity, moderate to high Corg content	cm up to some meters; gradational base, gradual smooth boundary to the top	rare to abundant (e.g. Conchostraces, fish remnants, plant debris); partly with moderate to intense bioturbation; in pedogenic settings absent; in lacustrine settings with conchostracans, ostracods, fish remains (teeth, bones)	suspended load from hypopycnal flows (Fisher et al. 1969), low energy milieu
Het	Heterolithes	thinly laminated alternation of (1) light to dark grey, partly black (Corg-rich) claystones/siltstones, and (2) white to yellowish asymmetric ripples of 2–5 cm thick very fine- to fine-grained sandstones in various proportion ((a) flaser bedding, (b) wavy bedding, (c) lenticular bedding), partly soft sedimentary structures, commonly mica on bedding plane; (d) IHS (inclined heterolithic strata) with dip values between 1–30°	(a–c) cm to some dm, mostly gradational base and top; (d) sets (10–20 cm thick) of solitary packages of uniformly inclined strata in two alternating coarser/finer lithologies, in 20–50 cm thick cosets, separated by clayey laminae	absent to intense bioturbation (vertical or horizontal burrows, e.g. <i>Chondrites</i> , <i>Planolites</i>), rare to moderate occurrence of bivalves, gastropods and plant debris	(a–c) mixed suspension load sedimentation from hypopycnal flows (Fisher et al. 1969) and hyperpycnal jet flows, migrating ripples, variable energy; (d) deposited in quiet environments, probably influenced by variegated transport directions; typical in point-bar lateral accretion within meandering channels of freshwater rivers, tidally influenced rivers and creeks draining intertidal mudflats (Thomas et al. 1987)

Code	Facies	Petrography	Thickness of individual units, contacts	Fossils, bioturbation	Interpretation
Sr	ripple-cross bedded sandstone	light grey to yellowish fine- to coarse grained quartz sandstone, mica subordinated, sub-rounded to subangular quartz grains, well sorted, partly with rip up clasts, asymmetric ripples 0.5–3 cm, wave length up to 7 cm, partly fining-up	cm to some dm, gradational to sharp top and base	absent to rare bioturbation, rare to moderate occurrence of bivalves, gastropods, mostly rich in plant debris and xylite remains	bed load of the lower flow regime, migrating ripples
Sh	horizontal laminated sandstone	light grey to yellowish fine to medium grained quartz sandstone, sub-rounded to subangular quartz grains, partly with mica, 0.5–2 cm laminae, some cm to dm thick sets, without internal grain size trends	cm to some dm, sharp top and base	bioturbation absent, partly with abundant plant debris/xylite and fragments of bivalves	bed load auf the upper flow regime, high energy (Allen 1982)
Sl	low-angle-cross bedded sandstone	light grey to grey or yellowish medium to coarse-grained quartz sandstone, subrounded to subangular quartz grains, partly with mica and elongated mud clasts, 1–2 cm foreset beds, inclination up to 15°, partly fining up trends, imbrication of components	cm to some dm, sharp base and top	bioturbation absent, partly with abundant plant debris/xylite	bed load of the lower to upper flow regime, migrating bedforms, high energy milieu
Sm	massive sandstone	grey, beige to yellowish fine to medium grained quartz sandstone, partly with small micas, massive, no grain size trend	dm to m, sharp to erosional base, sharp to gradational top	bioturbation absent, abundant plant remains common	one-time, quick bed load deposition event of upper flow regime, high energy transport velocities in low energy suspension load dominated conditions
Sx	cross-bedded sandstone	light grey to yellowish medium to coarse-grained sandstone, sub-rounded to subangular quartz grains, well sorted, partly with mica, 1–2 cm foreset beds, inclination 20–35°, partly fining up trends	dm to some m, sharp, erosional base, sharp top	bioturbation absent, abundant plant remains common	bed load of lower flow regime, migrating bedforms
subordinated LFTs					

Code	Facies	Petrography	Thickness of individual units, contacts	Fossils, bioturbation	Interpretation
HCS	hummocky-cross-stratification	light grey to grey, partly reddish very fine to medium grained sandstone, 3-D ripples up to 5 cm, wavelength up to 15 cm, commonly fining upward trends	cm to some dm, sharp base, gradational top	bioturbation rare to absent, vertical, horizontal and inclined burrows (e.g. Planolites, Chondrites)	wave action below fair weather conditions, overprinting other sandy bedforms (Harms et al. (1982))
P	Palaeosols	(a) Dolcrete (dolomitic calcrete): whitish, light to dark grey, massive horizon of dolomitic nodules consisting of encrusted dolomite clasts, in marly dolomitic matrix, nodular or fractured morphology, sedimentary structures absent; (b) Ferrisols : reddish concretion of hematite dominated siltstone/sandstone	(a) cm to dm, gradational base, sharp top; (b) cm to max. 2 dm	absent	(a) petrocalcic horizon as a result of evaporation; (b) petroferric horizon as a result of redox conditions

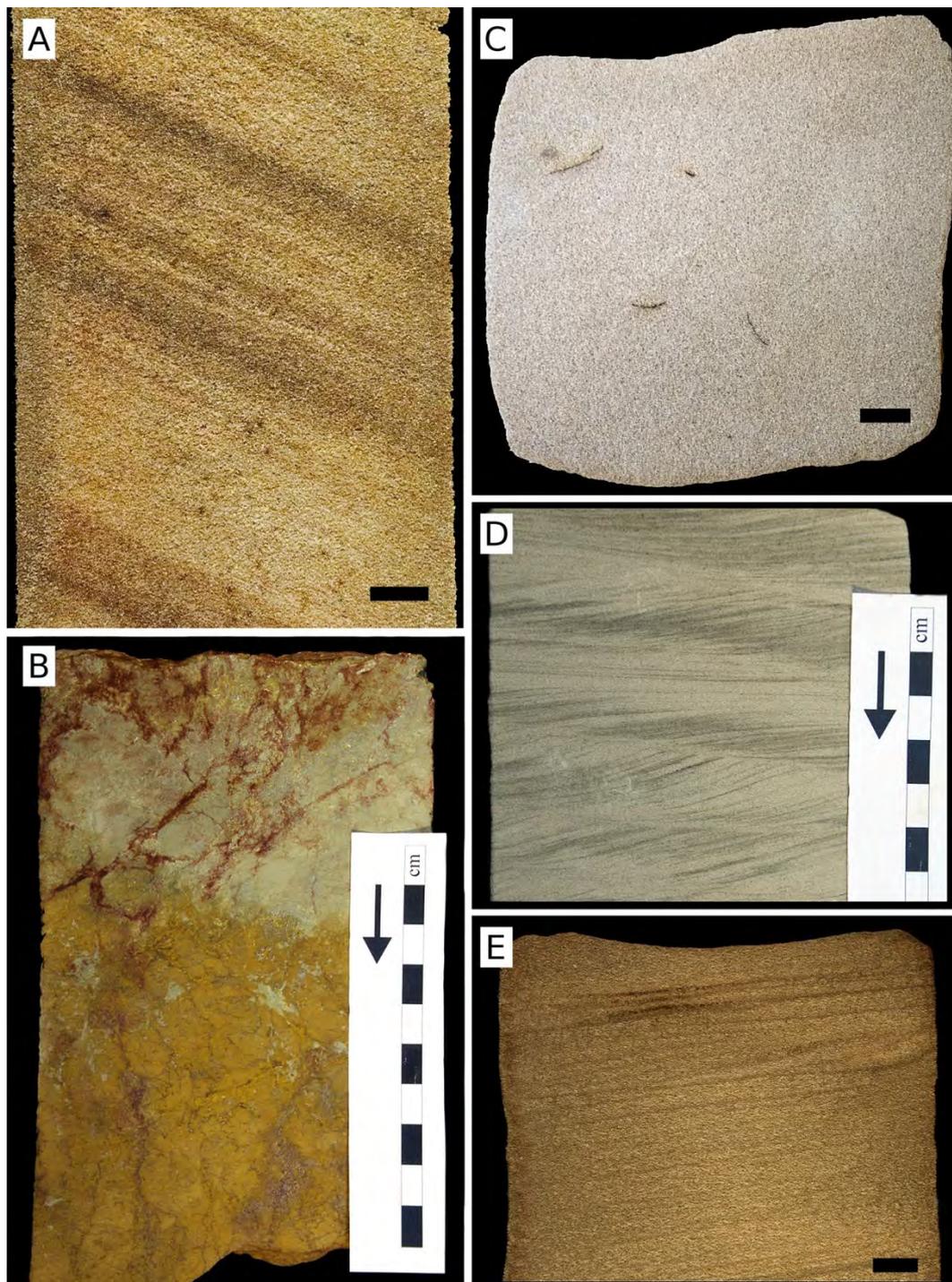


Abbildung 4-5: Lithofaziestypen der Exter-Formation. A – Schräggeschichteter Sandstein (Sx), Kb KSS 5/66, Probe 11–09 (1830,60 m, Untere Exter-Formation II). B – Pedogen entschichteter Silt-Mergelstein mit Dolcrete (P), Gt N 2/85, Probe Franz-08 (1233,5 m, Untere Exter-Formation III). C – Umgeschichteter Sandstein (Sm), Gt N 2/85 (Teufe: 1262,35 m, Untere Exter-Formation II). D – Rippelgeschichteter Sandstein (Sr), Bohrung Gt N 2/85, Probe Franz–23 (1213,40 m,

Obere Exter-Formation). E – Horizontal geschichteter Sandstein (Sh), Kb KSS 5/66, Probe 11–22 (1782,80 m, Obere-Exter-Formation). Maßstab = 1 cm.

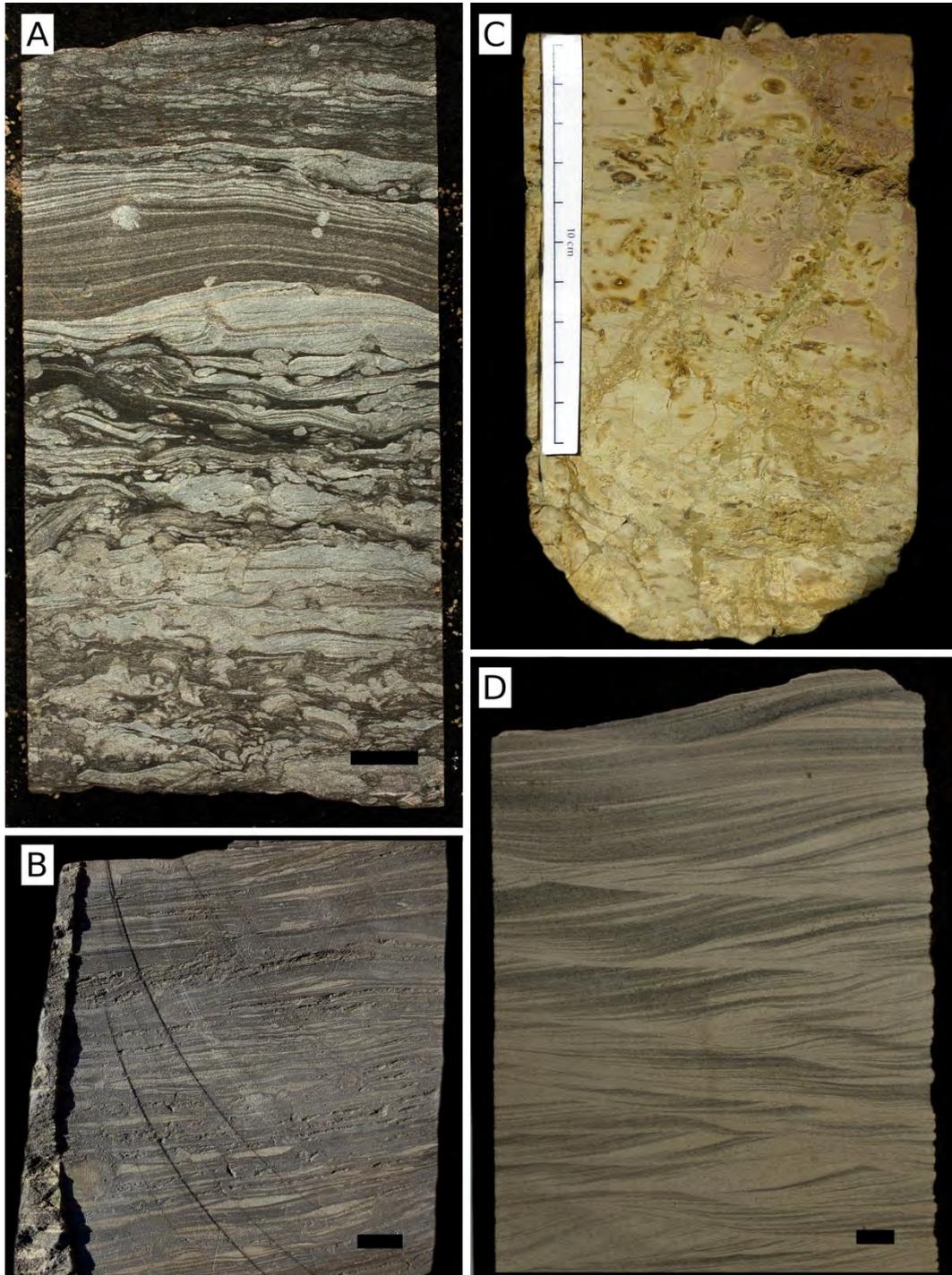


Abbildung 4-6: Lithofaziestypen der Exter-Formation. A – Bioturbate Heterolithe, HA 1/97, Probe 11–02 (3260,0 m, Obere Exter-Formation). B – Linsenschichtung, Dp Sgk 1/84, Probe Franz–20 (1253,30 m, Obere Exter-Formation). C – Pedogenes Karbonat mit umkrusteten Wurzelröhren, Dp Sgk 1/84 (Untere Exter-Formation).

D – HCS-Gefüge, Gt Wa 1/81, Probe 11–19 (1506,55 m, Obere Exter-Formation).
Maßstab = 1 cm.

4.1.3 Dogger

(J. ZIMMERMANN)

Die Darstellung der Ergebnisse der faziellen Rekonstruktion erfolgt für den Abschnitt Untertoarc bis Oberbajoc. Insgesamt wurden 12 primäre Lithofaziestypen und ein sekundärer Lithofaziestyp (HCS, hummocky cross stratification) ausgehalten. Einige Beispiele zeigt Abbildung 4-7, zusammenfassend werden die Lithofaziestypen in Tabelle 4-4 dargestellt.

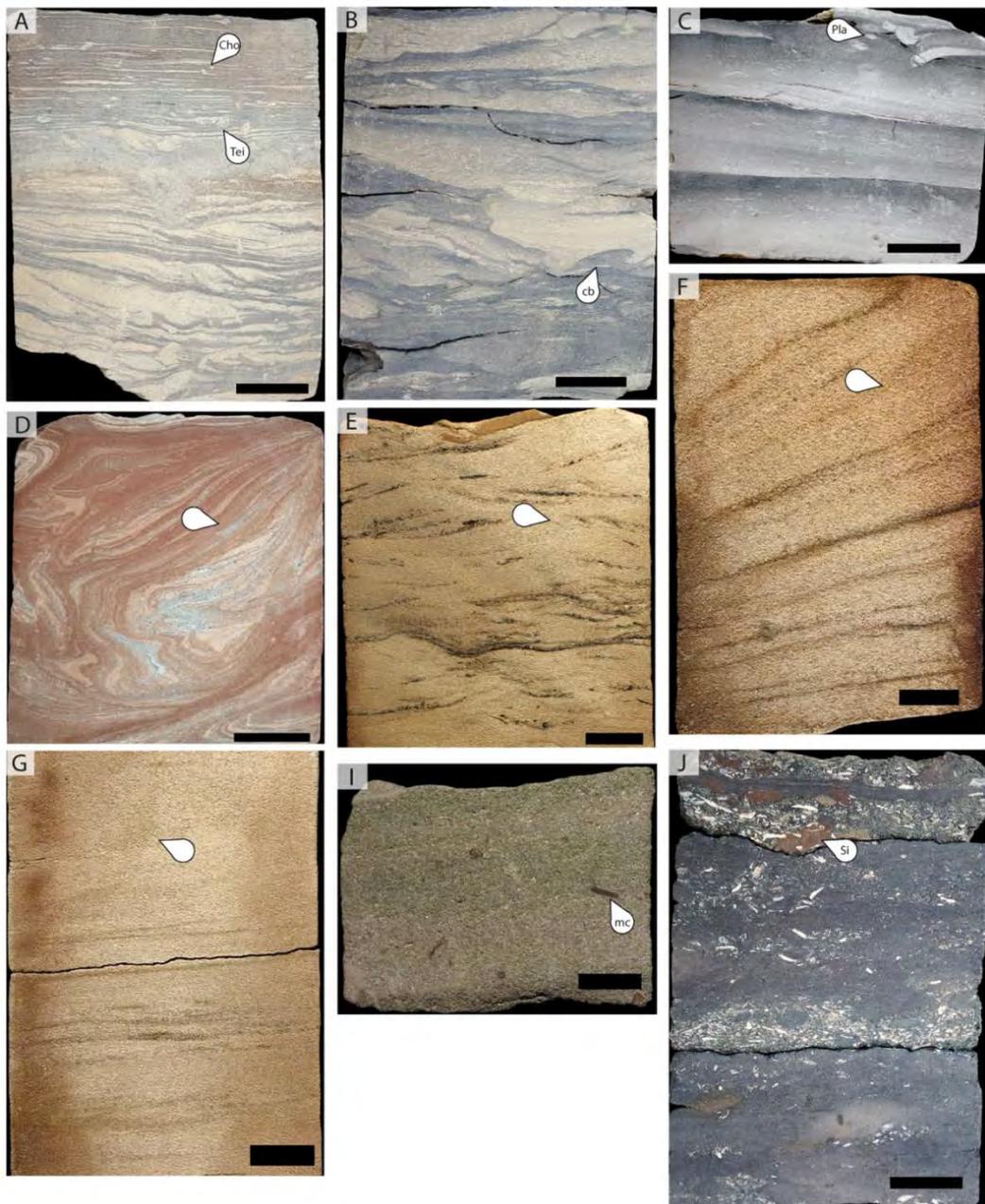


Abbildung 4-7: Wesentliche Lithofaziestypen des Toarc-Dogger. A – Heterolithe des Prodelta mit hoher Bioturbation (Ch = Chondrites, Tei = Teichichnus).

Weitere Erläuterungen zur Abbildung 4-7: Probe: JOmb 4/66 12-10. B – Heterolithe der distalen Deltafront mit synsedimentären Strukturen (cb = convolute bedding). Probe: JOmb 4/66 12-09. C – Fining upward Abfolgen der Interdistributary bay Ablagerung mit Planolites (Pla). Probe: JOmb 4/66 12-05. D – Schichtkonvolution, primäre Schichtung z. T. noch erkennbar (Pfeil). Probe: JOmb 10/66 11-15. E – Rippel-geschichteter Sandstein der proximalen Mündungsbarre mit corgrreichen Laminaen auf den Rippelkämmen (Pfeil). Probe: JOmb 10/66 11-23. F – Mittelkörniger, schräg geschichteter Sandstein einer deltaischnen Verteilerrinne, Schüttungsblätter mit größeren Laminaen (Pfeil). Probe: JOmb 10/66 11-20. G – Horizontal geschichteter Sandstein einer Mündungsbarre. Probe: JOmb 10/66 11-06. I – Flachwinklig schräg geschichteter Sandstein mit eingearbeiteten Muschelschalen und sideritischen Ton-Konkretionen (mc). Probe: JOmb 10/66 11-34. J – Bioklastreiche (Schalen) Tempestitlagen einer Lagunenfüllung (Bajoc). Probe: JOmb 3/66 11-17.

Tabelle 4-4: Lithofaziestypen des Toarc-Bajoc (aus ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).

Facies	Sedimentary Structure	Petrography and Biofacies	Base and Top contacts	Interpretation
dark laminated claystone/siltstone	dark-grey to black, thinly laminated (0.5-1 mm), commonly no grain-size trends, 1 to 5 cm thick bedsets, convolute bedding and flame structures	partly mica on bedding plane, partly abundant neritic macro and micro fauna, bioturbation rare to moderate with <i>Chondrites</i> or <i>Planolites</i> ,	gradational base, gradational to sharp top	suspension load sedimentation
grey to greenish laminated siltstone	light-grey to greenish, thinly laminated (0.5-1 mm), fining upwards trends, 1 to 5 cm thick bedsets, convolute bedding and flame structures, HCS	commonly mica on bedding plane, abundant plant remains, partly with conchostracians and fish remains, bioturbation rare to moderate with <i>Planolites</i> ,	gradational to sharp base, gradational to sharp top	suspension load sedimentation from hypopycnical flows (Fisher et al. 1969)
grey to greenish massive siltstone	light-grey to greenish, massive to faintly laminated (0.5-1 mm), partly fining upwards trends, 5 to 10 cm thick bedsets	commonly mica on bedding plane, abundant plant remains, bioturbation rare to absent with <i>Planolites</i> , root trace fossils	gradational to sharp base, gradational to sharp top	suspension load sedimentation from hypopycnical flows (Fisher et al. 1969) and immature soil formation
lenticular bedded claystone/siltstone	light-grey to dark-grey, thinly laminated claystone/siltstone interbedded with isolated asymmetric ripple cross-laminated sand lenses (max. 2 cm thick), 5 to 20 cm thick bedsets	commonly mica on bedding plane, very fine- to fine-grained sand ripples and lamina, abundant plant remains, partly neritic to benthonic fossils, bioturbation rare to intense	gradational to sharp base, gradational to sharp top	suspension load sedimentation from hypopycnical flows (Fisher et al. 1969) and hyperpycnical jet flows, migrating ripples, variable energy

Facies	Sedimentary Structure	Petrography and Biofacies	Base and Top contacts	Interpretation
wavy bedded siltstone/sandstone	light-grey to dark-grey, faintly laminated claystone/siltstone interbedded with continuous asymmetric ripple cross-laminated sand lenses (max. 5 cm thick), 5 to 20 cm thick bedsets	commonly mica on bedding plane, very fine- to fine-grained sand ripples and lamina, abundant plant remains, partly neritic to benthonic fossils, bioturbation rare to intense	gradational to sharp base, gradational to sharp top	mixed suspension load sedimentation from hypopycnal flows (Fisher et al. 1969) and hyperpycnal jet flows, migrating ripples, variable energy
flaser bedded siltstone/sandstone	light-grey to dark-grey, asymmetric ripple cross-laminated and horizontal laminated sand lenses (max. 5 cm thick) interbedded with isolated laminated claystone/siltstone, 5 to 20 cm thick bedsets	commonly mica on bedding plane, very fine- to fine-grained sand ripples and lamina, abundant plant remains, partly benthonic fossils, bioturbation rare to moderate	gradational to sharp base, gradational to sharp top	mixed hyperpycnal jet flows, migrating ripples and suspension load sedimentation from hypopycnal flows (Fisher et al. 1969), variable energy
ripple cross-bedded sandstone	light-grey to yellowish, asymmetric ripple cross-lamination, 0.5 cm thick lamina, wavelength up to 7 cm, no grain-size trend, 5 to 20 cm thick bedsets	very fine- to fine-grained sand, well sorted, partly with plant remains, partly rip up clasts, partly shell fragments, bioturbation rare to absent	gradational to sharp base, gradational to sharp top	bed load of lower flow regime, migrating ripples
cross-bedded sandstone	light-grey to white, steep foresets inclination (20-30°) with 0.5-1 cm thick foresets lamina, partly fining upwards trends, 10 to 50 cm thick bedsets	fine- to coarse-grained sand, well sorted, commonly rip up clasts and xylitic wood debris, bioturbation absent	sharp to erosional base, sharp top	bed load of lower flow regime, migrating bedforms
low-angle cross-bedded sandstone	light-grey to white, gentle dipping foresets (5-10°) with 0.5-1 cm thick foresets lamina, partly fining upwards trends, 5 to 20 cm thick bedsets	fine- to coarse-grained sand partly gravely, well sorted, commonly rip up clasts and xylitic wood debris, bioturbation absent	sharp base, sharp top	bed load of lower to upper flow regime, migrating bedforms, high energy
horizontal laminated sandstone	light-grey to white, horizontal laminated with 0.5-1 cm thick lamina, no grain-size trends, 5 to 20 cm thick bedsets	very fine- to medium-grained sand, well sorted, commonly rip up clasts at the base, partly plant remains, bioturbation absent	sharp base, sharp top	bed load of upper flow regime, high energy
matrix-rich laminated to massive sandstone	grey to yellowish partly reddish, laminated to massive, partly low-angle cross-bedded, 0.5-1 cm thick lamina, no grain-size trends, 5 to 10 cm thick bedsets	very fine- to coarse-grained sand, abundant silty to sandy matrix, partly rip up clasts, plant remains and xylitic wood debris, bioturbation absent to rare	sharp to erosional base, sharp to gradational top	bed load of upper flow regime, high energy transport velocities in low energy suspension load dominated conditions

Facies	Sedimentary Structure	Petrography and Biofacies	Base and Top contacts	Interpretation
oid-bearing sandstone	grey to yellowish, horizontal laminated to asymmetric ripple cross-laminated, partly low-angle cross-bedded, 0.5-1 cm thick lamina, no grain-size trends, 5 to 10 cm thick bedsets	fine- to coarse-grained sand, moderately sorted, ferritic ooids, commonly neritic and benthic macro and micro fauna, bioturbation absent	sharp base, sharp top	bed load of lower flow regime, migrating ripples and migrating bedforms, parautochthonous sedimentation of ooids
HCS	light-grey to yellowish, sand lamina with symmetric ripple cross-lamination, high wavelength (>10 cm), commonly fining upwards trends	very fine- to medium-grained sand, well sorted, partly with shell detritus, bioturbation rare to moderate	sharp base, gradual top	wave action below fair weather conditions, overprinting other sandy bedforms

4.2 Faziesassoziationen und Ablagerungsräume

4.2.1 Schilfsandstein

(K. NOWAK & M. FRANZ)

4.2.1.1 Faziesassoziationen des Schilfsandsteins

Neubrandenburg-Subformation

Die Lithofaziestypen der Neubrandenburg-Subformation gruppieren sich zu 4 Faziesassoziationen, die einem epikontinentalen Flachmeer (inland sea) zugeordnet werden können, in das sich Delta- und Flussebenen vorbauen (Tabelle 4-5).

Tabelle 4-5: Faziesassoziationen der Neubrandenburg-Subformation (modifiziert nach FRANZ et al. 2014).

Depositional environment	Facies association (FA)	Lithofacies types (LFT)
Fluvial plain and fluvial deltas	Flood plain	ripple cross-laminated siltstone-sandstone, horizontal bedded sandy siltstone, laminated claystone-siltstone, laminated mudstone, vertisol
	Delta plain	laminated claystone-siltstone, laminated mudstone, horizontal bedded sandy siltstone, ripple cross-lamin. siltstone-sandstone, heterolithes, siltstone-sandstone with root traces, coal
	Mouth bar	heterolithes (lenticular, wavy and flaser bedded), ripple cross-laminated siltstone-sandstone, horizontal bedded sandy siltstone, laminated claystone-siltstone
Shallow inland sea	Marine-brackish	laminated claystone-siltstone, heterolithes, limestone, ripple cross-laminated siltstone-sandstone, massive claystone-siltstone

Unterer bzw. Oberer Schilfsandstein

Die Lithofaziestypen des Unteren und Oberen Schilfsandsteins gruppieren sich zu 5 Faziesassoziationen, die einer fluviatilen Ebene zugeordnet werden können, die im Oberen Schilfsandstein beckenweit vertreten ist. Im Unteren Schilfsandstein treten 2 weitere Faziesassoziationen auf, die einem in zentralen Beckenbereichen verbreiteten Endsee zugeordnet werden können, in den das fluviatile System in Form von Mündungsbarren und Deltaschüttungen endet (Tabelle 4-6).

Tabelle 4-6: Faziesassoziationen des Unteren bzw. Oberen Schilfsandsteins

Depositional environment	Facies association (FA)	Lithofacies types (LFT)
Fluvial plain - Channel	Point Bars	Cross bedded sandstones
Fluvial plain	Natural Levees	Horizontal bedded Sandstones to horizontal bedded Heterolithes
Fluvial plain	Crevasses Splays	Matrix supported pebbles, sandstone (massive, light inclined bedded, horizontal bedded and ripple cross laminated), massive silt- to claymarlstone with and without root traces, pedogenic dolomite
Fluvial plain	Oxbow Lakes	ripple cross-laminated siltstone-sandstone, heterolithes (lenticular, wavy, horizontal bedded), laminated claystone, Coal
Fluvial plain	Floodplainfines	heterolithes (lenticular, wavy, horizontal bedded), ripple cross-laminated siltstone-sandstone, massive siltstone with and without root traces, coal, pedogenic dolomites
Inland lake	Lacustrine fines	laminated claystone-siltstone, heterolithes, ripple cross-laminated siltstone-sandstone, marls-tolimestones
Inland lake	Mouth bars	heterolithes (lenticular, wavy, horizontal bedded), ripple cross-laminated siltstone-sandstone, massive siltstone with root traces

4.2.1.2 Ablagerungsräume des Schilfsandsteins

Neubrandenburg-Subformation

Die Ablagerung der Stuttgart-Formation wurde durch eine Transgression eingeleitet, die sich über östliche Pforten im Gebiet des heutigen Südpolens sukzessive nach Nordwesten ausbreitete. In der Folge wurden weite Teile des Zentraleuropäischen Beckens und damit auch Norddeutschlands von einem epikontinentalen Flachmeer bedeckt, das als Nebenmeer der Tethys mit dieser in Verbindung stand. Das neue Habitat wurde von einzelnen tethyalen Gruppen besiedelt, so von marinem Plankton (*Micrhystris*-

dium u. a.), Ostrakoden (*Simeonella alpina* u. a.), Gastropoden (*Settsassia stuttgartica*, *Omphaloptychia suebica*), Bivalven (*Palaeoneilo* cf. *elliptica*, *Myoconcha gastrochaena* u. a.) sowie Fischen (KOZUR & BACHMANN 2010, FRANZ et al. 2014). In dem Flachmeer wurden hauptsächlich dunkle Tonsteine bis Siltsteine und heterolithische Wechsellagerungen gebildet (Abbildung 4-1). Die flächenmäßig größte Ausbreitung dieser Lithologien in Verbindung mit einer marinen Fauna ist an der Basis der Neubrandenburg-Subformation belegt und erstreckt sich vom südlichen Polen über Zentralpolen und Norddeutschland bis nach Thüringen (Abbildung 4-8).

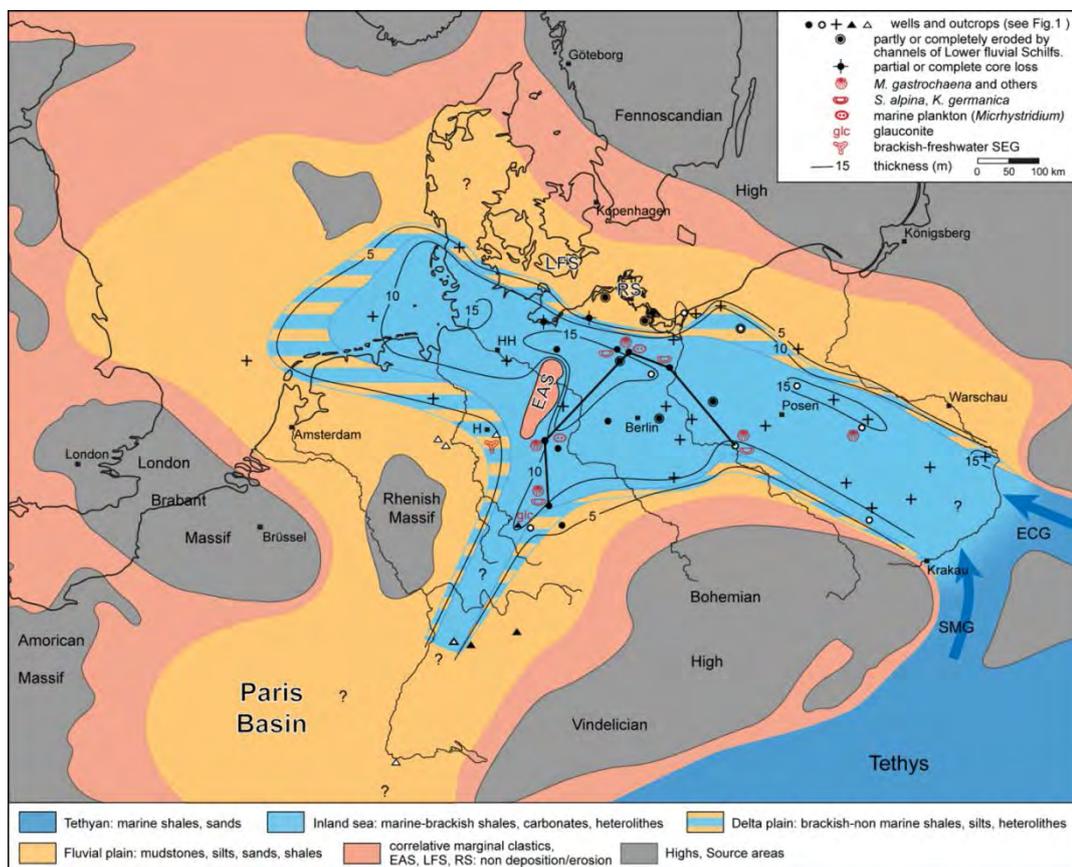


Abbildung 4-8: Paläogeographische Rekonstruktion des basalen Neubrandenburg-Members. ECG - Ostkarpatenpforte, SMG - Schlesisch-Mährische-Pforte, EAS - Eichsfeld-Altmark-Schwelle, RS - Rügen-Schwelle, LFS - Lolland-Falster-Schwelle. Korrelationstrasse siehe Abb. 3-4, aus FRANZ et a. (2014).

Dies weist darauf hin, dass das epikontinentale Flachmeer seine größte Ausbreitung im frühen Stadium der Transgression erreichte. Der Sedi-
menteintrag in das Flachmeer wurde von fluviatilen Deltas gesteuert, denen Abtragungsschutt umliegender Hochländer über Flussebenen zugeführt wurde. An Hand geochemischer Indikatoren kann ein mit

Sauerstoff angereicherter nährstoffreicher Wasserkörper rekonstruiert werden (FRANZ et al. 2014).

Der maximalen Ausdehnung des Flachmeeres folgte seine sukzessive flächenmäßige Verkleinerung. Dies wurde durch beckenwärtige Progradation fluvialer Deltas begleitet, die zunehmend auch sandige Lithologien zu führten. Die Entwicklung kulminierte in einem flächenmäßig stark verkleinertem Restmeer, dessen Wasserfläche nur noch zentrale Teile Nord-Norddeutschlands und Polens bedeckte (Abbildung 4-9).

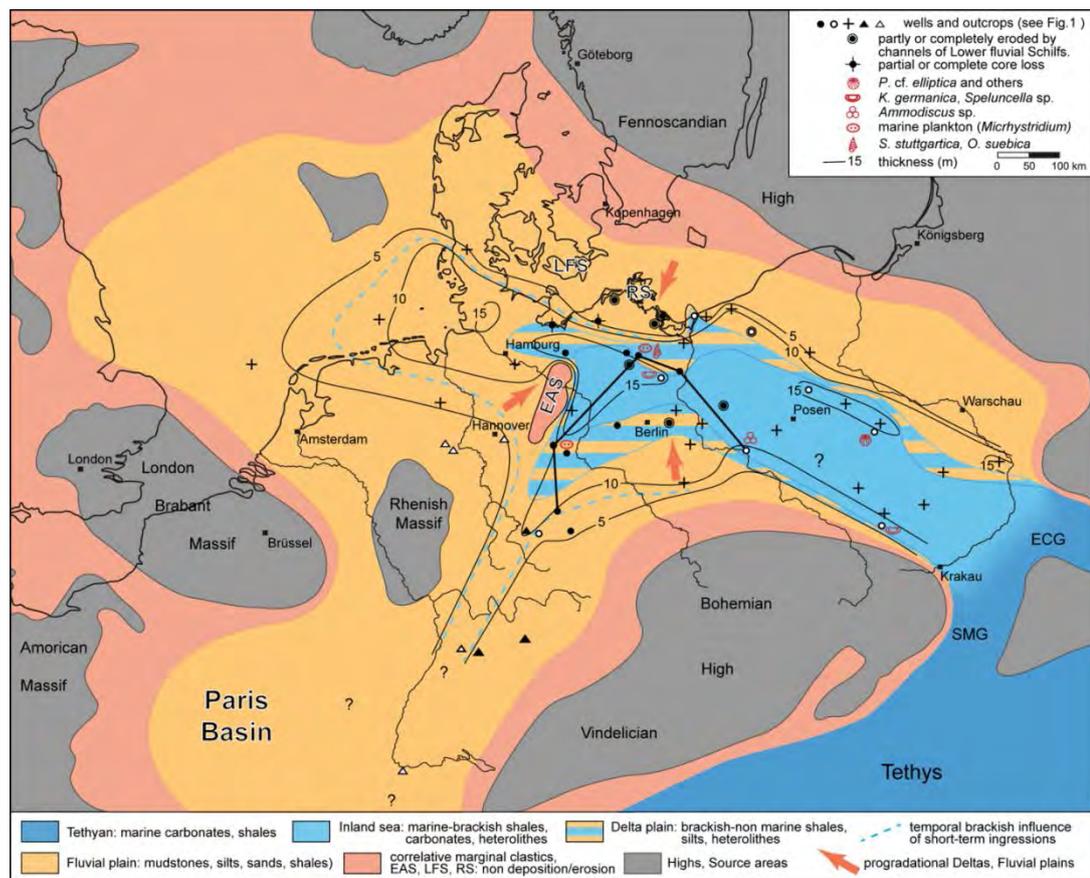


Abbildung 4-9: Paläogeographische Rekonstruktion des höheren Neubrandenburg-Members. ECG - Ostkarpatenpforte, SMG - Schlesisch-Mährische-Pforte, EAS - Eichsfeld-Altmark-Schwelle, RS - Rügen-Schwelle, LFS - Lolland-Falster-Schwelle. Korrelationstrasse siehe Abb. 3-4, aus FRANZ et a. (2014).

Unterer Schilfsandstein

Mit Beginn des Unteren Schilfsandsteins wird die eher tonige Sedimentation des Neubrandenburg-Members durch deutlich sandigere Schüttungen fluvialen Ursprungs abgelöst, die auf der fluvialen Ebene häufig mit Aufarbeitungslagen an der Basis einsetzen und im Weiteren durch eine zyklische Abfolge mit Kornverfeinerungstrends gekennzeichnet sind

(Schichtsandsteine) (Gt N2/85, Kb Barth 6a/65) (Abbildung 4-10). Fluviale Rinnen, aus schräggeschichteten Sandsteinen, schneiden sich zumeist tief ein, wobei sie die Neubrandenburg-Subformation häufig komplett erodieren und sich bis in den oberen Bereich der Grabfeld-Formation einschneiden können (Abbildung 4-10) (Kb Btf 1/62, Kb Su1/62).

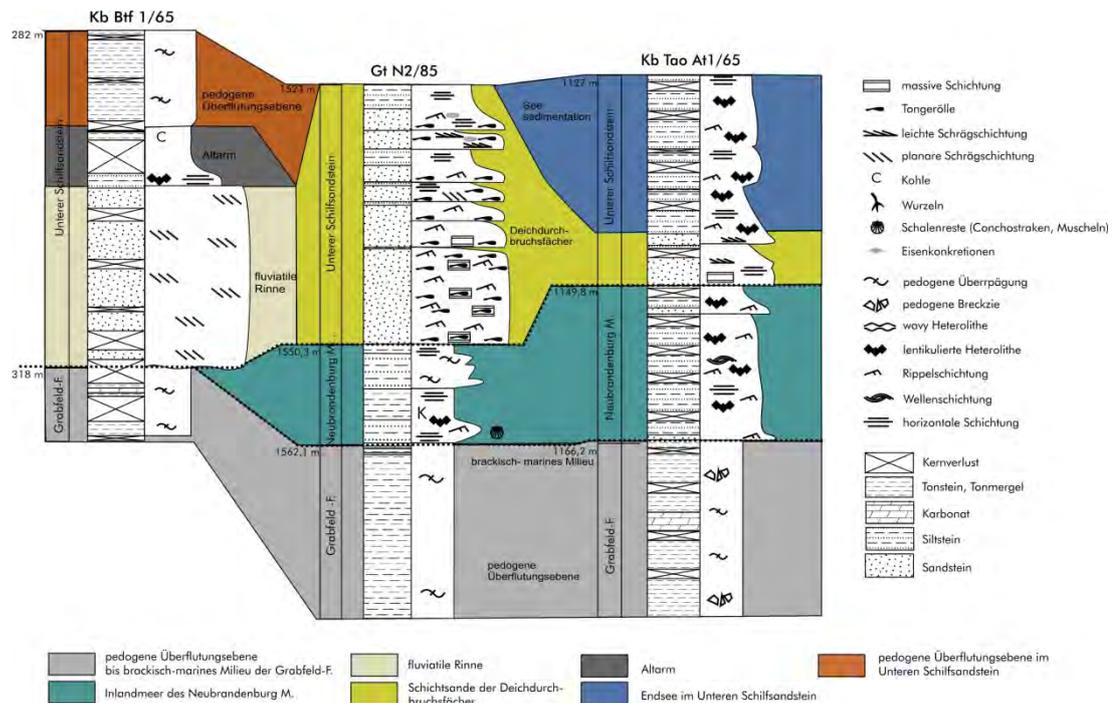


Abbildung 4-10: Profil von der Rinne, über Schichtsandenschüttungen zum Inlandsee im Unteren Schilfsandstein.

In anderen Bohrungen setzt der Untere Schilfsandstein mit den ersten sandigeren Schüttungen ein, die zum einen auf einer allmählichen Verlandung (Übergang von Heterolithen zu Wurzelböden, reich an Pflanzenresten) in der Neubrandenburg-Subformation folgen (Kb Gartz 1/65) und zum anderen auch als stärkere deltaische Schüttungen in den bestehenbleibenden Endsee einsetzen (Kb Tao At 1/65). Mit der Kb Burg 2/61 wurde auch ein Standort untersucht, bei dem der Untere Schilfsandstein direkt an der Basis mit pedogener Sedimentation beginnt, stärkere Schichtsandenschüttungen treten erst später auf.

Bei der Auswertung der ermittelten Faziesassoziationen aus den Kernbearbeitungen ist auffällig, dass es im Unteren Schilfsandstein Regionen mit einem deutlich pedogenen Einfluss auf die Hintergrundsedimentation gibt. Dies ist vor allem in nördlichen Teilen des Untersuchungsgebietes (Kb Btf 1/62, Kb KSS 1/66, Kb Gartz 1/65) und in südlich gelegenen Bohrungen der

Fall (Kb Burg2/61 und Kb Strausberg 1/62). Daneben gibt es Bohrungen, die im Unteren Schilfsandstein mehrere Meter mächtige seetypische Ablagerungen aufweisen (Kb TaoAt 1/72, E Klütz 1/65, Ug Ketzin 38/71). Die Gaildorf-Subformation ist in einigen Bohrungen durch zunehmende Tongehalte am Top lakustriner Ablagerungen oder auch in einer deutlich mächtigeren Tonsteinlage am Top von Schichtsandzyklen des Unteren Schilfsandsteins (Kb Wo 1a/65) erkennbar.

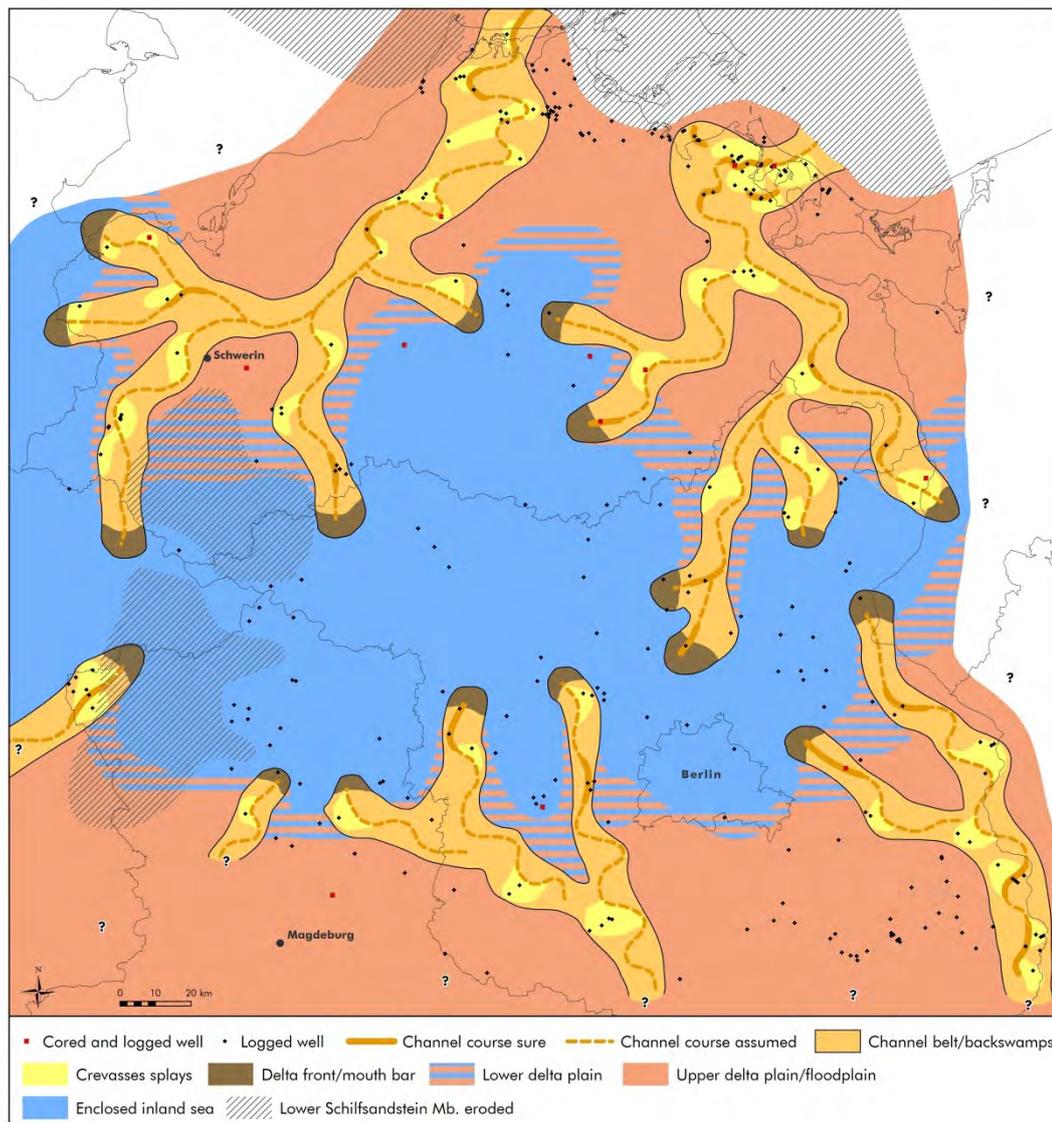


Abbildung 4-11: Fazieskarte des Unteren Schilfsandsteins in NE-Deutschland.

Es ergibt sich für den Unteren Schilfsandstein ein Ablagerungsraum mit fluviatilen Schüttungen aus dem Norden, die östlich und westlich um Rücken herum in SW-liche Richtung verlaufen und jeweils in einem weiträu-

migen Bereich in Form von Deltas in einem Endsee münden. Im südlichen Bereich des Beckens schütten ebenfalls mehrere fluviatile Rinnengürtel von Süden kommend nach Norden in den Endsee und bilden auch hier weit-räumige Deltaschüttungen. Bei der Rekonstruktion der Rinnenverläufe ist erkennbar, dass diese zum Beckenzentrum hin distributär auslaufen (Abbildung 4-11). Dabei wurde diese starke Verzweigung über einen längeren Zeitraum durch Avulsion, Verlagerung der Rinne durch Uferwall-durchbruch mit Verlassen der Altrinne erzeugt, was z.B. in der Kb Btf 1/62 auch belegt ist. Es ist unwahrscheinlich, dass mehrere Rinnenzweige eines Rinnengürtels gleichzeitig bestanden, da die Rinnenmächtigkeit bis in un-mittelbarer Nähe zum Endsee sehr mächtig bleibt. Bei einem distributären Flusssystem würde die Rinnenmächtigkeit zum Beckenzentrum hin ab-nehmen.

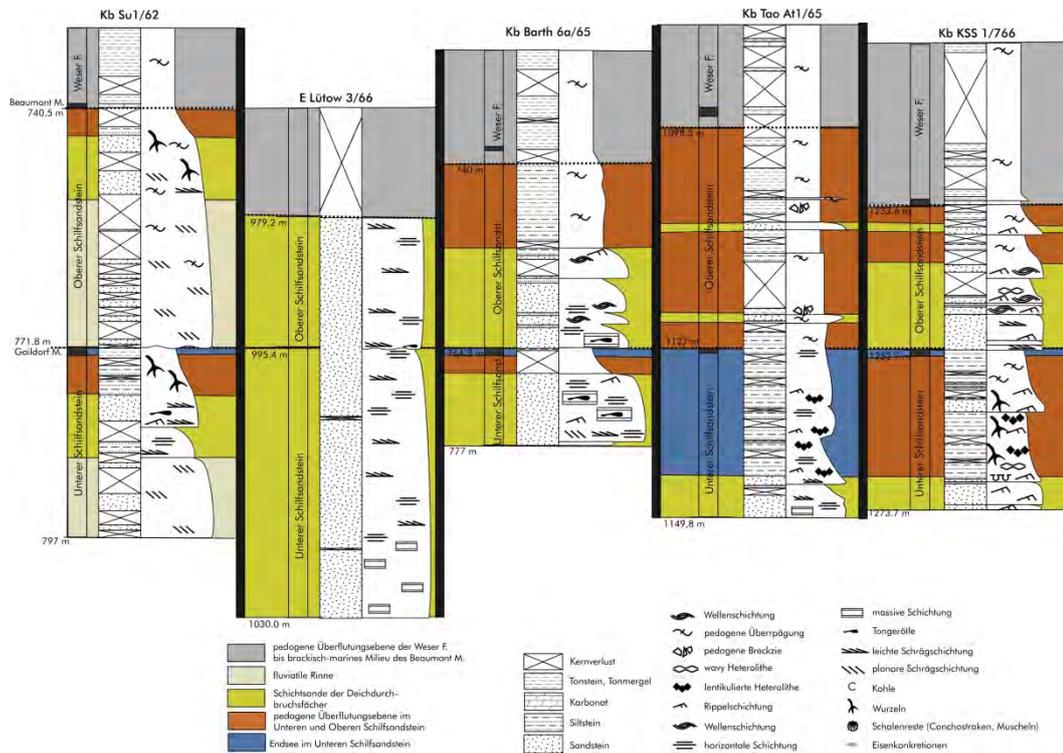


Abbildung 4-12: Profile des Unteren Schilfsandsteins bis Weser-Formation von Kernbohrungen mit unterschiedlicher Ausbildung Unteren und Oberen Schilfsandsteins.

(Um einen Überblick über alle Faziesassoziationen im Oberen Schilfsandstein zu geben, wurden Kernbohrungen aus nördlichen und südlichen Bereichen verwendet, da im Norden keine Kernbohrung mit Rinne im Oberen Schilfsandstein untersucht wurde.)

Oberer Schilfsandstein

Der Obere Schilfsandstein setzt ebenfalls mit deutlich sandigeren, fluviatilen Schüttungen ein, die zumeist eine Aufarbeitungslage an der Basis aufweisen. Durch die Aufarbeitung werden Hangendbereiche des Unteren Schilfsandsteins zum Teil erodiert. In Abbildung 4-12 sind unterschiedliche Ausbildungen des Oberen Schilfsandsteins in den bearbeiteten Kernbohrungen dargestellt. Häufig fehlen daher die tonigen Ablagerungen der Gaidorf-Subformation, wie in der E Lütow3, 66 (Abbildung 4-12). Das Einsetzen des Oberen Schilfsandsteins wird durch deutliche Oxidationsprozesse begleitet, was zu rotbrauner Färbung und Ausbildung von Eisenoxidkonkretionen führt. Auch im Oberen Schilfsandstein werden alle fluviatilen Litho-faziestypen angetroffen, zumeist ist hier aber die pedogene Überprägung deutlicher als im Unteren Schilfsandstein.

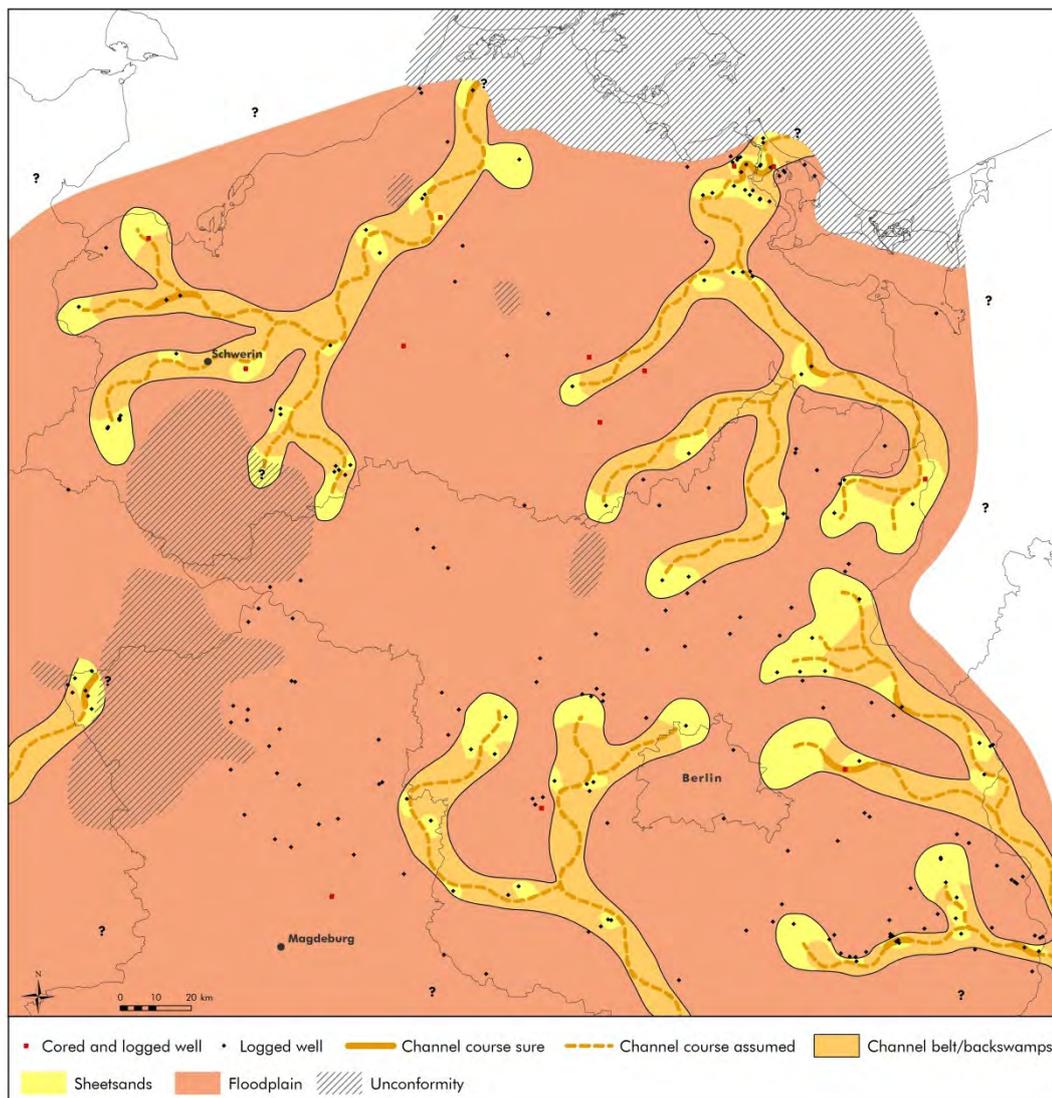


Abbildung 4-13: Fazieskarte des Oberen Schilfsandsteins in NE-Deutschland.

Die Rinnengürtel bleiben weitestgehend ortstreu zum Unteren Schilfsandstein mit nur geringfügigen räumlichen Verlagerungen (Abbildung 4-13). Das fluviatile System endet in zentralen Beckenbereichen in ephemeren Schichtsandfluten. Hinweise für einen längerfristig bestehenden Endsee gibt es im Oberen Schilfsandstein nicht.

4.2.1.3 *Liefergebiete und Drainagesystem des Schilfsandsteins*

Das bestehende Modell rekonstruiert für den Schilfsandstein eine überwiegend nordische Liefergebietsherkunft. Entsprechend wurden die Sedimente von Liefergebieten im Bereich des Fennoskandischen Hochs zugeführt und in einem sogenannten exorheischen Drainagesystem durch das ZEB transportiert. Von südlich gelegenen Liefergebieten im Bereich des Vindelizisch-Böhmischen Hochs bzw. der Rheinischen Insel wurden dagegen nur geringere bis akzessorische Anteile zugeführt (z. B. WURSTER 1964, BEUTLER & HÄUSSER 1982, DSK 2005). Durch PAUL et al. (2008) wurde dieses Modell bezüglich einer Liefergebietsherkunft von den skandinavischen Kaledoniden präzisiert.

Da dieses exorheische Drainagesystem das ZEB als "Durchfluss"-Becken darstellt, steht es in Konflikt zur allgemeinen Beckenkonfiguration zur Zeit der Trias, in der die Beckenachse, also die Zone der höchsten Absenkungsbeträge, von Nordwest- über Nordostdeutschland bis nach Polen rekonstruiert wird (DSK 2005). Um Sedimente von Norddeutschland nach Süddeutschland zu verfrachten, müsste der Transport entgegen des allgemeinen Gradienten erfolgen. Aus diesem Grund wurden zur Überprüfung des "exorheischen" Modells an Schilfsandstein-Proben norddeutscher und mitteldeutscher Bohrungen sedimentpetrographische Untersuchungen durchgeführt.

Der Modalbestand der Sandsteine weist diese als sehr unreife Grauwacke- bis Arkose-artige Arenite aus (Abbildung 4-14) mit Quarzanteilen von im Mittel 30,4%, einem Lithoklastenanteil von 35,6% und Feldspatanteilen von 34,1%. Im Schilfsandstein kommen überwiegend metamorphe Lithoklasten vor. Nur vereinzelt sind vulkanische und sedimentäre Lithoklasten dabei. Eine ähnliche Zusammensetzung beschreiben auch FÖRSTER et al. (2010) für den Schilfsandstein der CO₂-Bohrungen in Ketzin.

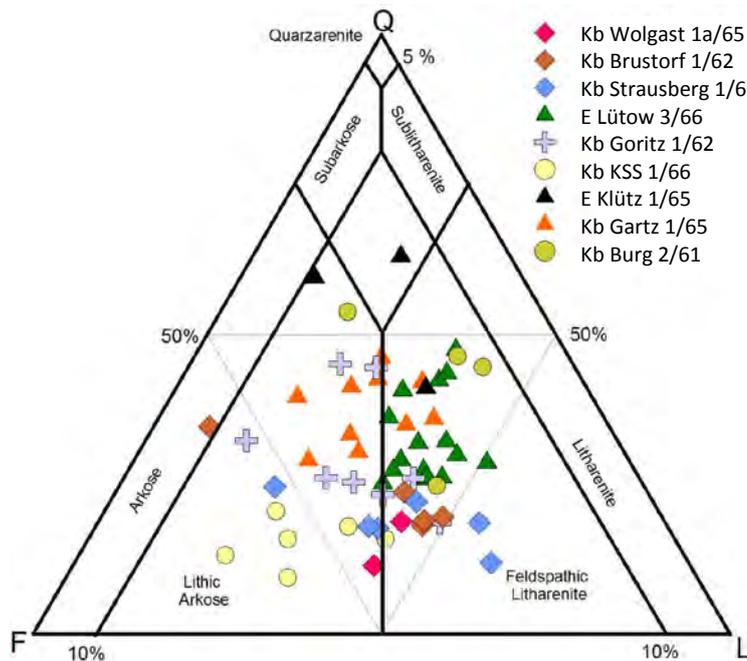


Abbildung 4-14: Modalbestand des Schilfsandsteins in ausgewählten Bohrungen Nord- und Mitteldeutschlands zeigt unreife Grauwacke- bis Arkose-artige Sandsteine.

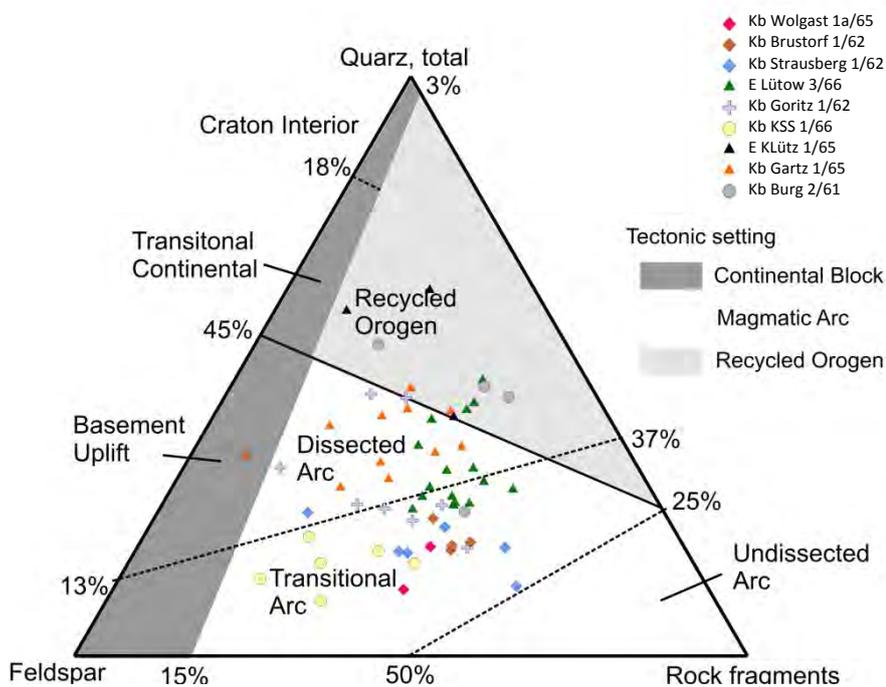
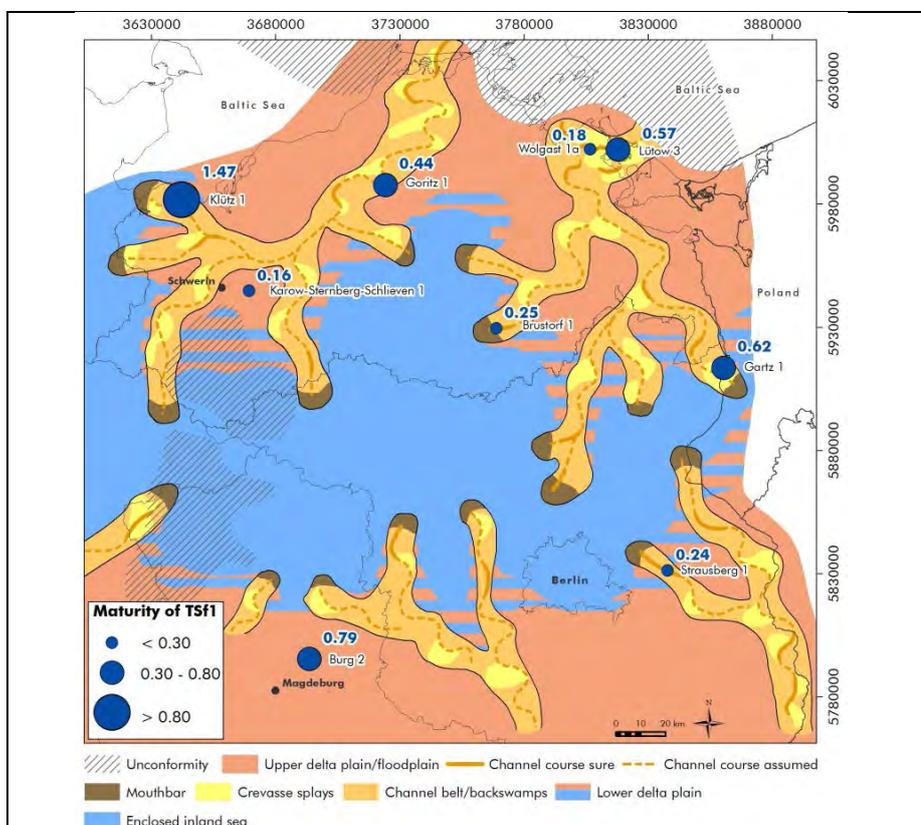


Abbildung 4-15: Modalbestand des Schilfsandsteins in ausgewählten Bohrungen nach DICKINSON (1985).

Normale Maturitätsgradienten, also zunehmende Maturität mit zunehmender Transportweite, konnten nicht festgestellt werden. Auf das beste-

hende "exorheischen" Modell appliziert, sollten sich derartige Gradienten zwischen Nord- und Mitteldeutschland ergeben, da diese Strecke einer Zunahme der Transportweite von 300-400 km entsprochen hätte. Stattdessen sind "inverse" Maturitätsgradienten zu verzeichnen, das heißt die Maturität des Schilfsandsteins in Mitteldeutschland (Brandenburg, Sachsen-Anhalt) ist ähnlich niedrig, wie die des Schilfsandsteins in Norddeutschland (Abbildung 4-16). Die Tatsache, dass der Schilfsandstein in Brandenburg (z. B. Kb Strausberg 1/62) und Sachsen-Anhalt (z.B. Kb Burg 2/61) ähnlich hohe Gehalte an Feldspäten bzw. Gesteinsbruchstücken aufweist, ist mit dem bestehenden Modell nicht zu vereinen.

Mit der Darstellung der Maturitäten im neuen Faziesmodell ist eine Zunahme der Maturitäten von der Rinne zu den distalen Schüttungsbereichen erkennbar. Die Maturitäten reichen innerhalb der Rinne von 0,18 (Kb Wolgast 1a/65) bis 0,25 in der Kb Brustorf 1/62. Die Sandsteine der Kb Strausberg 1 erreichen mit 0,24 einen ähnlichen Reifegrad, wie die Rinnensande der Kb Brustorf 1/62. Mit der E Klütz 1/65 wurde im Norden ein sehr distal gelegener Sedimentationsbereich untersucht, der dementsprechend auch die höchste Maturität mit einem Wert von 1,2-1,4 aufweist.



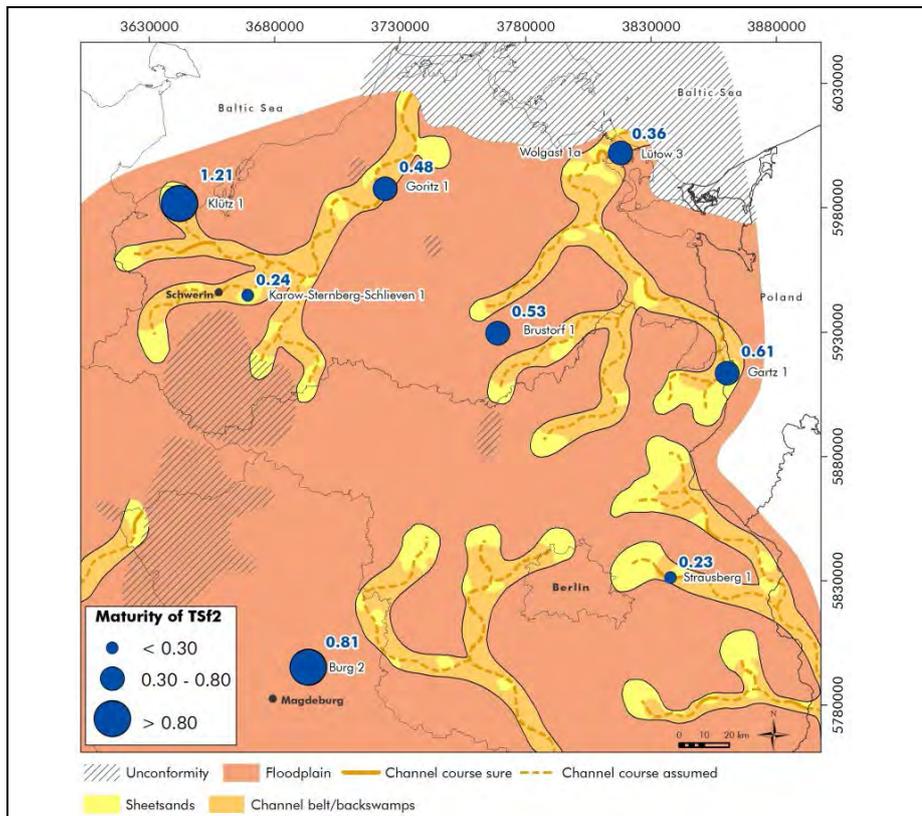
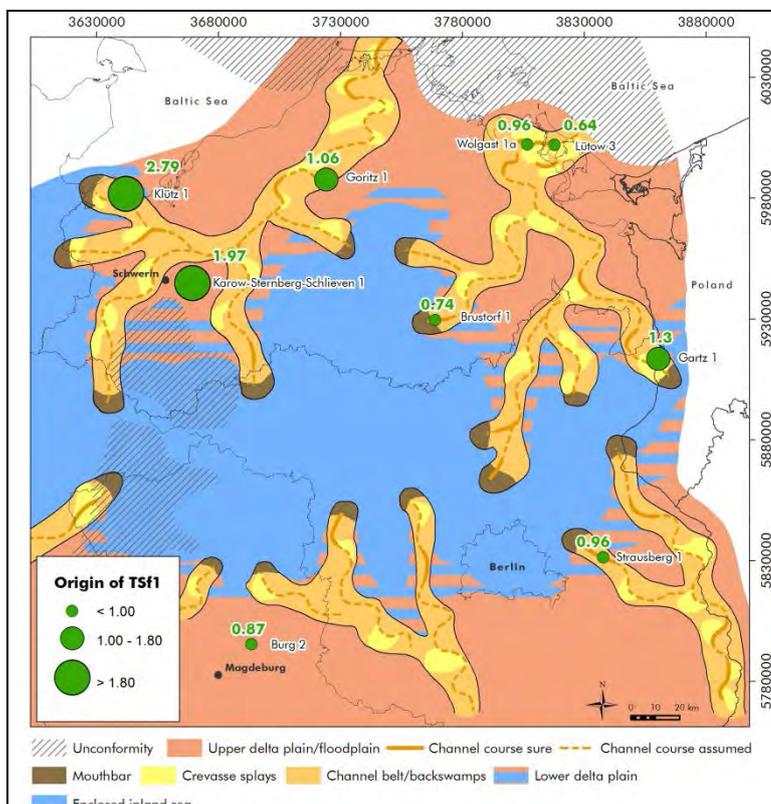


Abbildung 4-16: Fazieskarte mit Darstellung der Maturitäten von Sandsteinen des Unteren und Oberen Schilfsandsteins.



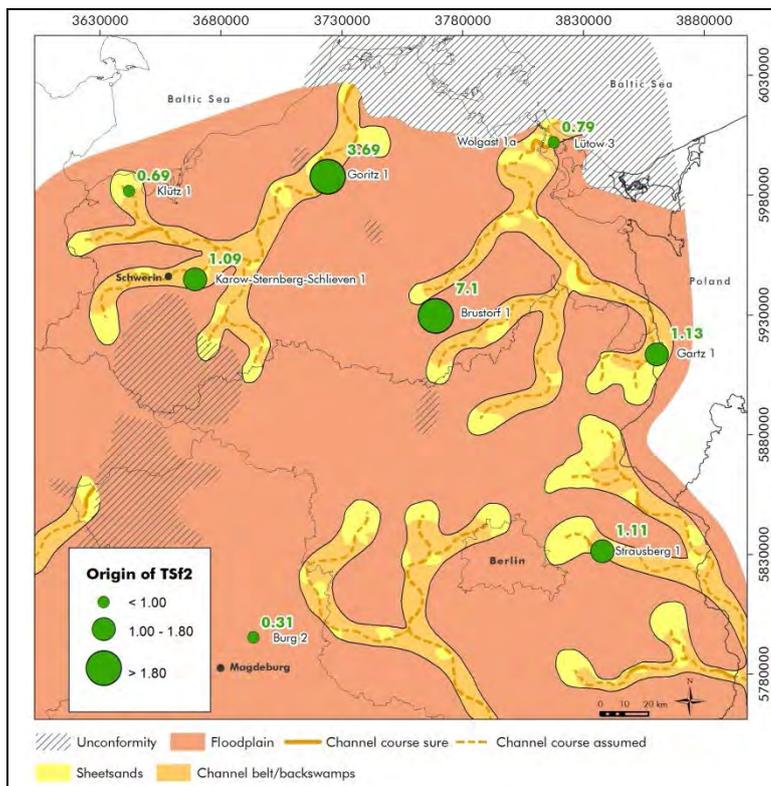


Abbildung 4-17: Herkunftsindex im Unteren und Oberen Schilfsandstein.

Beim Herkunftsindex (Abbildung 4-17) ist erkennbar, dass distalere Schichtsandsteine im Vergleich zu den rinnennahen Sanden ein höheres Feldspat/Lithoklasten-Verhältnis aufweisen. Der Lithoklastenanteil nimmt erwartungsgemäß von der Rinne zu den distalen Schichtsandsteinen ab, da mit zunehmendem Transport, die Lithoklasten in ihre Einzelkomponenten zerlegt werden.

Gleiches gilt für die Schwermineralführung des Schilfsandsteins (Abbildung 4-18). Eigene Daten aus Nordost- und Mitteldeutschland unter Einbezug publizierter Daten aus Nordostdeutschland (HÄUSSER 1972), Nordwestdeutschland (LEWANDOWSKI 1988) und Süddeutschland (HELING 1965) lassen folgende Schwermineralvergesellschaftungen erkennen. In Nordost- und Nordwestdeutschland dominiert Granat über Zirkon, Turmalin und Rutil. Granat liegt zwischen 50-75 %, die ZTR-Fraktion wird durch Zirkon dominiert (Abbildung 4-19). Innerhalb dieses Gebietes sind normale Maturitätstrends aufgrund abnehmender Granat- und zunehmender ZTR-Gehalte zu verzeichnen. Im östlichen Mitteldeutschland (z. B. Brandenburg, Sachsen-Anhalt) liegen die Granatwerte wiederum bei 75% und damit höher. Die ZTR-Fraktion wird etwa zu gleichen Anteilen von Zirkon und Turmalin gebildet.

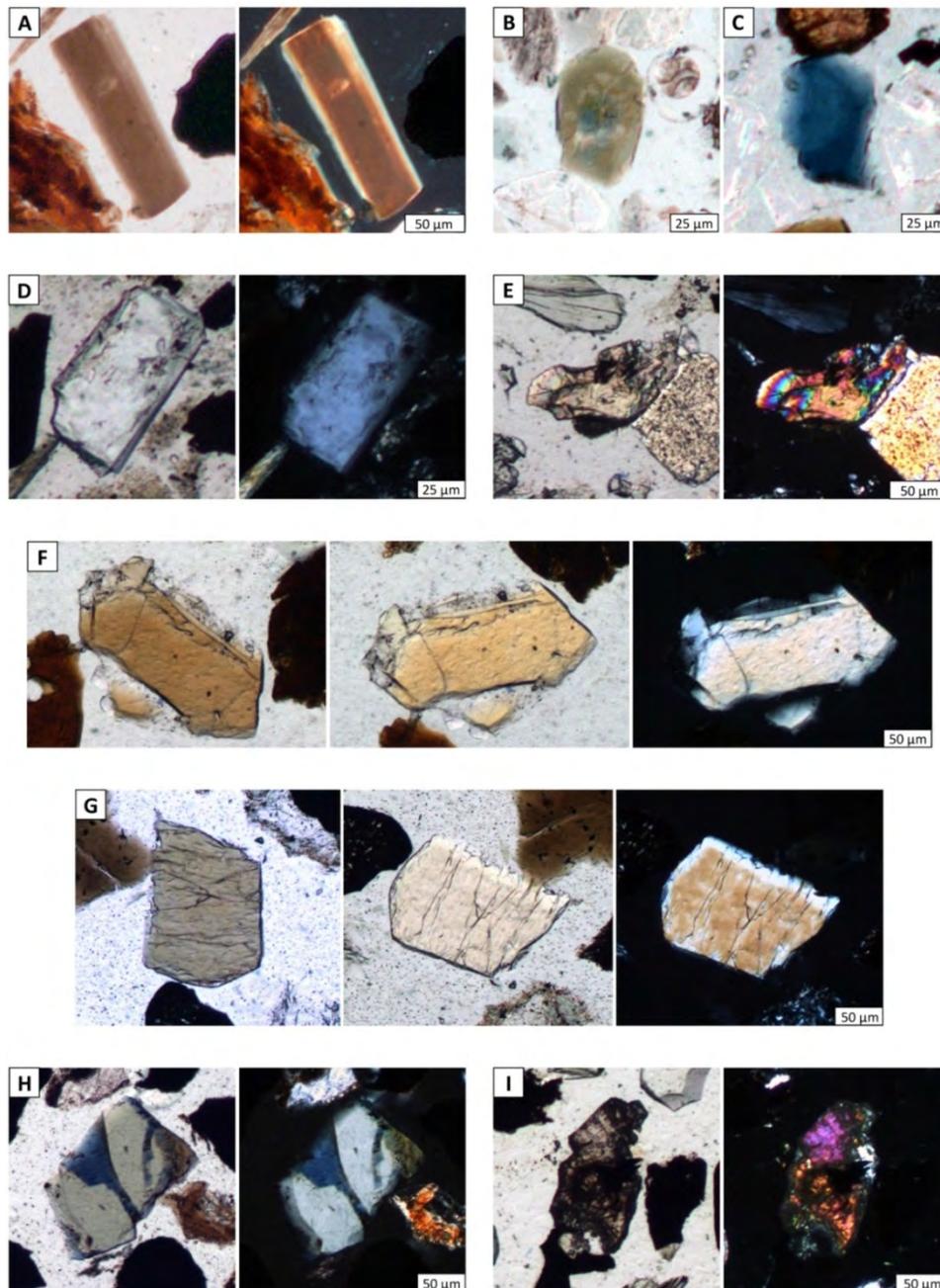


Abbildung 4-18: Beispiele für Schwerminerale aus dem Schilfsandstein.

A: brauner prismatisch ausgebildeter Turmalin, Kb Brustorf 1/62, Probe 11-9 (200-125 µm). B: gerundeter blauer bis grüner Turmalin, Kb Tarnow At1/65, Probe 11-26 (100-63 µm). C: subangulärer blauer Turmalin, Gt Neubrandenburg 2/85, Probe 11-2 (100-63 µm). D: kurzsäuliger farbloser Apatit, Kb Tarnow At1/65, Probe 11-26 (100-63 µm). E: unregelmäßig geformter gelblich grüner Epidot, Kb Barth 6a/65, Probe 11-2 (100-63 µm). F: Staurolith mit deutlichem Pleochroismus, Kb Brustorf 1/62, Probe 11-12 (200-125 µm). G: Disthen mit deutlichem Pleochroismus, Kb Brustorf 1/62, Probe 11-8 (200-125 µm). H: Anatas, Gt Neubrandenburg 2/85, Probe 11-9 (200-125 µm). I: Brookit, Kb Barth 6a/65, Probe 11-2 (100-63

µm). A, B, C, D, G, H, I: Aufnahmen im Hellfeld (links) und unter gekreuzten Polarisatoren (rechts). F, G: Aufnahmen im Hellfeld (links und Mitte) und unter gekreuzten Polarisatoren (rechts).

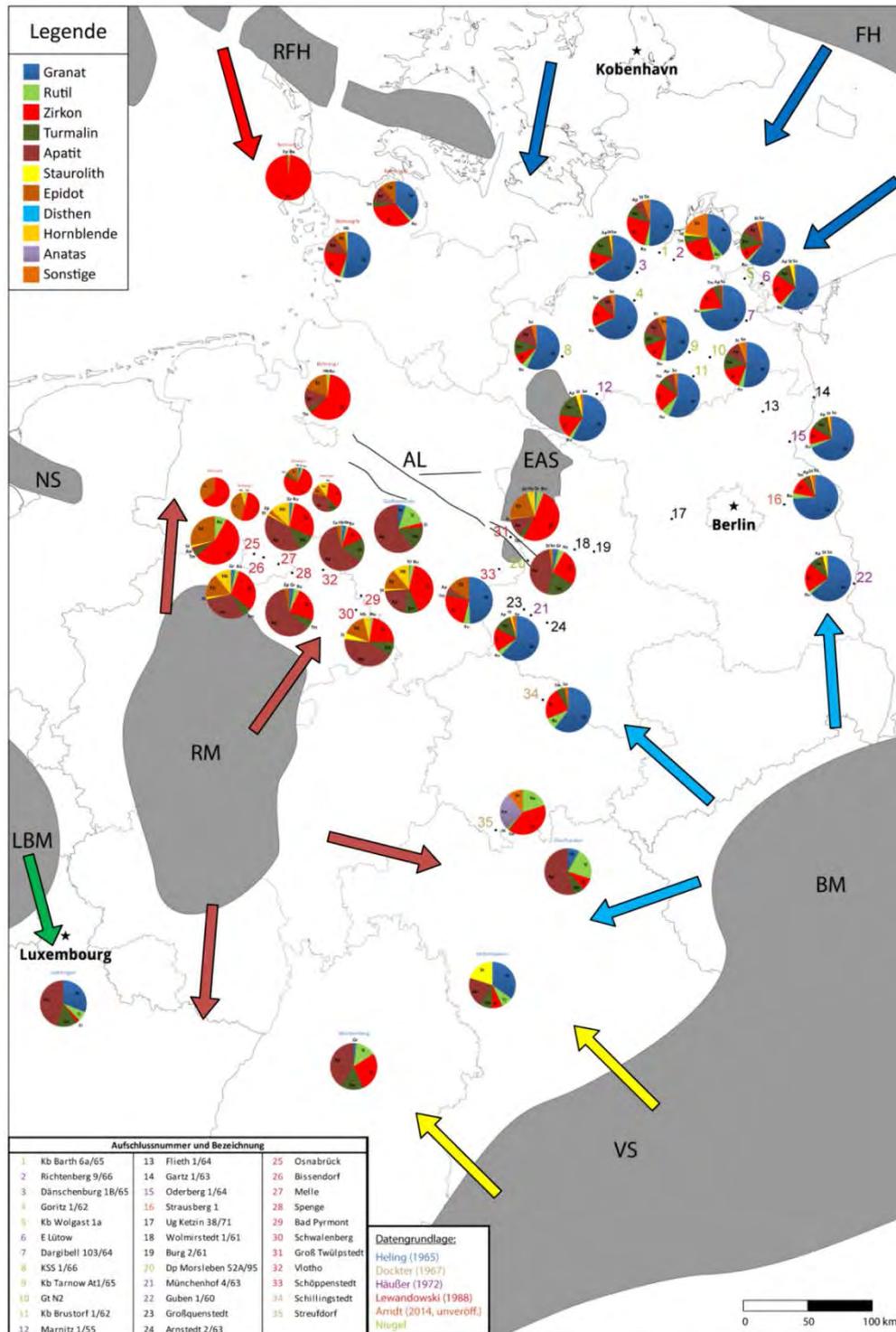


Abbildung 4-19: Schwermineralvergesellschaftungen des Schilfsandsteins weisen auf Ablagerung durch ein endorheisches Drainagesystem (NIEGEL 2014).

Damit kann der Schilfsandstein aus dem Raum Brandenburg nicht über Nordostdeutschland transportiert worden sein. Im westlichen Mitteldeutschland (z.B. Allertalzone) sowie im Weserbergland und Osnabrücker Bergland werden Schwermineralspektren durch Apatit dominiert, der dort Anteile von bis zu 70% erreicht. Weiterhin nennenswert ist die ZTR-Fraktion sowie Staurolith. In nordöstliche Richtung ist ein normaler Maturitätstrend durch abnehmende Anteile von Apatit und zunehmende Anteile der ZTR-Fraktion zu verzeichnen (Abbildung 4-19).

Kathodolumineszenzuntersuchungen am Schilfsandstein der Kb Strausberg 1/62 (BRB) und der Kb Brustorf 1/62 (M-V) ergaben unterschiedliche Zusammensetzungen der Feldspatfraktionen. Diese ist in der Kb Brustorf 1 sehr heterogen und umfasst vor allem mehrere Plagioklastypen, die sich durch blaue, grüne und rot-violette Lumineszenzfarben ausweisen (Abbildung 4-20). In der Kb Strausberg 1/62 ist die Plagioklasfraktion deutlich homogener zusammengesetzt und umfasst hauptsächlich grüne Lumineszenzfarben.

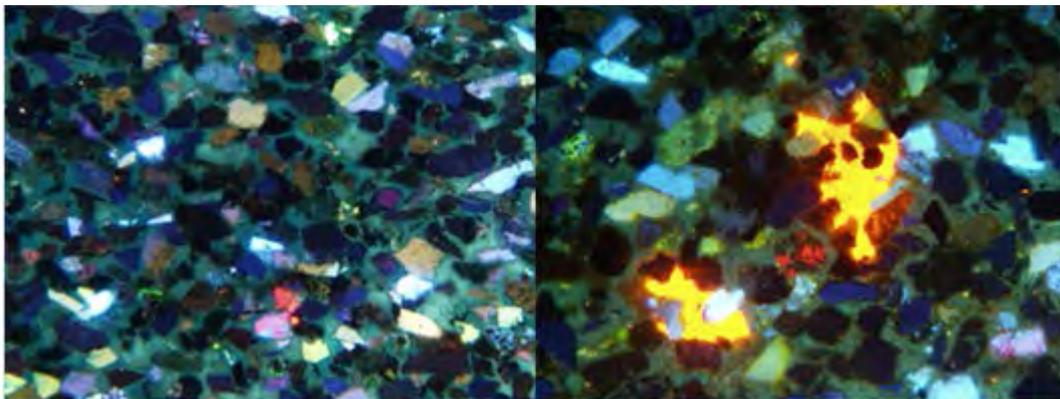


Abbildung 4-20: Kathodolumineszenzuntersuchungen des Schilfsandsteins. Links: Kb Brustorf 1/62, Probe 11-8A zeigt Kalifeldspäte mit hellblauer und Plagioklase mit blauer, grüner und rot-violetter Lumineszenz. Rechts: Kb Strausberg 1/62, Probe 12-06A zeigt Kalifeldspäte mit hellblauer und Plagioklase mit vorwiegend grüner Lumineszenz (NIEGEL 2014).

Für das Norddeutsche Becken wird somit eine Liefergebietsherkunft von nordischen als auch südlichen Liefergebieten wahrscheinlich. Der Schilfsandstein Nordostdeutschlands und Schleswig-Holsteins stammt von skandinavischen Liefergebieten ab. Dagegen wird für den Schilfsandstein des südlichen bis mittleren Brandenburgs und des südlichen Sachsen-Anhalts eine Abstammung von südlichen Liefergebieten der Böhmisches Masse rekonstruiert. Der Schilfsandstein in der Allertalzone und dem We-

serbergland sowie Osnabrücker Bergland stammt von der Rheinischen Insel ab. Insgesamt weisen diese Liefergebietsrekonstruktionen auf ein **dorheisches Drainagesystem** des Schilfsandsteins, das heißt Verwitterungsschutt wurde von den umliegenden Hochlagen in das abflusslose Beckenzentrum geschüttet. Potenzielle Reservoirs aus dem Raum Berlin, z. B. Ketzin, besitzen somit eine andere Provenienz als potenzielle Reservoirs in Nordostdeutschland, z. B. Usedom.

Potenzielle Reservoirs des Schilfsandsteins

Auf der Grundlage der Lithofaziesanalyse kommen in der Abfolge des Unteren und Oberen Schilfsandsteins folgende Faziesassoziationen als potenzielle Reservoirs in Frage:

- Verteilerrinnen der Rinnengürtel
- Proximale Schichtsanddeichdurchbruchsfächer
- Mündungsbarren

Im Unteren Schilfsandstein bilden vor allem Sandsteine fluviatiler Rinnen und ihre proximale Schichtsanddeichschüttungen Reservoirs. In beckenzentralen Bereichen sind deltaische Mündungsbarren von größerer Bedeutung.

Die Verteilerrinnen erreichen Mächtigkeiten von 8 m bis 31 m. Die proximalen Schichtsanddeichschüttungen von 5 m bis 35 m, im Mittel erreichen die proximalen Schichtsanddeichschüttungen 19 m. Dies sind beides Faziesassoziationen, die innerhalb der Grenzen der Rinnengürtel auftreten. Die deltaisch gebildeten Mündungsbarren sind häufig geringmächtiger als die Rinnensande mit im Mittel 14 m, maximal werden bis zu 21 m erreicht.

Im Oberen Schilfsandstein werden die Rinnensandsteine bis zu 35 m mächtig. Die größten Sandsteinmächtigkeiten der Schichtsanddeichschüttungen kommen im rinnennahen (proximalen) Bereich vor, dabei begleiten die Schichtsanddeichschüttungen die Rinnen nicht permanent, sondern kommen nur lokal bei Deichdurchbrüchen bzw. stärkeren Überschwemmungen vor. Die proximalen Schichtsanddeichschüttungen können Mächtigkeiten von 5 m bis zu 33 m erreichen. Im Mittel erreichen sie eine Mächtigkeit von 18 m. Aufgrund des fehlenden Endsees gibt es im Oberen Schilfsandstein keine Mündungsbarren. Das Flusssystem endet in weitgefächerten Schichtsandfluten.

Damit erreichen die potenziellen Reservoirs im Unteren und Oberen Schilfsandstein annähernd gleiche Mächtigkeiten.

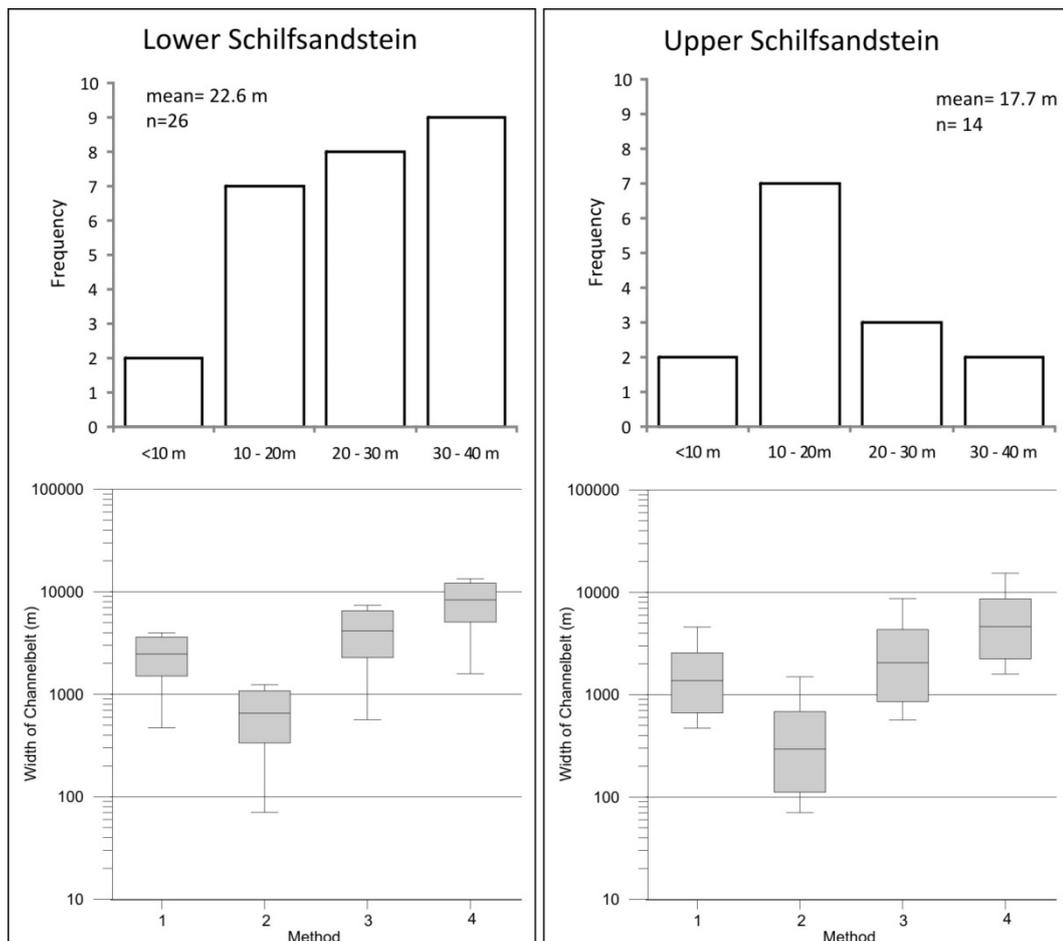


Abbildung 4-21: Häufigkeitsverteilung der Mächtigkeiten der Rinnen des Unteren und Oberen Schilfsandsteins und daraus abgeleitete Breiten der Rinnengürtel für mäandrierende Flusssysteme nach: 1) LEEDER(1973): $w=6,8*d^{1,54}$; 2) FIELDING & CRANE (1987): $w=0,95*h^{2,07}$; 3) FIELDING & CRANE (1987): $w=12,1*h^{1,85}$; 4) FIELDING & CRANE (1987): $w=64,6*h^{1,54}$;

Aus diesen Mächtigkeiten können basierend auf verschiedenen aktuogeologischen Studien wahrscheinliche Breiten der Rinnengürtel ermittelt werden, in den die Ablagerung der Rinnensandsteine erfolgte. Für das Reservoir Unterer Schilfsandstein ergeben sich folgende Breiten der Rinnengürtel (Abbildung 4-21):

- LEEDER (1973) Analogon: 471-3.981m
- FIELDING & CRANE(1987) Analogon: Obergrenze für mäandrierende Rinnen: 70 - 1.240 m
- FIELDING & CRANE(1987) Analogon: heterogener Datensatz verschiedener Rinnentypen, Breite der Rinnengürtel: 566 - 7.367 m

- FIELDING & CRANE(1987) Analogon: Mäandrierende Flussrinnen, Breite der Rinnengürtel: 1.588 - 13.433 m

Für das Reservoir Oberer Schilfsandstein ergeben sich folgende Breiten der Rinnengürtel (Abbildung 4-21):

- LEEDER (1973) Analogon: 471-4.570 m
- FIELDING & CRANE(1987) Analogon: Obergrenze für mäandrierende Rinnen: 70 - 1.492m
- FIELDING & CRANE(1987) Analogon: heterogener Datensatz verschiedener Rinnentypen, Breite der Rinnengürtel: 566 - 8.695 m
- FIELDING & CRANE(1987) Analogon: mäandrierende Flussrinnen, Breite der Rinnengürtel: 1.588 - 15.420 m

4.2.2 Rhät - Exter-Formation

(G. BARTH)

4.2.2.1 Faziesassoziationen der Unteren Exter-Formation

In der Unteren Exter-Formation (Unterrhät, GTr 18) werden folgende Faziesassoziationen ausgehalten:

- epikontinentales Flachmeer (inland sea)
- siliziklastische Küste (shoreface)
- Playa-Tiefebene (playa)
- fluvialer Schwemmfächer (terminal fluvial fan)
- Schichtflutsande (sheetflows)

Diese Faziesassoziationen werden übersichtsartig in Tabelle 4-7 dargestellt und im Folgenden beschrieben.

Tabelle 4-7: Faziesassoziationen der Unteren Exter-Formation (aus BARTH et al. in Vorber. b).

Code	FA	LFTs	Description	Architecture	Interpretation
1a	muddy (distal) playa	Fl, P	variegated marly claystones with variable carbonate content, rhizoliths, bioturbation, mature palaeosols	bodies of vertical accretion, laterally extensive in specific areas, thickness decimeters to meters, overlain by lacustrine deposits (FA 1b), sheetflows (FA 1d) or fluvial terminal fans (FA 1c)	deposits of lag sedimentation, dryer stages are more dominant than wetter stages (lacustrine), pedogenic processes indicated by calcsols, rhizoliths and other features
1b	lacustrine playa/lac. delta	Fl	dark grey to black (marly) claystones, thinnly laminated, small silt/sand lenses, conchostracans, fish remains (teeth, scales), plant debris; subordinated dessication cracks	shallow bodies of some meters thickness, with lateral limited distribution; laterally intercalated with sheetflows	quiete and low sedimentation during humide climatic conditions of probably long duration (more precipitation, higher groundwater level) on the playa environment
1c	terminal fluvial fan	Sm, Sr, Ss, subordinated Sh	fine to middle grained, well sorted quartz-sandstones, accentuated by mica and plant debris	up to 5 m thick sedimentation events (fining) in more than 20, commonly 40–60 m thick monotonous sandstone units, several cycles stacked; lateral distribution 1–10 km in channel belts, erosive base	quick, deposition of suspended load in distal sections of fluvial terminal fans
1d	subaerial sheetflows	Sh, Sr, subordinated Fl	light grey to beige silt- to fine grained quartz-sandstones; partly with pebbly lags and rare mudclasts; typical with plant debris and rootlets, pedogenous overprinting subordinated	sheet-like bodies may extend more than 300 m laterally, up to 2 m thick, concluded of several 10–20 cm depositional events (fining), separated by small clay layers; sandstones with lateral wedge out and intercalation with clay-marlstones of the fluvial plain	proximal to distal sheetflows as a result of episodic sheddings on the fluvial floodplain

Code	FA	LFTs	Description	Architecture	Interpretation
1e	inland sea	Fl, Het, subordinated Sr, Sh, HCS	light to dark grey, black, greenish laminated shale to silty shale, Corg-rich; bioturbation, typical with marine fauna and plankton	intercalated with FA 1f; distal and proximal areas	transport as suspension, quiet sedimentation in shallow offshore areas, partly influenced by wave action (HCS)
1f	shoreface	Sm, Sh, Sr, subordinated P, Fl	horizontal bedded fine-grained, highly mature, greenish to grey quartz sandstones, partly with wave influence (HCS), bioturbation, reworked clasts; with bivalves and other coastal fauna	2–10 km in lateral extension, up to 15 m thick stacked elements of pro- and regrading sandstones/siltstones	depending of the ingression and regression dynamic, the pro- and regrading bioturbated sand- and siltstones are caused by pro- or regrading coastline

Tonige (trockene) Playa (muddy dry playa)

Die terrestrische Hintergrundsedimentation im östlichen Teil des NDB setzt sich aus rötlichen, violetten, beige, braunen oder hellgrauen mergeligen Tonsteinen zusammen, die einen variablen Karbonatgehalt zwischen 10 - 50 % aufweisen können (KELLNER 1997). Die Überprägung durch pedogene Vorgänge ist typisch für diese Abfolgen. Dazu zählen die pedogene Entschichtung (Brekkiierung), vielfältige Fleckung in rötlichen und grünlichen (bunten) Farbtönen, Trockenrisse, Wurzelböden-Horizonte sowie die in der fortgeschrittenen Pedogenese auftretenden Krustenkalke (Abb. 4-3B). Diese auch Calcrete/Dolcrete (LAMPLUGH 1902) oder Caliche genannten Kalkanreicherungen sind im Fall des untersuchten stratigraphischen Abschnittes weiße bis hellgraue, massig-dichte dolomitische Siltstein- bis Dolomit-Krusten (Dolcrete i.e.S., MEYER 1981, RICHTER 1985) mit Mächtigkeiten zwischen wenigen Zentimetern und Dezimetern, die eine Entwicklung aus konkretionär-pisolithischen bzw. peloidischen Partien abschließen und die auf ein semiarides Klima hinweisen (<500 mm Niederschlag/a, REEVES 1976). Die Fossilarmut dieser FA ist kennzeichnend; die Calcretes sind nicht selten von (innen oder außen verkalkten) Wurzelröhren verschiedenen Durchmessers durchsetzt (Rhizolithe, Abbildung 4-6C, siehe auch KLAPPA 1980); Conchostraken treten vereinzelt in tonigen Abschnitten auf.

Lakustrine Playa (muddy wet playa)

Durch Kernmaterial sind schwarze, dunkel- und hellgraue, fein laminierte Ton- und Siltsteine belegt, deren scherbiger Bruch im Allgemeinen einen

gewissen Karbonatanteil anzeigt. Selten wird das Gefüge heterolithisch, allenfalls lentikular geschichtet. Die laminare Primärschichtung ist aufgrund geringer Bioturbation und der Ablagerung unterhalb des Einflussbereiches von Wind/Wellen meistens erhalten. Die lakustrinen Sedimente sind ausgesprochen reich an eingespültem Pflanzendetritus und kleinen Arthropoden, wie Conchostraken, Ostrakoden und Insekten, aber auch kleine Schnecken und Fischreste (Zähne, Knochen) sind häufig und oftmals sogar in kleinen »Bonebeds« zusammengespült. In einem Einzelfall ist eine Conularie innerhalb einer lakustrinen Sequenz dokumentiert worden (BARTH et al. 2013). Die Dokumentation einer Wirbeltierfauna (Fische) deutet auf zeitweilig konstante aquatische Beständigkeit der Wasserkörper hin. Trockenrisse und Bewuchs wurden innerhalb und am Ende der lakustrinen Serien dokumentiert und zeugen von episodischen Phasen der Austrocknung. Lokal sind graduelle Übergänge zu Lithologien der trockenen Playa belegt.

Fluviale Schwemmfächer (fluvial terminal fan)

Sedimente fluviale Schwemmfächer setzen sich aus fein bis grobkörnigen, gut bis sehr gut sortierten, hochmaturen Quarz-Sandsteinen zusammen, die vorwiegend ungeschichtet (massig), aber auch schräg-, (trog-) und ripelgeschichtet sein können (Abbildung 4-5A, C, D). Die Dominanz ungeschichteter Sandsteine weist auf eine schnelle Ablagerung aus Suspension hin. An der zumeist erosiven Basis treten Kiese oder Tonklasten der aufgearbeiteten Liegendschichten auf. Der Sandstein enthält mehr oder weniger viel Glimmer und Pflanzen-Detritus. Ein Schüttungszyklus endet in manchen Fällen mit einer geringmächtigen Schicht grauer Ton- oder Tonmergelsteine, die bei Auflagerung des nächsten Zyklus auch wieder erodiert worden sein können. Derartige amalgamierte Abfolgen können bis zu 60 m mächtig werden. Der finale Schüttungszyklus kann auch durch Bodenbildungsprozesse charakterisiert sein; in diesem Fall treten Farbfleckung, Trockenrisse und Wurzelböden auf.

Fluviale Schichtsand (sheetflows)

Schichtsand treten lateral neben den Rinnen fluvialer Schwemmfächer auf und sind gekennzeichnet durch eine rasche Sedimentation sandiger und toniger Lithologien (STEEL & AASHEIM 1978, TURNBRIDGE 1981, 1984). Schichtsand breiten sich meist flächenhaft über ein Gebiet bis mehrere 10er Kilometer neben der Rinne aus. Schichtsandablagerungen der Unteren Exter-Formation sind dominiert von den Lithofaziestypen Sr und Sh (hellgraue bis weißlich-beige Feinsandsteine). Die Grenze zum Liegenden ist scharf, aber nicht zwingend erosiv und endet zum Hangenden ebenso scharf und

belegt rasches Absinken der Transportgeschwindigkeiten. Häufig folgt eine pedogene Überprägung mit Durchwurzelung und Trockenrissen, was darauf hinweist, dass die geringmächtigen Schichtsandablagerungen (wie auch auf rezenten Flussauen) relativ schnell wieder bewachsen wurden. Durch Auflagerung neuer Sedimente auf die noch nicht verfestigten, wasserhaltigen Schichtsande kann es zu Entwässerungsstrukturen kommen. Die Mächtigkeit der Schichtsande ist prinzipiell eine Funktion der Ablagerungszeit, aber normalerweise haben Schichtsande eine dokumentierte Mächtigkeit von einem bis maximal 15 m.

Epikontinentales Flachmeer (distal/proximal inland sea)

Vor der sandigen Küste liegende flachmarine Ablagerungsräume sind gekennzeichnet durch langsame und ungestörte Sedimentation pelitischer Suspensionsfracht. Lithologisch bestehen die flachmarinen Ablagerungen aus schwarzen, dunkel- bis hellgrauen, manchmal auch grünlichen, fein laminierten, C_{org} -reichen siltigen bis Silt-freien Tonsteinen, deren kennzeichnendes Merkmal eine intensive bioturbate Durchwühlung ist. Ichnia wie *Chondrites*, *Nerites* und *Planolites* sind am häufigsten; ihre Tätigkeit führte stellenweise zu einem Verlust der ursprünglichen Sediment-Lamination, sodass der Tonstein oftmals massig wirkt. Auch andere, teils marine, Fossilien wie Muscheln, Schnecken, Fischreste, teilweise Echniodermen, Ostrakoden und marines Plankton (z.B. Foraminiferen) können enthalten sein. Die proximalen Abschnitte des Flachmeeres (der Küste näher) können von distaleren Abschnitten durch einen geringen Anteil toniger Lithologien unterschieden werden. Geringe Anteile siltiger Einschaltungen führen oftmals zu heterolithischen (lentikularen) Gefügen, die stellenweise durch Welleneinfluss überprägt (HCS-Gefüge) wurden und damit eine Ablagerung im küstennahen Flachwasser anzeigen. Neben den schon erwähnten bioturbaten Gefügen können auch Conchostraken, Bonebed-Ablagerungen und ein vermehrt eingespülter Anteil an pflanzlichem Detritus beobachtet werden.

Siliziklastische Küste (shoreface)

Die Progradation einer sandigen Küste äußert sich in einer kontinuierlichen Kornvergrößerung, die auch gut in geophysikalischen Bohrlochmesskurven nachvollzogen werden kann. Da die vertikale Abfolge die Ablagerungen vom Flachschild bis zur Strandlinie (*shoreline*) wiedergibt, erfolgt hier ein Übergang der Flachschild-Pelite zu den rippel-geschichteten Sandsteinen an der Wellenbasis (BJØRLYKKE 2010). Einzelne Sandlagen im tonigen Hintergrundsediment wurden unterhalb der Sturmwellenbasis abgelagert, während der im Zuge der Progradation erfolgte Übergang zu den domi-

nanten Sandsteinablagerungen im Bereich der Schönwetterwellen-Basis und darüber abgesetzt bzw. umgelagert wurde. Die Mächtigkeit der Abfolge von der Schönwetterwellen-Basis bis zur Strandlinie ist ein Ausdruck der während der Ablagerungen eingewirkten Wellenenergie (BJØRLYKKE 2010). In der untersuchten Kernbohrung Sgk 1/84 in NW-Sachsen-Anhalt wird die Progradation der Strandlinie durch einen Wechsel von heterolithischen Wechsellagerungen über stark bioturbate Abschnitte, die in horizontal bis rippelgeschichtete, hochmature, graue bis grünliche Feinsande übergehen, angezeigt. Aufarbeitungslagen mit Tongeröllen wurden im Zuge der progradierenden Strandlinie beobachtet; Bioturbation sowie Muscheln, wie die unterrhätische *Unionites posterus* und andere Faunenelemente, sind typisch. Die Schalendicke des dokumentierten Muschelschills gibt dabei Hinweise, ob die Ablagerung auf der oberen oder unteren *shoreface* erfolgte.

4.2.2.2 Ablagerungsräume und potenzielle Reservoirs der Unteren Exter-Formation

Ablagerungsräume der Unteren Exter-Formation I (Unterrhät I)

Mit Beginn des Unterrhätts breitet sich im westlichen NDB ein teilweise stark verbracktes **Flachmeer** aus, wie WILL (1969) anhand der enthaltenen Fossilien und einer Petrofaziesanalyse zeigen konnte. Der erste Abschnitt des Unterrhätts war dabei offenbar limnisch-brackisch (oligo- bis miohalin, Sauerstoff-Überschuss) bei semiaridem bis semihumidem Klima, während in der oberen Hälfte des Unteren Rhätts brackische Bedingungen vorherrschten (mesohalin) bei semihumidem bzw. subtropischem Wechselklima (WILL 1969). Während der Lithofazies-Analyse war es möglich, einen distalen von einem proximal-marinen Ablagerungsraum zu unterscheiden; laut Kartierung (Abbildung 4-22) ist der proximale, klastisch beeinflusste Bereich auf Gebiete mindestens 20 km vor der Küste beschränkt.

Die zwischen dem terrestrischen Ablagerungsraum im östlichen Teil des NDB und dem flachmarinen westlichen Teil vermittelnde Küstenlinie kann am besten als »siliziklastische Küste« mit sandigen Stränden und möglicherweise vorgelagerten Barriereinseln beschrieben werden. Die vorhandene Datengrundlage lässt den Schluss zu, dass im Unteren Rhät lagunäre Bereiche zwischen Küste und vorgelagerten küstenparallelen Inseln präsent waren (Abbildung 4-22). Insbesondere im südlichen Arbeitsgebiet (NW Sachsen-Anhalt) sind eindeutige Belege für die Progradation einer siliziklastischen Küste vorhanden (Bohrung Sgk 1). Das für diesen Vorgang charakteristische Log-Muster (siehe Kapitel 5) konnte in einer Vielzahl an

Bohrungen im Bereich der Altmark wiedergefunden und für die Kartierung der Nord-Süd verlaufenden Küstenlinie benutzt werden. Die Breite der Küstenlinie variiert zwischen 2 - 20 km, wobei die Breite in Abhängigkeit der Bohrungsdichte in der Altmark, im Gegensatz zum nördlichen Schleswig-Holstein, als gesichert gilt.

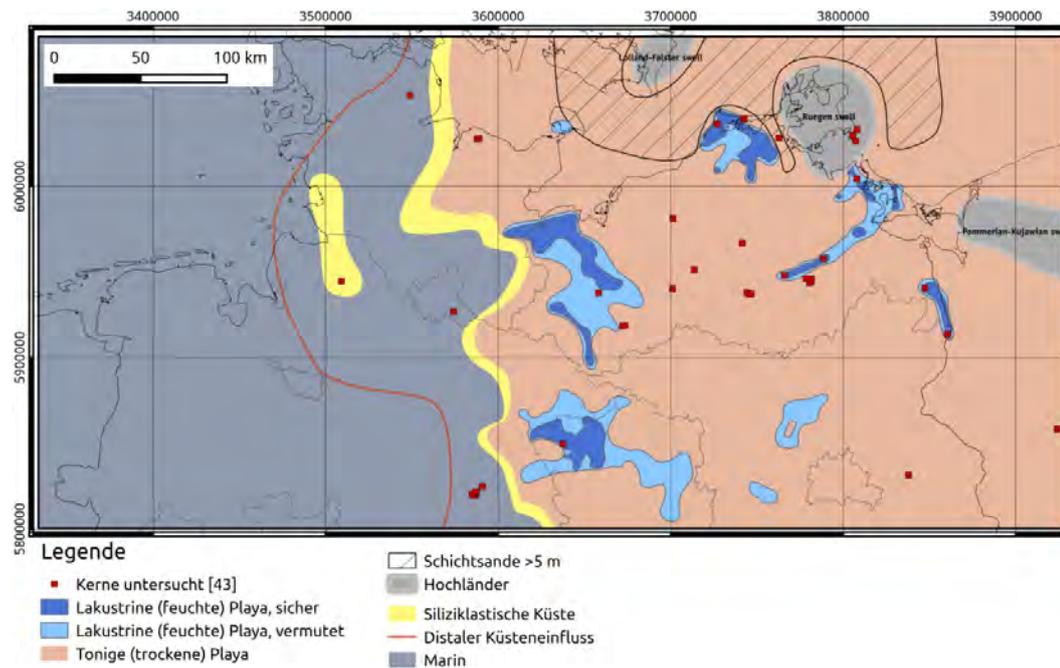


Abbildung 4-22: Ablagerungsräume der Unteren Exter-Formation I im NDB.

Östlich der siliziklastischen Küstenlinie schließt sich der Ablagerungsraum der tonigen Playa an (Abbildung 4-22). Es handelt sich um einen eingeebneten Ablagerungsraum, der unter kontinentalen Bedingungen (trockenere Phasen überwiegen gegenüber feuchteren Phasen) als Überflutungsfläche (*flood plain*) dient und mit den klastischen Ablagerungen der Unteren Exter-Formation teilweise übersedimentiert wird (FRANZ & WOLFGGRAMM 2008). Typisch für diese oftmals roten bis bunten Sedimente ist eine teilweise intensive Überprägung durch pedogene Vorgänge bis hin zur Bildung von Caliche-Horizonten. Der genetische Vorgang dieser Abschnitte setzt sich aus Verdunstung, Aufstieg des Kapillarwassers und Ausfall von Kalken zusammen. Die Tiefe der beginnenden Caliche-Bildung steigt dabei mit Feuchtigkeit des Klimas (BLATT et al. 1980). Vergleichbare Dolcrete-Horizonte aus der Arnstadt-Formation südlicherer Gebiete wurden beschrieben von KELLNER (1997), REINHARDT & RICKEN (2000), REINHARDT (2002), TOUGIANNIDIS (2004) und VOLLMER et al. (2008). Nach REEVES 1976 und ALLEN 1986 benötigt eine Caliche bis zu ihrer Ausformung zwischen 1.000 bis 100.000 Jahren. Als Voraussetzung für die Bildung von Calcrete-Bildungen

müssen (a) eine abwechselnde Durchfeuchtung und Austrocknung und (b) eine Calcit-Zufuhr in Form von Staub, Suspension oder in Lösung gegeben sein, wobei nach FÜCHTBAUER & RICHTER (1988) im Falle von Dolcretes auch Knollenbildungen aus azendenten Lösungen oberhalb des Grundwasserspiegels infrage kommen. Daneben sind bestimmte Eigenschaften des Wirtssediments wie Porosität, Permeabilität und Morphologie (Drainage) von Bedeutung, sodass Caliche häufig entlang von Flusstälern (GOUDIE 1973) oder auf der Lee-Seite von Wüsten (Staubzufuhr, FÜCHTBAUER 1988) zustande kommt. Auf der Überflutungsfläche werden in der Unteren Exter-Formation I außerdem die distalen Abschnitte episodischer Schichtfluten abgelagert (FRANZ & WOLFGAMM 2008), die aber nur im Gebiet um Rügen Mächtigkeiten über 5 m erreichen (Abbildung 4-22). Geringmächtigere Schichtsandsteine, die sich jedoch als nicht kartierbar erwiesen, sind bis in den Raum Berlin belegt, sowohl durch Kernbohrungen als auch durch typische Siltspitzen in den Bohrlochmessungen nicht gekernter Bohrungen.

Die tonige Playa wird stellenweise von Ablagerungen einer lakustrinen Fazies unterbrochen, die tonige, laminierte See-Sedimente sowie deren randlichen Bewuchs und anschließende Verfüllung beinhaltet und auf phasen- bzw. gebietsweise höhere Grundwasserstände deutet. Wie in rezenten kontinentalen Klimaräumen wird der Wechsel zwischen feuchten und trockenen Phasen jahreszeitlich bestimmt sein (NEAL 1975, CHIVAS 1991). Die lateral vermutlich nur auf wenige Kilometer begrenzten, relativ flachen Wasserkörper haben sowohl perennierenden (zeitliche Konstanz) als auch ephemeren (mehrfache Eintrocknung innerhalb eines kurzen Zeitraums, z. B. eines Jahres) Charakter. Beide Seetypen können in ariden Gebieten auch nebeneinander auftreten, wobei beide Typen auch auseinander hervorgehen können (MÜLLER 1988). Die Mächtigkeit der tonigen Abfolgen und das Vorkommen höherer Wirbeltiere (Fische) deuten auf eine vergleichsweise lange Existenz-Phase bestimmter Seen hin. Am Ende einer lakustrinen Serie wird diese oftmals mit Tonröhre, Silten und Feinsanden der Überflutungsebene (Tonebene) in dünnen Lagen verfüllt (HARDIE et al. 1978). Die vertikale Abfolge aus Flutung und Austrocknung findet sich auch lateral wieder. Der Oberflächenzufluss erfolgt bei rezenten perennierenden Playa-Seen in der Regel über eine mehr oder weniger permanente Anbindung an Flüsse, untergeordnet führen Niederschläge zur Auffüllung des Sees (DONOVAN 1994); ephemere Seen werden dagegen in erster Linie durch Zuflüsse nach katastrophalem Unwetter im gebirgigen Hinterland (→ erhöhte Suspensionsfracht) oder durch Quellen gespeist (MÜLLER 1988). Je nach Tiefe des Paläo-Sees wird dessen Ausdehnung bei klimatischen Schwankungen stark variiert haben, sodass im dokumentierten Kern la-

kustrine Abfolgen mit Austrocknungsbelegen rasch abwechseln und charakteristische Zyklen ausbilden (SNEH & BINOT 1982). Als Bildungszentren für die lakustrinen Bereiche kommen natürliche morphologische Senken infrage. Es darf nicht außer Acht gelassen werden, dass sich solche Bereiche häufig nicht in der Mitte von Sedimentbecken, sondern an dessen Randstörungen ausbilden (JONES 1965, HARDIE et al. 1978). Zumindest die lakustrinen Ablagerungen zur Zeit der Unteren Exter-Formation I können nach paläogeografischer Kartierung vermutlich am besten durch einen mehr oder weniger hohen Grundwasserspiegel erklärt werden, da sich zu dieser Zeit keine sicheren Hinweise auf zuliefernde Rinnen finden lassen (Abbildung 4-22). Ein hoher Grundwasserspiegel steht dabei in Beziehung mit einem vermehrt feuchten Klima bzw. wiederholten Niederschlägen im Hinterland, wie es mit einem global humideren Klima beim Übergang zum Jura einhergeht. Die Zufuhr von Frischwasser (Grundwasser) erklärt die fehlenden Salzabscheidungen innerhalb oder am Ende der lakustrinen Abfolgen, sodass von Frischwasser-Seen auf einer karbonatischen Tonebene gesprochen werden kann (im Unterschied zu Salztonebenen oder Sabkhas).

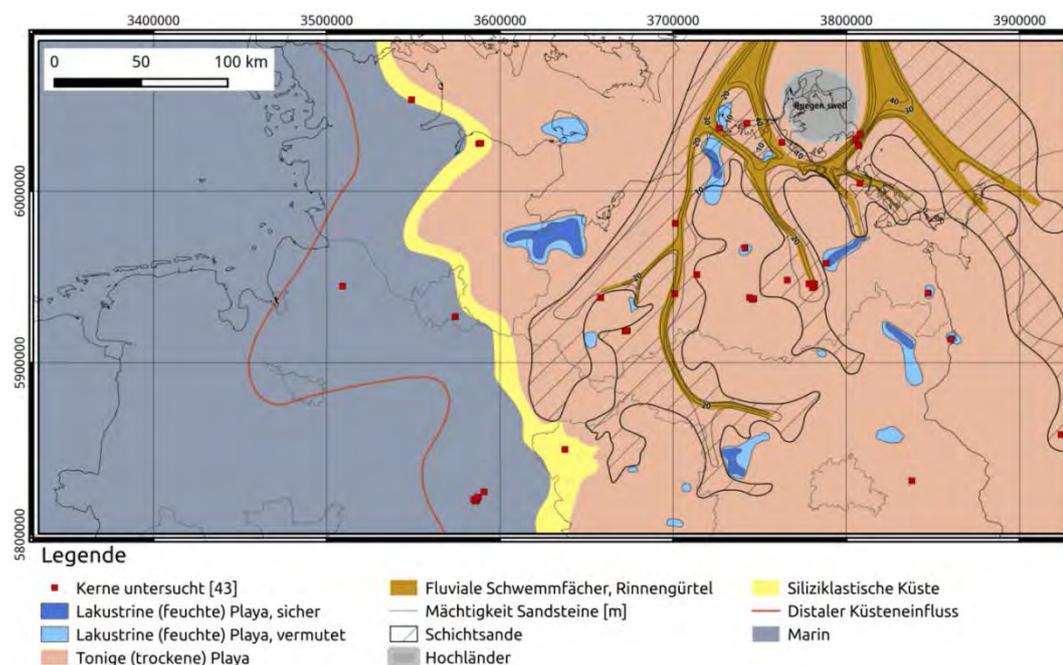


Abbildung 4-23: Ablagerungsräume der Unteren Exter-Formation II im NDB

Ablagerungsräume der Unteren Exter-Formation II (Unterrhät II)

Die Konfiguration der Küstenlinie zur Zeit der Unteren Exter-Formation II gleicht der des vorherigen Zeitschnitts (Abbildung 4-23). Dabei wird das Norddeutsche Becken in einen von einem verbrackten Flachmeer domi-

nierten westlichen Teil zweigeteilt, der über eine Nord-Süd ausgerichtete siliziklastische Küste mit einer eingeebneten Playaebene im Osten verbunden ist. Die siliziklastische Küste zeigt im Vergleich zum frühen Unterrhät einen leicht variierten Verlauf, bei dem der nördliche Teil weiter ins Becken progradiert, während die Küstenlinie im Südteil (Altmark-Zone) weiter nach Osten zurückgedrängt wird; die Breite der Küstenlinie liegt zwischen 6 - 30 km (Abbildung 4-23).

Den Hauptteil der als Untere Exter-Formation auf der eingeebneten Überflutungsfläche abgelagerten Sedimente bilden die distalen Abschnitte fluvialer Schwemmfächer (*terminal fluvial fan*; FRANZ & WOLFGRAMM 2008). Sie folgen den seit dem frühen Rhät vormarkierten morphologischen Depressionen, in deren Nähe oder terminalen Ausgang sich lakustrine Abfolgen sammeln; diese wurden hauptsächlich von Zuflüssen aus den fluvialen Rinnen gespeist. Eine Feststellung, wie lakustrine Abfolgen aus Grundwasserspeisung oder Speisung durch oberflächliche Zuflüsse im lithologischen Befund oder gar im geoelektrischen Log zu trennen sind, ist nicht eindeutig. Eine häufige Verfüllung/Überschüttung mit distalen bis proximalen Sandlagen deutet eher auf die Nähe einer immer wieder über die Ufer tretenden fluvialen Flutung hin, während am Bohrkern auch Abfolgen untersucht wurden, deren lakustrine Lamination meterweise tonig bis tonig/siltig ist, also nur ein geringer klastischer Einfluss festzustellen war. Diese Abfolgen könnten eher auf einen hohen Grundwasserspiegel zurückgehen. Die Bereiche lakustriner Fazies sind zur Zeit der Unteren Exter-Formation II generell kleiner und seltener als die zur Zeit der Unteren Exter-Formation I.

Die hier angewendete Analyse der in der vertikalen und lateralen Abfolge auftretenden Lithofaziestypen sowie die Kartierung der Verbreitung und Morphologie der Schwemmfächer-Ablagerungen lassen den Schluss zu, dass es sich nicht um Ablagerungen einer oder mehrerer relativ proximal gelegenen sog. debris flow dominated fans oder braided fluvial fans handelt (STANISTREET & MCCARTHY 1993), sondern um einen distal gelegenen fluvialen Fächer, der sich im Gegensatz zu einem alluvialen, grobklastischen Schüttungsfächer durch einen sehr flachen Gradienten zwischen Liefergebiet und Ablagerungsraum auszeichnet (FRANZ UND WOLFGRAMM 2008); eine Mächtigkeitsabnahme der sandigen Schüttungen von maximal 45 m (proximal) bis auf 20 m (distal) ist festzustellen (Abbildung 4-23). Wie auch rezente fluviale Schwemmfächer (z.B. MUKERJI 1976, SINGH 1987) breiteten sich die episodischen Schüttungen (ephemeral streams) nach Eintritt in den Ablagerungsraum fächerartig von der Hauptrinne (feeder channel) aus (HOUSENKNECHT 1981, FÜCHTBAUER 1988), wobei ein Netzwerk aus einzelnen

niedrig sinuosen Verteilerrinnen/-gürteln (distributary channels, »radial dispersion pattern«, siehe WEISSMANN et al. 2010) bedient wird (FRANZ & WOLFGRAMM 2008). Lateral erfolgt die Verzahnung mit den tonigen Sedimenten der Überflutungsebene (COLLINSON 1996, KELLY & OLSEN 1993). Als Liefergebiet kommt der skandinavische Raum infrage, wobei der Abtragungsschutt in das Dänische Becken und nördliche Zentraleuropäische Becken transportiert worden ist (PAUL et al. 2008). Während sich Grobklas-tika liefergebietsnah ablagerten, wurde die Sandfraktion bis in den nord-deutschen Raum transportiert und unter semiaridem bis semihumidem (REINECK & SINGH 1980) Klima durch fluviale Schwemmfächer abgelagert (FRANZ 2007).

Je nach Versorgung mit Niederschlagswasser aus dem Hinterland breiten sich die Rinnen weiter aus, wobei es stellenweise zu seitlichen Schichtflut-absätzen kommt. Distal sammelten sich Pelite in abflusslosen Seen auf der Playa-Ebene (SCHWAB 1985). Das rein terrestrische Okavango-Binnendelta in NW-Botswana könnte in dieser Hinsicht ein rezentes Analogon sein, da es sich ebenfalls durch distributäre Kanäle auf einer vergleichbaren Erstreckung sowie eine pedogene Überprägung, Zerteilung der Ablagerungs-räume in Rinnen und zwischen den Rinnen liegenden Überflutungsbereiche auszeichnet (STANISTREET & MCCARTHY 1993). Die Wasserführung im Okavango-Delta ist saisonal, Wasser versickert und verdunstet in einem beständigen Kreislauf. Die Rinnenbreite im Okavango-Delta beträgt im proximalen Teil (Aufspreizung des Fächerkanals am Scheitelpunkt) 10 - 13 km, während die distal liegenden Kanäle unter 5 km breit sind (STANISTREET & MCCARTHY 1993). Diese Zahlen stimmen recht gut mit den rekonstruierten Faziesbereichen überein: In der proximalen Region südlich von Rügen haben die Rinnengürtel eine Breite von 8 - 12 km, distal (z.B. Höhe Pritzwalk) eine Breite von 1,5 - 4 km. Nach diesen Vorgaben entsprechen die Schwemmfächerablagerungen der Unteren Exter-Formation am ehesten dem distalen Abschnitt eines fluvialen Schwemmfä-chers, bei dem der distale Sandlobus mit den Ablagerungen der Playa ver-zahnt ist. Die Mächtigkeit der Rinnen liegt bei durchschnittlich 10 - 20 m (Abbildung 4-25).

Anhand granulometrischer Daten ist außerdem von proximal zu distal eine Kornverfeinerung (downfan fining) feststellbar (Abbildung 4-27), die für (alluviale, fluviale) Schwemmfächer charakteristisch ist (MCGOWEN & GROAT 1971). Die weite Erstreckung der Rinnen (100 - 200 km von proximal bis distal; 150 km beim Okavango-Delta, siehe STANISTREET & MCCARTHY 1993) könnte darauf hinweisen, dass einerseits der Ablagerungsraum morpholo-

gisch sehr ebenmäßig war, und zweitens nur wenig bewachsen, sodass die Schwemmfächer in ihrer Ausbreitung nicht gehindert wurden. SCHUMM (1968) und STANISTREET & MCCARTHY (1993) betonen dagegen, dass pflanzlicher Bewuchs eine wesentliche Rolle bei der Kanalisierung der fluvialen Rinnen subaerischer Fächer spielen. Die Rinnengürtel führen beidseitig um Rügen herum und vereinigen sich möglicherweise wieder südlich von Rügen miteinander. Ein westlicher Rinnengürtel erstreckt sich in N-S-Richtung bis auf Höhe Berlin, die anderen erreichen maximal die Linie Hamburg (Abbildung 4-23). Alle Rinnen werden von fluvialen Schichtsand flankiert, die sich teilweise bis zu einer Entfernung von bis zu 30 km von der Rinne nachweisen lassen. Zwischen den Rinnengürteln bestehen weiterhin weitläufige Bereiche toniger Playa.

Ablagerungsräume der Unteren Exter-Formation III (Unterrhät III)

Die Untere Exter-Formation III entspricht einer zweiten sandigen Schütungsphase zur Zeit des Unteren Rhäts im Norddeutschen Becken. Wie in der Unteren Exter-Formation II werden bis durchschnittlich 10-30 m mächtige sandige Abfolgen durch fluviale Schwemmfächer auf die eingeebnete Playa-Fläche geschüttet. Die Eigenschaften der Faziesassoziationen sind die gleichen wie der Unteren Exter-Formation II, sie unterscheiden sich nur geringfügig in Lage und Mächtigkeit. Die noch immer zwischen 5 und 20 km breite siliziklastische Küste baut sich in ihrer nördlichen Hälfte etwas weiter nach Westen vor, sodass der Verlauf nun NNW-SSE ausgerichtet ist (Abbildung 4-24). Lakustrine Bereiche sind weiter reduziert worden und finden sich nur noch in Relikt-Arealen zwischen den Rinnengürtel- und Schichtsand-Fazies. Der westliche, in der Unteren Exter-Formation II noch bis auf Höhe von Berlin reichende Rinnengürtel hat sich weiter nach Westen verlagert und nimmt nun eine NE-SW-Orientierung ein. Er reicht mit seiner maximalen Ausdehnung bis fast bis an die siliziklastische Küste, ohne dass es Belege für die Ausbildung eines subaquatischen Deltas gibt. Die proximal gelegenen Rinnengürtel verlaufen beidseitig um Rügen herum und erreichen lokal erhebliche Mächtigkeiten über 60 m (Abbildung 4-24). Die Breite der Rinnengürtel ist mit denen der Unteren Exter-Formation II vergleichbar. Die Schichtsande kommen in ausgedehnten Bereichen um die Rinnengürtel zur Ablagerung und breiten sich bis weit ins westliche Brandenburg und nördliche Sachsen-Anhalt aus. Schichtsande lassen sich jetzt auch nach Westen bis ins östliche Schleswig-Holstein und Fehmarn nachweisen.

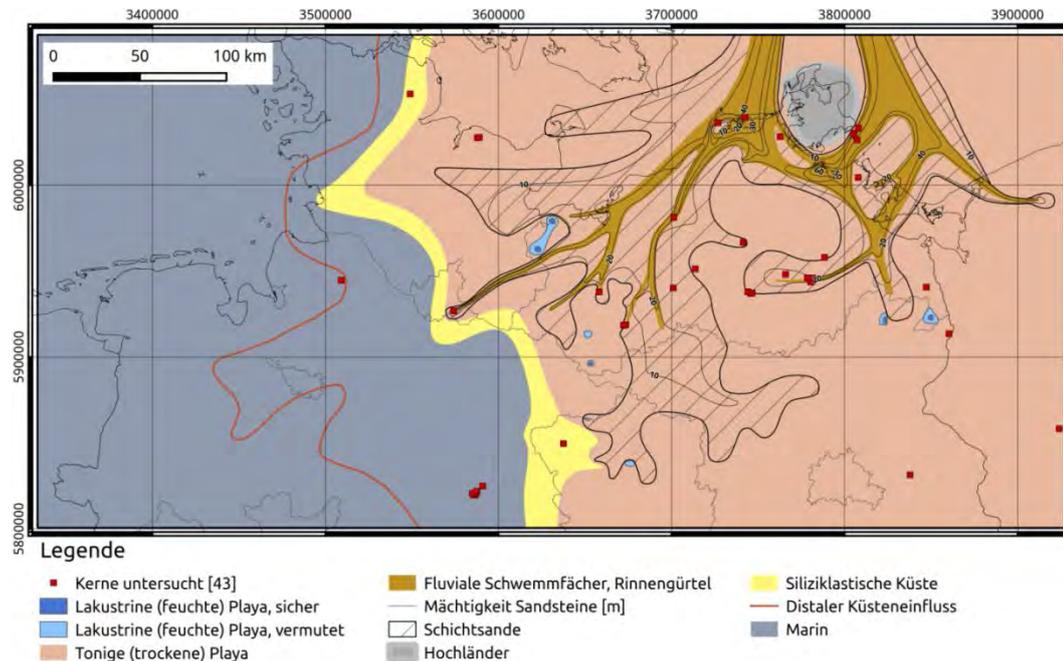


Abbildung 4-24: Ablagerungsräume der Unteren Exter-Formation III im NDB.

Der südöstliche Teil des Norddeutschen Beckens bleibt, wie in der Unteren Exter-Formation II, von den klastischen Schüttungen aus Norden weiterhin unberührt.

Potenzielle Reservoirre der Unteren Exter-Formation

Auf der Grundlage der Lithofaziesanalyse kommen in der Unteren Exter-Formation folgende Faziesassoziationen als potenzielle Reservoirre in Frage:

- Verteilerrinnen der fluvialen Schwemmfächer
- Siliziklastische Küste

In den **Verteilerrinnen** der fluvialen Schwemmfächer wurden in der Unteren Exter-Formation II das lokal bis zu 45 m mächtige Reservoir Rhät A und in der Unteren Exter-Formation III das lokal bis zu 85 m mächtige Reservoir Rhät B abgelagert. Die Mächtigkeitsverteilung für Reservoir Rhät A weist ein Mächtigkeitsmaximum von 10-20 m aus, aber auch Mächtigkeiten von über 20 m sind häufig anzutreffen. Demgegenüber ist das Reservoir Rhät B durch höhere Mächtigkeiten gekennzeichnet. Das statistische Mächtigkeitsmaximum liegt bei 15-20 m, aber auch Mächtigkeiten zwischen 20 und 30 m sind noch sehr häufig (Abbildung 4-25). Aufgrund dieser Mächtigkeiten besitzen die Reservoirre Rhät A und B ein **hohes Potenzial** für die geothermische Nutzung. Am Geothermiestandort Neub-

randenburg haben diese Reservoirs ihre grundsätzliche Eingung bereits erwiesen.

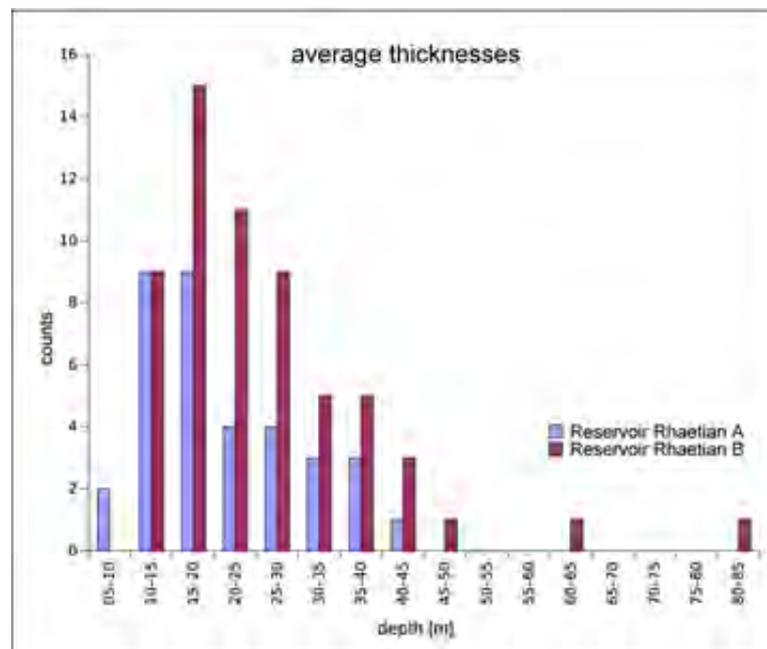


Abbildung 4-25: Häufigkeitsverteilung der Mächtigkeiten für die Reservoirs Rhät A und B.

Aus diesen Mächtigkeiten können basierend auf verschiedenen aktuogeologischen Studien wahrscheinliche Breiten der Rinnengürtel ermittelt werden, in den die Ablagerung der Rinnen erfolgte. Für das Reservoir Rhät A ergeben sich folgende Breiten der Rinnengürtel (Abbildung 4-26):

- OLARIU & BHATTACHARIA (2006) Analogon: deltaische Verteilerrinnen, Breite der Rinnengürtel: 800-4.500 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: heterogener Datensatz verschiedener Rinnentypen, Breite der Rinnengürtel: 567-13.843 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Mäandrierende Flussrinnen, Breite der Rinnengürtel: 567-22.708 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Verwilderte Flussrinnen ohne natürliche Uferdeiche, Breite der Rinnengürtel: 8.497-87.489 m

Für das Reservoir Rhät B ergeben sich folgende Breiten der Rinnengürtel (Abbildung 4-26):

- OLARIU & BHATTACHARIA (2006) Analogon: Deltäische Verteilerrinnen, Breite der Rinnengürtel: 1.000-8.200 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Heterogener Datensatz verschiedener Rinnentypen, Breite der Rinnengürtel: 857-42.009 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Mäandrierende Flussrinnen, Breite der Rinnengürtel: 2.240-57.214 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Verwilderte Flussrinnen ohne natürliche Uferdeiche, Breite der Rinnengürtel: 11.485-196.683 m

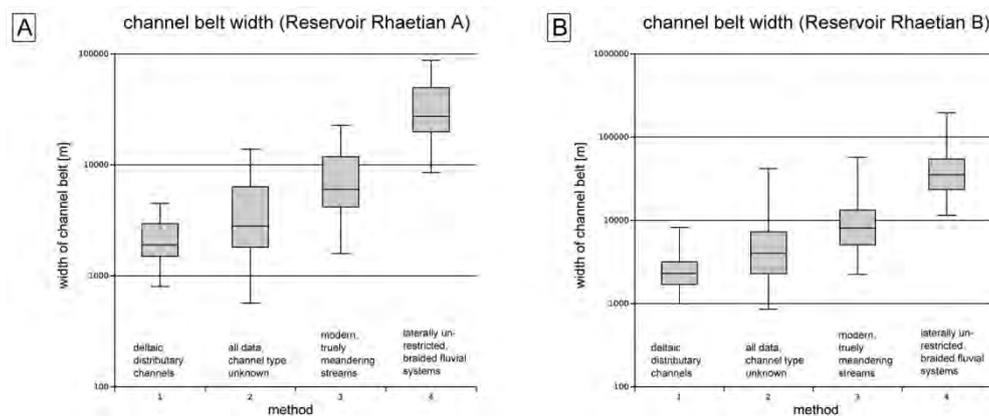


Abbildung 4-26: Wahrscheinliche Breiten der Rinnengürtel der Schwemmfächer in der Unteren Exter-Formation nach 1) OLARIU & BHATTACHARIA (2006), 2-4) FIELDING & CRANE (1987).

Allerdings ist anzumerken, dass die zur Verfügung stehenden Analogstudien an Ablagerungssystemen durchgeführt wurden, die nicht oder nur zu geringen Graden mit den terminalen fluviatilen Schwemmfächern der Unteren Exter-Formation übereinstimmen.

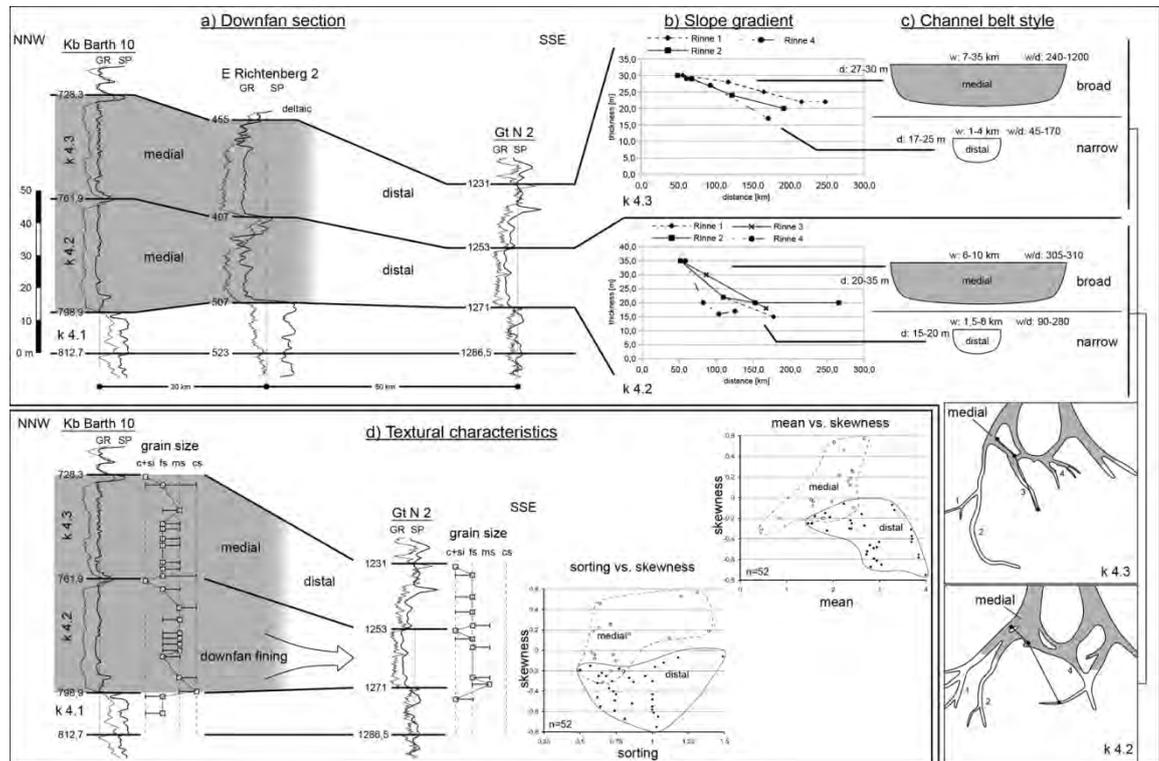


Abbildung 4-27: Synoptische Darstellung der Morphologie der Schwemmfächer in der Unteren Exter-Formation. A) Mächtigkeitsabnahme vom Oberlauf zum Unterlauf, B) daraus ermittelter wahrscheinlicher Gradient auf der Fächeroberfläche nach erfolgter Ablagerung, C) Änderung der Konfiguration der Rinnen vom Oberlauf zum Unterlauf, D) Kornverfeinerung vom Oberlauf zum Unterlauf und granulometrische Charakteristik.

Auf Grundlage der durchgeführten Fazieskartierungen sind Breiten der Rinnengürtel von 6-10 km (Reservoir Rhät A) und 7-35 km (Reservoir Rhät B) im Oberlauf der Fächer wahrscheinlich, die auf Breiten von 1,5-6 km (Reservoir Rhät A) und 1-4 km (Reservoir Rhät B) im Unterlauf der Fächer abnehmen.

Die im Bereich des Vorstrandes der **siliziklastischen Küste** abgelagerten Sandsteine sind maximal 10 m mächtig. Dem entsprechend besitzen sie ein **eingeschränktes Potenzial**.

4.2.2.3 Faziesassoziationen der Oberen Exter-Formation

Durch die fortgesetzte Transgression werden in der Oberen Exter-Formation (Mittelrhät-Oberrhät, GTr 19-Rhätolias) Faziesassoziationen eines deltaischen Ablagerungsgebietes ausgehalten:

- epikontinentales Flachmeer (inland sea)
- deltaische Verteilerrinnen (tributary channels)
- Mündungsbarren (mouth bars)
- Uferdeich- und Deichbruchsande (levee/crevasse splay complex)
- Schichtflutsande (sheetflows)
- paralische Buchten und Sümpfe (interdistributary bays and paralic swamps)
- Süßwasserseen und -sümpfe (freshwater lakes and swamps)

Diese Faziesassoziationen werden übersichtsartig in Tabelle 4-8 dargestellt und im Folgenden beschrieben.

Tabelle 4-8: Faziesassoziationen der Oberen Exter-Formation (aus BARTH et al. in Vorber. b).

Code	FA	LFTs	Description	Architecture	Interpretation
2a	deltaic distributary channel	Sr, Ss, subordinate Sh, Sm	grey to beige, fine to coarse-grained, well sorted sandstones, partly gravelly, intraformational mud clasts	thickening and coarsening upwards bedsets in commonly 40–60 m monotonous sandstone units, several cycles stacked, erosive base; lateral distribution 1–20 km in channel belts	high-energy migration of 2- and 3-dimensional bedforms in moderate sinuosity meandering channels, vertical aggradation (stacked channels)

Code	FA	LFTs	Description	Architecture	Interpretation
2b	deltaic sheetflows	Sh, Sr, subordinate Fl	light grey to greenish silt- to fine grained quartz sandstones; partly with pebbly lags and rare mudclasts; typical with plant debris	sheet-like bodies may extend more than 300 m laterally, up to several meters thick, concluded of several 10–20 cm depositional events (fining), separated by small clay layers; sandstones with lateral wedge out and intercalation with heterolithics, crevasse splays and deltaic distributaries of the upper deltaic plain	subaqueous crevassing of distributary channels during high-energy flood stage, high-energy and quick sedimentation in suspension load on the delta plain
2c	levee/crevasse splay complex	Sh, Ss, subordinate Sr	grey to beige, fine- to very fine-grained sandstones, erosive base, embedding of clayey material from the eroded levee (mud clasts), plant debris, partly with pedogenic features at the top	units of some meters thickness, with sharp base and gradational top to, e.g., FA 1a	crevassing of distributary channels during high-energy flood stage, high-energy and quick sedimentation in suspension load on the delta plain
2d	lakes and swamps	Fl, Het	dark heterolithes, thinly laminated, high proportion of plant debris	laterally limited to interdistributary areas on the upper deltaic plain, intercalated with FA 2a, 2b, 2c, 2e	low energy sedimentation in quiet areas, partly intensive overgrown with swampy plants
2e	interdistributary bays and paralic swamps	Ss, Sm, Sr, subordinate HCS	dark heterolithes, partly intensively burrowed, plant debris is common (finally coalification), subordinated iron concretions and pyrite or oolitic layers	laterally limited to quiet areas, intercalated with sheetflows, crevasse splays and deltaic distributaries from the upper deltaic plain	low energy sedimentation with high Corg content and partly anoxic conditions, nearby channel- and crevasse splay facies resulting in perennial siltation

Code	FA	LFTs	Description	Architecture	Interpretation
2f	deltaic mouth bar	Sr, Sh, subordinate d Ss, Sm, Het, HCS	grey to beige, fine to medium-grained, well-sorted sandstones with a gradational to sharp base, normally with a prograding signature, plant debris, partly with iron concretions and soft deformation structures, subordinated bioturbation	proximal intercalated with deltaic distributaries, distal with gradational transition to prodelta shales	jet-flow deposition and migration of 2-dimensional dunes in shallow- and high energy conditions below fair weather base, reworking of deposits by storm events, vertical progradation and aggradation
	siliciclastic coast	see FA 1f			
2g	inland sea, prodelta shales	Fl, Het, HCS	black to dark grey, fine-laminated lithologies, claystone, partly intensely bioturbated, with fully marine fauna	intercalated with delta front deposits (mouth bar associations) and heterolithics	deposition from suspension in quiet environments below the storm weather base under anoxic or oxic conditions

Deltaische Verteilerrinnen (deltaic distributary channels)

Die deltaischen Verteilerrinnen des mit der Oberen Exter-Formation (GTr 19-Rhätolias) präsenten Fluss-dominierten Deltas verlaufen mit mittlerer Sinuosität auf der Deltaebene und münden distal an der Deltafront in Mündungsbarren. Die Füllungen der Einzelrinnen bilden zwischen 15 m (distal) und 40 m (proximal bis medial) mächtige amalgamierte Sandsteine. Lithologisch setzen sich die Rinnensandsteine aus fein- bis grobkörnigen, hellgrauen, weißlichen oder beige, gut sortierten Sandsteinen mit einem relativ hohen Glimmeranteil zusammen, deren Basis zumeist erosiv ist. Mit zunehmenden Schüttungsverlauf, d.h. Anlage und Auffüllung der Einzelrinne, nimmt die Strömungsgeschwindigkeit und damit auch die Korngröße ab. Außerdem gehen schräggeschichtete Gefüge in horizontal- und rippelgeschichteten Gefüge über. An der Basis eingebettete Tongerölle und ein hoher Anteil an eingespültempflanzlichen Detritus sind nicht untypisch. Tierische Fossilien sind nicht enthalten. Die Breite der Rinnengürtel schwankt zwischen 30 km (proximal) und 10 km (distal).

Uferdeich-/Deichbruchsande (levee/crevasse splay complex)

Deichbruchfächer entstehen, wenn in den Rinnen transportiertes Wasser und Sediment bei Hochwasser über die Uferdeiche treten bzw. diese durchbrechen. Die auf der benachbarten Überflutungsebene abgelagerten

Sedimente stimmen lithologisch mit den in der Rinne transportierten überein. An der Basis von Deichbruchablagerungen werden häufig Reste der durchbrochenen Uferdeiche (Levees) eingebettet, aber auch z.B. Tonlasten der erosiv aufgearbeiteten Sedimente der Überflutungsebene. Nach oben werden abschließend Tone und Silte entsprechend der verringerten Strömungsenergie am Ende eines solchen Zyklus abgelagert. Horizontal bis schräggeschichtete Gefüge sind typisch, Fossilien mit Ausnahme pflanzlichen Detritus fehlen normalerweise, da es sich um plötzliche, katastrophenartige Ablagerungen handelt. Nach dem Hochwasser können diese Sande ähnlich wie Schichtsand bewachsen werden, sodass Wurzelbildung am Top von Deichbruchablagerungen sichtbar sind. Durch Deichbrüche werden sand-dominierte fächerförmige Sedimentkörper gebildet, die mehrere Kilometer im Durchmesser erreichen können und die Verläufe der Rinnen flankieren. Münden Deichbruchablagerungen in paralische Buchten bzw. Süßwasserseen können sich kleinere Subdeltas entwickeln (FÜCHTBAUER 1988), die intern durch Kornvergöberungstrends gekennzeichnet sind (ELLIOTT 1974). In Abbildung 4-28 werden die Uferdeich-/Deichbruchsand als marginale Bereiche deltatischer Verteilerrinnen zusammengefasst dargestellt.

Deltatische Schichtsand (deltaic sheetflows)

Schichtsand der Delta-Ebene sind fluvialen Schichtsand (FA 1d) sehr ähnlich, wenn auch nicht gleich. Charakteristisch ist die relativ schnelle flächenhafte Sedimentation geringmächtiger Feinsandsteine mit Rippel- bis Horizontalgefüge sowie untergeordnet heterolithische Wechsellagerungen mit teilweise hohen Glimmer-Anteilen. Aufgearbeitete Tonlasten kommen an der Basis dieser Abfolgen vor. Die Erosion und Einbettung der auf der Delta-Ebene wachsenden Pflanzen ist typisch und äußert sich im zum Teil erheblichen Anteil detritischen pflanzlichen Materials und kleiner Holzstücke. Tierische Fossilien treten üblicherweise nicht auf. Schichtsand sind immer durch eine Abnahme der Transportenergie und damit der Korngröße zum Hangenden gekennzeichnet. Außerdem sind sie meist schlechter sortiert als die im Strömungsbett der Verteilerrinnen sedimentierten Sande. Durchschnittliche Mächtigkeiten der sedimentierten Einheiten liegen zwischen 2 und 15 m, bestehend aus einzelnen Schüttungsphasen von wenigen Dezimetern bis 1 m Mächtigkeit.

Süßwasserseen und Sümpfe der Oberen Delta-Ebene (lakes and swamps, upper deltaplain)

Die Süßwasserseen und bei Verlandung gegebenenfalls daraus resultierenden Sümpfe der Oberen Deltaebene sind nicht marin beeinflusst wie

die paralischen Sumpfablagerungen der Unteren Deltaebene. Die normalerweise mit wenigen Metern Tiefe (FIELDING 1984) recht flachen Seen sind in sich geschlossen und Teil der fluviolakustrinen Zwischenrinnenfazies. Als solche werden sie bei Hochwasser mit Überflutungssedimenten der benachbarten Rinnen gegebenenfalls hin und wieder mit fein laminierten bis rippel-geschichteten Feinklastika verfüllt und können schließlich verlanden (FIELDING 1984).

Paralische Buchten und Sümpfe der Unteren Delta-Ebene (inter-distributary bays and paralic swamps, lower deltaplain)

Die lagunären Ablagerungsräume entwickeln sich auf der unteren Delta-Ebene in Stillwasserbereichen (Buchten), deren tonige Sedimentation kompaktiert wird und sich zu morphologischen Depressionen entwickelt, die sporadisch aber wiederholt entweder von Schichtsand der nächstgelegenen Rinne oder vom Meer aus überflutet und mit klastischem Eintrag verfüllt werden. Kommt es längere Zeit zu keiner Überschüttung durch Sande, kann sich mit beginnender Versumpfung eine reichhaltige Vegetation entwickeln. Lithologisch setzt sich die lagunäre Fazies zusammen aus zumeist schwarzen bis dunkelgrauen, meterdicken, lentikular-geschichteten Heterolithen, die reich an pflanzlichem Detritus und bioturbater Entmischung sind (z.B. durch *Paleophycus*). Wurzelhorizonte, Trockenrisse und abschließende kohlige Lagen sind Anzeiger einer Versumpfung. Der marine Einfluss ist durch Salzwasserplankton (z. B. Acritarchen) nachweisbar, marine Makrofossilien wurden nicht beobachtet. Ferritische Konkretionen und schmale oolithische Lagen können in Ufernähe ebenfalls auftreten.

Mündungsbarren-Sande (mouth bars)

Mündungsbarren-Sande der Deltafront sind gekennzeichnet durch zumeist 5 bis 30 m mächtige Abfolgen (stark schwankende Mächtigkeiten, siehe auch COLEMAN & WRIGHT 1975) aus deutlich progradierenden horizontal- bis rippelgeschichteten, grauen bis weiß-beigen, gut sortierten Fein- bis Mittelsandsteinen, die sich aus einzelnen, ebenfalls horizontal- bis rippelgeschichteten Einheiten zusammensetzen und mit heterolithischen Gefügen wechsellagern. HCS-Gefüge deuten auf eine Überprägung durch Wellentätigkeit im flacheren Wasser an der Deltafront hin. Es tritt nur wenig oder gar keine Bioturbation auf. Die Mündungsarme haben ein normalerweise niedriges Breiten-Tiefen Verhältnis um 50 (OOMKENS 1974), sind von Uferdämmen eingefasst und können sich in Richtung Sedimentbecken subaquatisch fortsetzen.

Epikontinentales Flachmeer (Prodelta) (inland sea, prodelta)

Schwarze bis dunkelgraue Pelite (Ton- bis Siltsteine) des Prodeltas wurden im distalen Bereich eines deltaischen Systems aus Suspensionsfracht unter ruhigen Bedingungen sedimentiert und zeitgleich oder anschließend teilweise intensiv bioturbat entmischt (Abbildung 4-6A). Sowohl vertikal als auch horizontal orientierte Bohrgefüge wurden dokumentiert. Vorherrschend sind horizontallaminierte Tonsteine, bei Einschaltung siltig-sandigen Materials können auch heterolithische (lentikulare) Gefüge entstehen (Abbildung 4-6B). Im näher zur Deltafront gelegenen Ablagerungsraum können außerdem Deformationsgefüge wie kleine Störungen oder Schichtkonvolution sowie durch Welleneinfluss generierte HCS-Gefüge auftreten (Abbildung 4-6D).

4.2.2.4 Ablagerungsräume und potenzielle Reservoirs der Oberen Exter-Formation

Ablagerungsräume

Während des Mittleren und Oberen Rhäts wird der gesamte östliche Ablagerungsraum des Norddeutschen Beckens von einem Fluss-dominierten deltaischen System überflutet. Als Liefergebiet der klastischen Sedimente diente das im Norden gelegene Skandinavische Hochland. Über Schweden wurden die Sedimente nach Süden transportiert und schließlich hochmatur im Norddeutschen Becken abgelagert. Die zwischen 5 -15 km breiten deltaischen Rinnengürtel verteilen sich auf einer rund 300 km breiten Deltaebene von Hamburg bis nach Westpolen (Abbildung 4-22). Anhand palynofazieller Daten und der Auswertung anderer paläontologischer und lithofazieller Hinweise (Bioturbationsindex, Anteil/Vorkommen mariner Fauna, Gehalt an Pflanzenresten, Lage/Häufigkeit der Rinnen usw.) können drei große Deltabereiche unterschieden werden:

Auf der **Oberen Deltaebene** erfolgte der Transport in Rinnen mit sinuosem Verlauf, in denen fein- bis grobkörnige Sande abgelagert wurden. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 20 - 70 m (Abbildung 4-28). Die Rinnen werden marginal und terminal von Uferdeich-/Deichbruchsande flankiert, die lateral weiter in Schichtsand übergehen. Typisch für die Obere Deltaebene sind außerdem Süßwasserseen bzw. -sümpfe. Das palynologische Spektrum der aus tonigen Lithologien gewonnenen Proben umfasst Pollen und Sporen, während marines Phytoplankton vollständig fehlt.

Die **Untere Deltaebene** ist charakterisiert durch einen teilweise subaquatischen Ablagerungsraum, bei dem ein deutlicher mariner Einfluss (Anteil

marinen Phytoplanktons) vor allem in Stillwasserbuchten auftritt. Die Gebiete zwischen den sich verlagernden Rinnen werden häufig trockengelegt oder überflutet. Die terminalen Rinnen enden und spreizen sich in langgestreckten Mündungsbarren-Fingern, die sich weiter in das Becken vorbauen und den Übergang zum rein pelitisch geprägten Prodelta herstellen. Mündungsbarren-Sande können Mächtigkeiten zwischen 5 - 30 m erreichen. Eine durch Wellen-Tätigkeit generierte HCS-Überprägung der noch nicht verfestigten Sedimente ist häufig, ebenso der Anteil an bioturbat durchwühlten Gefügen. Die Mündungsbarren erstrecken sich an ihrer südlichsten Ausdehnung bis nach Süd-Niedersachsen (Abbildung 4-28, unterer Kartenrand), wo sie sich wahrscheinlich bereits mit den deltaischen Mündungsbarren eines sich zu gleicher Zeit von Süd nach Nord vorbauenden Deltas (nicht mehr im Arbeitsgebiet) verzahnen. Dass es sich um Ablagerungen eines anderen deltaischen Systems handeln muss, zeigen sowohl nach Norden gerichtete Schüttungsrichtungen an deltaischen Sanden von Übertageaufschlüssen im südlichsten Niedersachsen (z.B. APPEL 1981, BATTERMANN 1989) als auch Schwermineral-Untersuchungen.

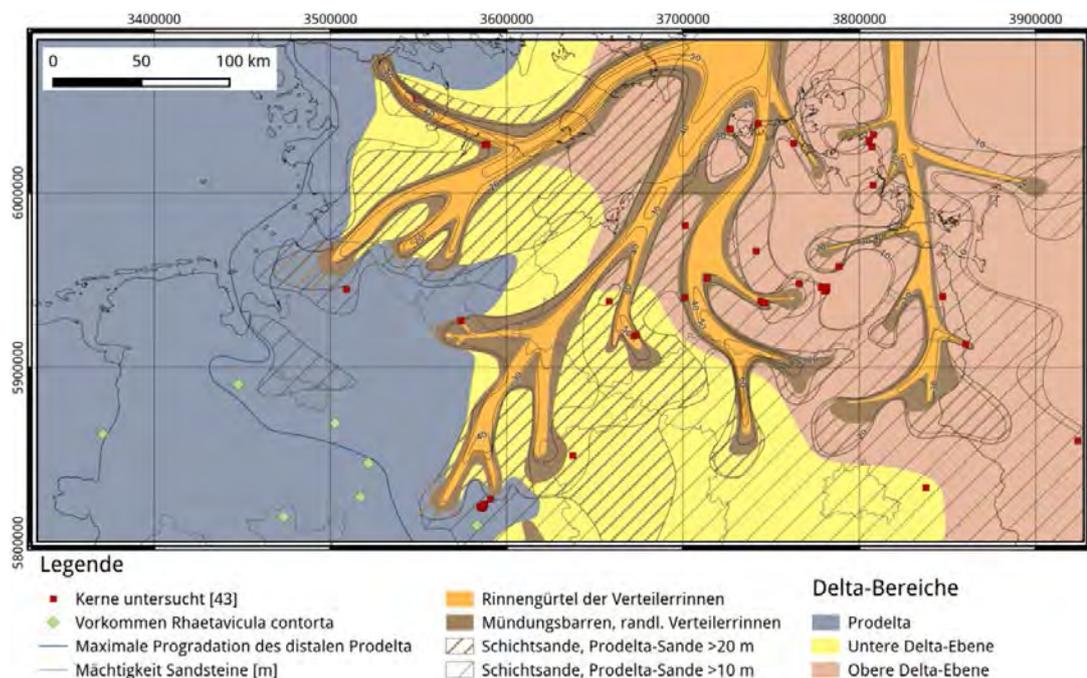


Abbildung 4-28: Ablagerungsräume der Oberen Exter-Formation im NDB

Nach Westen schließt sich an die Untere Deltaebene das **Prodelta** an, das sich bis an die Westgrenze des Arbeitsgebietes erstreckt. Hier kann ein proximaler von einem distalen Ablagerungsraum unterschieden werden. Im proximalen Bereich kommen neben schwarzen und dunkelgrauen Ton-

steinen noch hin und wieder geringmächtige Siltsteine zur Ablagerung, die vereinzelt offenbar auch küstenferne, isolierte »Zusammenspülungen« bilden (Abbildung 4-28, Raum Bremen). Der distalen Zone fehlen diese siltigen Anteile, hier werden (nach GR-Signatur) reine Tonsteine sedimentiert. Im höheren Mittleren Rhät wird anhand von Palynomorphen eine maximale Marinität festgestellt, die durch das Auftreten der brackisch-marinen Muschel *Rhaetavicula contorta* unterstützt wird (Abbildung 4-28, grüne Rauten).

Die Heterogenität der Einmündungsbereiche des deltaischen Vorbaus resultiert teilweise daher, dass mit Abb. 5 eine Karte gezeigt wird, die insgesamt drei Einzelphasen der deltaischen Sedimentation der Oberen Exter-Formation vereint: Anhand der palynostratigrafischen Einstufung bedeutungsvoller Kernbohrungen (KSS 5, Allermöhe 1, Wolgast 1 und andere) im gesamten östlichen Norddeutschen Becken ließ sich zeigen, dass einzelne Äste des Deltas zu verschiedenen Zeiten aktiv waren. Dabei sedimentierten im Mittleren Rhät die beiden westlichsten Delta-Arme (über Schwerin, Hamburg bis Hannover); im Oberen Rhät war der östlichste Delta-Arm aktiv und die Schüttungen verliefen über Vorpommern und das östliche Brandenburg (z. B. Bohrungen Wolgast 1 und Gartz 1); schließlich kamen im Rhätolias die Sande des Mittleren Arms (über die Bohrung KSS 5/66) zur Ablagerung.

Potenzielle Reservoirs der Oberen Exter-Formation

Auf der Grundlage der Lithofaziesanalyse kommen in der Oberen Exter-Formation folgende Faziesassoziationen als potenzielle Reservoirs in Frage:

- Deltaische Verteilerrinnen
- Mündungsbarren

In den **deltaischen Verteilerrinnen** wurden verschiedene Reservoirs abgelagert, die als Reservoir Rhät C und D (Mittlerhät, GTr 19), Reservoir Rhät E (Oberrhät, GTr 20) und Reservoir Rhät F (Oberrhät, Rhätolias) bezeichnet werden. Die Mächtigkeitsverteilung weist ein Maximum bei 5-10 m auf, doch sind auch darüber hinausgehende Mächtigkeiten bis 35 m sehr häufig anzutreffen.

Aufgrund dieser Mächtigkeiten besitzen die Reservoirs Rhät C bis D ein **hohes Potenzial** für die geothermische Nutzung und haben ihre Eignung am Geothermiestandort Waren bereits erwiesen.

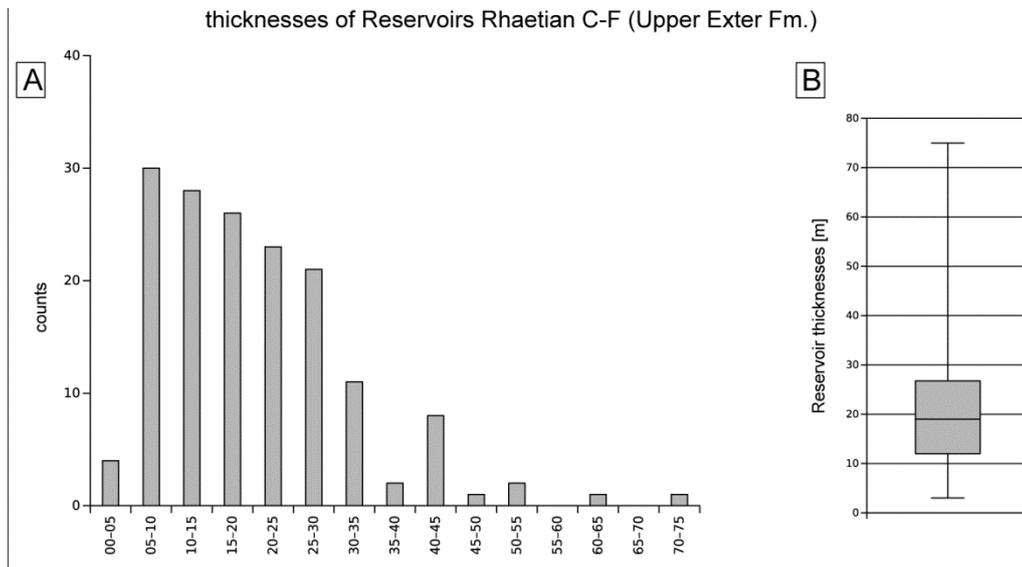


Abbildung 4-29: Häufigkeitsverteilung der Mächtigkeiten für die Reservoire Rhät C bis F. A) Häufigkeitsverteilung, B) Box-Whisker-Plot.

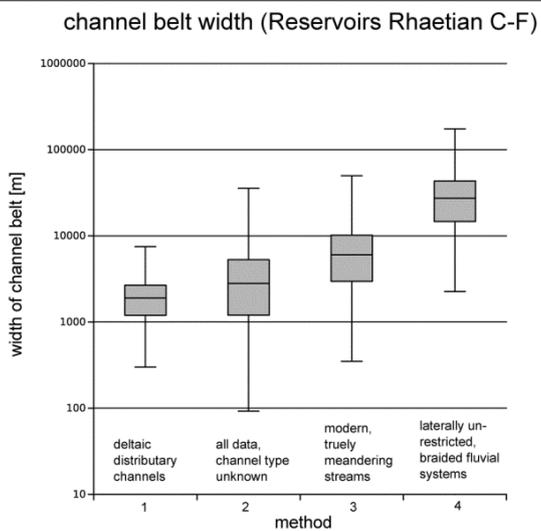


Abbildung 4-30: Wahrscheinliche Breiten der Rinnengürtel in der Oberen Exter-Formation nach 1) OLARIU & BHATTACHARIA (2006), 2-4) FIELDING & CRANE (1987).

Aus diesen Mächtigkeiten können basierend auf verschiedenen aktuogeologischen Studien wahrscheinliche Breiten der Rinnengürtel ermittelt werden, in den die Ablagerung der Rinnen erfolgte. Für die Reservoire Rhät C bis F ergeben sich folgende mögliche Breiten der Rinnengürtel (Abbildung 4-30):

- OLARIU & BHATTACHARIA (2006) Analogon: Deltaische Verteilerrinnen, Breite der Rinnengürtel: 300-7.500 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Heterogener Datensatz verschiedener Rinnentypen, Breite der Rinnengürtel: 92-35.616 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Mäandrierende Flussrinnen, Breite der Rinnengürtel: 351-49.869 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Verwilderte Flussrinnen ohne natürliche Uferdeiche, Breite der Rinnengürtel: 2.261-174.361 m

Von den zur Verfügung stehenden Analogstudien wurde lediglich eine an vergleichbaren Ablagerungssystemen durchgeführt. Die Analogstudie von OLARIU & BHATTACHARIA (2006) weist basierend auf modernen Deltas eine wahrscheinliche Breite von 300-7.500 m für die Rinnengürtel der Oberen Exter-Formation auf. Diese Werte werden als realistisch betrachtet.

Die als **Mündungsbarren** abgelagerten Sandsteine sind maximal 10 m mächtig und außerdem in ihren lateralen Erstreckungen begrenzt. Dem entsprechend besitzen sie ein **eingeschränktes Potenzial**.

4.2.2.5 Liefergebiete und Drainage der Exter- bzw. Seeberg-Formationen

Zur Rekonstruktion der Liefergebiete und Drainagesysteme des Rhäts wurden sedimentpetrographische Methoden auf die Exter- bzw. Seeberg-Formationen angewendet.

Modalbestandsanalysen der Exter-Formation weisen auf hochmature Sandsteine, die als Quarzarenite bezeichnet werden. Nur ausnahmsweise liegen Sublitharenite bzw. Subarkosen vor. Entsprechend können die Sandsteine der Exter-Formation als Abtragungsprodukte eines eingerumpften Schildes eingestuft und ihre Herkunft von Fennoskandischen Hoch abgeleitet werden (Abbildung 4-31).

Die Schwermineralvergesellschaftungen der Exter-Formation in Nordostdeutschland (HÄUSSER und KURZE 1975) werden durch das ZTR-Spektrum dominiert, das sich auf z. T. über 90 % summiert. In den randlichen Gebieten Usedom sind Granatanteile bis etwa 25 % belegt, die in Richtung Beckenzentrum rasch abnehmen und normale Maturitätsgradienten belegen. Zusätzlich sind geringere Anteile von Apatit, Staurolith, Disthen und Epidot zu verzeichnen (Abbildung 4-32). Diese Schwermineralvergesellschaftun-

gen sind in ihrer grundsätzlichen Zusammensetzung bemerkenswert stabil bis in das Callov ausgebildet. Lediglich die Verhältnisse des ultrastabilen ZTR-Spektrums zu weniger stabilen Schwermineralen schwankt als Funktion der Transportweite (Abbildung 4-33).

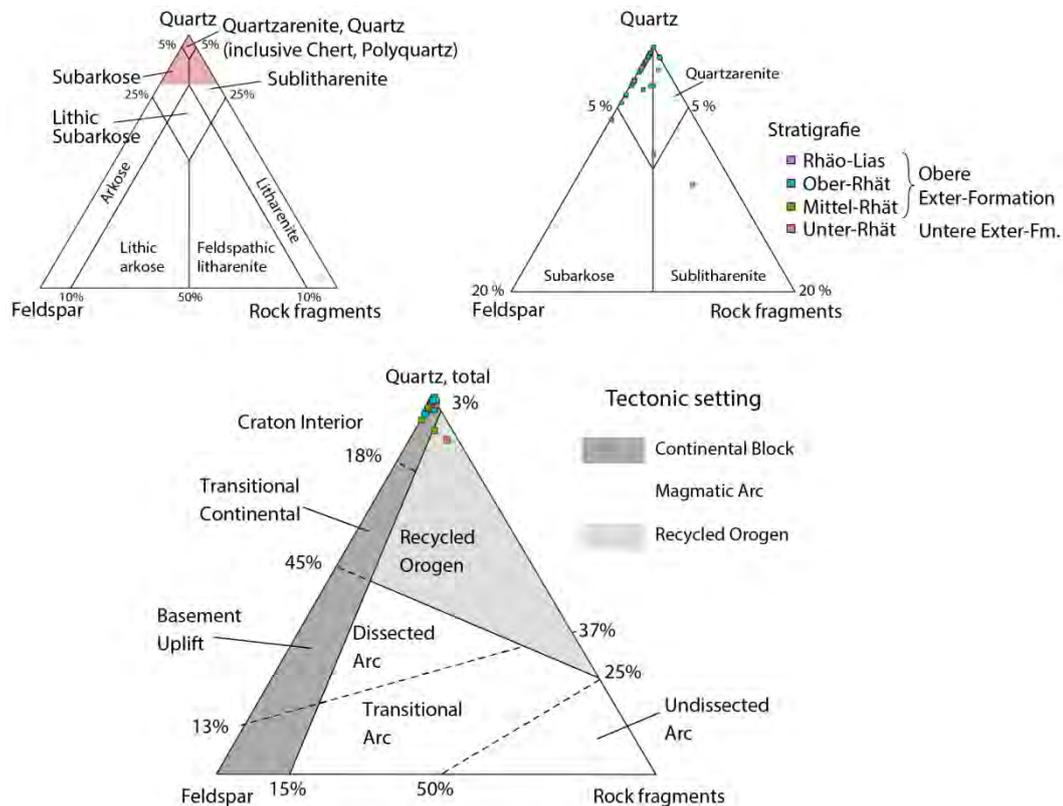


Abbildung 4-31: Modalbestand der Exter-Formation nach McBRIDE (1963) und DICKINSON (1985).

Eine davon abweichende Schwermineralvergesellschaftung tritt im nord-westlichen Harzvorland auf. Die dort erschlossenen rhätischen Sandsteine wurden durch BARTH et al. (2014) aufgrund in Richtung NW gerichteter Transportgefüge der Seeberg-Formation zugeordnet. Die Schwermineralvergesellschaftungen sind ebenfalls zu wesentlichen Anteilen durch das ZTR-Spektrum charakterisiert, die jedoch durch signifikante Anteile von Epidot ergänzt werden (Abbildung 4-32). Da der Epidotanteil von bis zu 30 % deutlich höher ist als der der Exter-Formation, wird damit eine eindeutige Trennung beider Formationen auf sedimentpetrographischer Grundlage möglich. Im Prinzip wird hier das **endorheische Drainage-system** von den umliegenden Hochländern zum Beckenzentrum gerichteter Sedimentströme, das bereits in der Stuttgart-Formation rekonstruiert werden konnte, sichtbar.

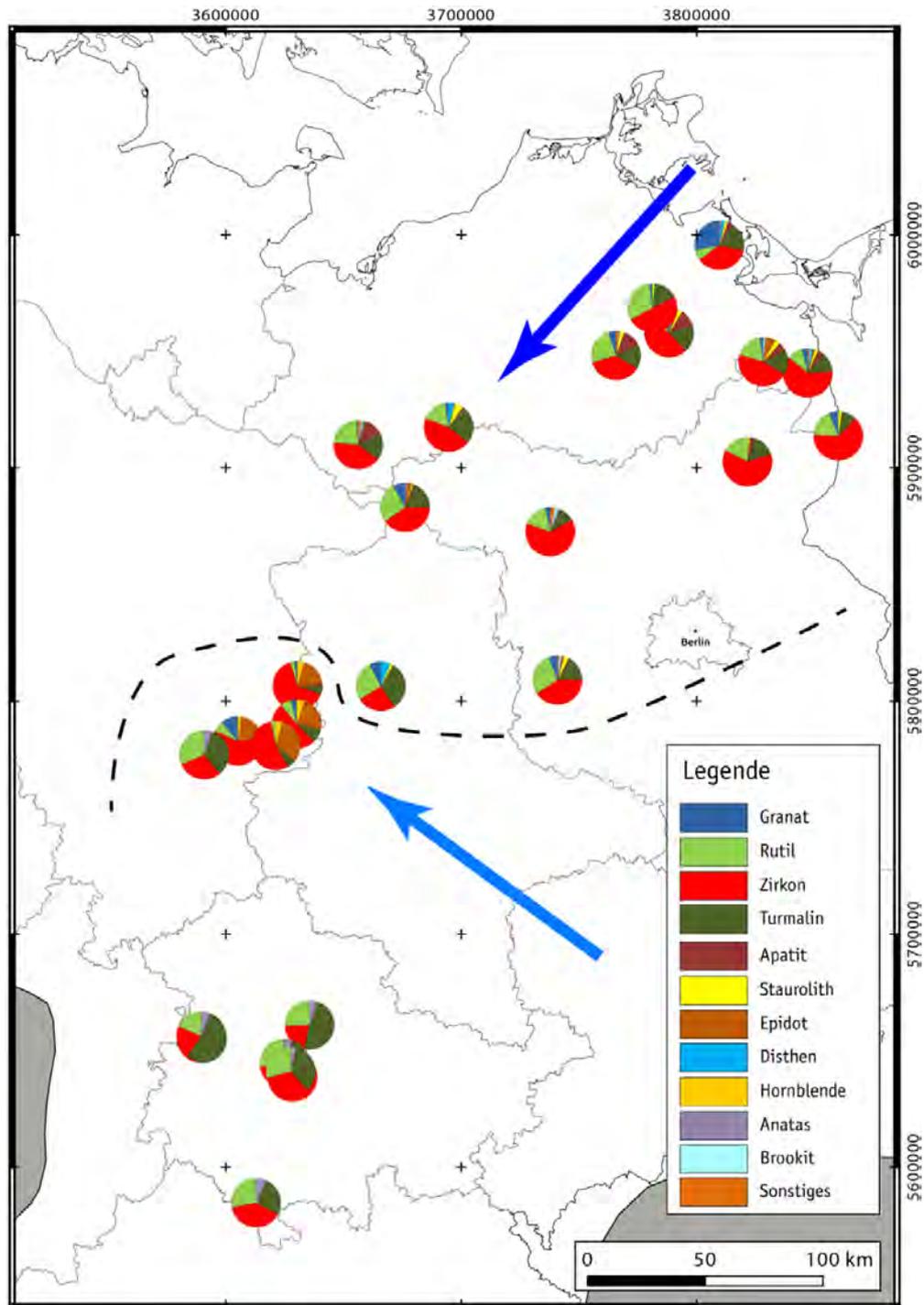


Abbildung 4-32: Schwermineralvergesellschaftungen des Rhäts. Schüttungen südlicher Provenienz werden in der Seeberg-Formation (FRANZ 2008) zusammengefasst und von Schüttungen nördlicher Provenienz getrennt, die in der Exter-Formation zusammengefasst werden

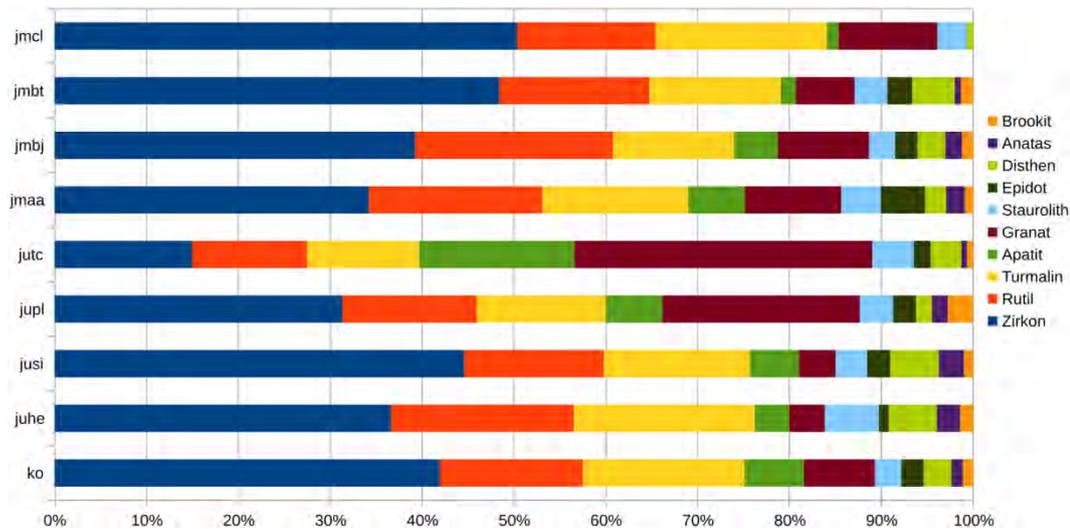


Abbildung 4-33: Gemittelte Schwermineralvergesellschaftungen der Abfolge Rhät- Callov norddeutscher Bohrungen (ko = 142, juhe = 90, jusi = 145, jupl = 120, jutc = 149, jmaa = 80, jmbj = 41, jmbt = 21, jmcl = 11; Gesamt = 799)

4.2.3 Dogger

(J. ZIMMERMANN)

4.2.3.1 Faziesassoziationen Toarc-Bajoc

Folgende Faziesassoziationen (FA) deltaisicher Ablagerungsräume wurden ausgehalten:

- epikontinentales Flachmeer (inland sea/prodelta)
- distale Mündungsbarren (distal mouth bars)
- Mündungsbarren (mouth bars)
- deltaische Verteilerrinnen (deltaic distributary channels)
- natürliche Uferdeiche (natural levees)
- Deichbruchfächer (crevasse splays)
- Schichtflutsande (deltaic sheetflows)
- paralische Buchten (interdistributary bays)
- ooidführende Sandbänke (shoals, with ooids)

Diese Faziesassoziationen werden übersichtsartig in Tabelle 4-9 dargestellt und im Folgenden beschrieben.

Tabelle 4-9: Faziesassoziationen des Toarc-Bajoc (aus ZIMMERMANN et al. in Vorber. b)

Facies Association	Lithology	Bedding	Biofacies	Bioturbation	Log shape	Sediment transport
Inland sea (prodelta)	Mudstone to Siltstone, partly carbonaceous or ferritic concretions, dark-grey to grey	Fine lamination, lenticular to wavy bedding, partly HCS, soft-sediment deformation,	Inner to middle neritic, weakly destroyed shells	BI = 0-3, Planolites, Chondrites, Teichichnus	Smooth and alternating around the clay-line	Suspended load sedimentation, partly migrating of two-dimensional ripples, fully marine conditions
Distal mouth bars	Very fine- to fine-grained sandstone beds, intercalated by thin to thick mudstones or siltstones, well to very well sorted, dark-grey to light-grey, partly greenish	Parallel lamination to ripple cross-lamination, wavy to flaser bedding, HCS, normally grading, soft-sediment deformation	Inner neritic, mixed assemblages consisting of terrestrial palynomorphs and marine plankton	BI = 1-6, Planolites, Teichichnus, rare Chondrites,	Serrated and funnel shape, cleaning upwards trend	Grain flows, migration of two-dimensional ripples or dunes, hyperpycnical flows, suspension load sedimentation, wave reworking, vertical progradation
Mouth bars	Very fine- to medium-grained sandstone beds, well to very well sorted, gradational to sharp based, partly abundant plant detritus, light-grey to grey	Parallel lamination, asymmetric ripple cross-lamination, commonly grading from parallel to ripple cross-lamination, partly flaser bedding, subordinately HCS, subordinately soft-sediment deformation, normally grading	Weak data, partly mixed assemblages consisting of terrestrial palynomorphs and marine plankton	BI = 0-2, Planolites	Serrated to smooth and funnel to blocky shape, cleaning upwards trend	Jet-flow deposition and migration of two dimensional dunes, shallow and high-energy conditions, vertical progradation and aggradation

Facies Association	Lithology	Bedding	Biofacies	Bioturbation	Log shape	Sediment transport
Deltaic distributary channels	Fine- to coarse-grained sandstone beds, partly gravelly, sharp to erosional based, thickening and coarsening upwards bedsets, xylitic debris, intraformational mud clasts, matrix poor to absent, well to very well sorted, light-grey to grey	Low-angle to normal cross-bedding, partly parallel lamination, multiple erosional surfaces, one to two cm thick foresets	no data	BI = 0	Smooth and blocky shape	Migration of two- and three-dimensional dunes, moderate-sinuosity meandering channels, seasonal discharge variations, vertical aggradation
Natural levees	Fine- to medium-grained sandstone beds, partly gravelly, sharp based, no grain-size trends, partly thickening upwards bedsets, xylitic debris, intraformational mud clasts, matrix poor to absent, moderately sorted, light-grey to grey	Parallel lamination, multi-storey bedsets, one to two cm thick laminae	partly wood debris	BI = 0	Smooth and blocky shape	Sheetfloods in upper flow regime, during bank-full stage
Crevasse splays	Fine- to coarse-grained sandstone beds, partly gravelly, sharp based, fining upwards trends, partly thickening upwards bedsets, xylitic debris, intraformational mud clasts, moderately	Parallel lamination commonly grade upwards to ripple-cross lamination, multi-storey bedsets, one to two cm thick laminae	partly wood debris	BI = 0-1	Smooth to serrated and blocky shape	Sheetfloods in upper flow regime, during bank-full stage, crevasseing of levees

Facies Association	Lithology	Bedding	Biofacies	Bioturbation	Log shape	Sediment transport
	sorted, light-grey to grey					
Deltaic sheetflows	Fine- to coarse-grained sandstone beds, partly gravelly, abundant plant and xylitic debris and clayey matrix, moderately to poorly sorted, thin coal laminae, sharp based, grey	Low-angle cross-bedding, parallel lamination, partly asymmetric ripple cross-bedding or flaser to wavy bedding, multiple and discrete erosional surfaces, normally grading, thinning and fining upwards bedstes	Weak data, dominating terrestrial paly-nomorphs, root trace fossils	BI = 0-1 (when silty Chondrites, Planolites)	Serrated and bell shape	Subaqueous crevassing of distributary channels during high-energy flood stage, high-energy sedimentation in suspension load sedimentation on delta plain
Interdistributary bays	Very fine- to fine-grained sandstone beds, intercalated by thin to thick mudstones or siltstones, abundant plant detritus, thin coal laminae, dark-grey to light-grey, partly greenish	Parallel lamination to symmetric and asymmetric ripple cross-lamination, wavy to flaser bedding, HCS, normally grading, partly reddish to yellowish mottles	Dominating terrestrial paly-nomorphs, root trace fossils	BI = 0-3 (Chondrites)	Smooth and alternating around the clay-line	Suspension load sedimentation, migration of two-dimensional ripples, wave reworking, immature soil formation

Facies Association	Lithology	Bedding	Biofacies	Bioturbation	Log shape	Sediment transport
Shoals (oid-bearing)	Fine- to medium-grained sandstone beds, partly coarse-grained, rare to moderate ferritic ooids, clayey to carbonatic matrix, thickening and coarsening upwards bedsets, moderately to poorly sorted, sharp based, brown-reddish to yellowish	Low-angle cross-bedding to parallel lamination and partly asymmetric ripple cross-lamination, HCS, normally grading	Abundant marine fossils (bivalvs, belemnites, bryozones) partly in laminae	BI = 0	Smooth to serrated and bell shape, partly blocky shaped	High-energy sedimentation due to wave and current events, parautochthonous deposition in low-energy suspension load deposits, marine environments, ooid formation due to intense swash and backwash processes, ooid distribution and sedimentation due to wave and current action

Epikontinentales Flachmeer (inland sea/prodelta)

Ablagerungen des marinen Prodeltas bestehen aus laminierten, dunkelgrauen bis grauen Ton- und Siltsteinen, vereinzelt mit eingeschalteten 5 bis 50 cm mächtigen lentikulargeschichteten Heterolithen. Sehr feinkörnige Sandsteinlagen mit HCS Strukturen treten in sandiger, proximaler Prodeltafazies auf. Softsedimentäre Strukturen (flame structures, convolute bedding) sind typisch für proximale Prodeltafazies. Weiterhin treten karbonatische oder ferritische Konkretionen auf, entweder in schmalen Lagen (<2 cm) oder als Knollen.

In der distalen Prodeltafazies sind Spurenfossilien generell selten bis moderat vorhanden, nehmen aber stark zu, je proximaler (sandiger) die Prodeltafazies erscheint. *Chondrites* und dünne *Planolites*-artige Spurenfossilien treten in der distalen Prodeltafazies auf und werden durch dicke *Planolites*-artige und *Teichichnus* Fauna in proximaler Prodeltafazies ersetzt. Zusätzlich ist die Prodeltafazies durch eine neritische Fauna (Ammoniten, Belemniten) charakterisiert.

Distale Mündungsbarren (distal mouth bars)

Distale Deltafront-Mündungsbarren (ca. 5 bis 20 m mächtig) bestehen aus parallel-laminierten bis rippelgeschichteten, dunkelgrauen bis hellgrauen fein- bis sehr feinkörnigen Sandsteinlagen. Diese sind 5 bis 20 cm dick, sehr gut bis gut sortiert und unterbrochen von wellig- bis Flaser-

geschichteten Heterolithen. Generell sind die Basisflächen der Sandsteinlagen scharf und horizontalgeschichtet und gehen zum Hangenden in rippelgeschichtete Sande und Heterolithe über. Insgesamt zeigt diese FA aber einen progradierenden Trend verbunden mit zunehmenden Mächtigkeiten der Sandsteinlagen (thickening upward). HCS und softsedimentäre Strukturen sind typisch.

Der Bioturbationsindex schwankt sehr stark von 1 bis 6 mit *Planolites*, *Teichichnus* und in tonigen Lagen mit *Chondrites*. Die Biofazies setzt sich sowohl aus neritischen Faunen sowie einer Mischung von marinen und terrestrischen Plankton zusammen.

Mündungsbarren (mouth bars)

Proximale Mündungsbarren (ca. 5 bis 60 m mächtig) bestehen aus grau bis hellgrauen, fein- bis mittelkörnigen, parallel- bis rippelgeschichteten Sandsteinlagen. Die Sandsteinlagen besitzen entweder graduelle oder scharfe Basisflächen und zeigen typischerweise zunehmende Mächtigkeiten der Sandsteinlagen (thickening upward). Untergeordnet treten HCS oder Flasergeschichtete Heterolithe auf und separieren die Sandsteinlagen.

Bioturbation ist generell gering und meist monospezifisch (*Planolites*). Die Biofazies setzt sich meist aus einer Mischung aus marinen und terrestrischen Palynomorphen zusammen, in tonigen Abschnitten können aber auch Ostrakoden oder Foraminiferen auftreten.

Deltaische Verteilerrinnen (deltaic distributary channels)

Deltaische Verteilerkanäle (ca. 10 bis 100 m mächtig) setzen sich aus grauen bis hellgrauen, fein- bis grobkörnigen Sandsteinen zusammen, die im Wesentlichen schräg- bis flachwinklig schräggeschichtet sind. Zum Hangenden der Verteilerrinnenfazies können auch parallel- bis rippelgeschichtete Sandsteine auftreten. Intern lassen sich mehrere Einheiten beobachten, die entweder erosiv oder scharf übereinander lagern und zum Hangenden mächtiger werden. Große Holzreste und Tongerölle sind meist an den Basisflächen eingearbeitet und zeugen von Erosion. Die Sande mit geringem Matrixanteil sind meist gut bis sehr gut sortiert. Bioturbation fehlt genauso wie andere marine Fossilien.

Diese Faziesassoziation wurde auch in der Aufschlussanalogstudie im Raum Wolfsburg dokumentiert (Abbildung 4-34, ZIMMERMANN et al. 2014).

Natürliche Uferdeiche und Deichbruchfächer (natural levees/crevasse splays)

Verteilerkanäle werden durch natürliche Uferdeiche (levees) begrenzt. Diese werden meist aus parallel-geschichteten bis flachwinkelig schräg-geschichteten, fein bis grobkörnigen Sanden aufgebaut. Crevasse splays (Deichbruchfächer) bestehen granulometrisch aus den selben Sanden wie die Verteilerkanäle selbst und entstehen bei Hochwasser, wenn die Kanäle ihre eigenen Levees durchbrechen.

Diese Faziesassoziation wurde auch in der Aufschlussanalogstudie im Raum Wolfsburg dokumentiert (Abbildung 4-35, ZIMMERMANN et al. 2014).

Schichtflutsande (deltaic sheetflows)

Schichtsande auf der Deltaebene (ca. 5 bis 20 m mächtig) bestehen aus grauen, fein- bis grobkörnigen, schräg-geschichteten und parallel-laminierten Sandsteinen. Untergeordnet treten rippelgeschichtete Sandsteine und Heterolithe auf. Schichtsande setzen sich aus verschiedenen Einheiten zusammen, die entweder erosiv oder scharf begrenzt sind. Holzreste und Tongerölle sind typisch und treten meist an den Basisflächen auf. Die einzelnen Einheiten (0,5 bis 2 m mächtig) zeigen oft Kornverfeinerungstrends (fining upward), begleitet von abnehmenden Mächtigkeiten der Sandsteinlagen (thinning upward). Bioturbation ist selten (BI = 0-1) und wird hauptsächlich von *Planolites* oder *Chondrites* verursacht. Makrofossilien sind nicht zu beobachten, wobei terrestrische Palynomorphen in tonigen Partien typisch sind.

Paralische Buchten (interdistributary bays)

Ablagerungen der Zwischenrinnenbuchten (ca. 0,5 bis 10 m mächtig) bestehen meist aus dunkelgrauen bis hellgrauen, sehr fein- bis feinkörnigen Sanden, die parallel- bis rippel-geschichtet sind. Diese Sandsteinlagen (cm bis dm mächtig) sind gewöhnlicherweise von dm mächtigen laminierten Silt- bis Tonsteinen oder Heterolithen unterbrochen. Blattreste und dünne kohlige Lagen sind eingeschaltet oder auf Schichtflächen angeordnet. HCS Strukturen treten untergeordnet auf und zeigen zum Hangenden Kornverfeinerungstrends. Zum Teil sind Rotfärbung oder gelbliche Verfärbungen zu beobachten.

Bioturbation ist generell gering (BI = 0-3) und meist durch *Chondrites* oder *Planolites* erzeugt.

Ooid-führende Sandbänke (shoals, with ooids)

Ooid-führende Küstensande (ca. 10 m mächtig) sind meist aus rot-braunen bis gelblichen, fein- bis mittelkörnigen, zum Teil grobkörnigen Sandsteinen

zusammengesetzt, die im Wesentlichen flachwinklig schräggeschichtet bis parallel-laminiert, zum Teil auch rippelgeschichtet sind. Vereinzelt können HCS Strukturen auftreten. Die einzelnen Sandlagen zeigen scharfe Basisflächen mit einzelnen Tongeröllen. Die Sande sind moderat bis schlecht sortiert und enthalten neben Eisenkarbonatoiden auch marine Fossilien (Belemniten, Muscheln, Scaphopoden, Bryozoen). Diese FA setzt sich aus verschiedenen Sandlagen zusammen, die zum Hangenden an Mächtigkeit und Korngröße zunehmen. Bioturbation wurde nicht beobachtet.

4.2.3.2 Ablagerungsräume und potenzielle Reservoirs des Toarc-Bajoc

Aufschlussanalogstudie "Polyplocussandstein" im Raum Wolfsburg

Die Polyplocussandstein-Formation (spätes Aalen) streicht im südöstlichen Niedersachsen im Raum von Wolfsburg an der Oberfläche aus und dient daher als einziges und wichtiges Aufschlussanalogon für potenzielle Reservoirs des Aalen im Arbeitsgebiet.

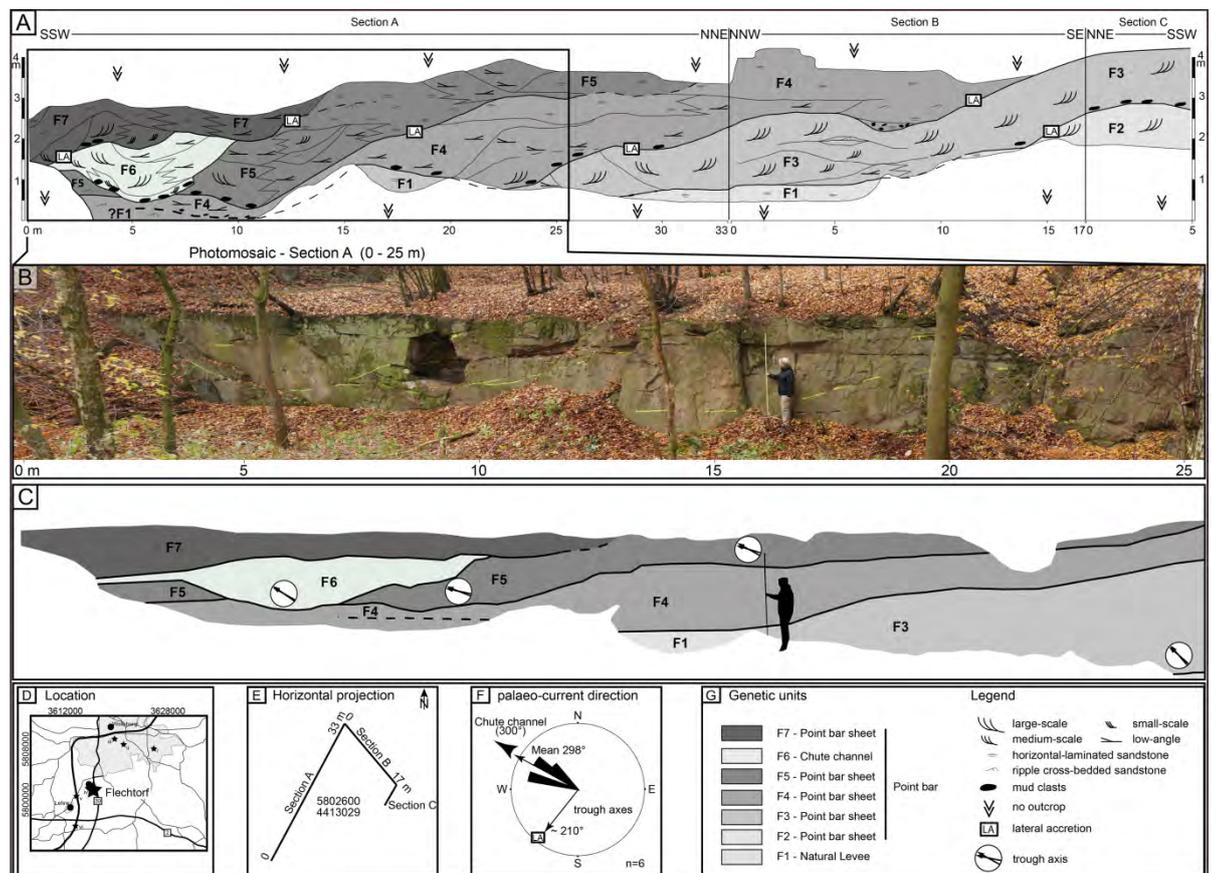


Abbildung 4-34: Schematischer Querschnitt durch eine deltaische Verteilerrinne mit angeschlossenen Uferdeich bei Flechtorf. Der Aufschluss zeigt laterale Migration

tion verschiedener Sandkörper, die als Gleithangbündel interpretiert wurden (ZIMMERMANN et al. 2014).

Mehrere Aufschlüsse wurden lithofaziell untersucht, um die primären Ablagerungsbedingungen sowie Faziesassoziationen zu bestimmen (siehe ZIMMERMANN et al. 2014). Bei Flechtorf konnte in einer auflässigen Sandgrube eine Gleithangbündelabfolge einer moderat mäandrierenden, deltaischen Verteilerrinne dokumentiert werden (Abbildung 4-34). In mehreren auflässigen Sandgruben bei Neuhaus wurde ein Deichbruchfächer (Crevasse splay) erkannt, welcher in eine Stillwasserbucht (Interdistributary bay) mündet (Abbildung 4-35).

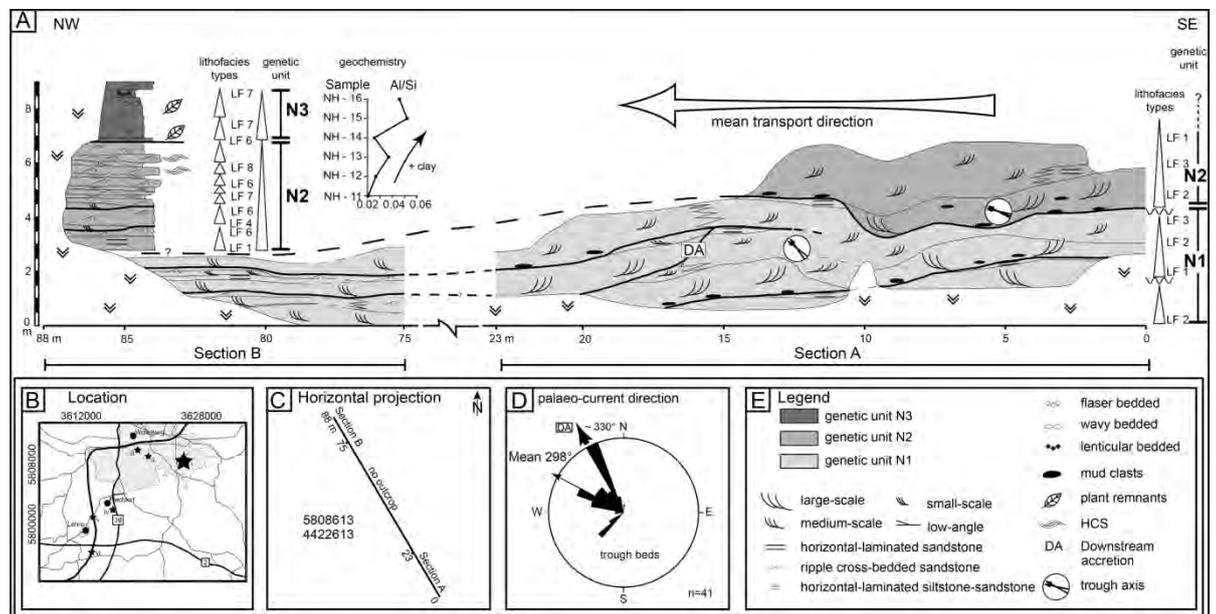


Abbildung 4-35: Schematischer Querschnitt durch einen Deichbruchfächer in der Sandgrube bei Neuhaus (ZIMMERMANN et al. 2014)

Aus der Geometrie einzelner Gleithangbündel können hydraulische Parameter der Verteilerrinne abgeleitet werden, von denen insbesondere die Breite des Mäandergürtels eine besondere Bedeutung einnimmt (SCHUMM 1963, 1972, LEEDER 1973, WILLIS 1989, GIBLING 2006). Für die identifizierte mäandrierende Verteilerrinne auf einer Deltaebene bei Flechtorf konnten Rinnenbreiten von 20 bis 45 m in einem Mäandergürtel von 320 bis 350 m Breite ermittelt werden (Abbildung 4-36).

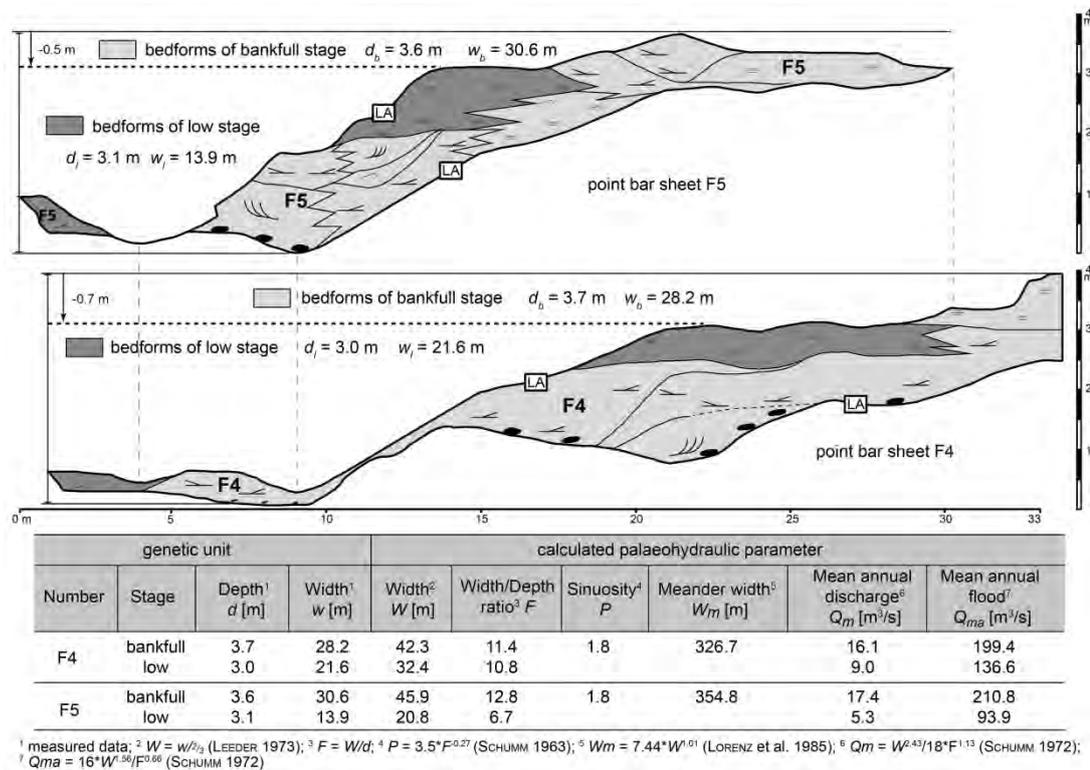


Abbildung 4-36: Schematischer Querschnitt zweier Gleithangbündel aus dem Aufschluss Flechtorf. Aus der Geometrie der Gleithangbündel können paläohydraulische Parameter des Flusssystem abgeleitet werden (ZIMMERMANN et al. 2014)

Ablagerungsräume des Toarc-Bajoc in Norddeutschland

Untertoarc (Tenuicostatum/Falciferum Chronen)

Im Untertoarc kam es zu einem der stärksten Meeresspiegelanstiege im ganzen Mesozoikum. Dies führte zur beckenweiten Ablagerung von dunklen, laminierten Tonsteinen (Posidonienschiefer) mit deutlich erhöhten C_{org} -Gehalten. Da in diesen Abfolgen bis in proximale Beckenabschnitte Ammoniten auftreten, ist die biostratigraphische Kontrolle hervorragend (Abbildung 4-37). Die Ablagerungen des Posidonienschiefers können im Beckenzentrum (Gebiet von Bremen bis etwa Hannover) Mächtigkeiten bis 300 m erreichen. In Richtung Ost nehmen die Mächtigkeiten sukzessive ab, die geringsten Mächtigkeiten von lediglich 5 m wurden im Gebiet Usedom registriert. Reservoirs sind in der Abfolge nicht ausgebildet.

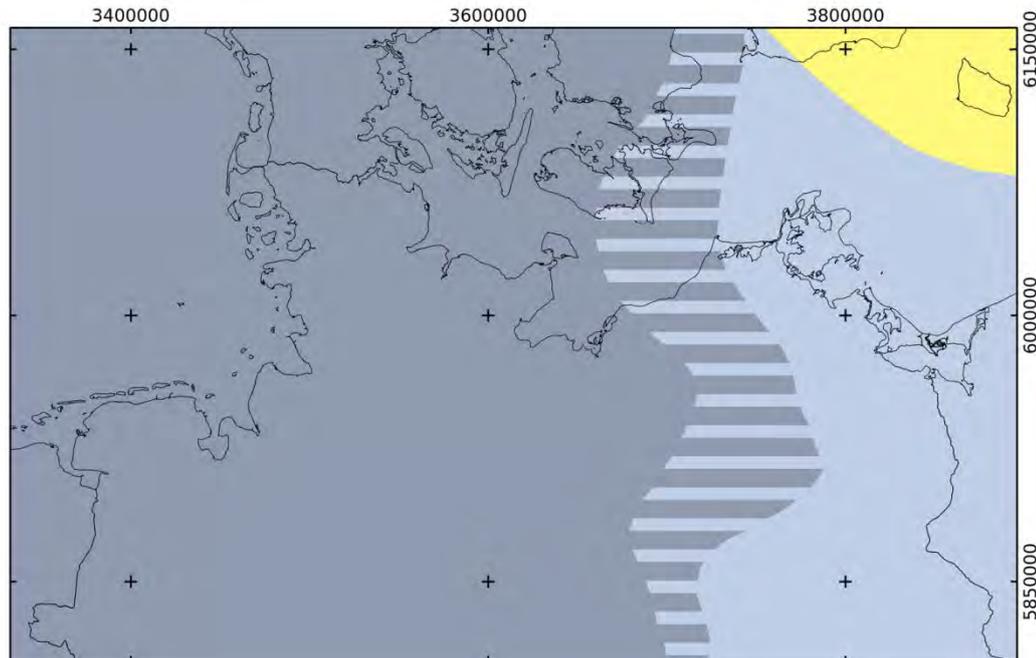


Abbildung 4-37: Paläogeographische Rekonstruktion des Posidonienschiefers (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).

Oberes Untertoarc (Bifrons Chron)

Durch regressive Trends wurde die Progradation eines Fluss-dominierten Deltas in das nordöstliche Arbeitsgebiet gesteuert (Abbildung 4-38). Deltaische Verteilerkanäle scheinen aus Nordwest-Polen als mehr oder weniger isolierte Kanäle in südwestliche Richtung in das Arbeitsgebiet zu reichen und münden in relativ kleinräumigen proximalen Mündungsbarren (<10 km). Das Gebiet um Usedom und südlich davon ist durch Ablagerung der unteren Deltaebene mit Schichtsand und Stillwasserbuchten charakterisiert. Die potenziellen Reservoirs der Verteilerrinnen und Mündungsbarren erreichen maximale Mächtigkeiten von 35 m, besitzen generell hohe Maturitäten (ca. 95% Quarz), gute bis sehr gute Sortierungen sowie eine schwache Verfestigung. Sie werden als Reservoir Untertoarc bezeichnet. Diese deltaischen Ablagerungen des Oberen Untertoarc sind von den kretazischen oder tertiären Erosionen nicht betroffen.

Obertoarc (Levesquei chron)

Im Obertoarc sind im Nordostteil des Arbeitsgebietes bis zu 40 m progradierende Sandschüttungen verbreitet. Diese reichen vom Gebiet Usedom bis ins nördliche Brandenburg und nach Westen bis in die östliche Prignitz. Diese potenziellen Reservoirs setzen sich aus bis zu 40 m mächtigen (im Durchschnitt 22 m) Verteilerrinnen auf der unteren Deltaebene sowie ge-

ringmächtigeren Verteilerrinnen der Deltafront zusammen (Abbildung 4-39).

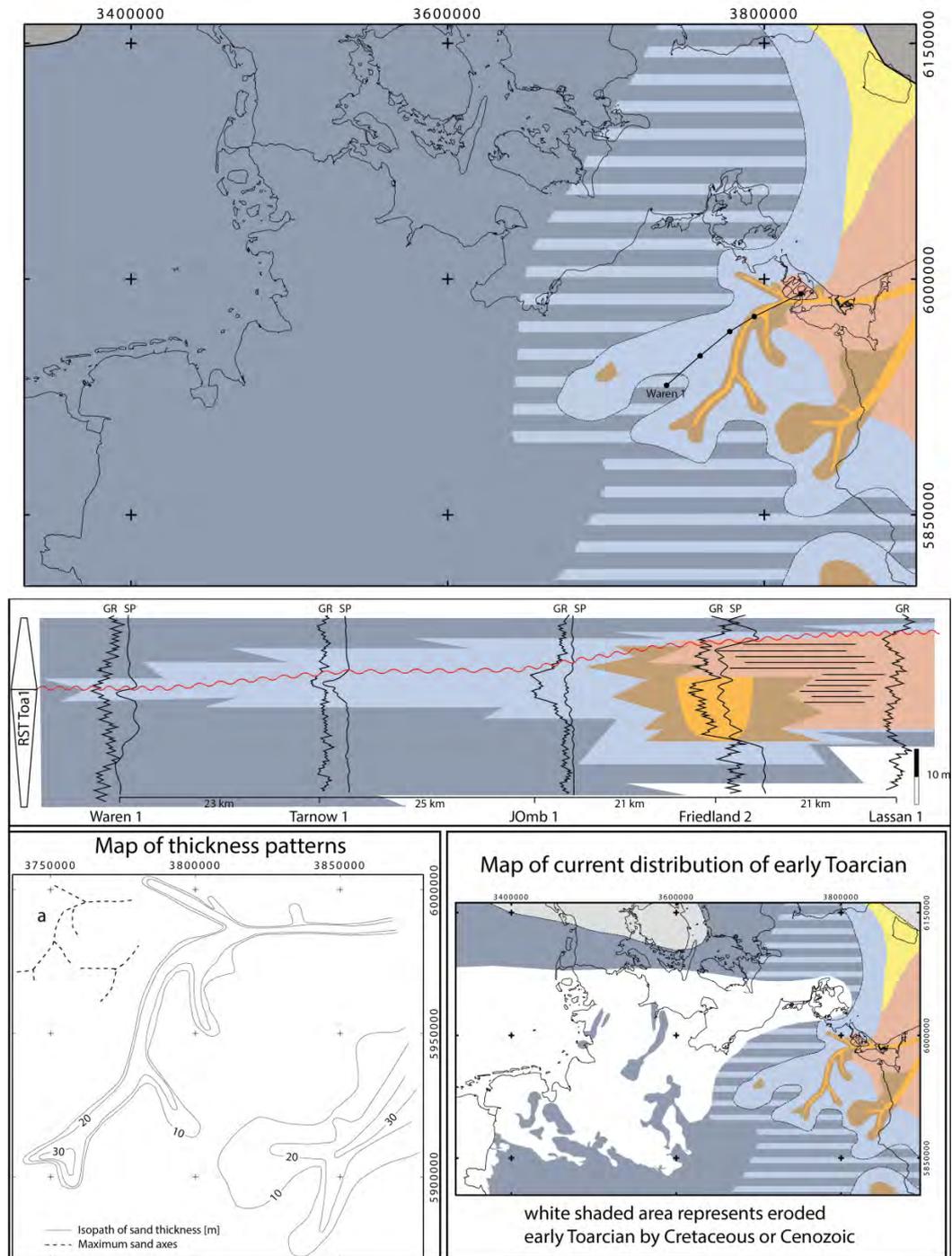


Abbildung 4-38: Paläogeographische Rekonstruktion des Oberen Untertoarc (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).

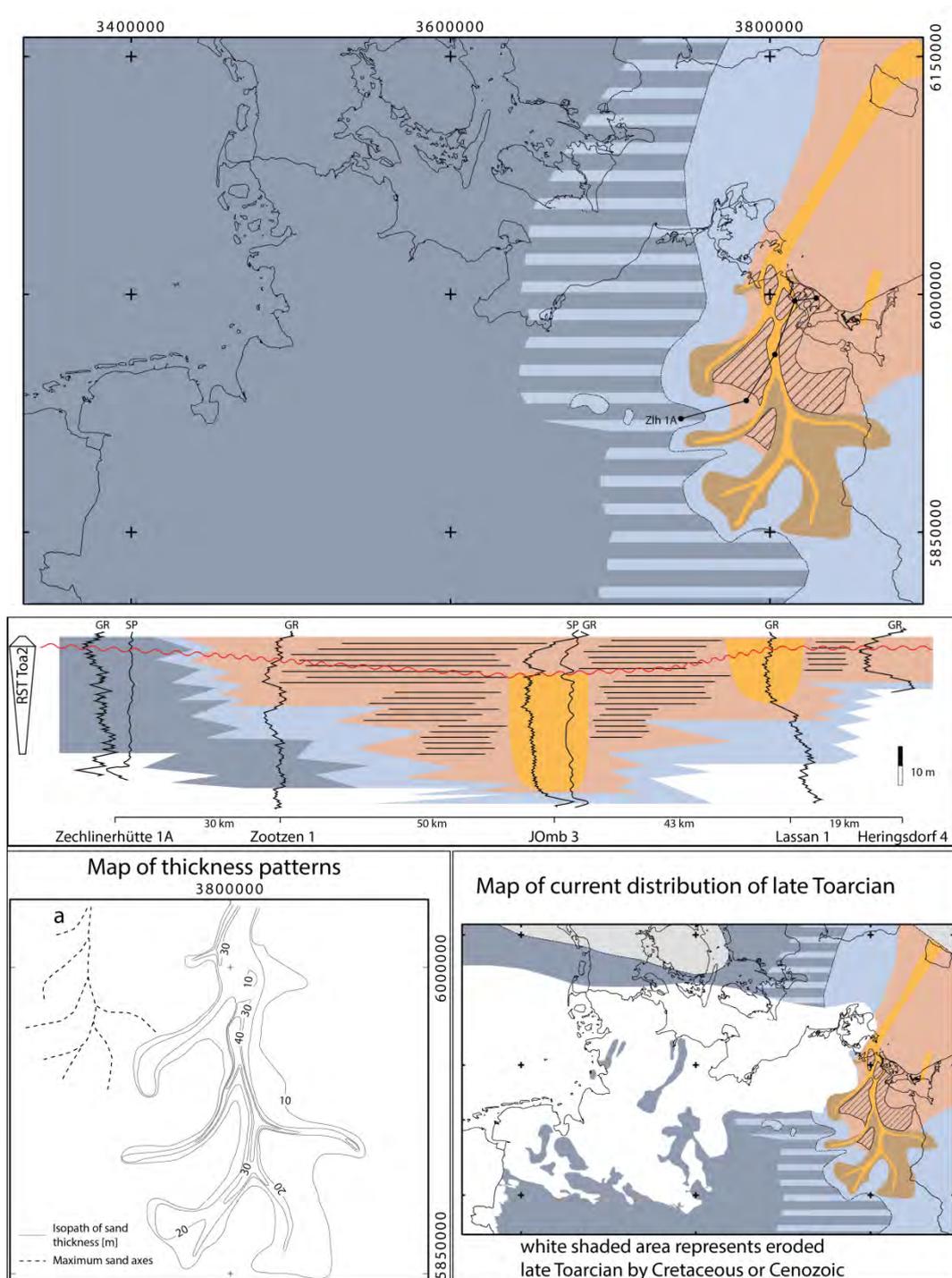


Abbildung 4-39: Paläogeographische Rekonstruktion des Obertoarc (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).

Auf der unteren Deltaebene verzahnen sich die Rinnen lateral mit Schichtsand und Ablagerungen der Stillwasserbuchten (Interdistributary bay). Im Deltafrontbereich verzahnen sich die Verteilerrinnen mit Mündungsbar-

ren, die ihrerseits in distale Mündungsbarren der Deltafront übergehen. Dies wird als "Bar-Finger" Architektur bezeichnet und ist neben einem stark verzweigtem Netz von Verteilerkanälen typisch für Fluss-dominierte „high-constructive“ Deltas (FISHER et al. 1969). Ein Großteil der deltaischen Ablagerungen des Obertoarc ist noch vorhanden, da sich jüngere Erosionen auf westlichere Gebiete beschränkten.

Unteraalen (Opalinum Chronen)

Der Regression im Obertoarc folgte eine weitere starke Transgression im Unteraalen, die die brackische Küstensedimentation weit nach Nordost bis nach Bornholm zurückdrängte (Abbildung 4-40). Der gesamte West- und Zentralteil des Arbeitsgebietes war durch vollmarine Sedimentation gekennzeichnet. Diese vollmarinen, dunklen und laminierten Tonsteine (Opalinuston) erreichen Mächtigkeiten bis zu 100 m und führen häufig Ammoniten oder Ostrakoden und sind daher biostratigraphisch sehr gut datierbar. Im Nordosten des Arbeitsgebietes wird der Opalinuston durch geringmächtige tonig-siltige Äquivalente vertreten, die Mächtigkeiten von 1 bis 5 m erreichen. Potenzielle Reservoire sind in der Abfolge nicht ausgebildet.

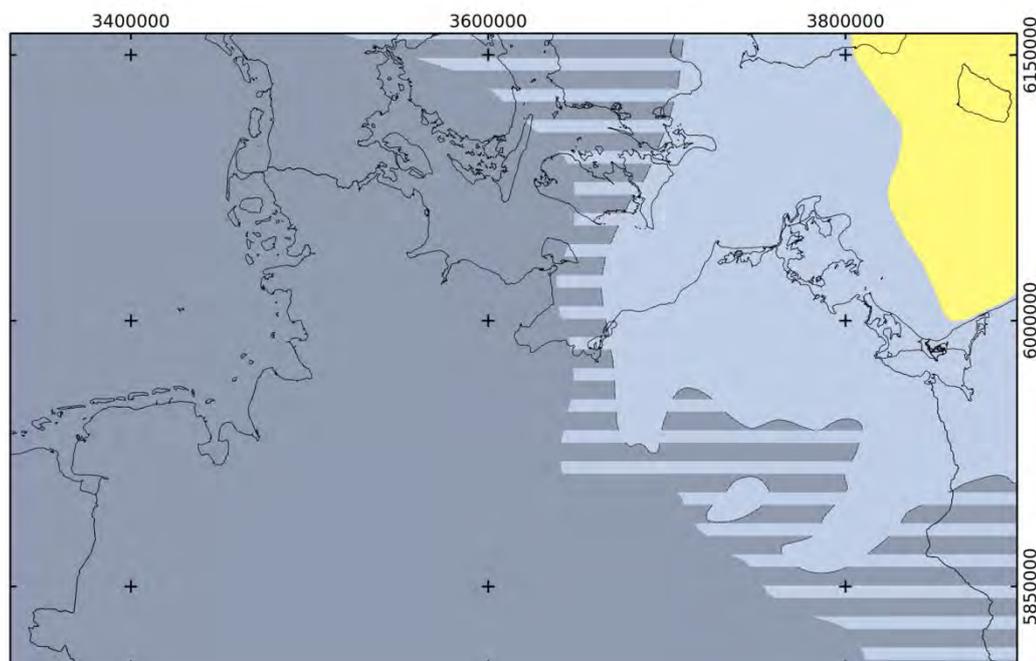


Abbildung 4-40: Paläogeographische Rekonstruktion des Unteraalen (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).

Oberaalen 1 (Murchisonae Chrono)

Nachdem im Unteraalen das Meer aus Westen das komplette Becken überflutete, kam es im Oberaalen zu ausgeprägt regressiven Trends, in deren Folge siliziklastische Küstenräume weit in Richtung West progradierten.

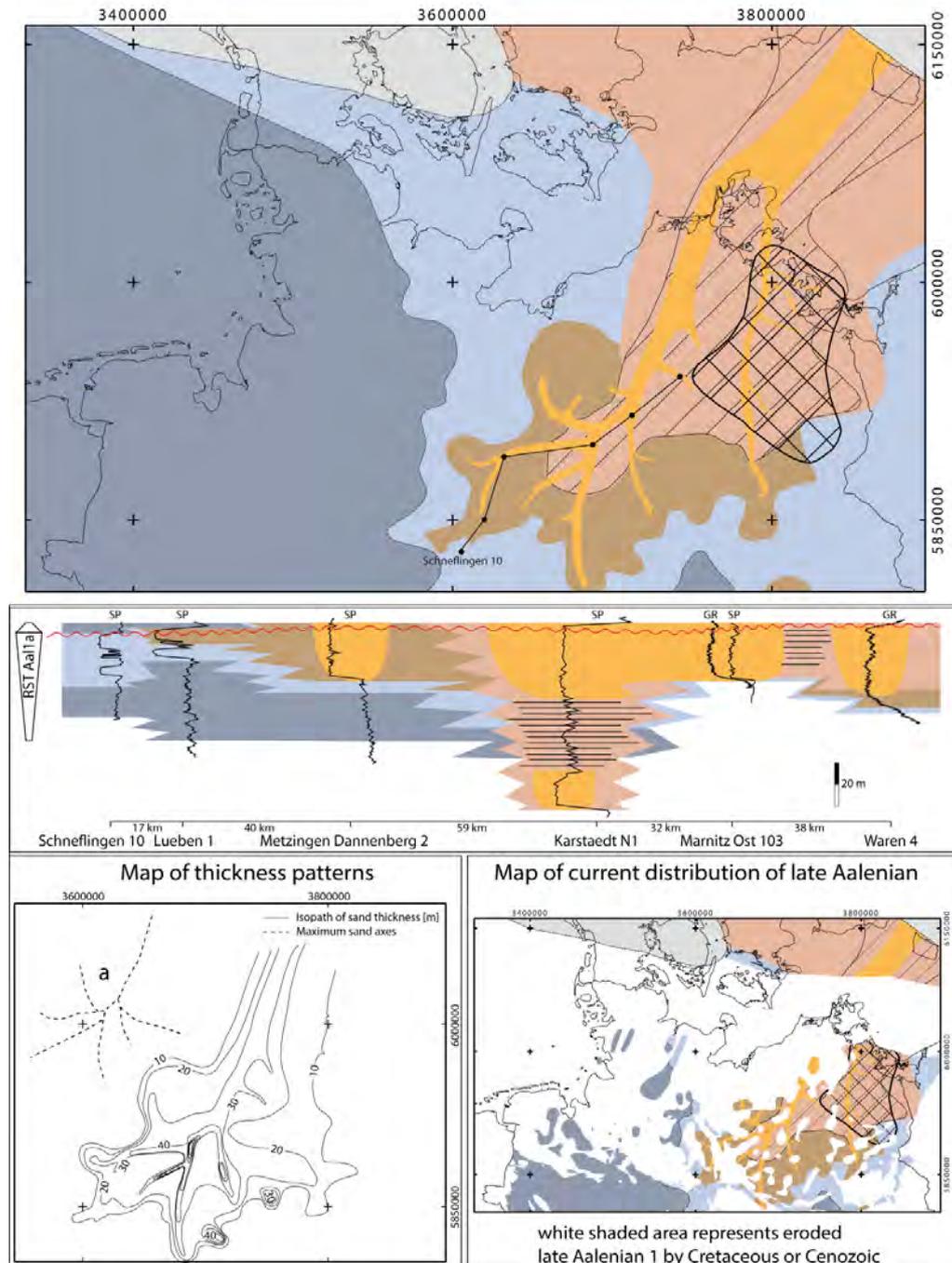


Abbildung 4-41: Paläogeographische Rekonstruktion des Oberaalen 1 (gekreuzte Schraffur: Oberaalen 1 nicht von Oberaalen 2 trennbar, ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).

Insgesamt können im Oberaalen 3 Sequenzen unterschieden (alo-1, alo-2, alo-3) und mit mikro- und z. T. auch makropaläontologischen Methoden datiert werden. Davon sind in den beiden unteren Sequenzen potenziell nutzbare Reservoire vorhanden und in der oberen Sequenz im Wesentlichen tonig-siltige Lithologien mit geringmächtigen Sanden ausgebildet, die kein nennenswertes Reservoirpotenzial besitzen. Im Osten des Untersuchungsgebietes ist eine eindeutige Trennung zwischen den Ablagerungen der Sequenzen alo-1, alo-2 und alo-3 nicht möglich, daher wird die Abfolge des Oberaalen dort amalgamiert dargestellt.

Die Progradation siliziklastischer Küstenräume in der Sequenz alo-1 wurde als Regression 4. Ordnung klassifiziert, bildet aber dennoch mächtige deltaisiche Ablagerungen aus. Die aus den verbleibenden Reliktorkommen der Sequenz alo-1 resultierende Fazieskartierung zeigt ein großflächig ausgebildetes Fluss-dominiertes Delta mit bis zu 60 m mächtigen Verteilerkanälen, die aus nördlicher Richtung in das Arbeitsgebiet vordrangen. Diese Verteilerkanäle bildeten ein stark verzweigtes Netz mit wenigen Haupttrinnen, die großflächige Mündungsbarren speisten (Abbildung 4-41).

Die proximale Deltafront mit Mündungsbarren (ca. 20 bis 30 m mächtig) erstreckt sich von einem Gebiet der westlichen Prignitz bis nach Süden in das Gebiet der Altmark und dünnt Richtung Berlin rasch aus. Die Nutzung dieses Aquiferkomplexes ist aufgrund der verbreiteten postjurassischen Erosion eingeschränkt.

Oberaalen 2 (Bradfordensis Chrono)

Die räumliche Verbreitung des deltaisichen Komplexes im Oberaalen 2 ist der des Oberaalen 1 sehr ähnlich. Die Verteilerkanäle erreichen hier noch höhere Mächtigkeiten, reichen weiter nach Süden und sind deutlicher verzweigt (Abbildung 4-42). Die Mündungsbarren der Deltafront progradierten bis in den Raum Potsdam und die Altmark und verzahnen sich dort mit Sandeinheiten, die wohl aus südöstlicher Richtung progradierten. Eine eindeutige Trennung konnte nicht festgestellt werden, ergab sich aber indirekt aus den Mächtigkeitsverteilungen. Eine hohe Anzahl an Verteilerkanälen (56) mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 38 m belegt den hohen Grad der Verzweigungen. Dies zusammen mit mächtigen Deltafront-Ablagerungen und geringmächtigen Deltaebene-Ablagerungen lässt die Einstufung als „high-constructive“ Fluss-dominiertes Delta zu (FISHER et al. 1969). Das heutige Vorkommen ist ebenfalls durch postjurassische Erosionen nur noch sehr reliktsch. Größere und

zusammenhängende Flächen sind lediglich im nördlichen Brandenburg sowie im südöstlichen Mecklenburg-Vorpommern anzutreffen.

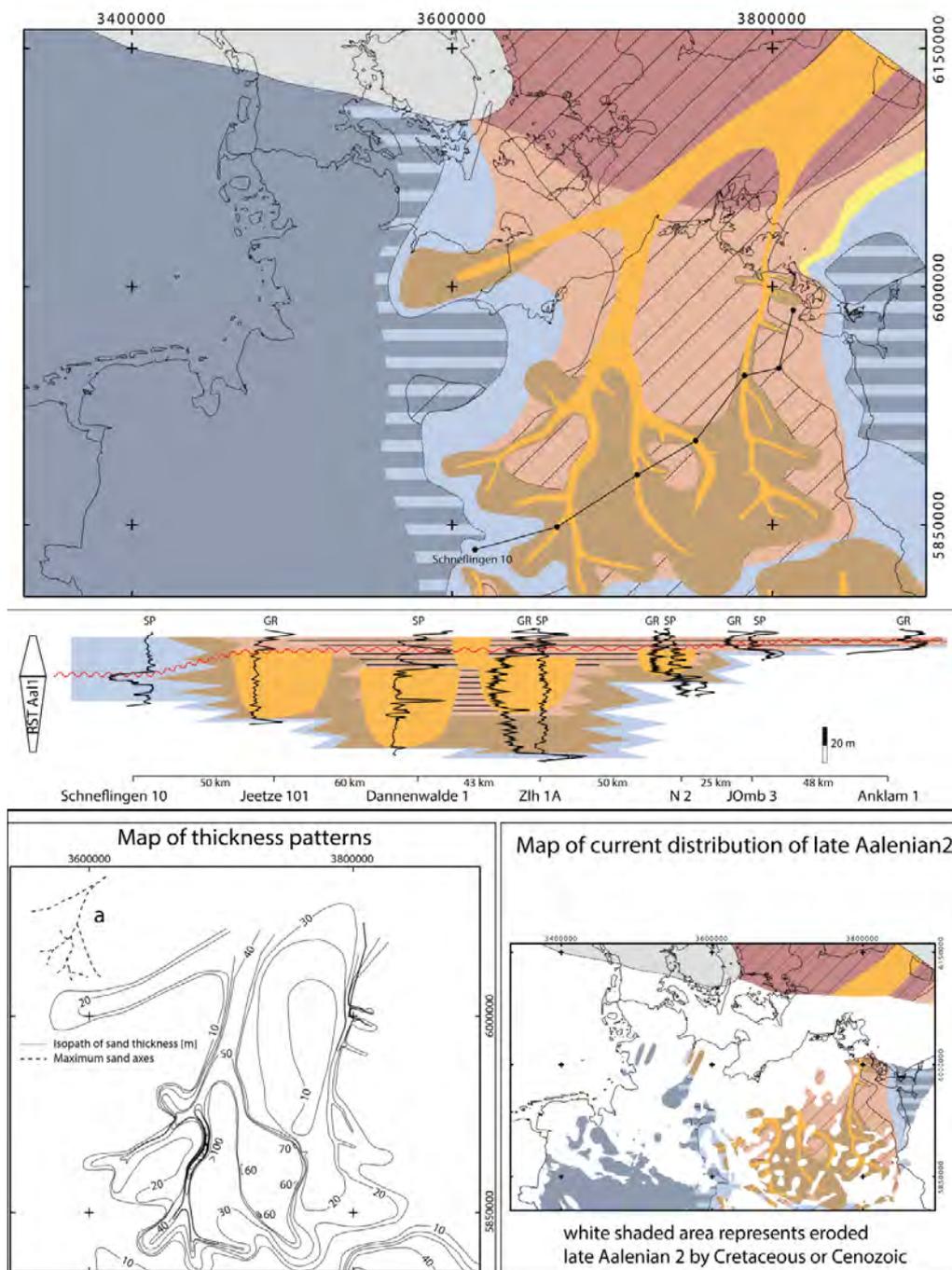


Abbildung 4-42: Paläogeographische Rekonstruktion des Oberaalien 2 (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).

Oberbajoc (Garantiana Chrono)

Die fazielle Rekonstruktion der Regression im Oberbajoc zeigt ein sehr stark differenziertes Delta (Abbildung 4-43). Fluss-dominierte Deltafront Mündungsbarren sind im Westen des Arbeitsgebietes entwickelt und reichen weit nach Süden.

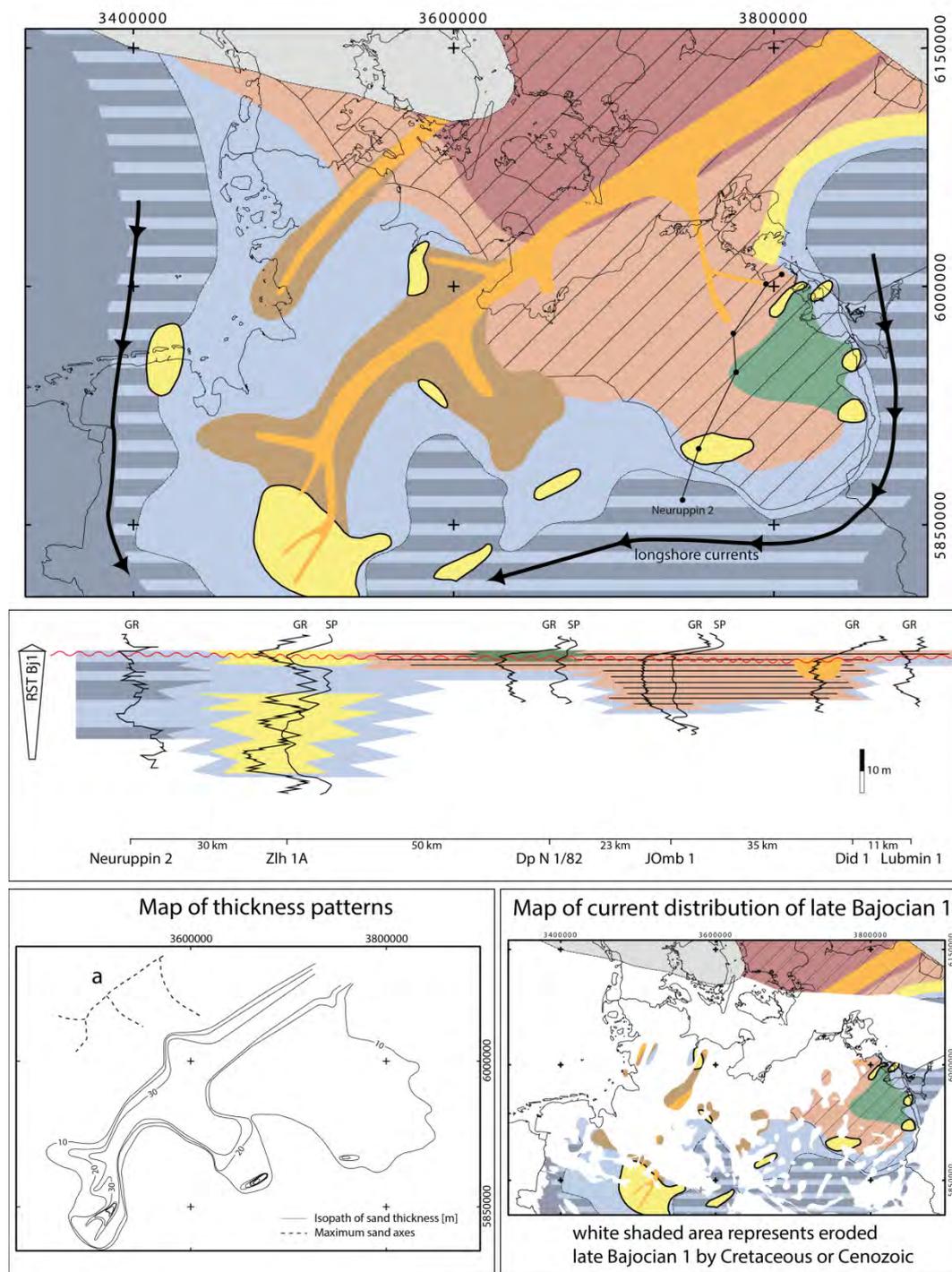


Abbildung 4-43: Paläogeographische Rekonstruktion des Oberbajoc in der Garantiana chron (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).

In Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg werden geringmächtige Deltaebenensedimente und Lagunenablagerungen vereinzelt mit mariner Fauna ausgewiesen. Ooid-führende Sande flankieren den gesamten deltatischen Komplex und können Mächtigkeiten bis zu 60 m und einen Ooidanteil bis zu 20% erreichen. Das Mächtigkeitsverteilungsmuster zeigt eine Konzentration in NO-SW-Richtung, wobei eine starke Sandabnahme Richtung Westen und eine allmähliche Sandabnahme Richtung Osten auffällig ist. Verteilerkanäle, die im Wesentlichen potenzielle Reservoirs bilden, wurden untergeordnet im Weser-Ems-Gebiet festgestellt und erreichen dort Mächtigkeiten bis 50 m (im Durchschnitt 37 m).

Lateral werden die Kanäle von proximalen Mündungsbarren flankiert, die Mächtigkeiten bis zu 20 m erreichen. Ooid-führende Sande (z.T. mit marinen Fossilien) in Verbindung mit einer stark differenzierten Deltaform und einem weitflächig verteilten Sandmächtigkeitsverteilungsmuster führt zur Klassifikation als „high-destructive“ Wellen-dominiertes Delta (FISHER et al. 1969). Die heutige Verbreitung des Oberbajoc folgt dem des Oberalen, und beschränkt sich auf Relikte und größer flächige Gebiete im südöstlichen Arbeitsgebiet.

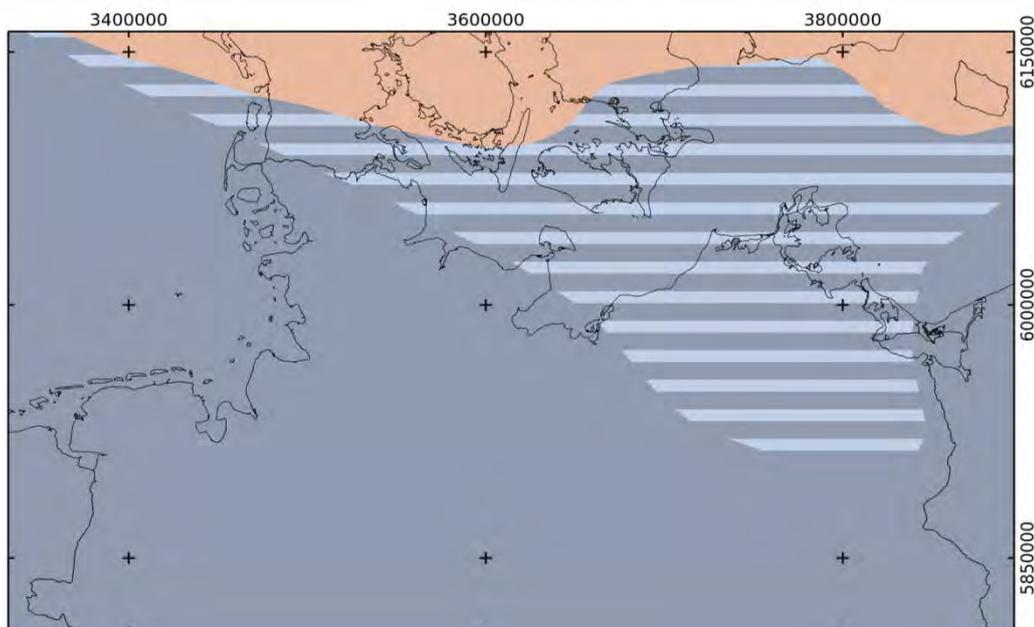


Abbildung 4-44: Paläogeographische Rekonstruktion des Oberbajoc in der Parkinsoni chron (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).

Oberbajoc (Parkinsoni Chrono)

Die oberste Ammoniten-Chronozone (Parkinsoni Chrono) des Oberbajoc ist durch eine rasche und starke Transgression gekennzeichnet, die die del-taischen Ablagerungen weit nach Norden zurückdrängte (Abbildung 4-44). Ersetzt werden sie durch vollmarine, dunkel laminierte Tonsteine (Parkinsonienton), die sowohl Ammoniten als auch Mikrofauna führend sind, und sich daher biostratigraphisch gut einstufen lassen. Im Norden des Arbeitsgebietes weisen die Ablagerungen einen erhöhten Silt- oder z. T. Karbonatgehalt auf. Die Ablagerungen der Parkinsonschichten erreichen im Beckenzentrum Mächtigkeiten von etwa 20 bis 50 m, im Nordosten werden noch Mächtigkeiten bis 5 m erreicht. Potenzielle Reservoirs sind in der Abfolge nicht ausgebildet.

4.2.3.3 *Laterale Faziesvariabilität, Liefergebiete und Geochemie des Toarc-Bajoc*

Die Serie der Reservoirverteilungskarten belegt eine ausgeprägte räumliche Variabilität potenzieller Reservoirs des Toarc-Bajoc. Ausgehend von südwestwärts in das ZEB vordringenden Sedimentströmen skandinavischer Provenienz konzentrieren sich sandige Lithologien vorwiegend del-taischer Ablagerungsräume in Nordostdeutschland. Im Toarc bleiben diese sandigen Schüttungen sogar vollständig auf den östlichen Teil des Arbeitsgebietes beschränkt. In Richtung West verzahnen sich diese allmählich mit tonigen Prodelta-Lithologien. Erst ab dem Oderaalen breiten sich vorwiegend del-taische Ablagerungsräume sukzessive bis in das westliche Arbeitsgebiet aus. Damit stehen in Nordostdeutschland aus diesem Abschnitt grundsätzlich mehrere potenzielle Reservoirs zur Verfügung, während sich deren Anzahl in westliche Richtung reduziert. Westlich der Weser stehen aus dem Toarc-Bajoc keine potenziellen Reservoirs zur Verfügung. Zwei küstenparallele Korrelationstrassen verdeutlichen die laterale Faziesvariabilität (Abbildung 4-45).

Untersuchungen des Modalbestandes sowie der Schwermineralvergesellschaftungen belegen weitestgehende Analogien zur Exter-Formation im Liegenden. Auch im Toarc-Bajoc sind überwiegend hochmature Quarzarenite ausgebildet (Abbildung 4-46). Etwas häufiger als in der Exter-Formation kommen Sublitharenite vor (vgl. Abbildung 4-31). Die Schwermineralvergesellschaftungen werden durch das ZTR-Spektrum dominiert, das sich auf bis zu 85 % aufsummiert. Hinzu kommen Granatanteile von bis zu 30 % sowie Apatit, Staurolith, Disthen und Epidot. Ausgehend von der Exter-Formation sind die Schwermineralvergesellschaftungen in ihrer

grundsätzlichen Zusammensetzung somit bemerkenswert stabil ausgebildet (Abbildung 4-33).

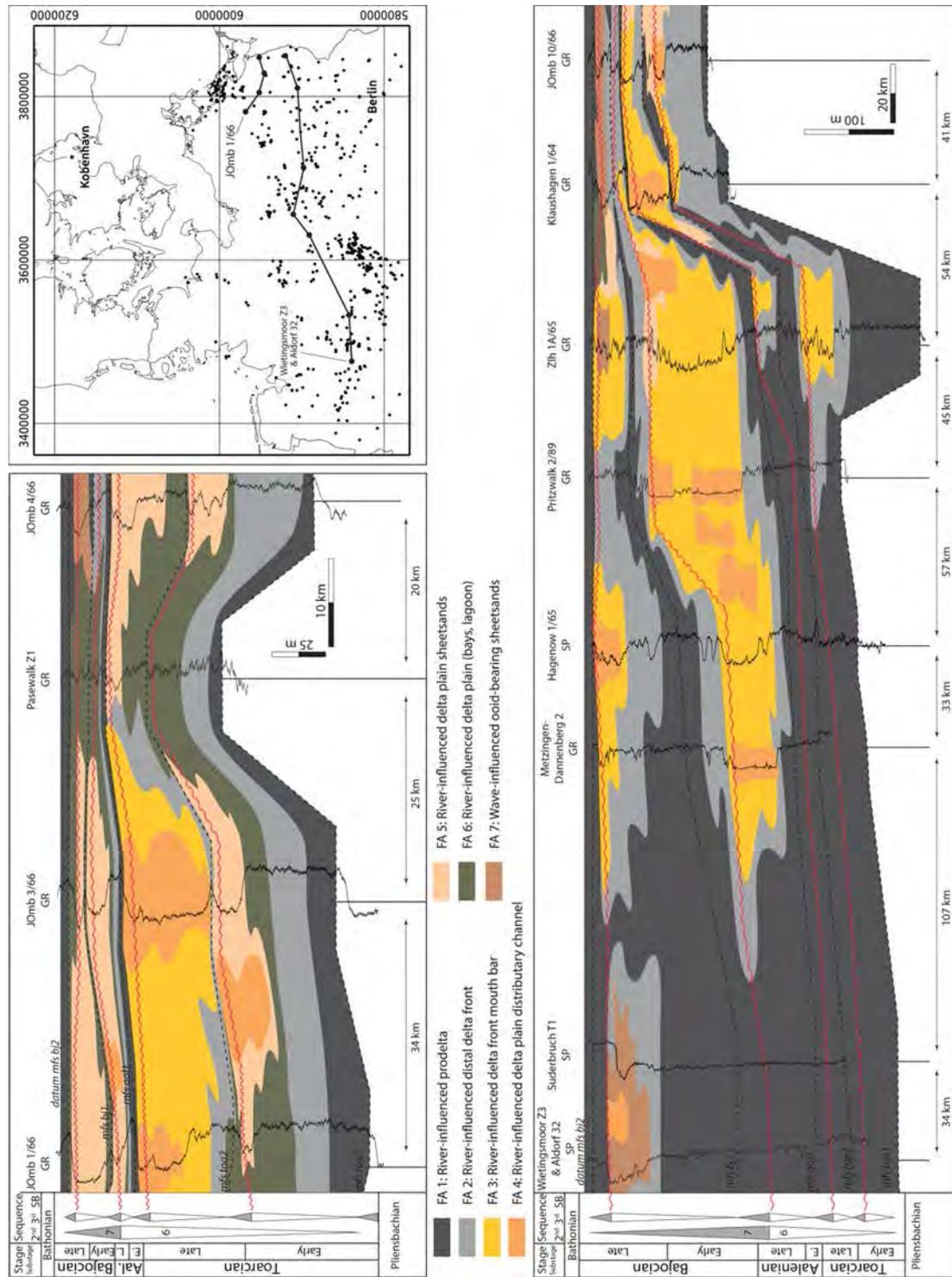


Abbildung 4-45: Korrelationstrassen für die paläogeographische Rekonstruktion des Oberbajoc in der Parkinsoni chron (ZIMMERMANN et al. in Vorber. b).

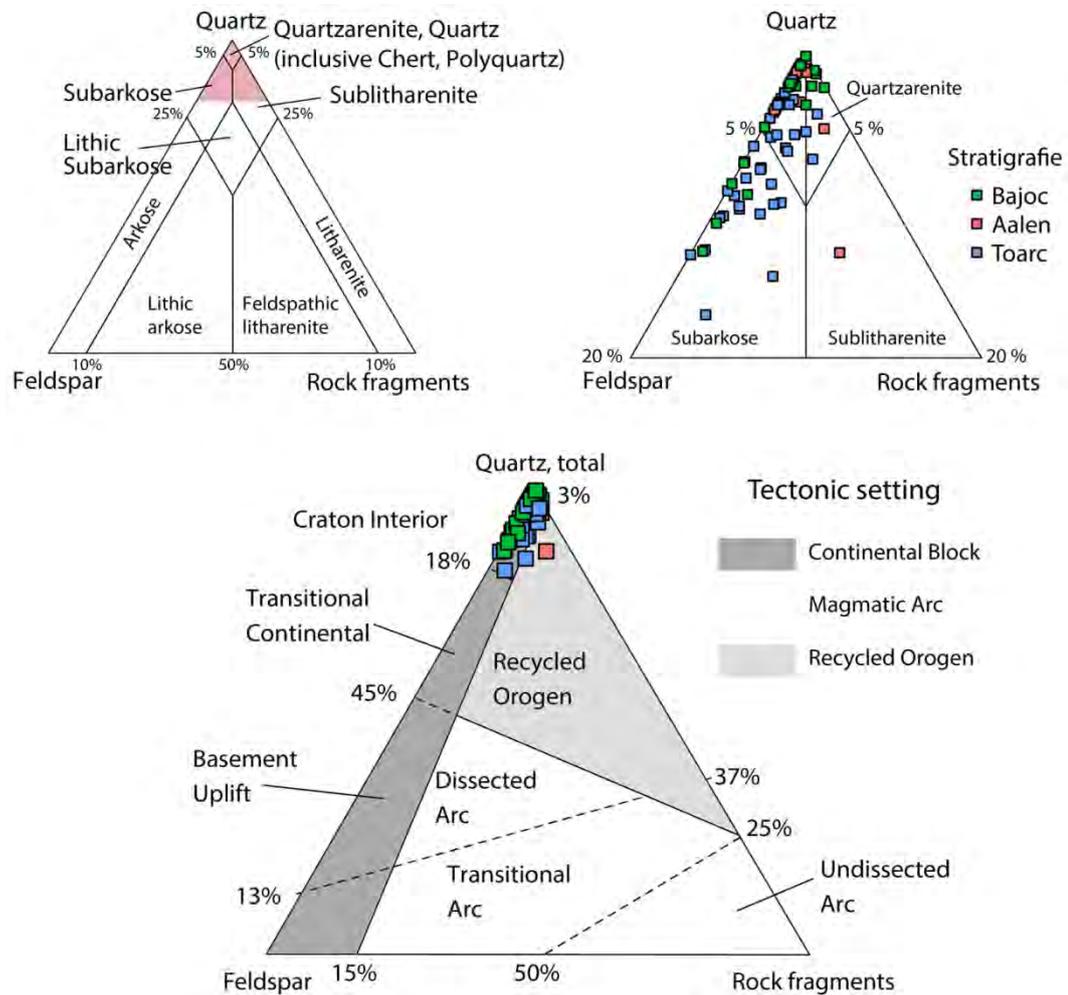


Abbildung 4-46: Modalbestand der Sandsteine des Toarc-Bajoc. Die untersuchten Proben (n=112) aus den stratigraphischen Abschnitten Toarc bis Bajoc können als Quarzarenite bis Feldspat-arme Subarkosen bezeichnet werden (MCBRIDE 1963). Die Ausgangsgesteine sind für den betrachteten Abschnitt typisch dem stabilen kontinentalen Block oder Kraton (DICKINSON 1985).

Lediglich die Verhältnisse des ultrastabilen ZTR-Spektrums zu weniger stabilen Schwermineralen schwanken als Funktion der Transportweite (vgl. Abbildung 4-33). Insgesamt werden damit konstant zuführende Fennoskandische Liefergebiete umrissen.

Die vorwiegend dunkelgrauen Ton-/Siltsteine des Lias, insbesondere des Toarc wurden durch verschiedene Autoren als Bildungen sauerstoffarmer bis anoxischer subaquatischer Ablagerungsräume charakterisiert (JENKYN 1988). Diese Rekonstruktionen stützen sich auf erhöhte Massenanteile an

organischem Kohlenstoff, eine oftmals offensichtliche Makro- bzw. Mikro-fossilarmut, sowie neuerdings Untersuchungen zu stabilen Isotopen und sogenannten Biomarkern (HESSELBO&PIEŃKOWSKI 2011, LÉZIN et al. 2013, und andere). Einzelne Autoren gehen sogar soweit, das Jurameer im ZEB als "grünen See", also durch Algenblüte weitestgehend eutropiertes Gewässer einzustufen (JENKYNs et al. 2001). Auf der Grundlage sedimentologischer Beobachtungen und geochemischer Untersuchungen kann dies nicht bestätigt werden. Die dunkelgrauen Ton-/Siltsteine des Lias, auch die des Posidonienschiefers, weisen stets eine Durchwühlung durch Bodenlebewesen (Bioturbation) auf (vgl. Beschreibungen der Faziesassoziationen). Durch geochemische Untersuchungen sind lediglich leicht erhöhte C_{org} -Werte belegbar.

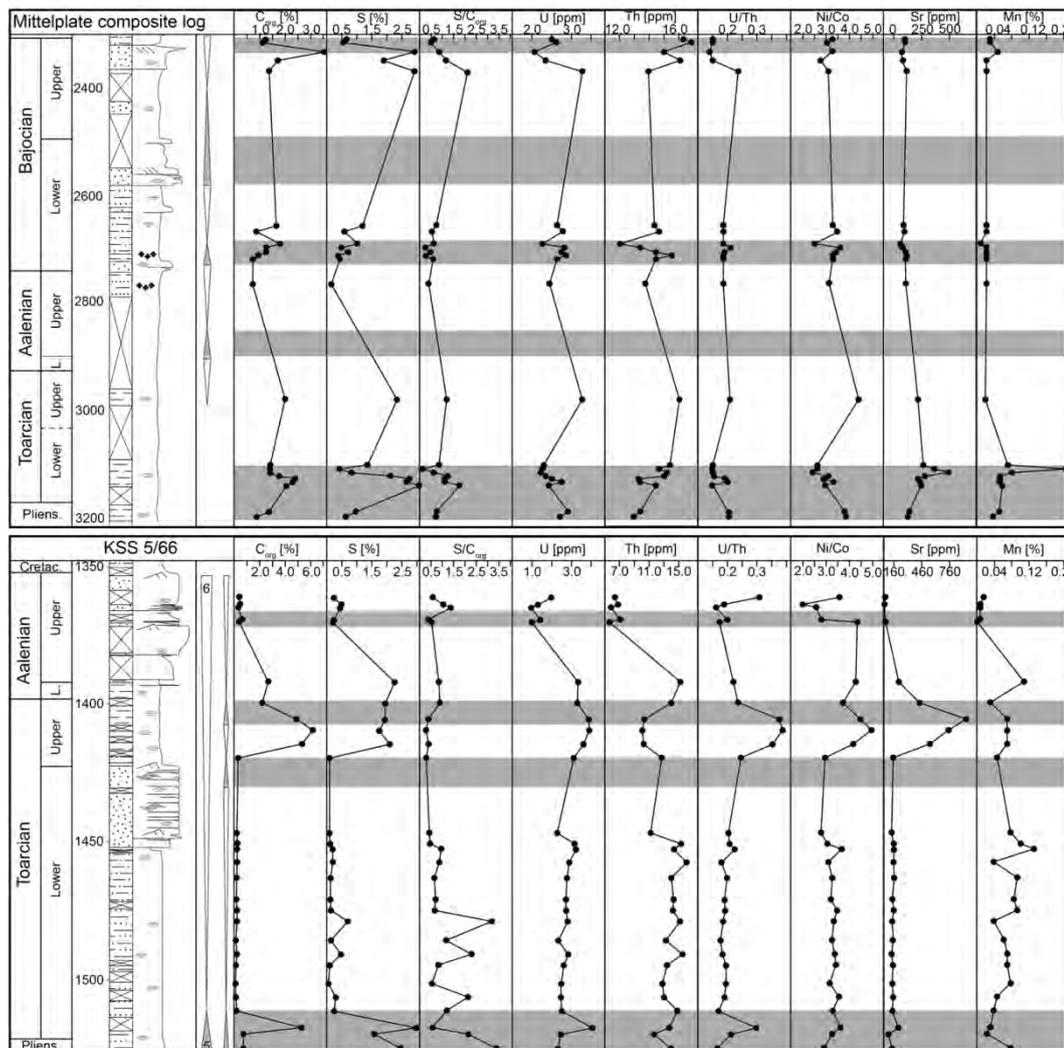


Abbildung 4-47: Ausgewählte Elemente und Elementverhältnisse der Kb KSS 5/66 sowie einiger Bohrungen aus dem Gebiet Mittelplate.

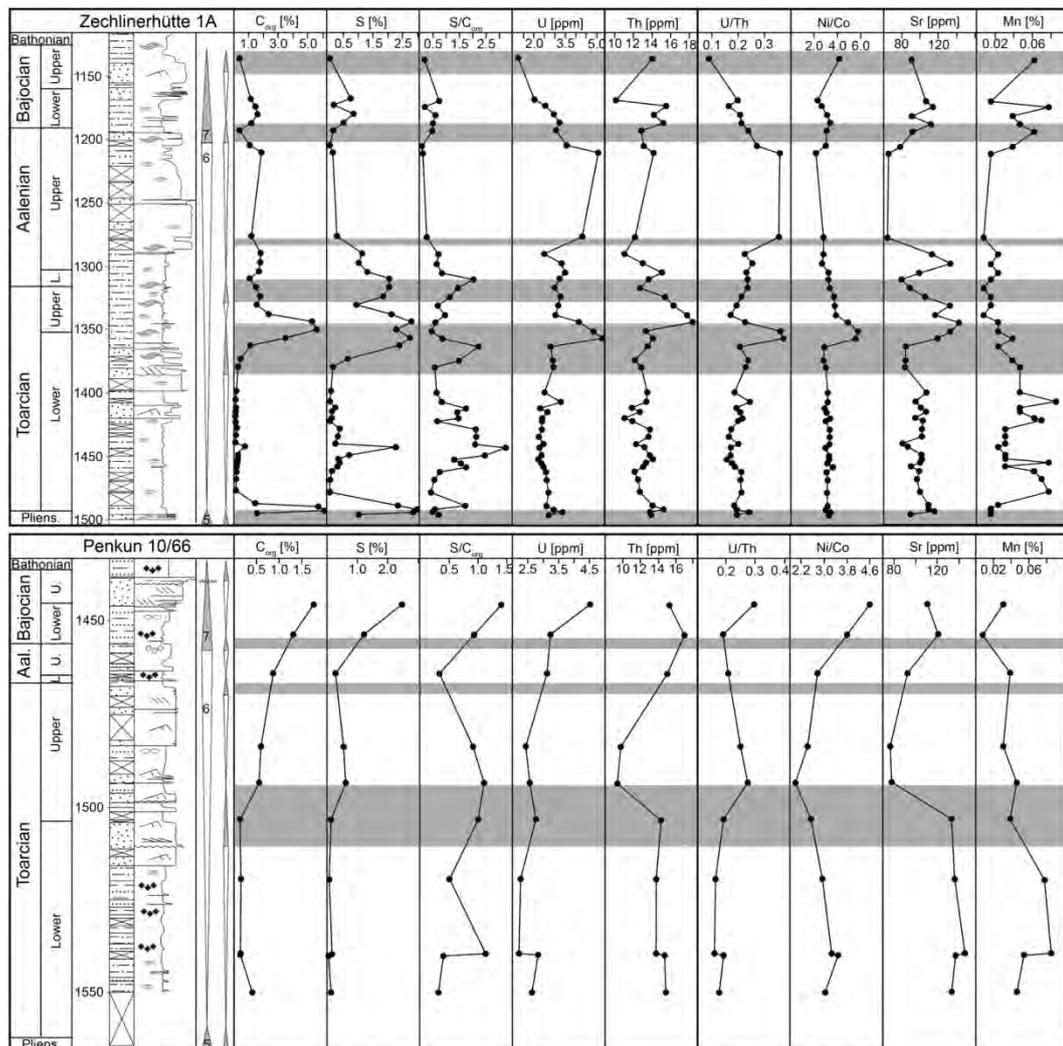


Abbildung 4-48: Ausgewählte Elemente und Elementverhältnisse der Kb Penkun 10/66 und Kb Zechliner Hütte 1A/65.

Diese steigen in einzelnen Spitzenwerten auf bis zu 6 %, liegen jedoch im Durchschnitt deutlich unter 1 %. Des Weiteren weisen die Elementverhältnisse U/Th und Ni/Co, die allgemein als Redoxindizes gelten (JONES&MANNING 1994 u.a.), Werte auf, die deutlich unterhalb der Schwellenwerte für dysoxische bzw. sub- bis anoxische Verhältnisse des Bodenswassers bzw. Bodensediments gelten (Abbildung 4-47, Abbildung 4-48). Somit kann für die Prodeltafazies des Toarc-Bajoc ein vollmariner, normal-salinärer und gut durchlüfteter flachmariner Ablagerungsraum rekonstruiert werden. Das Vorhandensein dunkler, toniger Lithologien wird in diesem Zusammenhang auf den hohen detritischen Eintrag durch deltaische Systeme zurückgeführt, dessen organischer Anteil stellenweise nicht komplett durch Konsumenten umgesetzt werden konnte.

4.2.3.4 Potenzielle Reservoirs des Toarc-Bajoc

Auf der Grundlage der Faziesanalyse kommen in der Abfolge Toarc-Bajoc folgende Faziesassoziationen als potenzielle Reservoirs in Frage:

- Verteilerrinnen der Fluss-dominierten Deltas
- Mündungsbarren
- Siliziklastische Küste

Im oberen Untertoarc bilden vorallem Sandsteine deltaischer **Verteilerrinnen** und **Mündungsbarren** das Reservoir Untertoarc. Deltaische Verteilerkanäle konnten in 6 Bohrungen lokalisiert werden und sind mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 14 m erschlossen (Abbildung 4-49).

Das Reservoir Obertoarc wird ebenfalls durch Sandsteine deltaischer **Verteilerrinnen** und **Mündungsbarren** gebildet. Die Sandsteine der Verteilerrinnen sind zwischen 10 und 30 m mächtig (Durchschnitt 22 m), mächtigere Rinnen werden als Haupttrinnenstränge angesehen und erreichen Mächtigkeiten von bis zu 40 m (Abbildung 4-49).

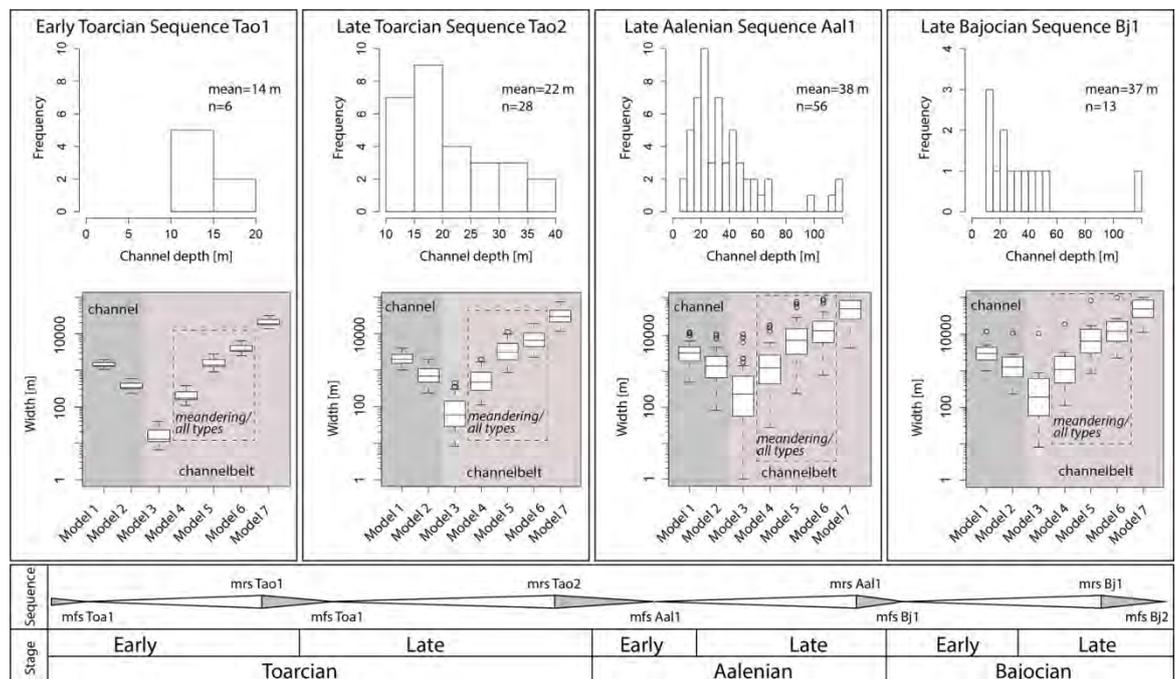


Abbildung 4-49: Häufigkeitsverteilung der Mächtigkeiten der Verteilerrinnen des Toarc-Bajoc und daraus abgeleitete Breiten der Verteilerrinnengürtel nach: 1) OLARIU & BHATTACHARYA (2006): $w=d*100$; 2) LEEDER (1973): $w=6,8*d^{1,54}$; 3) FIELDING & CRANE (1987): $w=0,01*h^{2,9}$; 4) FIELDING & CRANE (1987): $w=0,95*h^{2,07}$; 5) FIELDING & CRANE (1987): $w=12,1*h^{1,85}$; 6) FIELDING & CRANE (1987): $w=64,6*h^{1,54}$; 7) FIELDING & CRANE (1987): $w=513*h^{1,35}$.

Die Deltas des Oberaalen zeigen signifikante Unterschiede in Bezug auf Mächtigkeit und Faziesverteilung zu denen des Toarc. Die Reservoir Aalen A und B werden durch mächtige **Mündungsbarren** gebildet, die sich mit Verteilerrinnen verzahnen. Ein großes Netzwerk von **Verteilerrinnen** dominiert die Deltaebene und die proximale Deltafront. Die Sandsteine dieser Rinnen erreichen durchschnittliche Mächtigkeiten von 38 m (Abbildung 4-49). Kanäle mit Mächtigkeiten über 90 m werden hier als Hauptkanäle angesehen. Der östliche Teil der Deltaebene wird hingegen durch geringmächtige Schichtsandsteine und Interdistributary bay Systeme charakterisiert.

Im späten Oberbajoc entwickeln sich mehr oder weniger isolierte geringmächtige distale Deltafront-Ablagerungen im gesamten Arbeitsgebiet. Deltafront-Mündungsbarren sind zum Teil durch Ooid-führende Küstensande miteinander verbunden und werden durch vereinzelte **Verteilerrinnen** gespeist. Die durchschnittlichen Mächtigkeiten der Rinnensandsteine, die hauptsächlich das Reservoir Bajoc bilden, liegen mit 37 m ähnlich hoch wie im Oberaalen, doch sind die Sandeinheiten nicht so kompakt und verzahnen sich lateral häufig mit distalen Deltafront-Einheiten.

Aus diesen Mächtigkeiten können basierend auf verschiedenen aktuogeologischen Studien wahrscheinliche Breiten der Rinnengürtel ermittelt werden, in den die Ablagerung der Rinnensandsteine erfolgte. Für das Reservoir Untertoarc ergeben sich folgende Breiten der Rinnengürtel (Abbildung 4-49):

- OLARIU & BHATTACHARIA (2006) Analogon: Deltatische Verteilerrinnen, Breite der Rinnengürtel: 1.000-1.800 m
- LEEDER (1973) Analogon: mäandrierende Flußrinnen, Breite der Rinnengürtel: 236-583 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: gerade, ortsfeste und eingetieftete Rinnen: 8-44 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Obergrenze für mäandrierende Rinnen: 112-377 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Heterogener Datensatz verschiedener Rinnentypen, Breite der Rinnengürtel: 857-2.541 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Mäandrierende Flussrinnen, Breite der Rinnengürtel: 2.240-5.538 m

- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Verwilderte Flussrinnen ohne natürliche Uferdeiche, Breite der Rinnengürtel: 11.485-25.394 m

Für das Reservoir Obertoarc ergeben sich folgende Breiten der Rinnengürtel (Abbildung 4-49):

- OLARIU & BHATTACHARIA (2006) Analogon: Deltatische Verteilerrinnen, Breite der Rinnengürtel: 1.000-4.000 m
- Leeder (1973) Analogon: mäandrierende Flußrinnen, Breite der Rinnengürtel: 236-1.994 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: gerade, ortsfeste und eingetieft Rinnen: 8-443 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Obergrenze für mäandrierenden Rinnen: 112-1.968 m
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Heterogener Datensatz verschiedener Rinnentypen, Breite der Rinnengürtel: 857-11.133 m
- FIELDING & CRANE(1987) Analogon: Mäandrierende Flussrinnen, Breite der Rinnengürtel: 2.240-18.941 m
- FIELDING & CRANE(1987) Analogon: Verwilderte Flussrinnen ohne natürliche Uferdeiche, Breite der Rinnengürtel: 11.485-74.627 m

Für das Reservoir Oberaalen 1 ergeben sich folgende Breiten der Rinnengürtel (Abbildung 4-49):

- OLARIU & BHATTACHARIA (2006) Analogon: Deltatische Verteilerrinnen, Breite der Rinnengürtel: 500-12.000 m
- LEEDER (1973) Analogon: mäandrierende Flußrinnen, Breite der Rinnengürtel: 81-10.826 m
- FIELDING & CRANE(1987) Analogon: gerade, ortsfeste und eingetieft Rinnen: 1-10.706 m
- FIELDING & CRANE(1987) Analogon: Obergrenze für mäandrierenden Rinnen: 27-19.126 m
- FIELDING & CRANE(1987) Analogon: Heterogener Datensatz verschiedener Rinnentypen, Breite der Rinnengürtel: 27-19.126 m

-
- FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Mäandrierende Flussrinnen, Breite der Rinnengürtel: 770-102.842 m
 - FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Verwilderte Flussrinnen ohne natürliche Uferdeiche, Breite der Rinnengürtel: 4.505-328.861 m

Für das Reservoir Oberbajoc ergeben sich folgende Breiten der Rinnengürtel (Abbildung 4-49):

- OLARIU & BHATTACHARIA (2006) Analogon: Deltäische Verteilerrinnen, Breite der Rinnengürtel: 1.000-12.000 m
 - LEEDER (1973) Analogon: mäandrierende Flußrinnen, Breite der Rinnengürtel: 236-10.826 m
 - FIELDING & CRANE (1987) Analogon: gerade, ortsfeste und eingetieft Rinnen: 8-10.706 m
 - FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Obergrenze für mäandrierenden Rinnen: 112-19.126 m
 - FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Heterogener Datensatz verschiedener Rinnentypen, Breite der Rinnengürtel: 857-84.971 m
 - FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Mäandrierende Flussrinnen, Breite der Rinnengürtel: 2.240-102.842 m
 - FIELDING & CRANE (1987) Analogon: Verwilderte Flussrinnen ohne natürliche Uferdeiche, Breite der Rinnengürtel: 11.485-328.861 m
-

5 Kernbohrungen und Integration von Bohrlochmessungen

5.1 Lithofaziestypen und -assoziationen

(M. FRANZ)

Die Resultate der faziellen Bearbeitung der Kernbohrungen wurden auf deren geophysikalische Bohrlochmesskurven übertragen, wobei hauptsächlich die Messkurven der Eigenstrahlung (Gamma), des Eigenpotenzials (SP) sowie verschiedene Widerstandskurven (kN, Uk, Ok) zur Verfügung standen. Da sich in den charakteristischen Verläufen der Bohrlochmesskurven die lithologische Zusammensetzung widerspiegelt, sind vor allem die Faziesassoziationen gut gegeneinander abgrenzbar. Auf dieser Grundlage konnten für den Schilfsandstein, das Rhät und den Dogger zahlreiche Bohrungen, von denen lediglich geophysikalische Bohrlochmesskurven vorliegen, in die Rekonstruktionen der jeweiligen Ablagerungsräume einbezogen werden.

5.1.1 Schilfsandstein

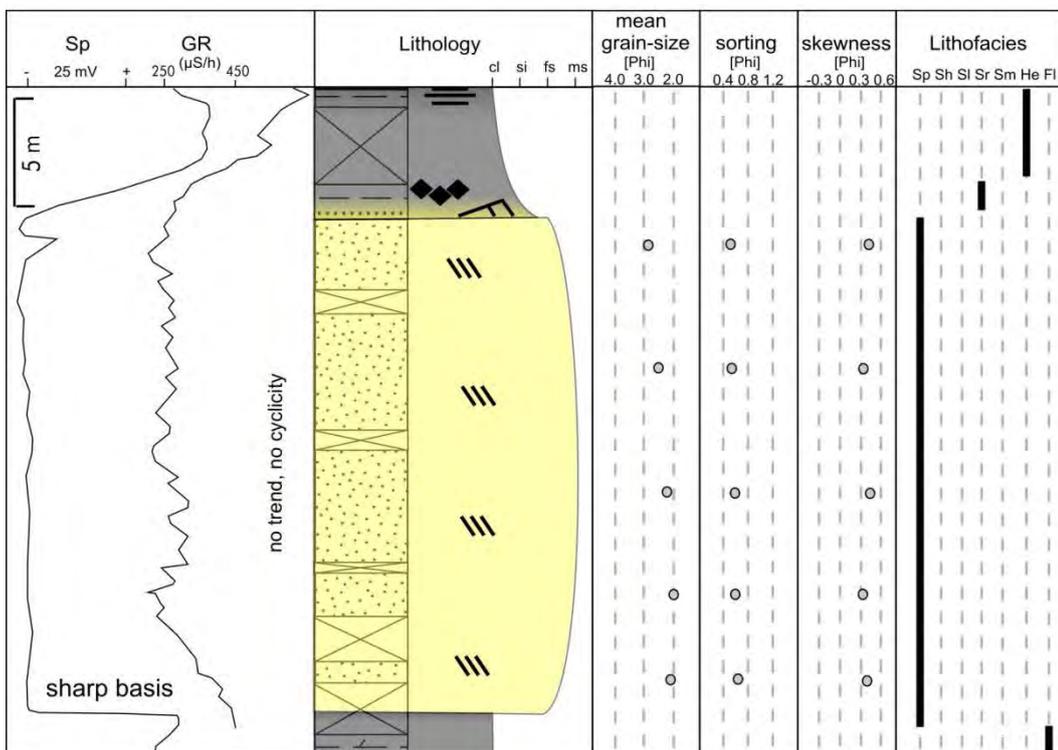
(K. NOWAK)

Im Schilfsandstein wurden 13 Kernbohrungen (Abbildung 2-3) bearbeitet und anhand der Lithologie Faziesassoziationen aufgestellt. Dabei ergeben sich für bestimmte Faziesassoziationen (FA) charakteristische Verläufe in den Bohrlochmesskurven. Insgesamt konnten durch diese Interpretation der Bohrlochmesskurven die Faziesassoziationen auf 405 Bohrungen in Nordostdeutschland übertragen werden. Auf diesen Daten basieren die Fazieskarten im Unteren und Oberen Schilfsandstein.

Charakteristische Faziesassoziationen, die sich anhand von Bohrlochmessungen eindeutig charakterisieren lassen, sind fluviatile Rinnen, Deichdurchbruchfächer, die fluviatile Überflutungsebene und der lakustrine Ablagerungsraum mit Deltaschüttungen.

Fluviale Rinnen (point bar)

Charakteristische Bohrlochmesskurven bei FA - fluviale Rinnen - haben sehr niedrige Werte bei der SP-Kurve, wobei die Basis sehr scharf ausgebildet ist (Abbildung 5-1). Am Top der Rinnen können die Werte der SP-Kurve je nach Ausbildung stark zunehmen. Das ist der Fall bei Rinnenavulsion und Ausbildung eines Altarms. Sie können aber auch allmählich zunehmen, wenn im Hangenden auf die Rinnensedimentation Schichtsand-schüttungen folgen. Letzteres zeigt eine Migration der Rinne an. Die Gamma- und Widerstandsmessungen zeigen ähnliche Verläufe wie die SP-Kurve.



proximal sheetsands

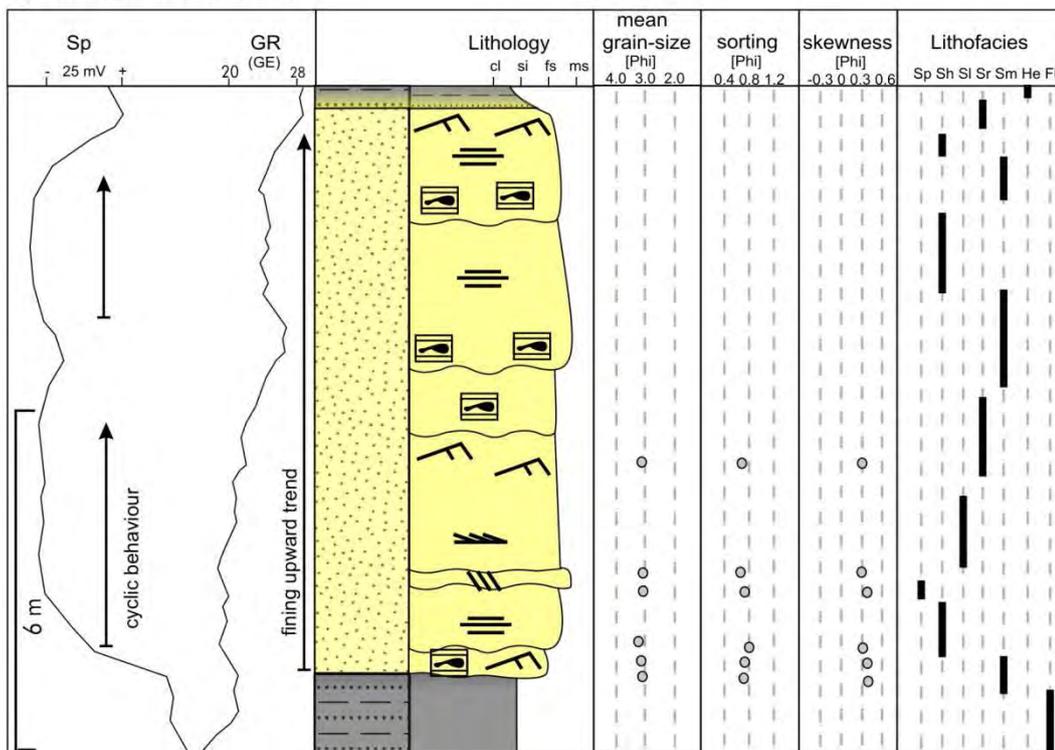


Abbildung 5-1: Korrelations-Bohrungslog und Kernprofil der Faziesassoziationen Gleithangbündel einer Rinne (point bar), Kb Btf 1/62 und Deichdurchbruchsfächer (Crevasses Splay), Gt N2/86.

Charakteristisch ist, dass bei Rinnensanden die SP- und Gamma-Kurve sehr glatt bzw. ohne Trend ausgebildet ist. Es ist keine Kornverfeinerung bzw. Zu- oder Abnahme des Tongehaltes innerhalb der Rinnensedimentation erkennbar. Dieser Faziestyp erreicht Mächtigkeiten von 8 m zu 30 m.

Deichdurchbruchfächer (crevasse splay)

Schichtsandschüttungen bewirken ebenfalls sehr niedrige SP- und Gamma-Werte. Die SP- und Gamma-Kurve nimmt an der Basis der FA zumeist weniger deutlich ab (Abbildung 5-1). Es gibt häufig einen allmählichen Übergang, da zumeist aufgearbeitete Tongerölle an der Basis enthalten sind. Zudem sind die Schichtsandschüttungen zyklisch mit einer deutlichen Kornverfeinerung zum Top aufgebaut, was sich in einem deutlich gezackteren Verlauf der SP-, Gamma- und Widerstands-Kurven auswirkt. Insgesamt nimmt der Tonanteil zum Hangenden zu, da Schichtsandzyklen an der Basis häufig proximalere Schüttungen darstellen und zum Hangenden schwächer (distaler) werden. Dies bewirkt einen deutlichen Trend in der Gamma-Kurve mit allmählich zunehmenden Gamma-Werten. Dieser Faziestyp erreicht Mächtigkeiten von ca. 1-30 m.

Überflutungsebene (floodplain fines)

Die distale, fluviatile Überflutungsebene ist gekennzeichnet durch einzelne, geringmächtige Schichtsandschüttungen, die sich in pedogen überprägte Siltmergel einschalten. Durch den schwankenden Karbonatgehalt der Siltmergel erhalten die Bohrlochmesskurven einen sehr unregelmäßigen Verlauf mit niedrigeren Werten bei Schichtsand und karbonatreichen Lagen (Abbildung 5-2). Da der Tongehalt insgesamt aber vergleichsweise gering bleibt, sind die Gamma-Werte der fluviatilen Überflutungsebene deutlich niedriger als bei den lakustrinen Bildungen. Im Widerstandslog treten deutliche Schwankungen auf, da zum Teil saline Bildungen auftreten, wie Anhydritlagen und Konkretionen. Dieser Faziestyp erreicht Mächtigkeiten von ca. 1-20 m.

Altarme und Sümpfe (lakustrine fines)

Die Bohrlochmesskurven der deutlich toniger ausgebildeten, lakustrinen Feinklastika sind sehr homogen. Es treten kaum größere Schwankungen auf (Abbildung 5-2). Die SP- und Gamma-Werte sind im Vergleich zu den anderen Faziesassoziationen am höchsten. Häufig ist ein leichter Kornverfeinerungstrend in den Kurven erkennbar. Die Widerstandskurven zeigen keine deutlichen Ausschläge. Dieser Faziestyp erreicht Mächtigkeiten von ca. 1-20 m.

Mündungsbarre (mouthbar)

Die Assoziation Mündungsbarre zeigt in den Bohrlochmesskurven einen sehr charakteristischen progradierenden Verlauf (Abbildung 5-3). In einem tonigen-lakustrinen Ablagerungsraum progradiert allmählich ein Delta mit einem deutlichen Kornvergrößerungstrend. Das Delta erreicht eine maximale Verbreitung und die Sedimentation wird dann sehr schnell deutlich tonreicher, da eine Verlandung bzw. Versumpfung am Deltatop einsetzt. In den Bohrlochmesskurven stellt sich diese Entwicklung in Form einer allmählichen Abnahme der SP-, Gamma und Widerstands-Kurven dar, die kurz ein Minimum erreichen und dann sehr schnell wieder zunehmen und vergleichsweise konstant hoch bleiben. Im Liegenden der Mündungsbarre zeigen die BLM-Kurven ebenfalls hohe Werte, es gibt aber zunehmend geringmächtige Schwankungen zu geringeren Werten. Dieser Faziestyp erreicht Mächtigkeiten von wenigen Metern (<8 m).

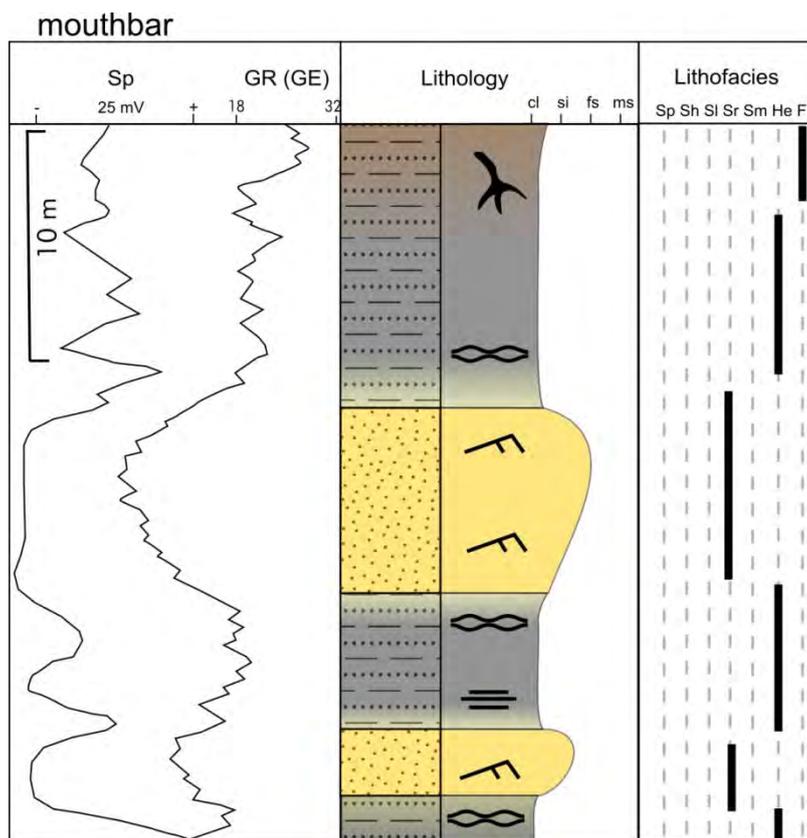


Abbildung 5-3: Korrelation von Bohrungslogs und dem Kernprofil der Faziesassoziationen einer Mündungsbarre (E KrGs 1/76).

5.1.2 Rhät - Exter-Formation

(G. BARTH)

5.1.2.1 Untere Exter-Formation

Epikontinentales Flachmeer (inland sea)

Die Kurvenverläufe der SP- und Widerstands-Kurven zeigen eine mehr oder weniger beständige Tonlinie, die hin und wieder durch kurze, allenfalls bis an die Siltlinie reichende Zacken gegliedert ist. Diese sind auf geringe Anteile siltiger Einschaltungen zurückzuführen, z. B. heterolithische Wechsellagerungen. Progradierende distale Abschnitte siliziklastischer Küsten führen zu leichten Anstiegen in den SP- und Widerstands-Kurven (Abbildung 5-4).

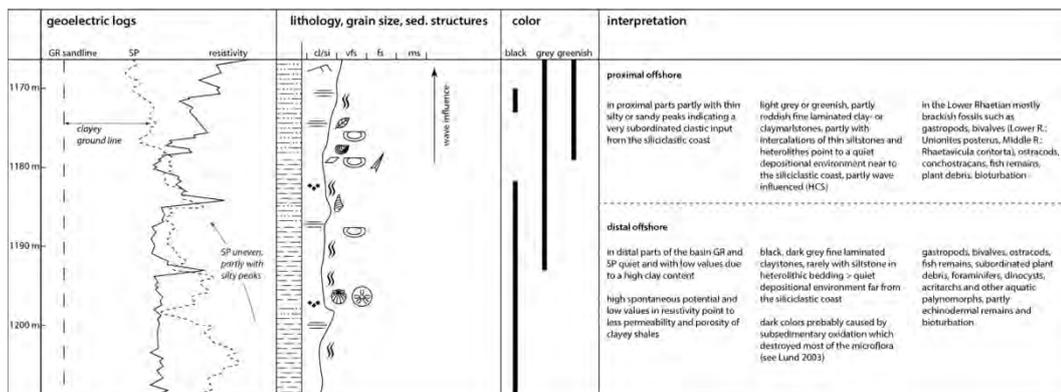


Abbildung 5-4: Kurzprofil der Faziesassoziation epikontinentales Flachmeer am Beispiel der Bohrung Eitzendorf 8 (Niedersachsen), aus BARTH et al. (in Vorber. b).

Siliziklastische Küste (shoreface)

Die Progradation der Küste beginnt lithologisch mit einer Kornvergrößerung, die sich auch in der Gamma- und SP-Kurve widerspiegelt. In der untersuchten Kernbohrung Sgk 1/84 in NW Sachsen-Anhalt wird die Progradation der Strandlinie durch eine gemächlich zur Sandlinie ansteigende Gamma- und SP-Kurve wiedergegeben, wodurch diese Kurven einen typisch trichterförmigen Verlauf einnehmen (Abbildung 5-5).

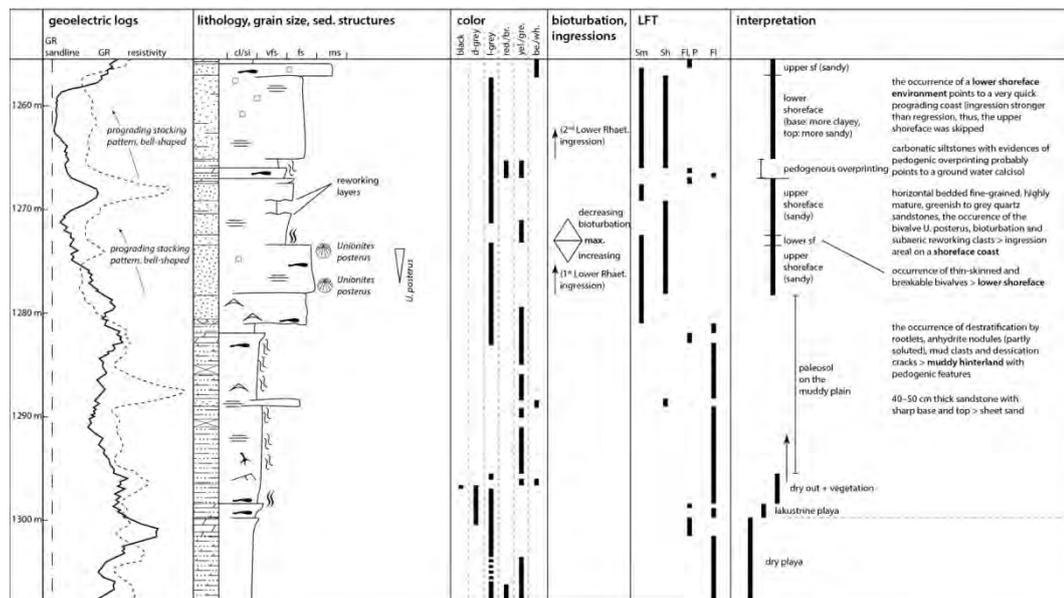


Abbildung 5-5: Kurzprofil der Faziesassoziation siliziklastische Küste am Beispiel der Bohrung Dp Siedenlangenbeck 1/84 (Sachsen-Anhalt), aus BARTH et al. (in Vorber. b).

Playa-Tiefebene (playa)

Ablagerungen der Playa-Tiefebene besitzen einen weitestgehend unspezifischen Verlauf der Bohrlochmesskurven. Die sichere Einstufung dieser Faziesassoziation ist deshalb ohne gekernte Referenzbohrung nicht möglich. Pedogene Abfolgen der trockenen Playa werden durch leicht gesägten, weitgehend ruhigen Verlauf (Gamma und SP) angezeigt. Karbonatimpregnierte Abschnitte (Calcisole) können durch niedrigere Gamma-Werte als Zacke oder kastenförmige Partie angezeigt werden. Ähnliche Verläufe sind für die lakustrine Playa typisch. In diesen Abfolgen können Phasen längerer Seephasen durch bis zu mehrere m mächtige dunkelgraue bis schwarze Tonsteine angezeigt werden, die an Hand deutlich erhöhter Gamma-Werte in den Kurven sichtbar werden (Abbildung 5-6).

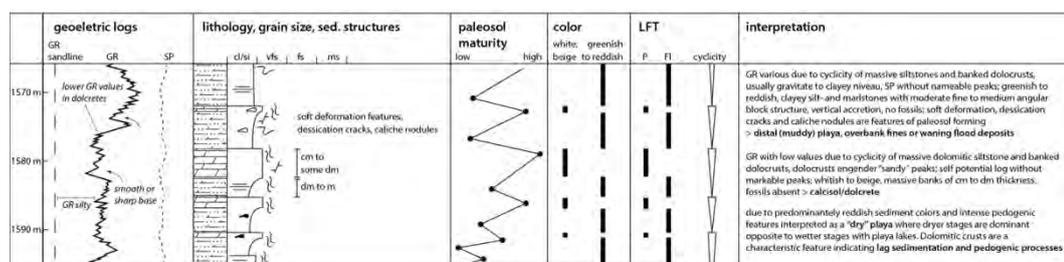


Abbildung 5-6: Kurzprofil der Faziesassoziation tonige Playa am Beispiel der Bohrung Kb Waren 1/81 (Mecklenburg-Vorpommern), Reife der Paläoböden nur schematisch, aus BARTH et al. (in Vorber. b).

Fluvialer Schwemmfächer (terminal fluvial fan)

Der Kurvenverlauf sandiger Rinnenablagerungen ist erkennbar an einem sprunghaften Abfall der Gamma-Werte und einem entsprechend der Rinnenmächtigkeit anhaltenden und relativ ruhigen Kurvenverlauf (Zylinderförmig) (Abbildung 5-7). Liegt die Rinne eher marginal, d.h. sind tonige Anteile bzw. Unterbrechungen vorhanden, kann die Gamma-Kurve auch irregulär verlaufen und entfernt sich von der Sand-Linie. Ein erneut leichter Anstieg der Gamma-Kurve kennzeichnet das Ende der Rinnenfazies, hier folgt der zügige Wechsel auf die tonige Hintergrundfazies der Überflutungsebene. Die SP-Kurve folgt der Gamma-Kurve.

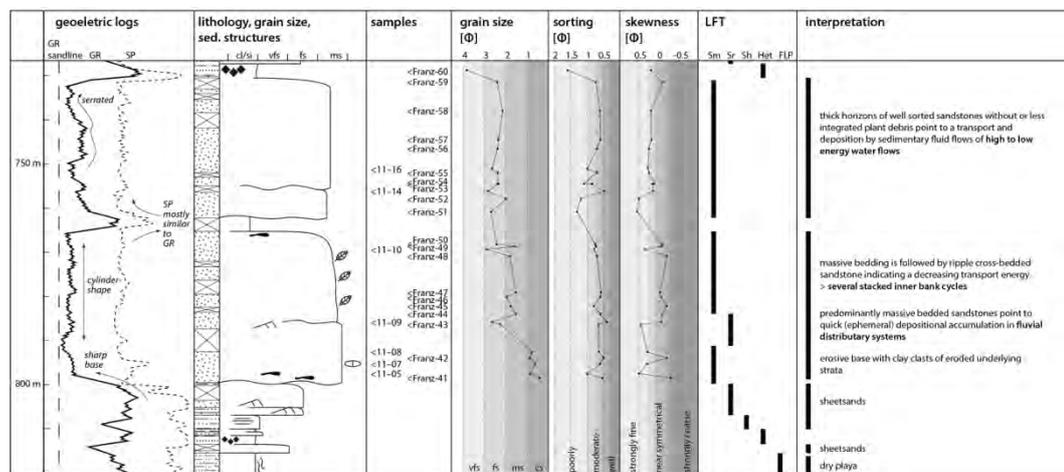


Abbildung 5-7: Kurzprofil der Faziesassoziation fluvialer Schwemmfächer am Beispiel der Bohrung Barth 10/65, (Mecklenburg-Vorpommern), aus BARTH et al. (in Vorber. b).

Schichtflutsande (sheetflows)

Im Verlauf der Messkurven können Schichtflutsande relativ verlässlich anhand einer scharfen Negativ-Exkursion der SP-Kurve und deren glockenförmigen bis zylinderförmigen Verlauf erkannt werden. Dies ist durch die teilweise recht hohe Porosität von bis zu 25 % bedingt. Die Gamma-Kurve muss dieser Exkursion nicht zwingend folgen, da mit den Schichtflutsanden auch viel toniges Material abgelagert wird, das die sandigen Anteile im Logbild wieder ausgleicht (Abbildung 5-8). Sowohl Gamma- als auch SP-Kurve haben einen gezackten/gesägten Verlauf. Im Vergleich zu sandigen Rinnenablagerungen werden Schichtflutsande durch höhere, d.h. tonigere Gamma-Werte unterscheidbar.

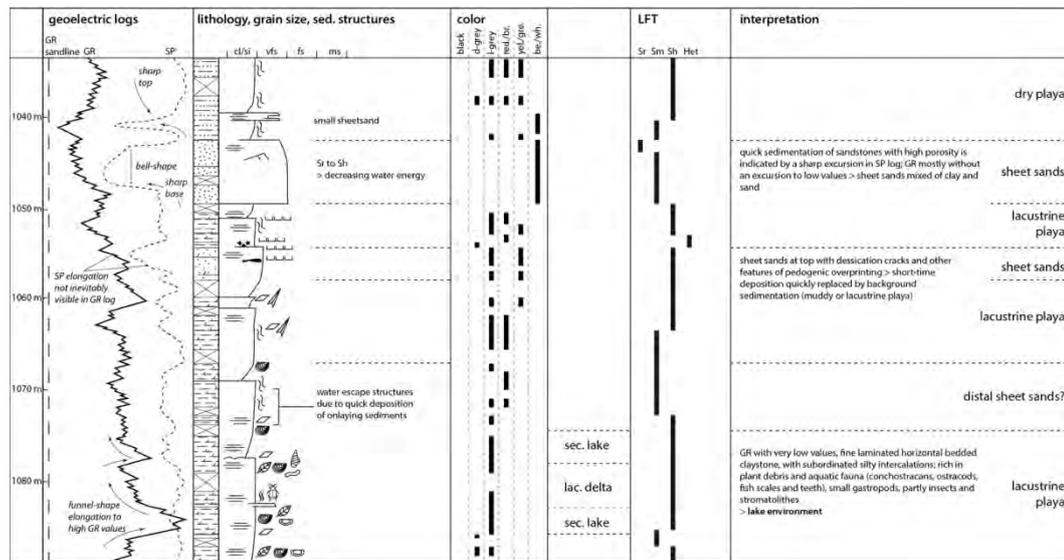


Abbildung 5-8: Kurzprofil einer Abfolge der Faziesassoziationen Playa-Tiefebene und Schichtflutsande am Beispiel der Bohrung Kb Brunn/Neubrandenburg 1E/66 (Mecklenburg-Vorpommern), höchste Arnstadt-Formation bis Untere Exter-Formation.

5.1.2.2 Obere Exter-Formation

Epikontinentales Flachmeer (inland sea/prodelta)

Der Kurvenverlauf der Gamma- und SP-Kurven ähnelt denen der Faziesassoziation epikontinentales Flachmeer der Unteren Exter-Formation (siehe Abbildung 5-4).

Deltaische Verteilerrinnen (distributary channels)

Der Verlauf der Gamma-Kurve ist durch einen sukzessiven Rückgang der Werte bis zur Sandkurve im Bereich der Rinnenbasis gekennzeichnet. Die SP-Kurve folgt der Gamma-Kurve und im weiteren Verlauf bleiben beide Kurven an der Sandlinie und besitzen dadurch eine zylinderförmige Gestalt. Je nach Tonanteil der Rinnenfüllung ist der Kurvenverlauf als glatt oder leicht gesägt zu bezeichnen. Die allmähliche Zunahme toniger Lithologien zum Hangenden wird durch allmähliche kurze Exkursionen zu höheren Gamma-Werten bzw. positiven SP-Werten angedeutet. Der übergeordnete Trend hin zu diesen Werten wird in den höheren Kurvenabschnitten durch einen glockenförmigen Verlauf deutlich (Abbildung 5-9).

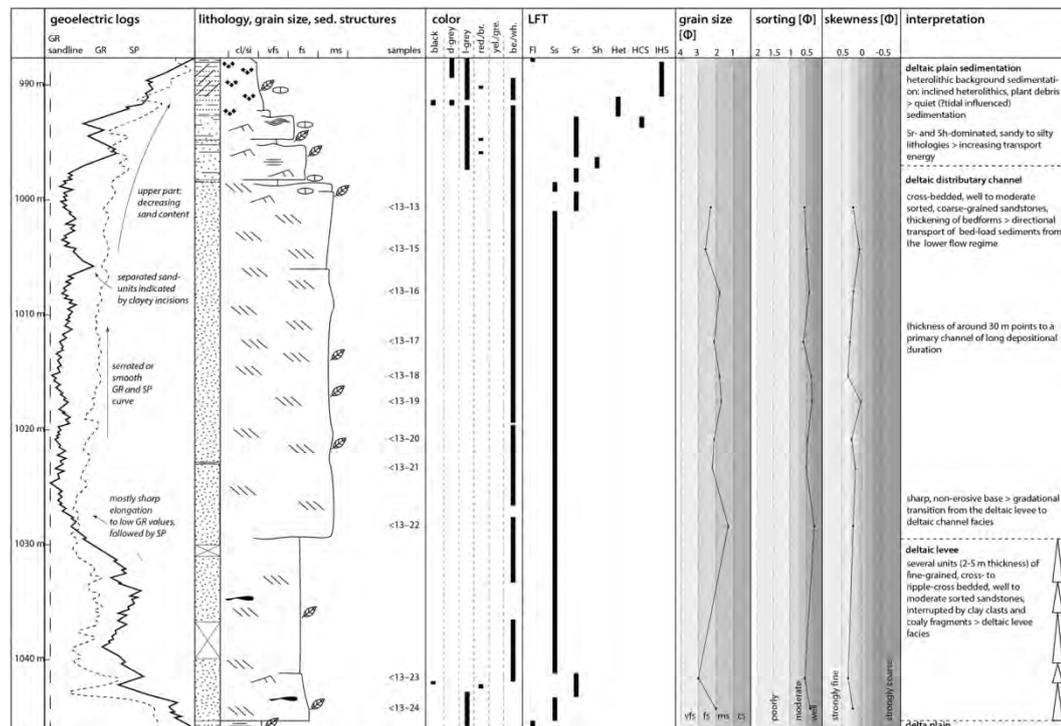


Abbildung 5-9: Kurzprofil der Faziesassoziation deltaische Verteilerrinnen am Beispiel der Bohrung Kb Gartz 1/65 (Brandenburg).

Mündungsbarren (mouth bars)

Der progradierende Charakter dieser Einheiten ist ein wesentliches, im gezackten Gamma- und SP-Kurvenverlauf erkennbares Identifizierungsmerkmal, wobei die Sand-Linie normalerweise erreicht wird. Der betreffende Abschnitt wird glockenförmig abgeschlossen (Abbildung 5-10).

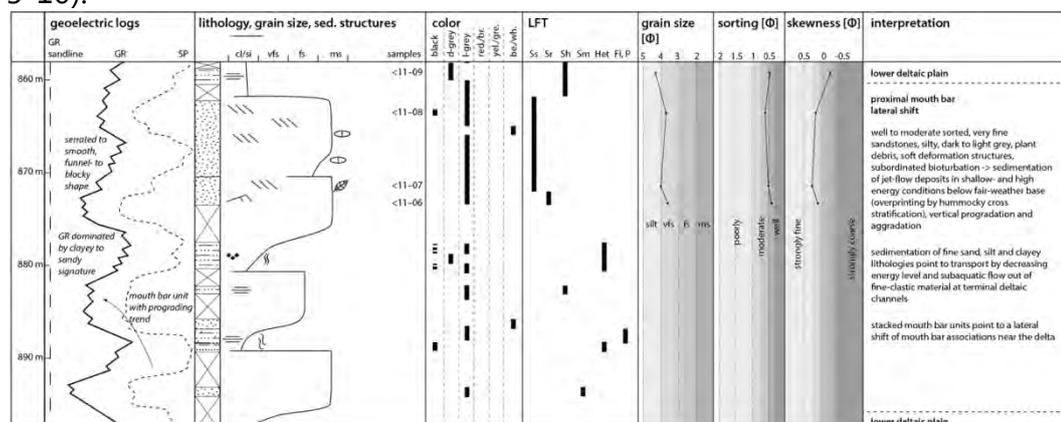


Abbildung 5-10: Kurzprofil der Faziesassoziation deltaische Mündungsbarren am Beispiel Bohrung Kb Tarnow 1/65 (Mecklenburg-Vorpommern).

Uferdeich- und Deichbruchsande (levee/crevasse splay complex)

Entsprechend der lithologischen Zusammensetzung liegen GR- und SP-Kurven zumeist nah der Sand-Linie, weisen im Vergleich zu deltaischen Verteilerrinnen jedoch deutlich unruhigere Verläufe auf (Abbildung 5-11). Auf der Delta-Ebene können sich Deichbruchfächer zu Subdeltas entwickeln (FÜCHTBAUER 1988) und zeigen dann einen Vergrößerungstrend (ELLIOTT 1974), der auch in leicht trichterförmigen Verläufen der Logs sichtbar werden kann (Abbildung 5-11).

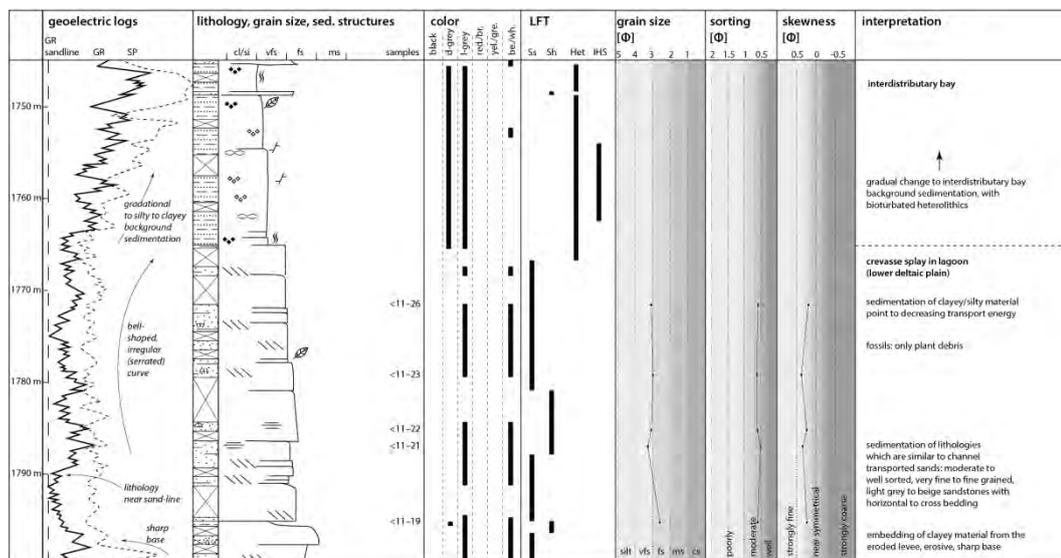


Abbildung 5-11: Kurzprofil der Faziesassoziation Uferdeich-/Deichbruchsande am Beispiel der Bohrung Kb KSS 5/66 (Mecklenburg-Vorpommern).

Schichtflutsande (sheetflows)

Der Kurvenverlauf der Gamma und SP-Kurven ähneln denen der Faziesassoziation Schichtflutsande der Oberen Exter-Formation (Abbildung 5-8).

Paralische Buchten und Sümpfe (interdistributary bays and paralic swamps) und Süßwasserseen und -sümpfe (freshwater lakes and swamps)

Lagunäre Horizonte können nicht mit Sicherheit nur anhand ihrer Bohrlochmesskurven identifiziert werden, hierzu sind gekernte Referenzbohrungen nötig. Der gesägte Verlauf der Gamma-Kurve und die damit angezeigten wechselnden sandigen und tonigen Partien lassen sich auch mit anderen Faziesassoziationen in Verbindung bringen. Mäßig zunehmender Sandanteil deutet auf eine Verlandungssequenz hin (z.B. Vorschüttung mit mehreren gering mächtigen Schichtsand, Abbildung 5-12), während gesägt erscheinende Abschnitte der Gamma-Kurven nahe der Ton+Silt-Linie auf heterolithische Gefüge hinweisen.

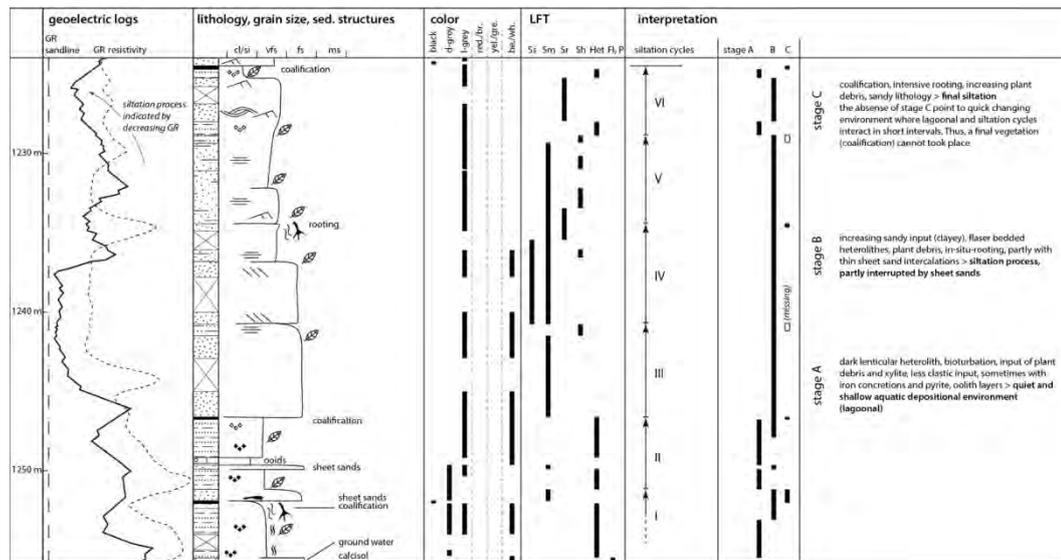


Abbildung 5-12: Kurzprofil der Faziesassoziation paralische Buchten und Sümpfe der Unteren Delta-Ebene am Beispiel der Bohrung Dp Siedenlangenbeck 1/84 (Sachsen-Anhalt).

5.1.3 Dogger

(J. ZIMMERMANN)

Epikontinentales Flachmeer (inland sea/prodelta)

Die Gamma- und SP-Kurven zeigen generell einen "glatten", leicht gezackten Verlauf nahe bzw. um die Tonlinie (Abbildung 5-13). Progradierende distale Abschnitte siliziklastischer Küsten führen zu leichten Anstiegen in den SP- und Widerstands-Kurven (vgl. Abbildung 5-13).

Distale Mündungsbarren (distal mouth bars)

Das Progradieren distaler Mündungsbarren über tonigen Lithologien des Prodelta wird durch einen leichten Anstieg der Gamma- und SP-Kurven zu niedrigeren bzw. negativen Werten angezeigt. Dadurch erhalten die Kurven einen typischen trichterförmigen Verlauf, der einem „cleaning upward“ in lithologischer Hinsicht entspricht (Abbildung 5-13).

Abbildung 5-13: Kurzprofile der Faziesassoziationen: Epikontinentales Flachmeer, distale Mündungsbarre, Mündungsbarre und Delatische Verteilerrinne (von oben). Epikontinentales Flachmeer: Bohrung Zechlinerhütte 1A/65, distale Mündungsbarre: Bohrung JOmb 10/65, Mündungsbarre: Bohrung KSS 5/66, delatische Verteilerrinne: Bohrung Neuruppin 2/86, aus ZIMMERMANN et al. (in Vorber. b).

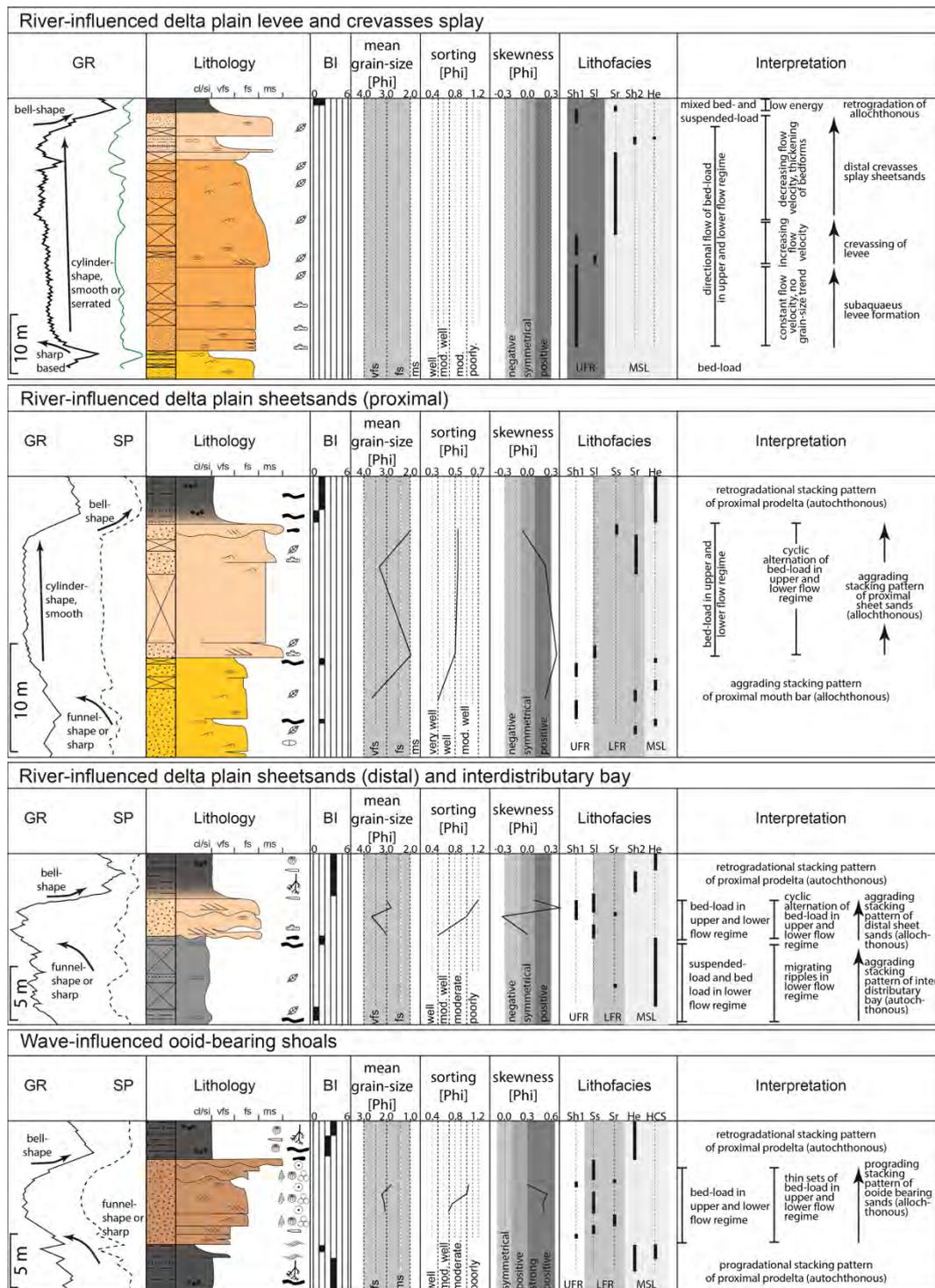


Abbildung 5-14: Kurzprofile der Faziesassoziationen: natürliche Uferdeiche/Deichbruchfächer, Schichtflutsande, paralische Buchten und ooidführende Sandbänke. Natürliche Uferdeiche/Deichbruchfächer, Schichtflutsande und paralische Buchten: Bohrung Neubrandenburg 1/82, ooidführende Sandbänke: Bohrung JOmb 10/65, aus ZIMMERMANN et al. (in Vorber. b).

Mündungsbarren (mouth bars)

Über einen kurzen Abschnitt mit trichterförmigem Verlauf der Gamma- und SP-Kurven, der auf das Progradieren der Mündungsbarre zurückzuführen ist, werden die dominant sandigen Lithologien durch zylinderförmige Abschnitte mit gezacktem Verlauf der genannten Bohrlochmesskurven ausgewiesen (Abbildung 5-13).

Deltaische Verteilerrinnen (deltaic distributary channels)

Einem kurzen Abschnitt mit zylinderförmigem Verlauf der Gamma- und SP-Kurven folgt ein Abschnitt mit ebenfalls zylinderförmigem Verlauf, der grundsätzlich dem mächtiger Mündungsbarren ähnlich ist. Im Unterschied sind die Verläufe der Gamma- und SP-Kurven deltaischer Verteilerrinnen glatter und weniger gezackt. Die Zunahme toniger Lithologien zum Hangenden wird durch kurze Exkursionen zu höheren Gamma- bzw. positiven SP-Werten angezeigt. Der übergeordnete Trend zeichnet sich in den höheren Kurvenabschnitten durch einen glockenförmigen Verlauf ab (Abbildung 5-13).

Deichbruchfächer (crevasse splays) und Uferdeiche (natural levees)

Die Gamma- und SP-Kurven zeigen einen glatten bis gezackten und zylindrischen Verlauf und ähneln daher sehr denen der deltaischen Verteilerrinnen (Abbildung 5-14).

Schichtflutsande (deltaic sheetflows)

Die Gamma- und SP-Kurven zeigen über einen längeren Abschnitt einen trichterförmigen Verlauf, der zum Hangenden in einen glockenförmigen Verlauf übergeht. In proximalen Schichtsandten ist dieser Abschnitt relativ mächtig und die Gamma- und SP-Kurven verlaufen glatt (Abbildung 5-14).

Paralische Buchten (interdistributary bays)

Die Gamma- und SP-Kurven zeigen einen glatten bis gezackten Verlauf und alternieren um die Tonlinie. Dadurch ähnelt der Kurvenverlauf den von Prodeltaabfolgen. Verlandungsabfolgen werden durch sukzessivniedrigere

Gamma- bzw. negativere SP-Werte angezeigt und weisen auf stetig zunehmenden Sandeintrag (Abbildung 5-14).

Ooidführende Sandbänke (shoals, with ooids)

Die Einstufung dieser Faziesassoziation ist ohne benachbarte Referenzbohrung nicht möglich. In Bohrlochmesskurven zeigen Abfolgen ooidführender Sandbänke an der Basis eine Exkursion zu niedrigeren Gamma- bzw. negativen SP-Werten (trichterförmig) und am Top in umgekehrte Richtung. Der mittige Abschnitt weist den höchsten Sandgehalt auf, angezeigt durch niedrigste Gamma- bzw. negativste SP-Werte. Insgesamt erhalten die Kurven dadurch einen symmetrischen Verlauf (Abbildung 5-14).

5.2 Porosität und Permeabilität nach Bohrlochmessungen

(I. BUDACH, M. WOLFGAMM, G. LENZ)

Im Rahmen des Forschungs- und Entwicklungs-Verbundprojektes sollte untersucht werden, inwieweit sich wichtige hydraulische Parameter (insbesondere Porosität) aus bohrlochgeophysikalischen Altdaten ableiten lassen. Dafür wurden aus dem GTN-Archiv einzelne Bohrungen ausgewählt, die relevanten Daten mit Hilfe der Open Source Software *Engauge Digitizer* digitalisiert und entsprechend den in Abschnitt 1.2.6.2 dargestellten Formeln Porositätswerte berechnet. Die berechneten Werte wurden dann mit aus Bohrkernen bestimmten Porositätswerten (ebenfalls im GTN-Archiv vorhanden) verglichen. Somit sollte untersucht werden, welche Messverfahren für die Porositätsbestimmung im NDB prinzipiell gut geeignet sind und insbesondere, inwieweit sich bohrlochgeophysikalische Altdaten zur Porositätsbestimmung heranziehen lassen.

Bei der Bearbeitung der Archivdaten fiel zunächst auf, dass es ab etwa Mitte der 1980er Jahre zu einem Wandel in der Bohrlochmesstechnik in der DDR gekommen ist. Vor diesem Zeitraum wurden vor allem unkompenzierte Logs (Gamma-Gamma-Log, Neutron-Gamma-Log und Akustiklog) verwendet und erst ab etwa 1985 wurden zunehmend kompenzierte Logs zum Einsatz gebracht. Kompenzierte Logs bestehen aus zwei Sonden mit jeweils kurzem und langem *Spacing*, wobei die eigentliche Messung mit der Sonde mit langem *Spacing* erfolgt und die Messung mit kurzem *Spacing* dazu dient, Einflüsse der Bohrlochgeometrie und der Bohrlochspülung auf das Messergebnis zu korrigieren (siehe Abschnitt 1.2.6.1).

Ohne Kompensation auf Bohrlocheinflüsse sind die Messdaten oft sehr großen Schwankungen unterworfen, was die Abschätzung der Porosität aus diesen Daten in der Regel erschwert oder sogar unmöglich macht. In Abbildung 5-15 sind Akustik-Kurven gegen Kaliber-Kurven geplottet. Auf der linken Seite sind unkompenzierte Messdaten der Bohrung Dp N 1/82 aus dem Jahr 1982 und auf der rechten Seite zum Vergleich kompenzierte Messdaten der Bohrung Gt Nn 1/88 aus dem Jahr 1988 dargestellt. Auf den ersten Blick fällt sofort der deutlich unruhigere Kurvenverlauf der unkompenzierten AL-Messung auf der linken Seite auf. Die Kurve auf der rechten Seite wirkt deutlich regelmäßiger. Die hohe Qualität der Kompensation wird vor allem deutlich, wenn man die Kaliberausschläge beider Messungen miteinander vergleicht. Während die CAL-Kurve auf der linken Seite nur sehr geringe Ausschläge aufweist, deutet die CAL-Kurve auf der rechten Seite auf große Bohrlochausbrüche hin. Trotzdem ist die Datenqualität der kompenzierten Messung deutlich höher als die der unkom-

pensierten Messung auf der rechten Seite. Zur Vergleichbarkeit sind jeweils zwei Segmente der Kurven durch eine Box hervorgehoben.

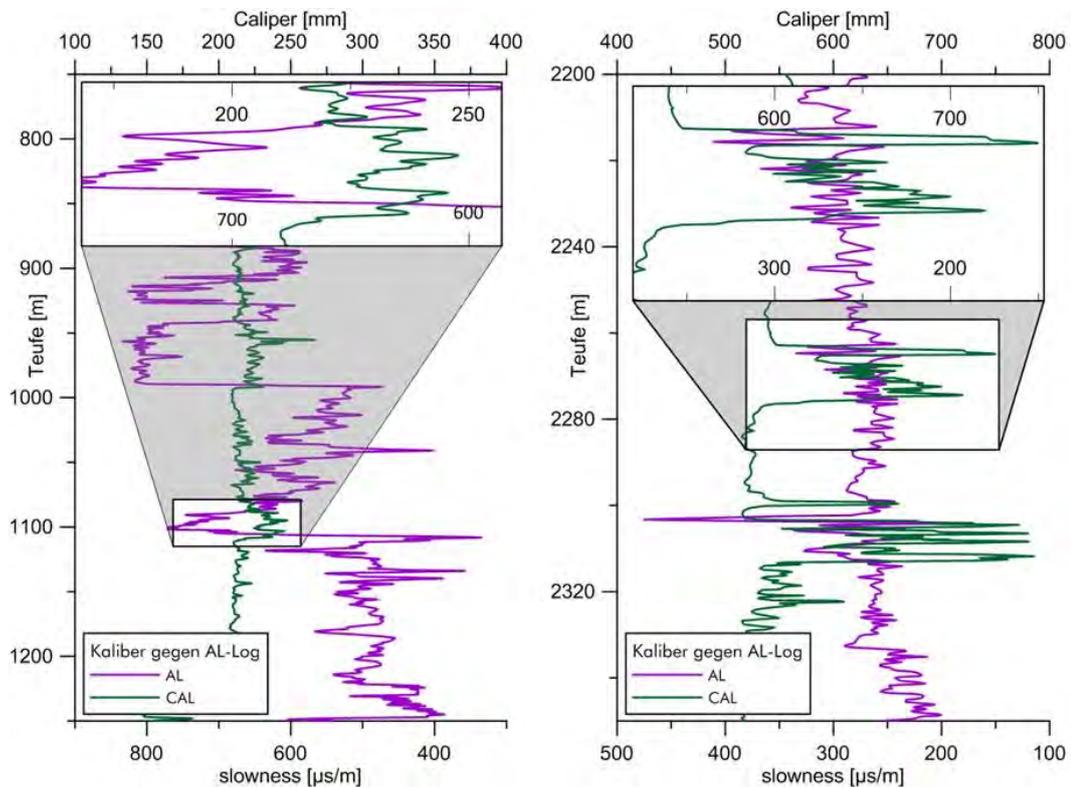


Abbildung 5-15: Vergleich zwischen unkompensiertem AL-Log (links) und kompensiertem AL-Log (rechts).

In der Abbildung auf der linken Seite führt bereits ein Kaliberausbruch von nur etwa 25 mm zu einer deutlichen Zunahme der *slowness* (reziproker Wert der seismischen Geschwindigkeit, siehe Abschnitt 1.2.6.1) von mehr als 150 $\mu\text{s/m}$. Bei der kompensierten Messung auf der rechten Seite wirkt sich ein Kaliberausbruch von über 250 mm nur minimal auf die AL-Messung aus. Zwar können durch eine kompensierte Messung nicht alle Einflüsse der Bohrlochgeometrie korrigiert werden (siehe z.B. kleiner Ausreißer der AL-Messung knapp unterhalb 2.300 m in Abbildung 5-15 rechts), die allgemeine Verbesserung der Messergebnisse ist jedoch deutlich.

In Abbildung 5-16 sind Ergebnisse der Porositätsabschätzungen aus beiden Messungen als Boxplots dargestellt und mit aus Kerndaten bestimmten Porositäten verglichen. Die deutliche Diskrepanz zwischen der Porosität aus dem AL-Log und den Kerndaten für die Bohrung Dp N 1/82 auf der linken Seite fällt sofort auf. Jedoch wird ersichtlich, dass sich aus

dem kompensierten AL-Log der Bohrung Gt Nn 1/88 Porositäten bestimmen lassen, die sich sehr gut mit den aus Kerndaten ermittelten decken.

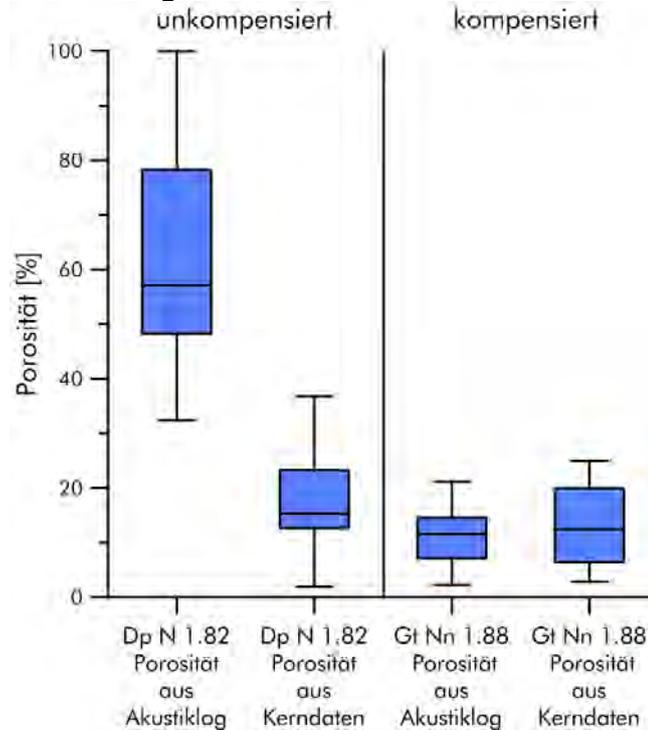


Abbildung 5-16: Vergleich zwischen unkompensiertem und kompensiertem Akustiklog für die Porositätsabschätzung in den Reservoiren Rhät A und B.

Ähnlich verhält es sich auch mit den Messungen der GG-Dichte und der NG-Porosität. Unkompensierte Messungen sind für die Porositätsabschätzung nahezu ungeeignet, die kompensierten Messungen haben eine deutlich höhere Qualität. Bei GG und NG kommt oft erschwerend hinzu, dass die Messwerte nur in CPM (*count per minute* – Zählungen pro Minute) angegeben sind. Für die Porositätsbestimmung wären aber Angaben in g/cm^3 bzw. Por.-% (Neutron-Gamma-Porosität) nötig. Um diese Werte aus der Zählrate abzuleiten, ist jedoch für jedes Messgerät eine gesonderte Kalibrierung an einem Referenzblock nötig (siehe Abschnitt 1.2.6.1). Fehlt diese Kalibrierung, ist eine nachträgliche Bestimmung der GG-Dichte und NG-Porosität nicht mehr möglich. Diese Messungen können folglich nur zur Abgrenzung der Stratigraphie verwendet werden.

Weniger anfällig auf Einflüsse der Bohrlochgeometrie und Bohrlochspülung scheinen die Verfahren zur Bestimmung des spezifischen elektrischen Widerstandes zu sein (siehe Abbildung 5-17). Sowohl die Messkurven selbst als auch die daraus abgeleiteten Porositätswerte zeigen deutlich bessere Ergebnisse als die unkompensierten GG-, NG- und AL-Messungen.

Dies lässt sich damit erklären, dass der Unterschied zwischen spezifischem elektrischen Widerstand der Bohrspülung (in der Regel zwischen 0,5 und 1,0 Ωm) und der Formation (in der Regel zwischen 0,5 und 1 – 3 Ωm) deutlich geringer ausfällt als bei den anderen Messverfahren.

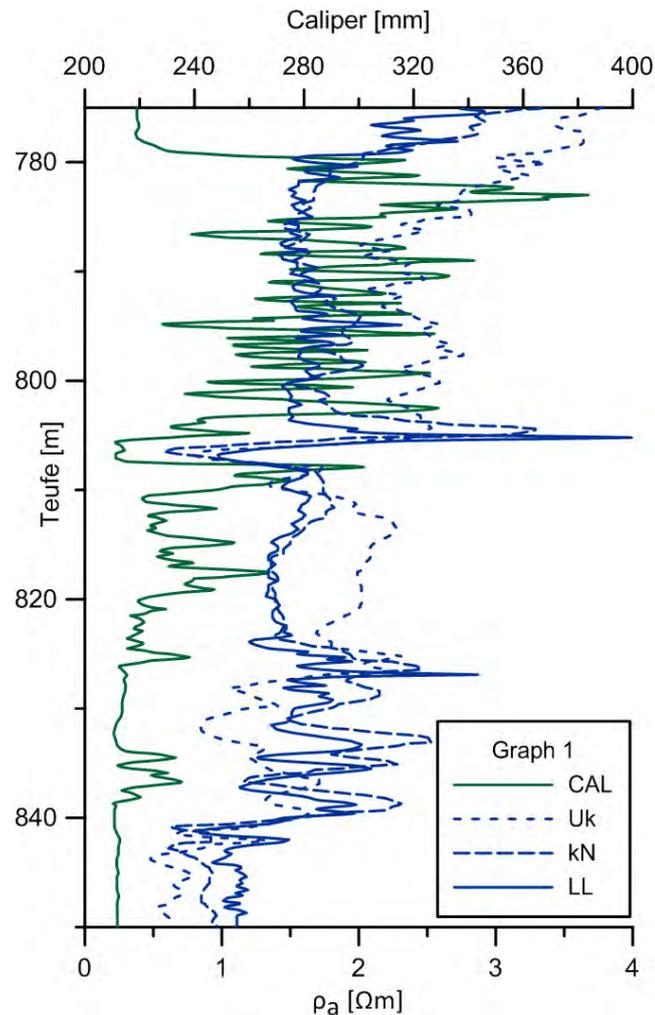


Abbildung 5-17: Vergleich zwischen Kaliber und Widerstandslogs der Bohrung Dp N 1/82.

Im Folgenden sollen nun die verschiedenen bohrlochgeophysikalischen Methoden auf ihre Eignung zur Porositätsabschätzung verglichen werden. Insgesamt wurden neun Verfahren und sieben Bohrungen untersucht. Untersucht wurden die Verfahren: GG, NG, kombiniertes GG-NG, AL, sowie die elektrischen Verfahren LL, ILd, IIm, kN und Uk an den Messkurven der Bohrungen: Dp N 1/82, Gt Bad Wlk 1/96, Gt Khn 2/87, Gt N 3/86, Gt Nn 1/88, Gt Wa 1/81 und Gt Wa 5/90.

Im Laufe der Untersuchung zeigte sich, dass für die mesozoischen Sandsteine des NDB eine Tonkorrektur aufgrund des geringen Tongehaltes der Sandsteine nicht notwendig war. Oftmals führte eine Tonkorrektur sogar dazu, dass die Abweichung zwischen am Kern gemessener und aus Logs berechneter Porosität größer wurde. In der folgenden Untersuchung wurde deshalb auf die Anwendung einer Tonkorrektur verzichtet.

Für die Porositätsbestimmung aus GG-Logs wurde eine Dichte der tonfreien Gesteinsmatrix von 2.630 kg/m^3 verwendet und eine Dichte des Schichtwassers von 1.100 kg/m^3 .

Für die Porositätsbestimmung aus AL-Logs wurde eine Laufzeit der tonfreien Gesteinsmatrix von $182 \text{ } \mu\text{s/m}$ und für das Schichtwasser von $625 \text{ } \mu\text{s/m}$ verwendet. Die Berechnung der Porosität aus Widerstandslogs erfolgte mit der HUMBLE-Formel der ARCHIE-Gleichung. Die Leitfähigkeit des Schichtwassers wurde mit Hilfe einer dynamischen Salinität berechnet. Hierzu wurde angenommen, dass die Salinität um 10 g pro 100 m Tiefe zunimmt. Waren Salinitätswerte aus geochemischen Untersuchungen bekannt, so wurden diese Werte statt der berechneten verwendet.

Die Salinität und damit die Leitfähigkeit des Formationswassers hat einen großen Einfluss auf die Porositätsbestimmung nach ARCHIE. Das wird aus Abbildung 5-18 deutlich. Der gezeigte Teufenabschnitt der Bohrung Gt Khn 2/87 befindet sich in der Detfurth-Formation des Buntsandsteins. Bei einem Gradienten von 10 g/l pro km hätte das Schichtwasser in der gezeigten Teufe einen Wert zwischen 172 und 182 g/l . Aufgrund der im Buntsandstein vorhandenen Salzlagen ist die Salinität des Schichtwassers stark erhöht und beträgt in der Detfurth-Formation der Bohrung Gt Khn 2/87 245 g/l . Mit aus dem Gradienten berechneter Salinität (linke Seite) liegen die berechneten Porositätswerte (rötliche Linien) weit über den aus Bohrkernen bestimmten (graue Punkte). Wird hingegen der aus Messungen bekannte Wert der Salinität verwendet, so stimmen die aus dem LL-Log berechneten Werte gut mit denen der Bohrkern überein. Für die untersuchten Sandsteinformationen des Mittleren Jura und Rhät-Lias liegen die tatsächlichen Werte der Salinität in der Regel jedoch sehr nahe am Gradienten von 10 g/l pro km .

In Abbildung 5-19 bis Abbildung 5-25 sind exemplarisch die Ergebnisse von Porositätsbestimmungen aus Bohrlochdaten für die Bohrungen Gt Wa 5/90, Gt Nn 1/88 und Gt Khn 2/87 gezeigt.

Aus geophysikalischen Bohrlochdaten berechnete Porositätswerte werden jeweils mit aus Kerndaten bestimmten Werten verglichen. Hierzu sind die Werte einerseits gegen die Teufe geplottet sowie als Box-Whisker-Plots

dargestellt. In den Teufenplots lässt sich erkennen, dass die berechneten Werte den Trends in der Porosität qualitativ gut folgen. Die besten Übereinstimmungen gibt es hierbei für die aus GG- und LL-Logs berechneten Werte. Die aus NG-Logs ermittelten Werte sowie die aus Induktionslogs (ILd und IIm) berechneten liegen jedoch meist zu hoch. Vor allem bei Induktionslogs fällt auf, dass diese gerade in den Sandsteinbereichen stark von den Werten des LL-Log abweichen, während sie darüber und darunter nahezu parallel mit den Werten des LL-Log verlaufen. Die Induktionslogs sind zudem den größten Schwankungen unterworfen, zu sehen an den ausgedehnten Boxen der Box-Whisker-Plots.

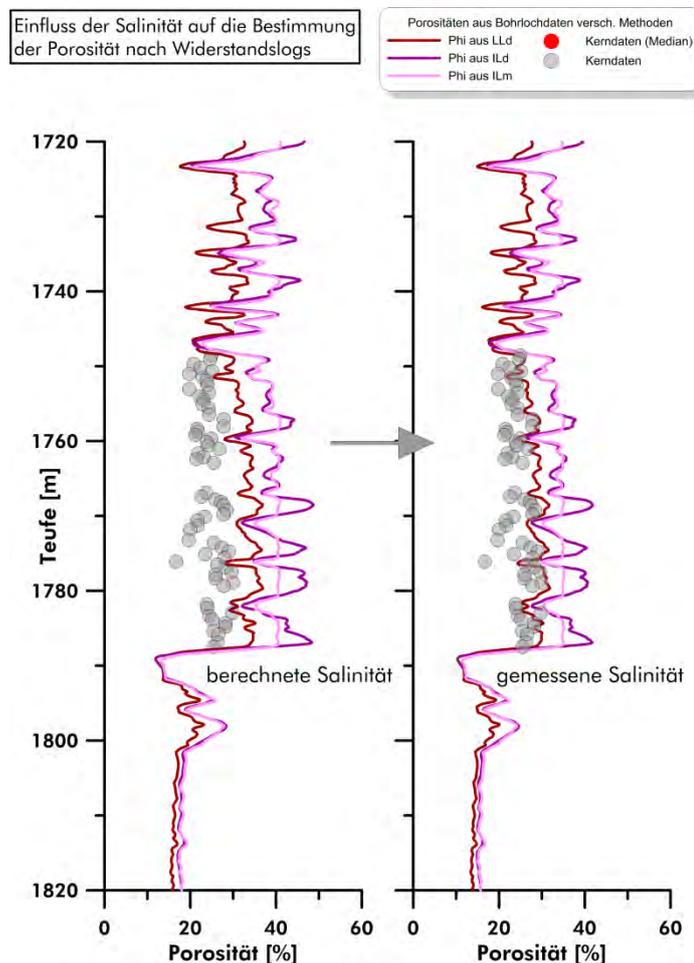


Abbildung 5-18: Einfluss der Salinität auf die Abschätzung der Porosität nach Widerstandslogs.

Für eine bessere quantitative Vergleichbarkeit wurden *außerdem scatterplots* (Streudiagramme) für die einzelnen Verfahren erstellt (Abbildung 5-26 bis Abbildung 5-34). Die Porositätswerte aus Kerndaten befinden sich jeweils auf der x-Achse und die aus den einzelnen Verfahren berechneten

auf der y-Achse. Bei exakter Übereinstimmung, würden die Werte genau auf der durch den Koordinatenursprung verlaufenden, durchgezogenen, schwarzen Linie liegen. Jede Abweichung von dieser Linie zeigt eine Diskrepanz beider Werte an. Es sind außerdem noch zwei gestrichelte Linien eingezeichnet, die eine Abweichung von 5 Por.-% eingrenzen. Alle Werte, die um die mittlere Linie liegen und sich zwischen den beiden gestrichelten Linien befinden, können als gute Anpassung angesehen werden.

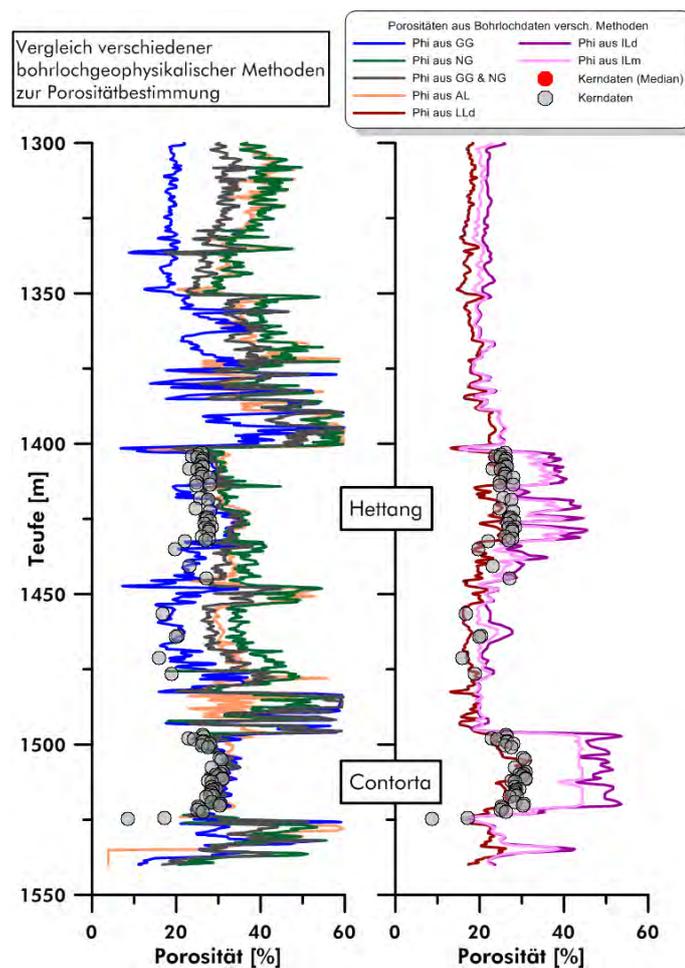


Abbildung 5-19: Vergleich verschiedener Methoden zur Abschätzung der Porosität aus geophysikalischen Bohrlochdaten. Daten sind aus Bohrung Gt Wa 5/90, Porositätswerte aus Kerndaten sind als graue Kreise gekennzeichnet.

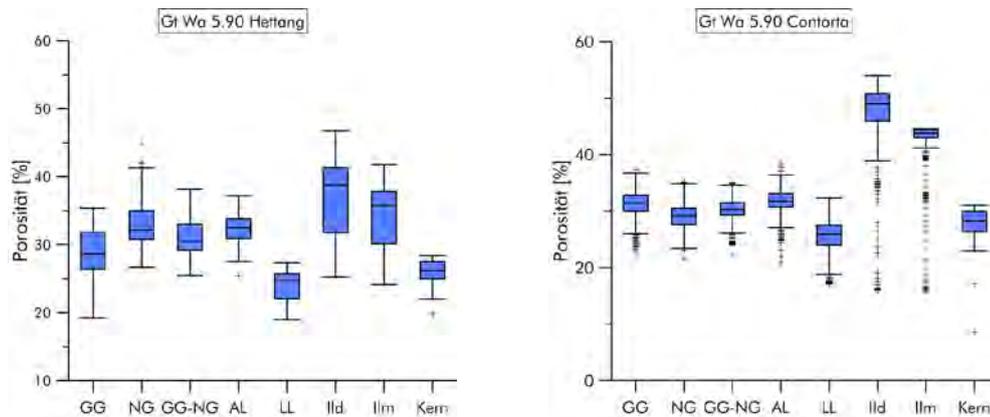


Abbildung 5-20: Porositätsbestimmung nach verschiedenen bohrlochgeophysikalischen Methoden für Reservoirs des Hettang und Rhäts der Bohrung Gt Wa 5/90.

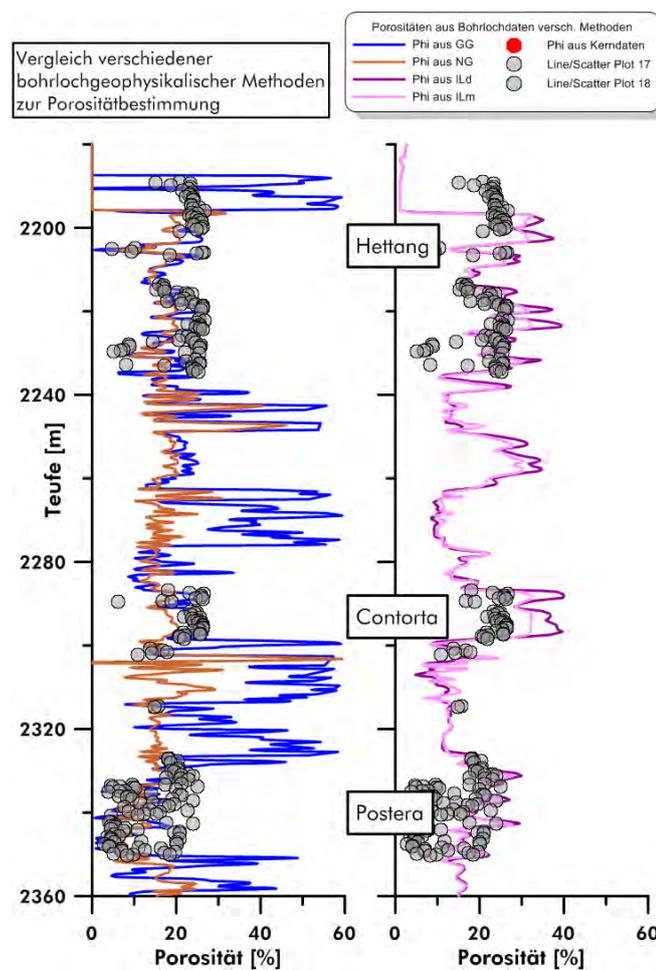


Abbildung 5-21: Vergleich verschiedener Methoden zur Abschätzung der Porosität aus geophysikalischen Bohrlochdaten. Daten sind aus Bohrung Gt Nn 1/88, Porositätswerte aus Kern sind als graue Kreise gekennzeichnet.

Auf der linken Seite sind ausschließlich die gemessenen und berechneten Porositätswerte dargestellt, auf der rechten Seite sind zusätzlich deren Standardabweichungen als horizontale und vertikale Fehlerbalken eingezeichnet. Um zu erkennen, ob bestimmte Abweichungen der berechneten Werte mit einzelnen Bohrlöchern korrelieren, sind Werte aus einzelnen Bohrlöchern jeweils durch Symbole gekennzeichnet. Auch in dieser Darstellung wird deutlich, dass kompensierte GG- und AL-Logs gute Ergebnisse in der Porositätsabschätzung liefern. Die überschätzten Porositätswerte des AL-Logs sind auf Punkte der Bohrung Gt Wa 5/90 beschränkt.

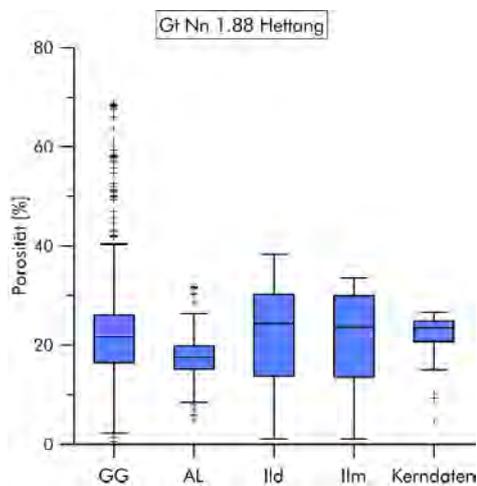


Abbildung 5-22: Porositätsbestimmung nach verschiedenen bohrlochgeophysikalischen Methoden für den Hettang der Bohrung Gt Nn 1/88.

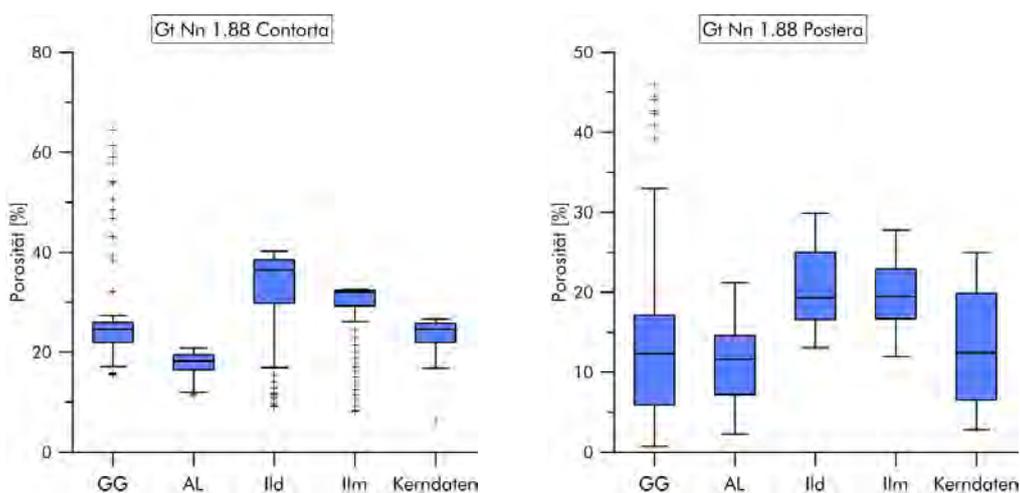


Abbildung 5-23: Porositätsbestimmung nach verschiedenen bohrlochgeophysikalischen Methoden für Reservoir des Hettang und Rhäts der Bohrung Gt Nn 1/88.

Überraschend schlecht fällt das Ergebnis des NG-Logs aus, wo die Werte aus beiden untersuchten Bohrungen die Porositäten überschätzten und eine generell hohe Streuung der Messwerte auftritt. Bei den Widerstandslogs bestätigt sich das Bild, dass die Porositätswerte aus Induktions-Logs zu hohe Werte liefern. Auch die UK-Logs sind nur eingeschränkt nutzbar, da dort weder ein Trend nach zu großen oder kleinen Werten zu erkennen ist und die berechneten Werte in großer Menge außerhalb der 5 Por.-% Linie liegen.

Das Lateral-Log zeigt insgesamt eine gute Anpassung, wobei die meisten Ausreißer auf Messungen in der Bohrung Gt Bd Wlk 1/96 zurückgehen. Ein gutes Ergebnis für die Porositätsbestimmung aus dem LL-Log war zu erwarten, da es aufgrund seiner Fähigkeit, tief ins Gebirge einzudringen, besser als andere Methoden in der Lage ist, den wahren Gesteinswiderstand ρ_t aufzulösen.

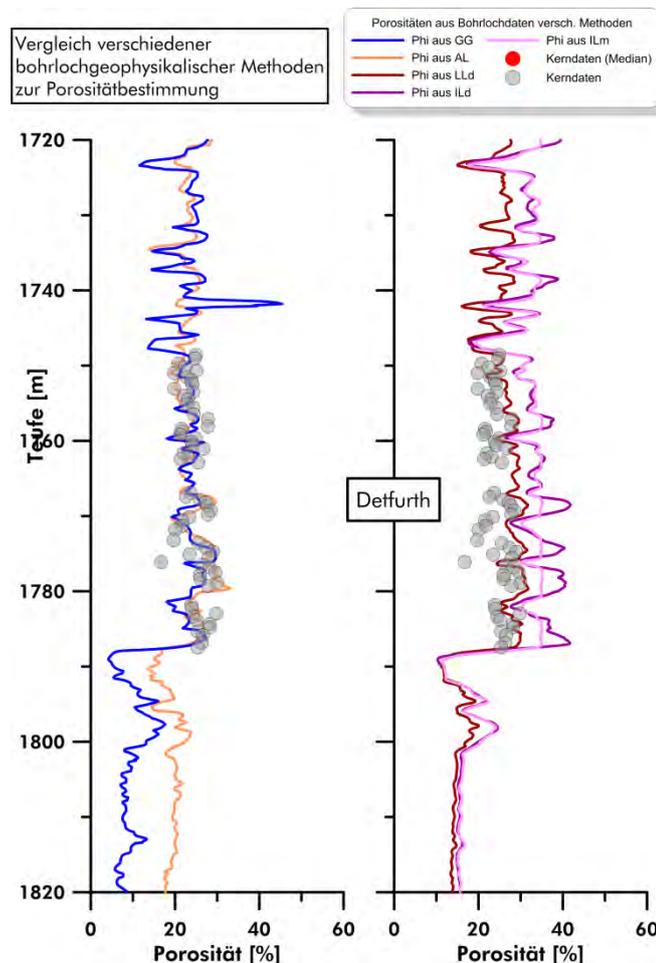


Abbildung 5-24: Vergleich verschiedener Methoden zur Abschätzung der Porosität aus geophysikalischen Bohrlochdaten. Bohrung Gt Khn 2/87 Detfurth-Formation.

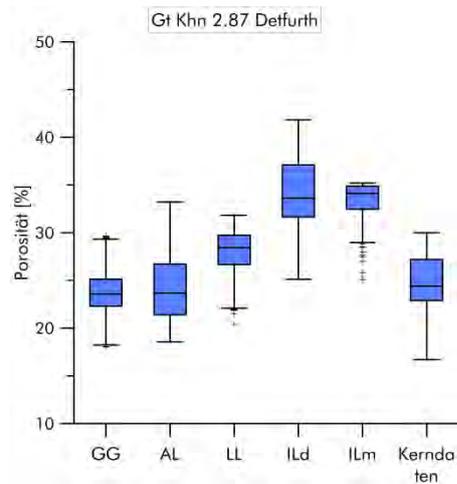


Abbildung 5-25: Porositätsbestimmung nach verschiedenen bohrlochgeophysikalischen Methoden für Detfurth der Bohrung Gt Khn 2/87.

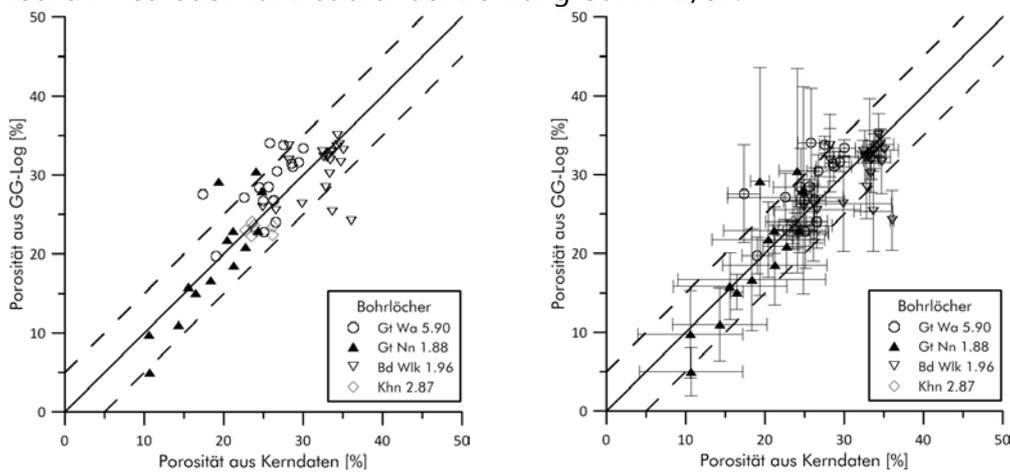


Abbildung 5-26: Vergleich Porosität aus GG-Logs mit Porosität aus Kerndaten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standardabweichung).

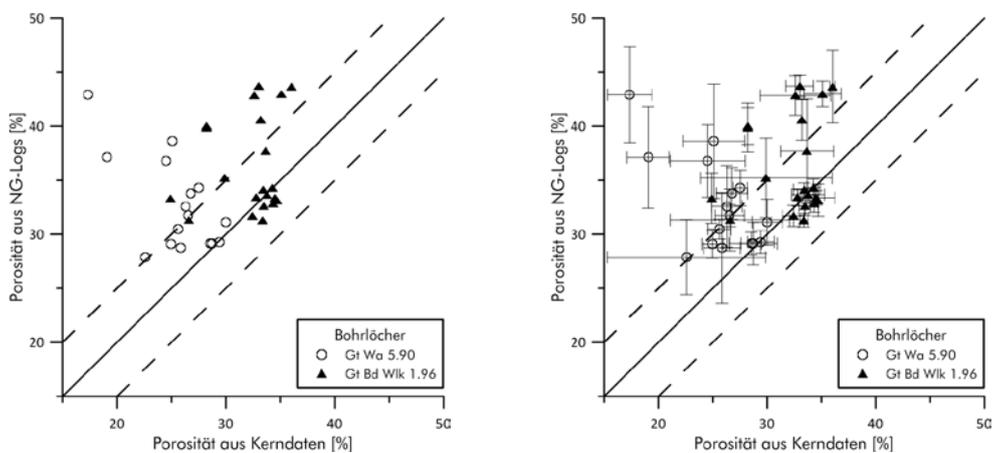


Abbildung 5-27: Vergleich Porosität aus NG-Logs mit Porosität aus Kerndaten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standardabweichung).

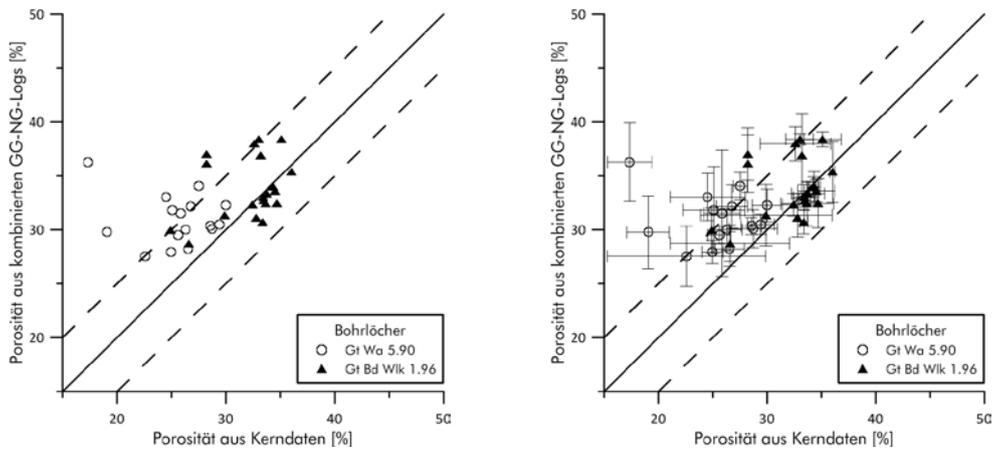


Abbildung 5-28: Vergleich Porosität aus kombinierten GG-NG-Logs mit Porosität aus Kerndaten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standardabweichung).

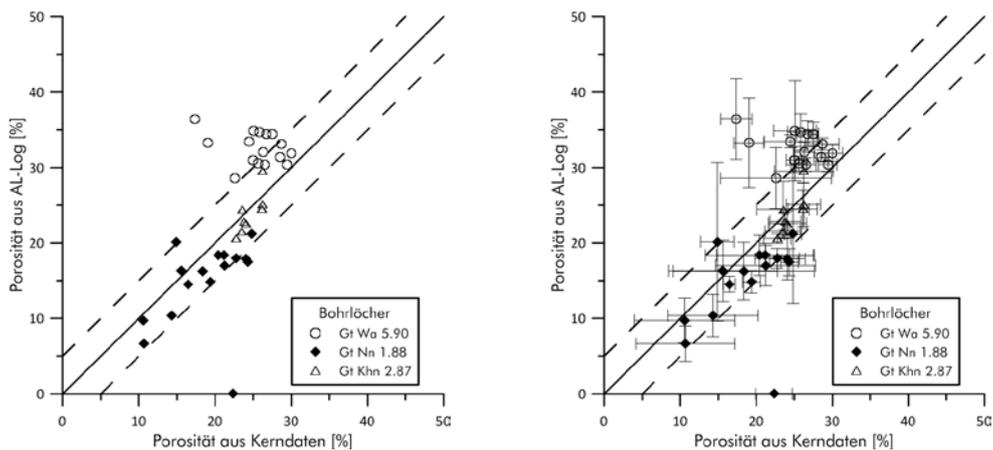


Abbildung 5-29: Vergleich Porosität aus AL-Logs mit Porosität aus Kerndaten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standardabweichung).

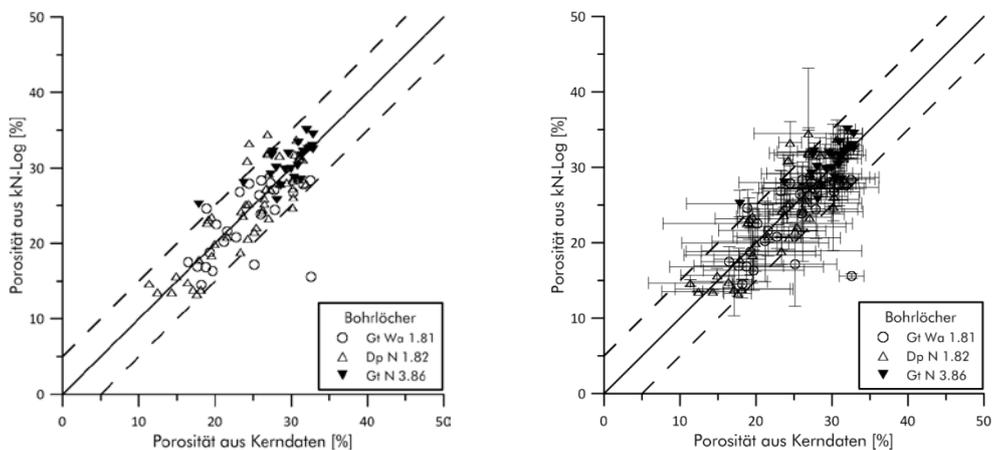


Abbildung 5-30: Vergleich Porosität aus kN-Logs mit Porosität aus Kerndaten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standardabweichung).

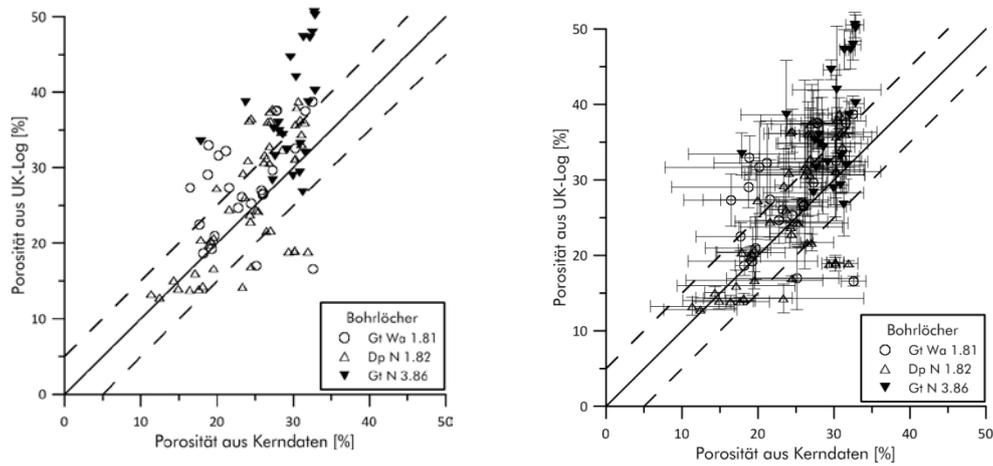


Abbildung 5-31: Vergleich Porosität aus UK-Logs mit Porosität aus Kerndaten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standardabweichung).

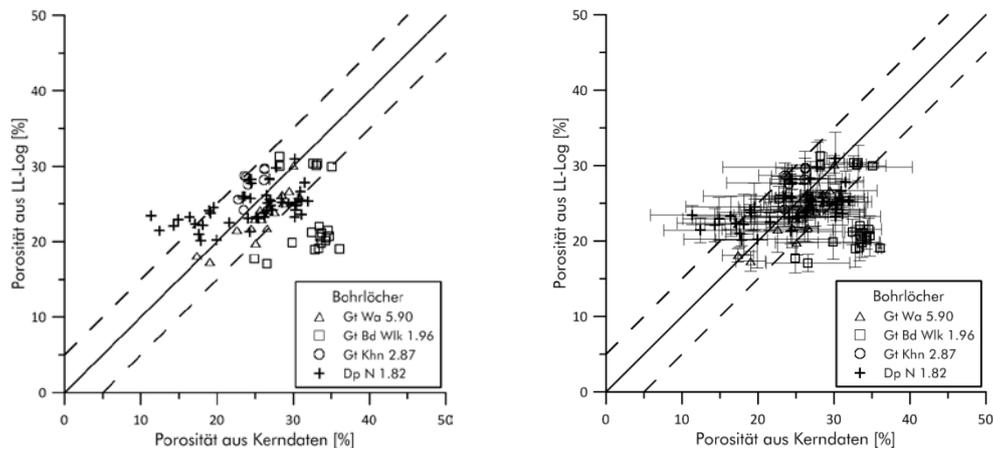


Abbildung 5-32: Vergleich Porosität aus LL-Logs mit Porosität aus Kerndaten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standardabweichung).

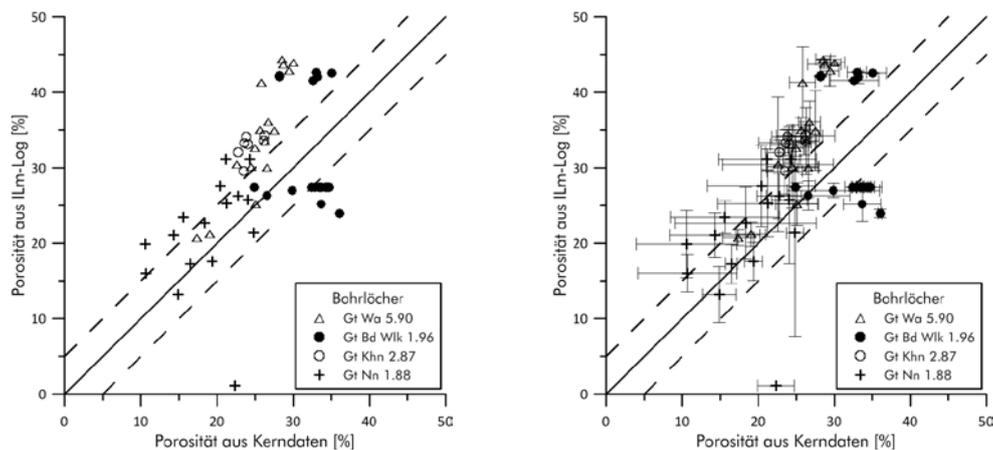


Abbildung 5-33: Vergleich Porosität aus ILM-Logs mit Porosität aus Kerndaten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standardabweichung).

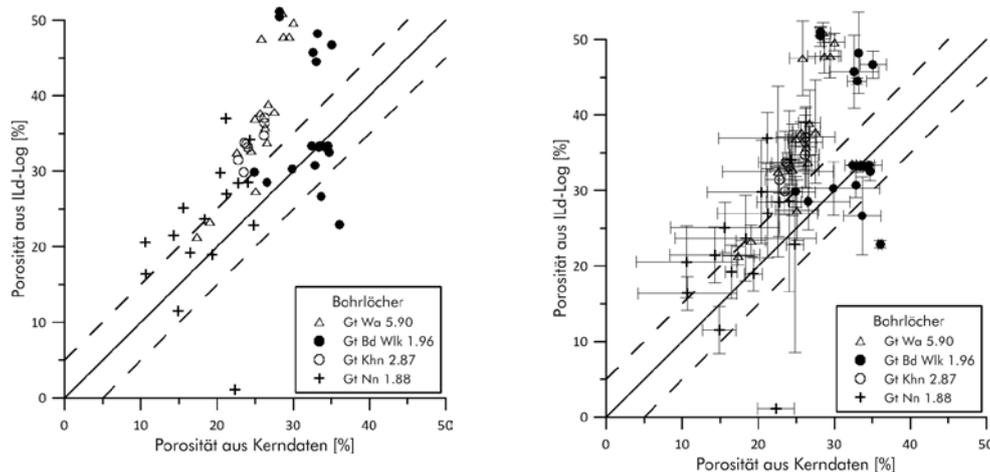


Abbildung 5-34: Vergleich Porosität aus Ild-Logs mit Porosität aus Kerndaten (links ohne Fehlerbalken, rechts mit Fehlerbalken aus Standardabweichung).

Etwas überraschend war das gute Ergebnis für die kleine Normale (kN). Aufgrund der relativ geringen Eindringtiefe dieser Messmethode wäre anzunehmen, dass die Widerstandswerte aus kN-Messungen noch stark von Spülung, Bohrlochgeometrie und Filterkuchen beeinflusst sind. Für die untersuchten drei Bohrungen liegen jedoch fast alle Werte um die Mittelgerade und innerhalb des 5 Por.-% Bereiches. Da in früheren Bohrlochmessungen in den meisten Fällen auch kN-Messungen durchgeführt wurden, ergibt sich somit die Möglichkeit, diese Messungen zur Porositätsabschätzung heranzuziehen.

Auf Basis dieser Erkenntnisse wurde ein Profil, bestehend aus den Bohrungen Gt Wa 1/81, Kb Tao 1/65, Dp N 1/82 und Gt N 3/86, erstellt (Abbildung 5-35). Für alle Bohrungen lagen GR- und kN-Messungen vor, für Gt Wa 1/81, Dp N 1/82 und Gt N 3/86 außerdem noch Porositätswerte aus Kerndaten. Zur Abgrenzung der Lithologie wurden GR-Messungen verwendet (linke Seiten der Bohrlochplots). Die Formationen wurden entsprechend FRANZ & WOLFGGRAMM (2008) und WOLFGGRAMM et al. (2008) mit roten Linien markiert.

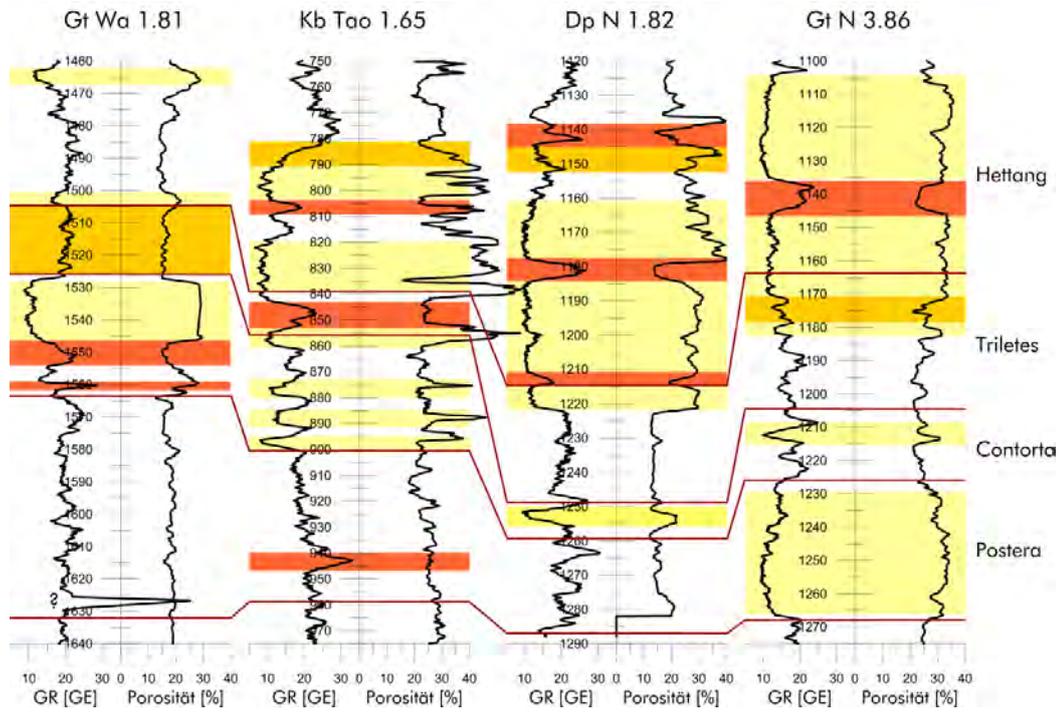


Abbildung 5-35: Profil von Waren, über Tarnow nach Neubrandenburg. Beschreibung im Text.

6 *Petrologie der Sandsteine*

Aussagen zur Petrologie der Sandsteine stützen sich einerseits auf Kornparameter, wie sie durch die Siebanalysen, aber auch in Dünnschliffen ermittelt wurden. Andererseits sind Dünnschliffanalysen sowie weiterführende mineralogisch-geochemische Analysen von Bedeutung.

In diesem Abschnitt erfolgt ein Überblick über den gesamten Datensatz (Abschnitt 7.1). Zudem wurden die Daten bereits bei den sedimentologisch-faziellen Analysen entsprechend der einzelnen stratigraphischen Zonen berücksichtigt (Abschnitte 3 und 4). Dies ist vor allem deshalb sinnvoll, weil sich die Mineralogie/Geochemie als auch die Korngrößenzusammensetzung im Ablagerungsraum in Abhängigkeit von der Lage (Beckenzentrum, Beckenrand), der Tiefenlage, der Nähe zu Salzstöcken und nicht zuletzt auch durch die Fazies unterscheiden lässt.

Die durchgeführten petrographischen Untersuchungen werden im Folgenden dargestellt. Die Darstellung erfolgt getrennt nach

- petrologischen Analysen durch Siebanalysen,
- petrologischen Analysen des Detritus (ablagerungsgesteuert) und
- petrologischen Analysen der Ausbildungen im Porenraum (inklusive Bindemitteln).

Dabei erfolgt die Bewertung hinsichtlich der Siebanalysen entsprechend der drei stratigraphischen Abschnitte (Dogger, Rhät, Schilfsandstein) und entsprechend der zusammengefassten Faziestypen (1) Rinnensandsteine, (2) Schichtsandsteine und (3) Heterolithe.

Die Bewertung der detritischen Partikel erfolgt lediglich nach den stratigraphischen Abschnitten, wobei zum weiteren Vergleich noch Proben des Buntsandsteins und Rotliegend gewählt wurden.

Von größter Bedeutung hinsichtlich der Durchlässigkeit der Sandsteine ist neben dem Ablagerungsmilieu (vgl. Abschnitte 3 und 4) die Diagenese, welche insbesondere die Ausbildung des Porenraums und damit die Porosität und Permeabilität der Sandsteine beeinflusst. Die entsprechenden Betrachtungen zur Ausbildung des Porenraumes werden für den Schilfsandstein einerseits und die Sandsteine des Rhäts und Lias andererseits realisiert. Dabei erfolgt die Betrachtung hinsichtlich der Faziesassoziationen (Verteilerinne, Schichtsande der Überflutungsebene, Mündungsbarre, siliziklastische Küstensande und Deichdurchbruchsfächer).

6.1 *Korngrößenparameter nach Siebanalyse*

(M. WOLFGRAMM)

Der vorliegende Datensatz besteht aus 989 auswertbaren Siebanalysen, davon sind 369 Analysen mit Permeabilitätswerten (Kerndaten) belegt. 924 der Analysen lassen sich dabei den Abschnitten

1. Oberlias und Dogger (Pliensbach, Toarc, Aalen, Bajoc, Bathon),
2. Unterlias (Hettang, Sinemur) und Rhät,
3. Unter- und Mittelkeuper (überwiegend Schilfsandstein)

zuordnen. Dabei sind wiederum Teilmengen faziell bearbeitet und zugeordnet:

1. Oberlias und Dogger (n=208)
2. Rhät und Unterlias (n=371)
3. Unter- und Mittelkeuper (n=328)

Innerhalb der stratigraphischen Abschnitte werden die Faziestypen zusammengefasst und an dieser Stelle aus Gründen der Übersicht unterschieden in

1. Rinnenfazies,
2. Schichtsand,
3. Hereolithe.

Auf eine weitere Untergliederung der Faziestypen wird an dieser Stelle verzichtet. In einem ersten Schritt wurden die ausgewählten Percentile erfasst (Q5 - Q95), wobei Q5 die jeweils größte und Q95 die jeweils feinste Fraktion repräsentiert. Die verschiedenen Percentile wurden gegeneinander geplottet und eine Korrelation ermittelt (Abbildung 6-1). Dabei zeigt sich, in welchen Kornklassen die größten Unterschiede zwischen den einzelnen Proben zu finden sind. Als Maß hierfür kann das Bestimmtheitsmaß R^2 genutzt werden, dabei bedeutet 1 eine 100%ige Korrelation und 0 keine Korrelation. Der Korrelationskoeffizient selbst ergibt sich aus der Wurzel des Bestimmtheitsmaßes R^2 (vgl. Abschnitt 1.2.8). Es zeigt sich, dass die Korrelation für die gröberen Fraktionen besser ist, als für die feineren. So ist das Bestimmtheitsmaß für die Korrelationen von Q16-Q25, Q25-Q40 und Q40-Q50 ca. 0,97 - 0,99 ($R = 0,98 - 0,99$), was eine sehr gute Korrelation bedeutet. Für die feineren Fraktionen nimmt die Korrelation ab, für Q90 - Q95 sinkt das Bestimmtheitsmaß auf 0,86 ($R=0,92$), was immer noch eine sehr gute Korrelation ist. Die Korrelation der jeweils feinsten und größten Fraktion (Q5-Q95, Abbildung 6-1) gibt nur noch ein Bestimmtheitsmaß von 0,37

($R = 0,60$), was eine mittlere Korrelation darstellt. Zusammengefasst lässt sich sagen, dass die größten Unterschiede in den Kornsummenkurven aller Proben im Feinkornanteil liegen.

Die Kornsummenkurven wurden nun hinsichtlich ihrer Parameter (Tabelle 6-1) bearbeitet. Der Median der jeweiligen Parameter ist in Tabelle 6-1 für die drei unterschiedenen lithologischen Einheiten sowie drei zusammengefassten Faziesseinheiten dokumentiert, eine statistische Auswertung mittels Box-Whisker-Plots findet sich in Abbildung 6-1 bis Abbildung 6-6.

Tabelle 6-1: Auswertung der Kornsummenkurven, dargestellt ist jeweils der Median entsprechend der dokumentierten Anzahl, CF – Rinnensand, SS – Schichtsand, HE – Heterolithe, feinkörnige Sedimente.

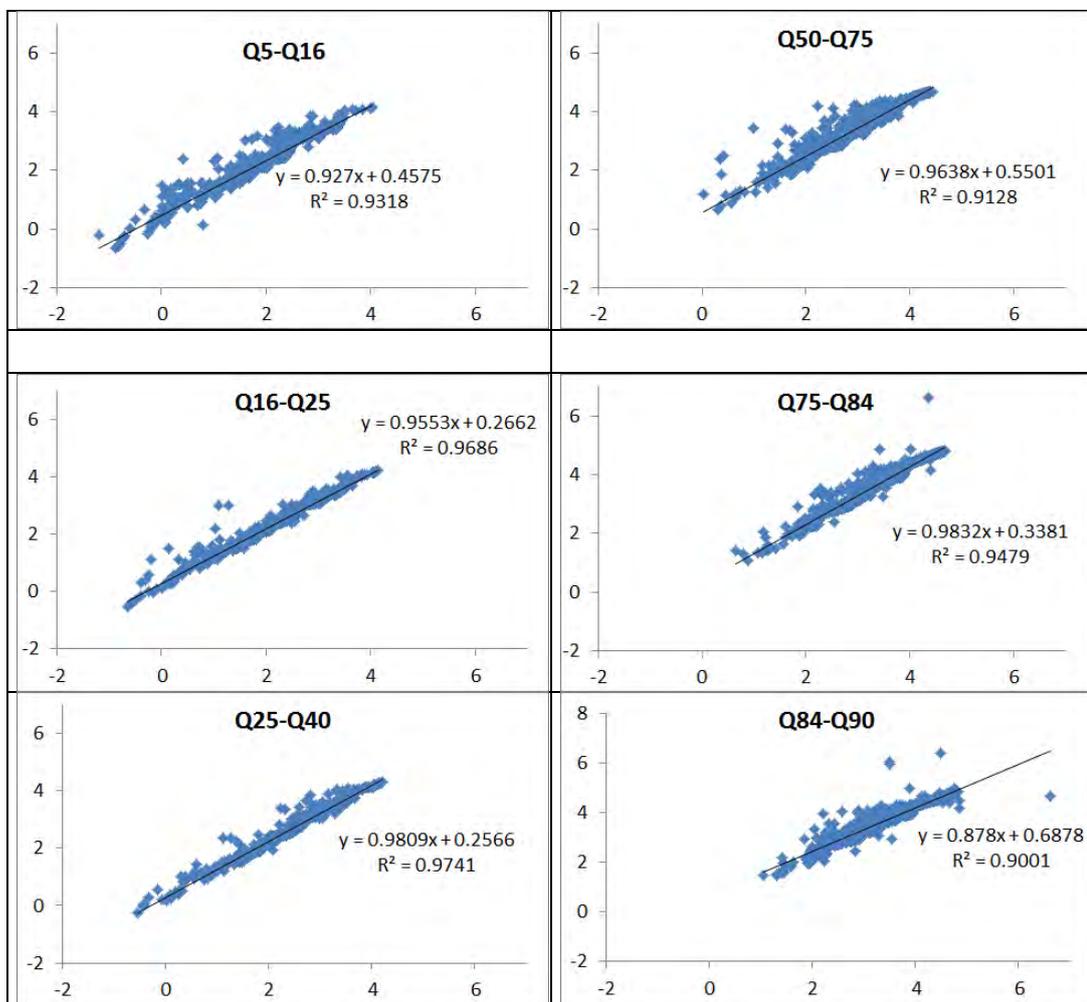
Stratigraphie	Dogger/ Oberlias			Rhät/Unterlias			Mittel- Unterkeuper		
	CF	SS	HE	CF	SS	HE	CF	SS	HE
Fazies									
Anzahl	68	126	14	142	210	19	37	203	88
Kgr., Median [mm]	0,18	0,09	0,08	0,25	0,15	0,11	0,17	0,12	0,07
Stabw. Kgr. Median [mm]	0,08	0,07	0,02	0,12	0,07	0,05	0,12	0,08	0,11
Kgr., Mittlere [mm]	0,18	0,10	0,08	0,23	0,14	0,11	0,18	0,11	0,07
Sortierung (Folk&Ward)	0,53	0,51	0,42	0,62	0,58	0,51	0,70	0,68	0,70
Schiefe (Folk&Ward)	0,18	0,19	0,14	0,26	0,20	0,25	0,32	0,26	0,01
Ungleichförmigkeit (Hazen)	1,80	1,83	1,72	2,10	1,96	1,93	2,48	2,31	2,16
Kurtosis (Folk&Ward)	1,17	1,14	1,10	1,47	1,32	1,03	1,14	1,05	0,84

Es zeigt sich, dass die Korngrößen der Rinnensande im Mittel deutlich größer sind, als die der Schichtsande, und die wiederum größer, als die der Heterolithe. Die größten mittleren Korndurchmesser sind für die Rinnensande des Rhät/Unterlias bekannt (0,23 mm/0,25 mm). Die kleinsten wurden für die Heterolithe des Mittel- und Unterkeupers (0,07 mm) sowie des Rhät/Unterlias (0,08 mm) bestimmt. Zudem wurde die Standardabweichung für die Mediane der Korngrößen ermittelt. Diese ist zwar für die Rinnensande des Rhät/Unterlias mit 0,12 mm am größten, allerdings ergibt 25 ± 12 mm immer noch eine mittlere Korngröße, die in jedem Fall $\geq 0,13$ mm, was im Vergleich zu den anderen mittleren Korngrößen immer noch sehr hoch ist. Auffällig ist, dass der Median der Schichtsande im Dogger/Oberlias relativ niedrig ist.

Die Sortierung der Sandsteine ist im Mittel mäßig gut bis gut, nur die Sandsteine des Schilfsandsteins sind mäßig bis schlecht sortiert. Das die

Sortierung der Heterolithe so gut erscheint, liegt wohl bereits an den insgesamt deutlich niedrigeren Korndurchmessern. Grundsätzlich streut die Sortierung der Sandsteine des Rhät/Unterlias deutlich geringer, als bei den anderen beiden Einheiten (Abbildung 6-3).

Die Sandsteine weisen im Mittel eine positive Schiefe auf. Das bedeutet, dass der grobkörnige Anteil höher ist und die Summenkurve einen „feinkörnigen Schwanz“ aufweist. Die höchsten Werte werden hierbei für die Rinnensande des Mittel- und Unterkeupers nachgewiesen (Abbildung 6-4). Die Sandsteine des Dogger/Oberlias tendieren etwas mehr zur symmetrischen Kornverteilung. Auch die Schichtsandsteine scheinen im Gegensatz zu den Rinnensanden eine geringere Schiefe zu besitzen.



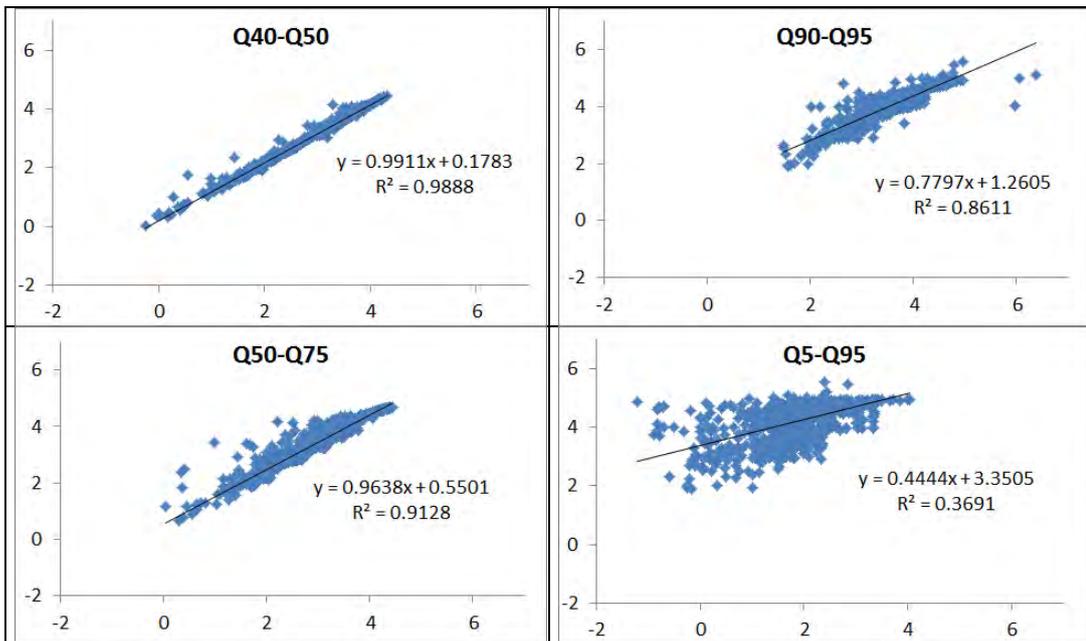


Abbildung 6-1: Korrelation ausgewählter Percentile (in Phi-Einheiten) aller untersuchter Proben, Werte in Phi-Einheiten, Erläuterung im Text.

Die Ungleichförmigkeit des Mittleren und Unteren Keupers ist deutlich größer als die der Sandsteine des Rhät/Unterlias. Die geringsten Ungleichförmigkeiten ergeben sich für die Sandsteine des Dogger/Oberlias (Abbildung 6-5).

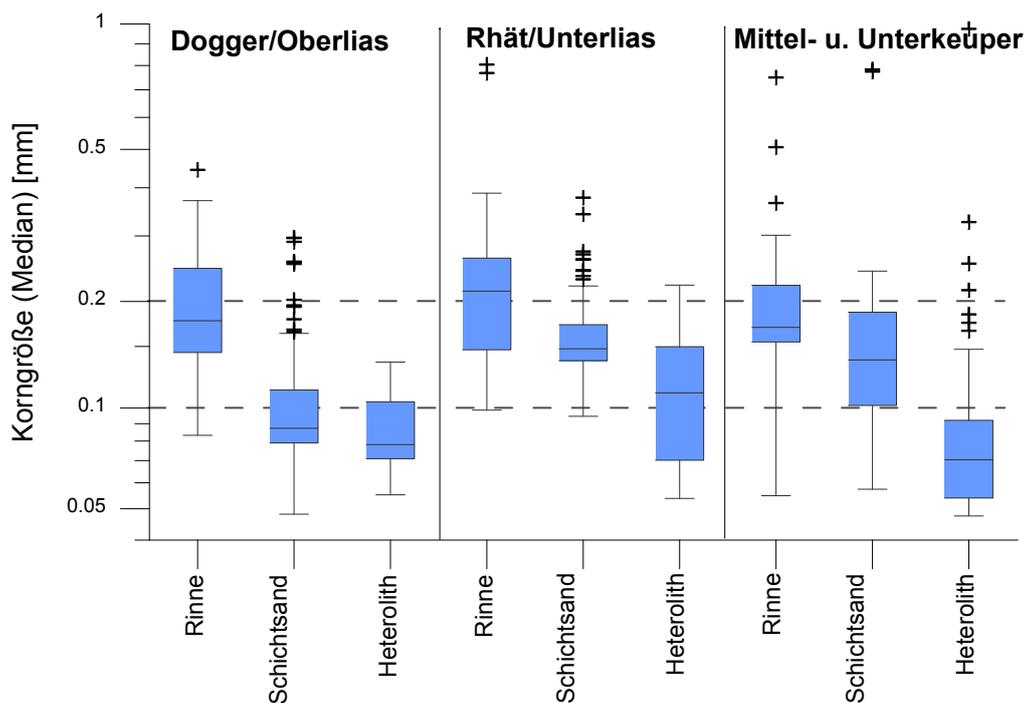


Abbildung 6-2: Box-Whisker-Plot für die mittlere Korngröße (Median) der ausgewählten stratigraphischen und faziellen Einheiten.

Ein zu beachtender Parameter scheint zudem die ansonsten selten verwendete Kurtosis zu sein. Dabei bedeuten Werte von 1 eine „normale“ Verteilung, für Werte >1 (bis ca. 3) ist eine schmalgipflige (leptocurtic) Verteilung vorhanden, für Werte <1 eine breitgipflige (platycurtic) Kurve. Es zeigt sich, dass die Kurtosis (Median, Tabelle 6-1) jeweils von den Rinne- zu den Schichtsand und dann zu den Heterolithen abnimmt, das ausgeprägte Maximum schwindet also und macht einer breitgipfligen Verteilung Platz. Die höchsten Werte sind für die Sandsteine (Rinnensande, Schichtsand) des Rhät/Unterlias nachgewiesen worden, während die einzigen Werte (Median) <1 für den Schilfsandstein ermittelt wurden.

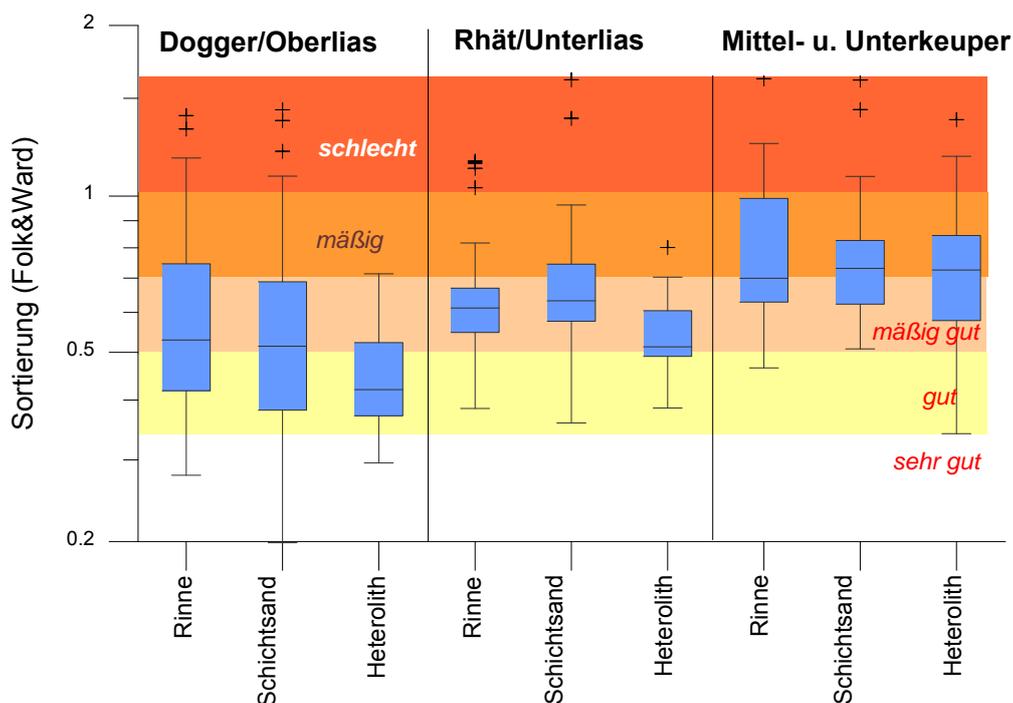


Abbildung 6-3: Box-Whisker-Plot für die Sortierung der ausgewählten stratigraphischen und faziellen Einheiten.

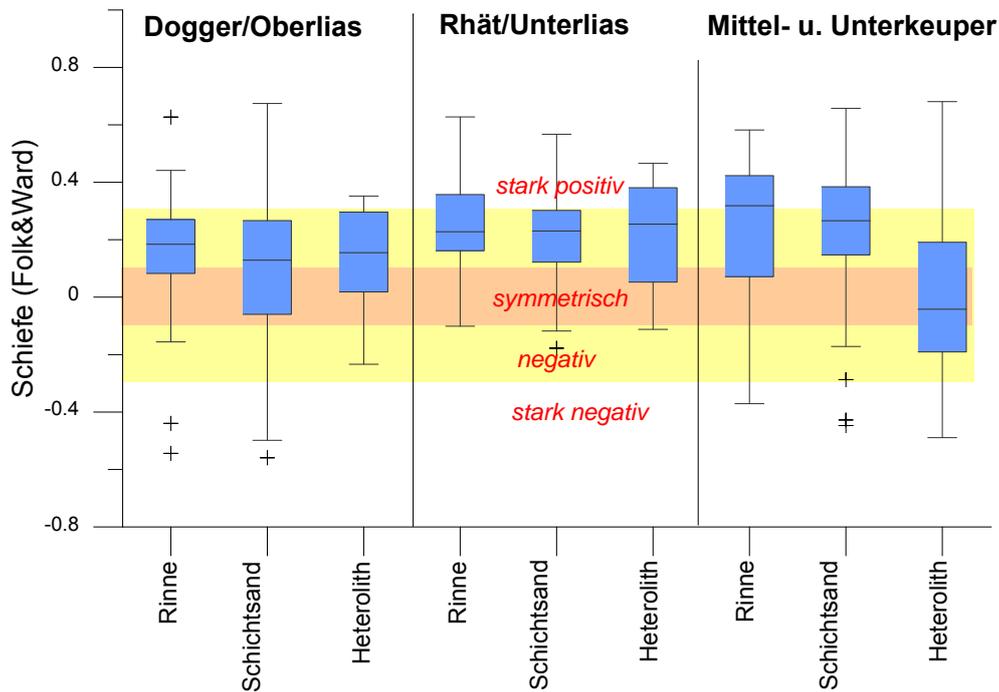


Abbildung 6-4: Box-Whisker-Plot für die Schiefe der ausgewählten stratigraphischen und faziellen Einheiten.

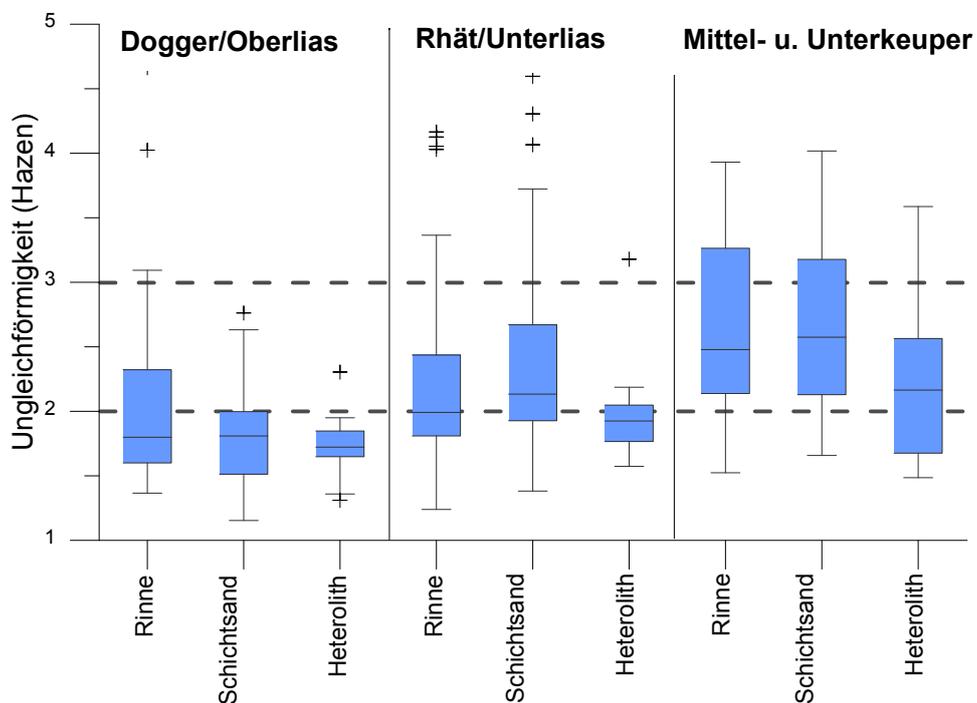


Abbildung 6-5: Box-Whisker-Plot der Ungleichförmigkeit der ausgewählten stratigraphischen und faziellen Einheiten.

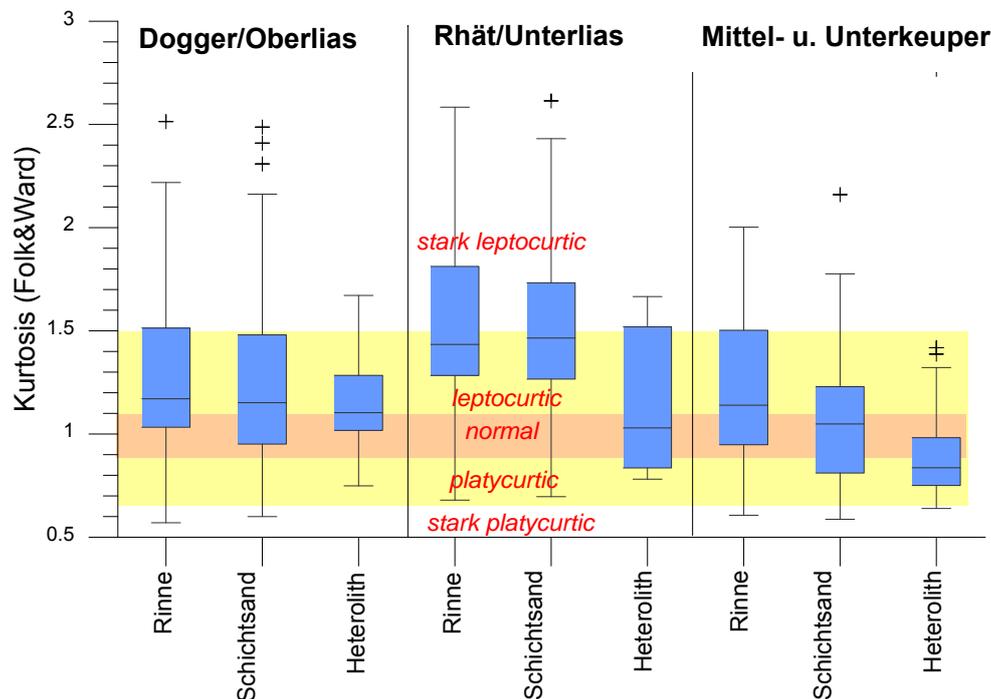


Abbildung 6-6: Box-Whisker-Plot der Kurtosis der ausgewählten stratigraphischen und faziellen Einheiten.

6.1.1 Vergleich Sehnenschnittverfahren und Siebanalyse

(K. NOWAK)

An 44 Sandsteinproben aus verschiedenen Bohrungen des Schilfsandsteins wurde neben den Siebanalysen auch das Sehnenschnittverfahren an Dünnschliffen durchgeführt, um die Korngrößenzusammensetzung zu bestimmen. Das Sehnenschnittverfahren wird in Kapitel 1.2.3.1 näher beschrieben. Im Vergleich der ermittelten Korngrößenzusammensetzung mittels Sehnenschnittmethode und Siebanalyse zeigt sich eine sehr starke Korrelation der Medianwerte (FOLK & WARD1957) beider Methoden mit einem Korrelationskoeffizient (R) von 0,97 (Abbildung 6-7). Dabei sind die Medianwerte der Sehnenschnittmethode in 95 % der Fälle kleiner als die der Siebanalyse.

Bei den feinkörnigen Proben mit einem Medianwert der Siebanalyse $<0,08$ mm sind die Medianwerte der Sehnenschnittmethode deutlich kleiner als die der Siebanalyse, mit einer Differenz von im Mittel 0,03 mm. Bei den höheren Medianwerten ($>0,08$ mm) ist die Differenz zwischen Siebanalyse und Sehnenschnittmethode nur noch halb so groß mit 0,013 mm (Abbildung 6-8). Die höhere Abweichung der Sehnenschnittwerte bei sehr feinkörnigen Proben ist damit erklärbar, dass statistische Verfahren bei der

Ermittlung der Korngrößenzusammensetzung mittels Sehnenschnittverfahren angewendet werden, die feinkörnige Proben nicht deutlich genug differenzieren können. Dies bewirkt eine sehr einheitliche kleine Korngrößenzusammensetzung der feinkörnigen Proben im Sehnenschnittverfahren.

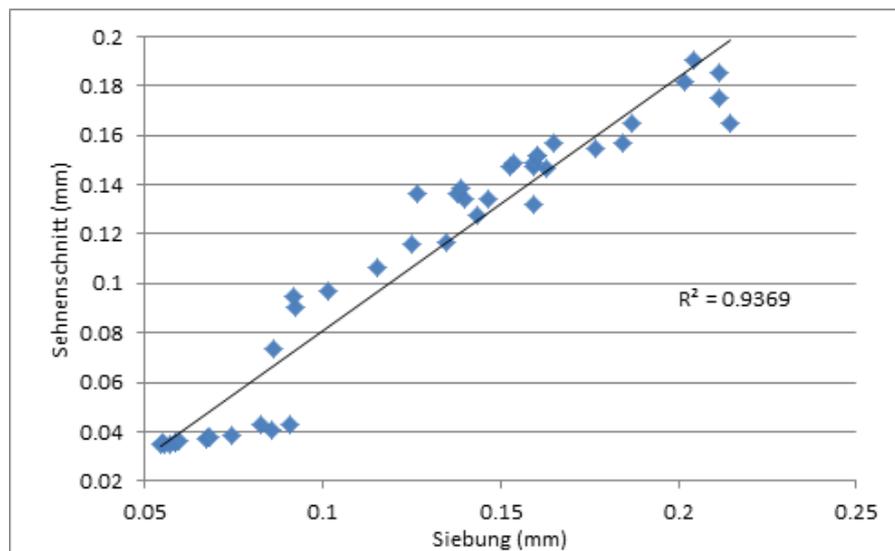


Abbildung 6-7: Korrelation der Medianwerte der Korngrößenzusammensetzung der Siebanalyse und der Sehnenschnittmethode.

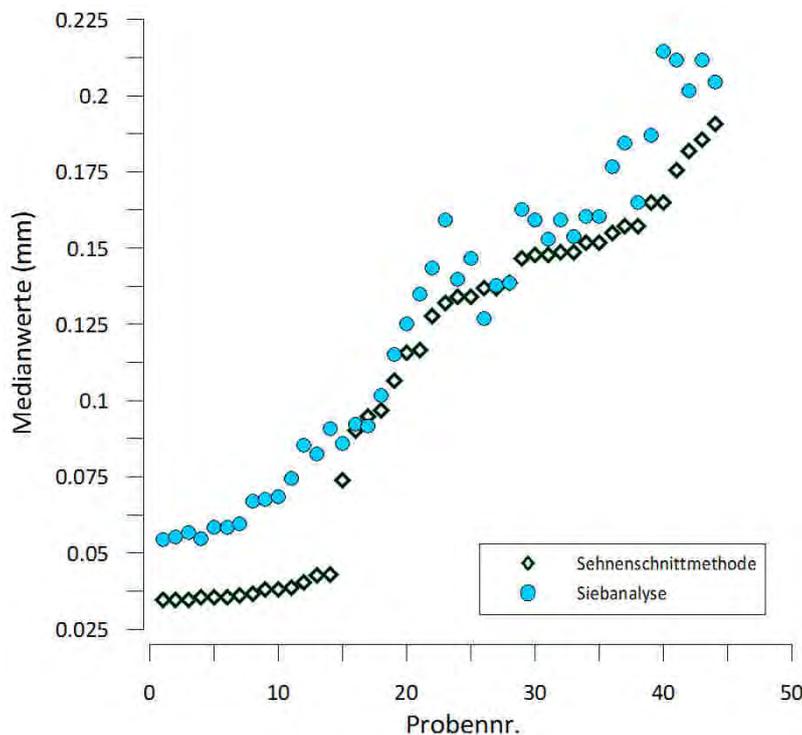


Abbildung 6-8: Medianwerte der Sehnenschnittmethode im Vergleich zu Medianwerten der Siebung von Proben aus dem Schilfsandstein.

Die Medianwerte der Sehnenschnittmethode weichen mit einer Standardabweichung von $\pm 0,017$ von denen der Siebanalyse ab. Dies ist prozentual eine Abweichung von 13 %, bezogen auf den Mittelwert der Medianwerte der Korngrößenzusammensetzung. Damit stimmen die Korngrößenzusammensetzungen bezogen auf die Medianwerte beider Verfahren gut miteinander überein.

Vor allem bei den Schilfsandsteinproben wäre aufgrund des hohen Lithoklaste- und Feldspatgehaltes eine höhere Abweichung zwischen Sehnenschnittverfahren und Siebanalyse zu erwarten, da die Lithoklasten und Feldspäte durch das Aufmalen der Probe im Mörser leichter zerbrechen als Quarzkörner. Aber dieser Effekt ist im Vergleich der beiden Methoden nicht erkennbar. Im Gegenteil ist die Korngrößenzusammensetzung der Siebanalysen zumeist gröber als die des Sehnenschnittverfahrens, was bedeuten kann, dass die Siebproben nicht stark genug aufgemahlen wurden und noch Gesteinsbruchstücke bestehen, oder auch dass die Siebung nicht ausreichend war, um alle Körner der verschiedenen Siebklassen vollständig zu trennen, vor allem da auch nur Trockensiebungen durchgeführt wurden.

6.1.2 Abschätzung der Messungenaugigkeiten

(K. NOWAK, M. WOLFGRAMM)

Sowohl für die Auswertung der Kornsummenkurven als auch die Dünnschliffintegration sind sowohl objektive Fehler (Messungenaugigkeiten) als auch subjektive Fehler (Basis: Fähigkeiten des Bearbeiters) zu ermitteln, zu berücksichtigen und zu quantifizieren. Die subjektiven Fehler wurden durch Qualitätskontrollen möglichst minimiert und werden diskutiert. Die objektiven Fehler sollen an dieser Stelle bestimmt werden (vgl. Abschnitt 1.2.8).

Bezüglich der ermittelten Parameter aus den Kornsummenkurven müssen drei Fehlerquellen (Messungenaugigkeiten, Ableseungenaugigkeiten) berücksichtigt werden. Bei den Siebanalysen wurden die einzelnen Siebfraktionen gewogen und unterliegen dabei (1) jeweils dem Fehler aufgrund der Messungenaugigkeit der verwendeten Waage (0,01 g). Die verwendeten Siebsätze weisen leichte Unregelmäßigkeiten der jeweiligen Siebe auf, die (2) zu geringen Abweichungen der gemessenen Korndurchmesser führt und (3) wurden die Percentile der Korndurchgänge graphisch abgelesen.

Das hatte zwar den Vorteil, dass geglättete Kurven genutzt werden konnten, hatte aber auch den Nachteil der Ablesungenauigkeit, welche für die Percentildarstellung in mm mit 0,002 mm angenommen werden kann.

- (1) Der Fehler durch die Wägeungenauigkeit bestimmt sich zum einen aus der Anzahl der Wägungen und zum anderen aus der Masse der gewogenen Fraktionen. Zwecks einer Vereinfachung wird hier mit statistischen Werten gearbeitet. So wurde je nach untersuchter Probe eine unterschiedliche Anzahl an Fraktionen ermittelt, je nach Korngrößenzusammensetzung. Maximal waren dies 9 Fraktionen/8 Wägungen, wobei die meisten Proben nur 4 Wägungen aufwiesen (70% aller Messungen). An Gesteinsmaterial wurde im Mittel eine Gesamtmenge 152 g mit einer Standardabweichung von 49 g verwendet. Selbst unter der Annahme, dass 8 Wägungen mit einem Gesamtfehler von 0,08 g durchgeführt wurden, ergibt sich eine Messungenauigkeit von maximal 0,25 %, was als vernachlässigbar klein angesehen werden kann.
- (2) Der Fehler durch die Ungenauigkeit aufgrund der Abweichungen der Maschenweiten der Siebe kann gleichermaßen geschätzt werden. Zwecks einer Vereinfachung wird hier mit statistischen Werten gearbeitet. Ähnlich wie bei den Wägungen sind auch hier max. 8 Siebe verwendet worden, zumeist waren es nur 4 Siebe. Nimmt man nun die Mittelwerte aller Siebdurchgänge für die einzelnen Siebe an und wählt einen Fehler, verursacht durch die leicht abweichende Maschenweite von 5 % (0,05), so ergibt sich ein absoluter Fehler von 2,5%.
- (3) Der Ablesefehler/die Ablesungenauigkeit ist für die verschiedenen Parameter sehr unterschiedlich. Das ist zum einen in Abhängigkeit von der Anzahl der Ablesungen (Minimal $n = 1$ – z. B. Median, maximal $n = 5$ – z.B. Schiefe nach Folk & Ward) als auch von der jeweils zu berücksichtigenden Kornfraktion zu sehen. Der Ablesefehler von ca. 0,002 mm wirkt sich bei feinkörnigen Fraktionen stärker aus, als bei groben Fraktionen.

Für den Median wird der P50-Wert abgelesen. Dieser beträgt 0,169 mm über ein Mittel von 476 Proben, es ergibt sich eine Messungenauigkeit von im Mittel 0,2 % als Ablesefehler.

Der Mittelwert nach TRASK (1932) (im Mittel 0,168 mm bei $n=476$) ergibt sich aus dem P25- und P75-Percentil, welche einen Mittelwert ($n=476$) von 0,129 mm bzw. 0,216 mm aufweisen. Der Ablesefehler beträgt entsprechend 0,4%.

Die Schiefe nach TRASK (im Mittel 0,968; $n=476$) berechnet sich aus P25 (im Mittel 0,129 mm), P50 (im Mittel 0,169 mm) und P75 (im Mittel 0,216 mm), wobei P50 quadriert wird. Der Ablesefehler beträgt entsprechend 4,7%.

Fasst man nun die drei Messungenauigkeiten zusammen, ergibt sich ein Fehler in Folge des Wiegens von max. 2,8%. Der Fehler in Folge der Ablesegenauigkeit aus dem Diagramm ist abhängig vom Parameter, wobei der Median und Mittelwert hier im Bereich von 0,2-0,4% liegen, die Werte für die Sortierung und Schiefe bis zu 5% betragen können. Damit ergibt sich eine Gesamtableseungenauigkeit von max. ca. 8%. Daneben sind subjektive Fehler zu nennen, die nochmals in der gleichen Größenordnung liegen könnten. So wurden die Körner z.T. bereits zermahlen und somit die Korngrößenverteilung zu den „feineren“ Fraktionen hin verschoben etc.

6.2 Mineralogie & Geochemie des Detritus

(M. WOLFGRAMM)

Aussagen zur Mineralogie/Geochemie ergeben sich vor allem durch die Untersuchungen mittels Dünnschliffintegration (vgl. Abschnitt 1.2.3). Zusätzlich wurden partiell Schwermineralanalysen durchgeführt, die in den Abschnitten 4.2.1.3, 4.2.2.5 und 4.2.3.3 dokumentiert sind.

An dieser Stelle erfolgt ein erster Überblick über die mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Proben der drei stratigraphischen Bereiche. Unterschieden werden können die vorhandenen Partikel in ihrer Zuordnung zum Detritus auf der einen und zu den Porenraumfüllungen der Matrix bzw. der Porenraumzemente auf der anderen Seite (Abbildung 6-9). Diese sind hier ohne Berücksichtigung der Fazies dargestellt. Dabei zeigt sich, dass für den Dogger bis Rhät nur geringe Anteile an Matrix und Porenraumzementen von 5,5-6,5% (Median) bzw. 10,0-13,0% (Mittelwert) im Vergleich zum Detritus (94,5-93,6%, Median; 87,0-90 % Mittelwert) vorhanden sind. Der Anteil an Matrix und Porenraumzementen für die Sandsteine des Mittel- und Unterkeupers, aber auch des Buntsandsteins und Rotliegens erreichen im Mittel (Median, Mittelwert) 17,7-22,0% und sind damit deutlich höher, als die der Rhät-/Lias-/Dogger-Sandsteine. Letzteres spiegelt sich auch im QLF-Diagramm wider (Abbildung 6-10).

Die Sandsteine des Rhät/Lias/Dogger sind dabei überwiegend Quarzarenite mit Übergang zur Subarkose bzw. Sublitharenit, dabei ist der Median des Quarzanteils für den Dogger/Oberlias bei $95,7 \pm 3,1\%$ und für den Rhät/Unterlias $92,7 \pm 3,1\%$. Die Sandsteine des Mittleren (Schilfsandstein)

und Unteren (Lettenkeuper) Keupers sind hingegen überwiegend „lithic“ Arkosen (Feldspatgrauwacken, FÜCHTBAUER 1988) bzw. „feldspatic“ Litharenite (Grauwacken, FÜCHTBAUER 1988) mit Übergängen bis hin zum Quarzarenit (Abbildung 6-10). Der Median des Quarzanteils liegt hier bei $40,7 \pm 22,1\%$, der Mittelwert beträgt $48,0\%$. Der höhere Anteil an Matrix geht einher mit einem geringeren Anteil an detritischem Quarz und somit höherem Anteil an Feldspat und Gesteinsbruchstücken. PETTJOHN (1957) leitet aus dem Anteil von detritischem Quarz/Chert gegen Feldspäte und Gesteinsbruchstücke die kompositionelle Reife und somit Maturität der Sandsteine ab.

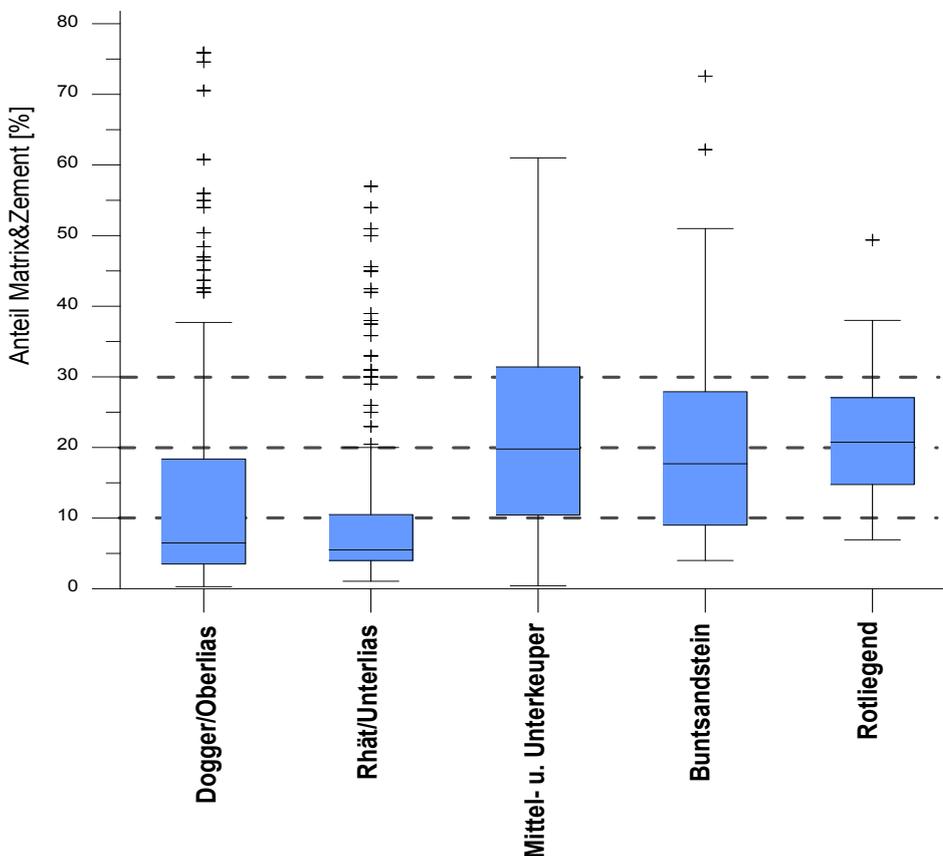


Abbildung 6-9: Anteil an Matrix und Zement am Gesamtpartikelanteil (exkl. Porosität) für die Sandsteine des Dogger/Oberlias bis Rotliegend ($n_{\text{Dogger}}=200$, $n_{\text{Rhät}}=231$, $n_{\text{Schilfsandstein}}=86$, $n_{\text{Buntsandstein}}=43$, $n_{\text{Rotliegend}}=58$).

Ein hoher Quarzanteil entspricht einer hohen kompositionellen Reife und somit Maturität. Dies ist gleichzusetzen mit einem weiten Transport der Sedimente, einer wiederholten Umlagerung unter entsprechend humiden Verhältnissen. Das Verhältnis von Feldspat zu Gesteinsbruchstücken lässt

eine Gruppierung bezüglich der Liefergesteine zu. PETTJOHN (1957) bezeichnet ihn als Herkunftsindex.

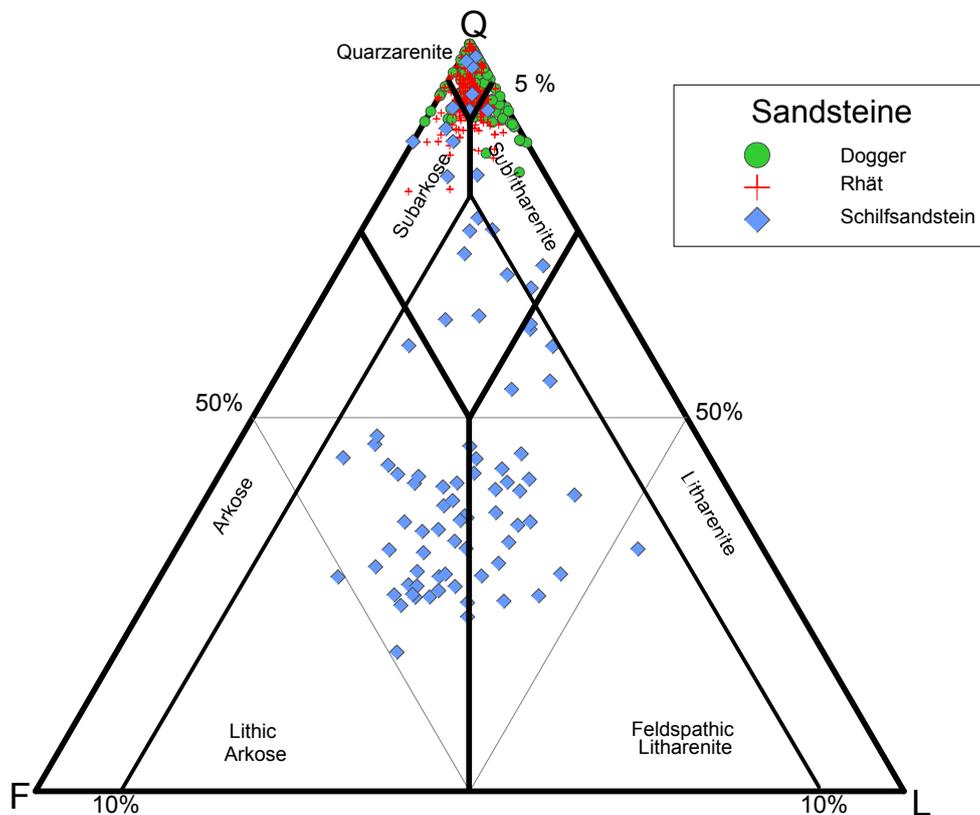


Abbildung 6-10: Zusammensetzung der Sandsteine im NDB im QFL-Diagramm nach McBRIDGE (1963); $n_{\text{Dogger}} = 200$, $n_{\text{Rhät}} = 231$, $n_{\text{Schilfsandstein}} = 86$

In Abbildung 6-11 sind Herkunftsindex und kompositionelle Reife für ausgewählte Sandsteine geplottet. Die geringste kompositionelle Reife besitzt der Schilfsandstein (Median 1,03), dieser ist sogar geringer als bei den Sandsteinen des Rotliegend und Buntsandsteins. Reif sind die Sandsteine des Rhät/Unterlias (Median 12,7), noch reifer die des Dogger/Oberlias (Median 19,7).

Der Herkunftsindex ermöglicht eine Gruppierung nach Liefergebieten (Vulkanite, Plutonite, Metamorphite, Sedimentite). Zum Beispiel ist der Herkunftsindex für Plutonite höher als für Vulkanite. Für den Mittleren und Unteren Keuper ergibt sich ein Median von $1,0 \pm 0,6$, für den Rhät/Unterlias von $0,8 \pm 1,3$ und von $0,6 \pm 0,8$.

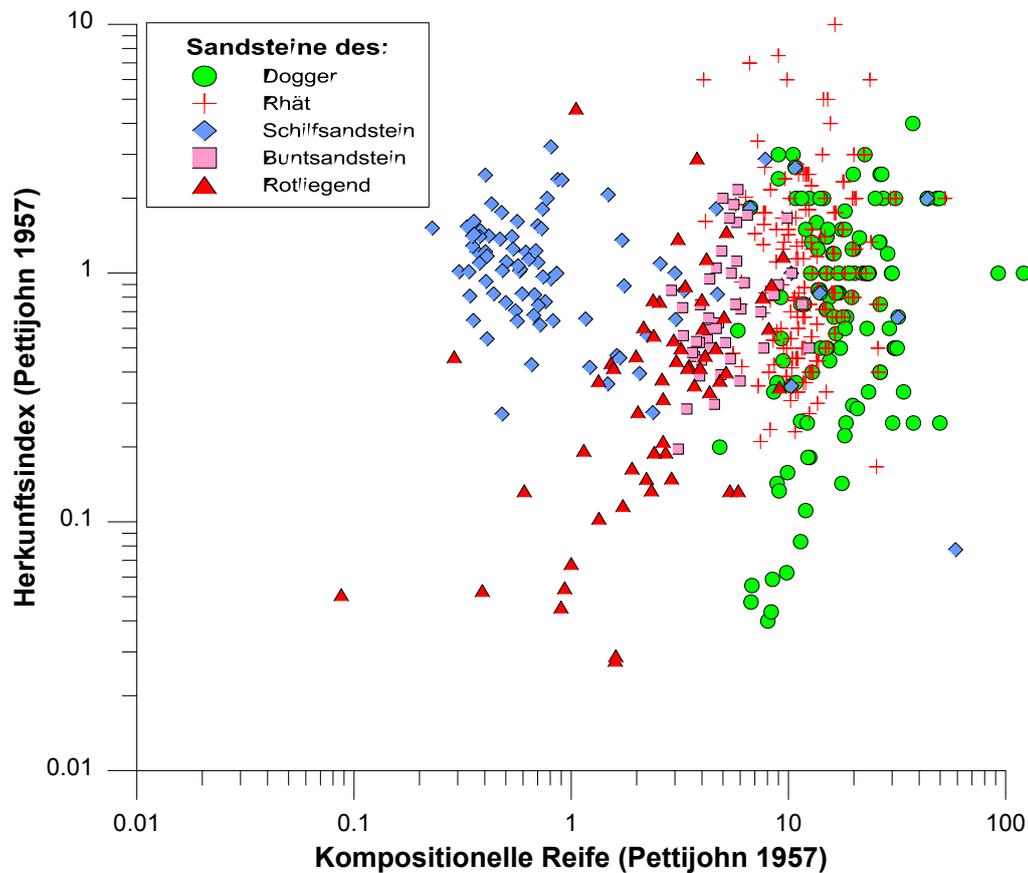


Abbildung 6-11: Kompositionelle Reife und Herkunftsindex nach PETTIJOHN (1957) der Sandsteine im NDB ($n_{\text{Dogger}} = 200$, $n_{\text{Rhät}} = 215$, $n_{\text{Schilfsandstein}} = 84$, $n_{\text{Buntsandstein}} = 43$, $n_{\text{Rotliegend}} = 58$).

6.3 Porenraumzementation und Diagenese

(M. WOLFGRAMM)

Bereits bei der Bearbeitung der detritischen Zusammensetzung, aber auch bei der sedimentologisch-faziellen Bearbeitung zeigt sich, dass eine Unterscheidung des Schilfsandsteins von den Quarzsandsteinen des Dogger und Rhät zu beobachten ist. Aus diesem Grund werden folgend die Aussagen zur Diagenese und Porenraumzementation für Rhät/Dogger sowie den Schilfsandstein getrennt angeführt.

6.4 Faziesabhängige Porenraumzementation und Diagenese der Rhät- und Dogger-Sandsteine

(M. WOLFGRAMM)

6.4.1 Anteile der Mineralneubildungen am Gestein

Zur Bestimmung der Porenraumzementation wurden überwiegend Dünnschliff-mikroskopische Analysen durchgeführt (n >180). Für die Bewertung der Diagenese ist dabei zuallererst die Gliederung nach Detritus und Matrix/Bindemittel (mit der Sedimentation akkumuliert), Porosität und Porenraumzementen von Bedeutung. Beispielhaft zeigt Abbildung 6-12 die Auswertung für die Rinnenfazies, die Proben sind entsprechend der ermittelten Porosität von links (niedrige Porosität) nach rechts (hohe Porosität) sortiert. Die Anteile an neu gebildeten Zementen als auch an Bindemitteln (tonig-ferritisch oder tonig-karbonatisch) sind generell gering. Eine entsprechende Auswertung wurde auch für die Schichtsandsteine durchgeführt (Abbildung 6-13).

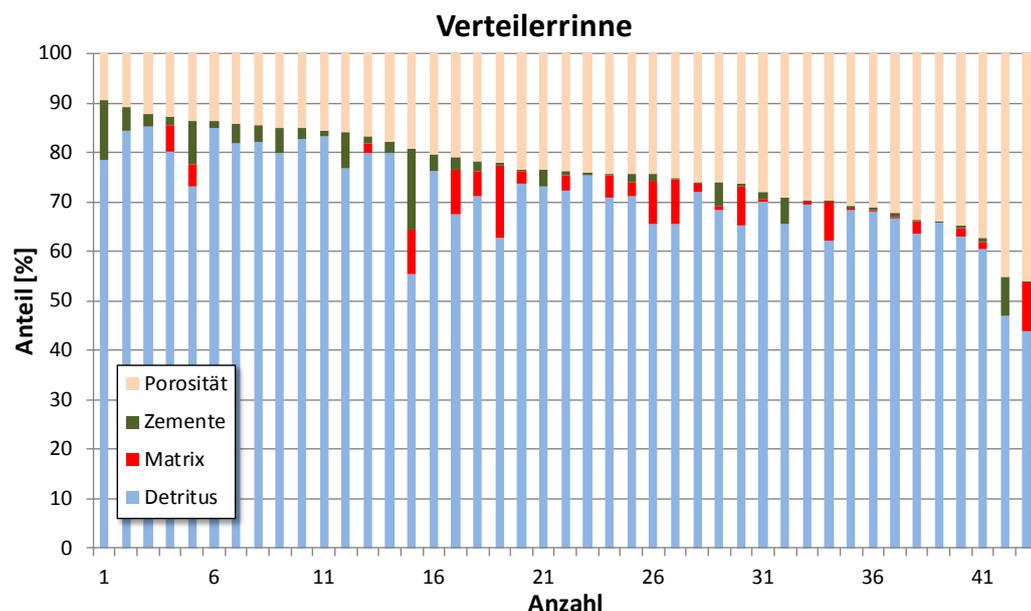


Abbildung 6-12: Auswertung der Zusammensetzung der Dünnschliffe für die Rinnenfazies für Dogger und Rhät, n= 43.

Es zeigt sich, dass die Anteile an Bindemittel/Matrix und an Porenraumzementen für die niedrig porösen Sandsteine deutlich höher sind, als für die hochporösen Sandsteine. Es ist auch zu bemerken, dass die Variabilität der Zusammensetzung für die Schichtsandsteine deutlich höher ist, als für die Verteilerrinnensandsteine, das heißt, es gibt Sandsteine mit hohen Bindemittel-

telanteilen und Zementen bei niedrigen Porositäten, aber auch Sandsteine mit geringem Bindemittel- und Porezementanteil bei hohen Porositäten, wobei die Porositäten und Permeabilitäten letzterer im Bereich der Rinnensandsteine liegen.

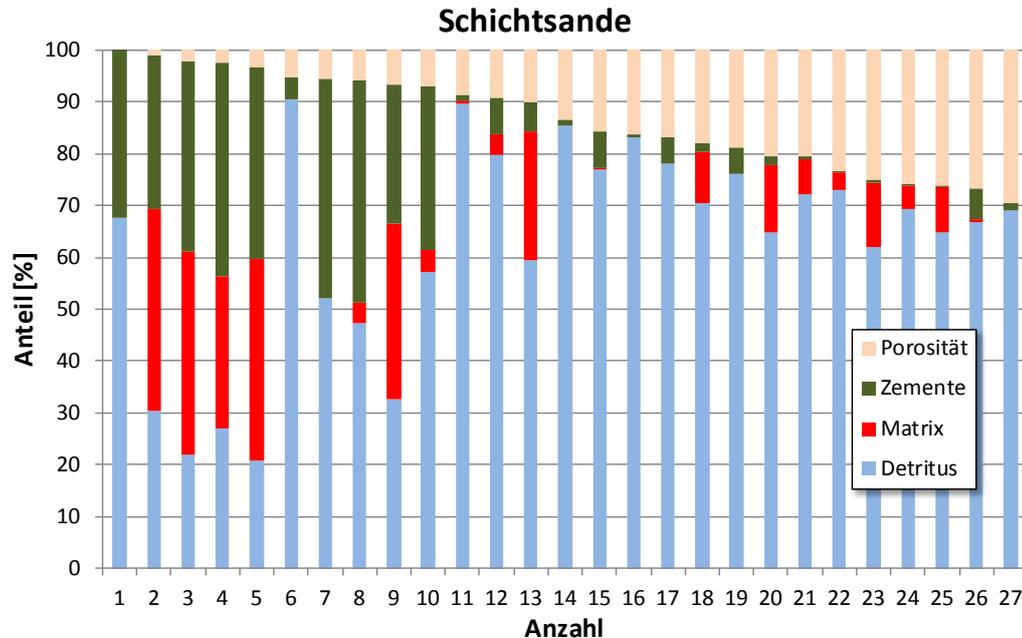


Abbildung 6-13: Auswertung der Zusammensetzung der Dünnschliffe für die Schichtssande für Dogger und Rhät, n= 27.

Tabelle 6-2 fasst die relevanten Daten (jeweils Median und Standardabweichung) für die vier wichtigsten Faziestypen zusammen. Dabei zeigt sich, dass die Rinnenfazies grundsätzlich bezüglich hydraulischer Parameter (Porosität, Permeabilität) die besten Eigenschaften aufweisen. Während sie bezüglich des Gehaltes an Detritus nur unwesentlich höhere Werte (Median) bei ähnlicher Standardabweichung zeigen, sind die Gehalte an Matrix und Zement deutlich geringer und die Porosität deutlich höher (Median) als bei den anderen Faziestypen (und das bei relativ geringen Standardabweichungen). Die Mündungsbarrensandsteine besitzen einen geringen Anteil an Bindemitteln, allerdings ist die Zementation meist umfassender.

Tabelle 6-2: Auswertung der Dünnschliffintegration für die Sandsteine des Rhät/Dogger, Unterteilung in Rinnenfazies (Channel), Mündungsbarre (Mouthbar), Küstenfazies (Shoreface) und Schichtssande (Sheetsands), grün hinterlegt – „beste“ Werte, rot hinterlegt – „schlechteste Werte“.

		Anteil [%]			
		Detritus	Matrix	Zement	Porosität
Channel	Median	71,0	0,7	1,4	23,7
	Stabw	9,4	3,7	3,4	8,7
Mouthbar	Median	69,9	2,2	7,1	16,9
	Stabw	8,7	11,0	8,4	7,3
Shoreface	Median	64,5	3,7	20,8	3,7
	Stabw	14,9	14,9	16,7	5,7
Sheet Sands	Median	67,8	4,0	5,1	13,5
	Stabw	20,4	13,8	16,3	9,1

Das die Standardabweichung für die Matrixgehalte und Porenraumzemente hier hoch sind zeigt, dass neben „guten“ Sandsteinen auch welche mit „schlechteren“ Parametern prognostiziert werden können. Die Porositäten sind im Mittel dennoch hoch.

Die Schichtsandsteine weisen im Gegensatz zu den Mündungsbarrensandsteinen noch deutlich höhere Standardabweichungen auf, was auf eine höhere Unsicherheit für das Antreffen geeigneter Sandsteine gesehen werden kann. Das spiegelt sich in Abbildung 6-13 wider.

Die Sedimente der Küstensande (Shoreface) weisen häufig nur geringe Anteile an Bindemittel auf, sind dafür aber umfassend zementiert. Die Porositäten sind sehr gering.

In Auswertung der Dünnschliffintegration wird festgestellt, dass die Sandsteine der Rinnenfazies bezüglich hydraulischer Eigenschaften am besten geeignet sind. Zum einen sind Bindemittel- und Porenraumzementanteil gering und die Porosität hoch. Zum anderen weist die geringe Standardabweichung daraufhin, dass eine Prognosesicherheit beim Antreffen eines Verteilerrinnensandsteines sehr hoch ist.

Mündungsbarren- und Schichtsandsteine können ebenfalls hohe Porositäten aufweisen. Jedoch sind in diesem Faziesraum auch Sandsteine mit hohem Bindemittel- und Porenraumzementanteil nachgewiesen. Eine Prognose ist damit für diese Faziestypen erschwert. An Bindemitteln können grundsätzlich unterschieden werden:

- tonig-ferritisch (verschiedene Tonminerale, Hämatit, Pyrit)
- tonig-karbonatisch (Dolomit, Calcit, Tonminerale)
- tonig (grünlich mit Chlorit, rötlich mit etwas Eisen)

An Mineralneubildungen wurden insgesamt beobachtet:

- Pyrit, Chalkopyrit, Galenit
- Eisenhydroxide/-oxide (Hämatit, Goethit)
- Karbonat (überwiegend Calcit, aber auch Dolomit, Siderit)
- Quarz (Anwachssäume)
- Illit, Kaolinit
- Sericit (Alteration von Feldspäten und der tonigen Matrix)
- Anhydrit

Um nun die Relevanz der verschiedenen Mineralneubildungen für die Porositätsentwicklung bewerten zu können, muss zuerst eine Quantifizierung erfolgen. Dazu wurde für die vorhandenen Dünnschliffe ermittelt, welches jeweils die Hauptphase der Mineralneubildungen ist (Tabelle 6-3). Es zeigt sich, dass für mehr als 40% aller bearbeiteten Proben die Tonminerale, Eisenoxide/hydroxide und Sulfide die jeweiligen Hauptphasen sind, die den Porenraum reduzieren. Bei ca. 20% der Schicht- und Rinnensandsteine und bei sogar ca. 40% der Küsten- und Mündungsbarrensandsteine sind es Karbonatzemente, bei 10 - 30% aller Sandsteine treten Quarzneubildungen auf. Anhydritneubildungen wurden nur selten beobachtet und wenn, dann als Hauptphase. Für die Verteilerrinnen- und Schichtsandsteine treten sie bei ca. 5% aller Proben als Hauptphase auf. Bei den Küstensandsteinen wurden sie nicht und bei Mündungsbarrensandsteinen nur selten mit geringen Anteilen beobachtet. Bei den bearbeiteten Proben führte dabei eine Zementation mit Tonmineralen/Eisenhydroxiden/-oxiden oder Quarz nie zu einer massiven Porenraumzementation, für die Karbonate und Sulfate reicht das Spektrum hingegen von geringer bis zu massiver Zementation. Für Prognosen der Zementbildungen ist eine detaillierte Bewertung notwendig, die sich am Ablauf der Diagenese orientiert.

Tabelle 6-3: Anteil, bei welchem die Zementphasen als Hauptbestandteil auftreten.

	Vorkommen als Hauptphase [%]			
	Karbonat	Ton/Eisenoxide-/hydroxide, Sulfide	Quarz	Anhydrit
Channel (n=43)	23	42	30	5
Mouthbar (n=56)	43	43	14	*1
Shoreface (n=14)	43	57	*1	
Sheet sands (n=27)	22	45	26	7

6.4.2 Kornkontaktanalyse

Im Zuge der Beckenversenkung erfolgt zuallererst eine Verdichtung der involvierten Sandsteine und eine damit verbundene Abnahme des Porenraumes durch die Kompaktion. Eine Möglichkeit, diese Kompaktion zu quantifizieren, ist die Kornkontaktanalyse (vgl. Abschnitt 1.2.3.2). Bei einem gut sortierten Sand mit runden Sandkörnern werden Punktkontakte zwischen den Einzelkörnern vorherrschen. Bei tiefer Versenkung und dem damit einhergehenden Druck werden die Einzelkörner mit Einregelung und Verformung reagieren. Zuerst werden ebene Kornkontakte entstehen, bei weiterer Druckerhöhung erfolgt eine starke Drucklösung und es werden konkav-konvexe Kornkontakte vorherrschen. Bei sehr starken Drücken sind dann sogar suterierte Kornkontakte möglich.

Für die Kornkontaktanalyse wurden so die entsprechenden Kornkontakte ausgezählt und entsprechend Abschnitt 1.2.3.2 bewertet. Bei den untersuchten Proben handelt es sich aber nicht um ideale Proben. So ist die Sortierung teilweise nicht so gut, auch sind die Einzelkörner häufig nicht ideal isometrisch, sondern teilweise stark ausgelängt. Dies führt dazu, dass der Anteil an „ebenen“ Kornkontakten höher ausfällt, als er der Kompaktion nach sein sollte. Zudem setzen sich die Sandsteine nicht nur aus Quarzkörnern zusammen. Besonders der Schilfsandstein setzt sich zu einem großen Anteil aus Lithoklasten und Feldspäten zusammen. Diese reagieren teilweise schon bei geringeren Drücken mit Verbiegung etc., was den Anteil an ebenen und konkav-konvexen Kornkontakten höher ausfallen lässt, als er der Versenkung nach sein sollte.

Frühe Porenraumzementation führt zum „Einfrieren“ des Kompaktionszustandes, weitere Verformungen finden dann nicht mehr statt. Dies führt dazu, dass die Kornkontaktanalyse eine geringere Kompaktion anzeigt, als vorliegt. Allerdings kann dies genutzt werden, um das Alter der jeweiligen Porenraumzementation zu bestimmen (vgl. Abschnitt 1.2.3.2).

Zur Bewertung der jeweils ermittelten Kornkontaktstärken müssen folgende Werte berücksichtigt werden:

- Kontaktstärke 1 – 2: überwiegend Punkt- und Längskontakte
- Kontaktstärke >2: Anteil an konkav-konvexen Kontakten nimmt relevant zu.

Wären nur Punktkontakte vorhanden, ergäbe sich eine Kontaktstärke von 1, bei ausschließlich ebenen Kornkontakten wäre die Kontaktstärke 2, bei

ausschließlich konkav-konvexen Kornkontakten 3 und bei ausschließlich suturierten/verzahnten Kornkontakten (Quarzit) wäre sie 4.

Für ausgewählte Proben wurde die Kornkontaktanalyse durchgeführt, die Ergebnisse sind überwiegend in Abbildung 6-14 dokumentiert. Dabei zeigt sich deutlich, dass die Kontaktstärke mit zunehmender Tiefe steigt. Ab ca. 1.000 m nimmt der Anteil an konkav-konvexen Kornkontakten deutlich zu, ein Zeichen für die beginnende chemische Diagenese.

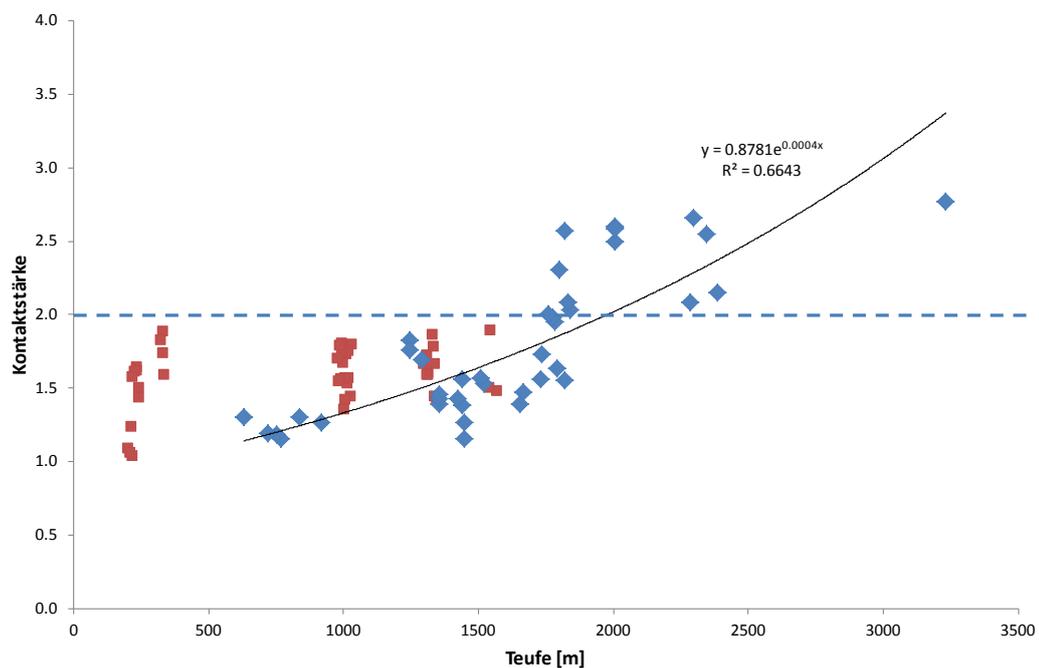


Abbildung 6-14: Kontaktstärke vs. Teufe für die Proben, welche für eine Kornkontaktanalyse ausgewählt wurden (jeweils nur der höchste Wert für die Kontaktstärke pro Probe verwendet), blau – Rhät-Dogger, rotbraun – Schilfsandstein.

Ab ca. 1.900 m ist der Anteil an konkav-konvexen Kornkontakten größer als der der Punktkontakte. Es werden Kontaktstärken >2 erreicht. Das ist ein Zeichen für eine intensive chemischen Diagenese. SCHOLLE (1992) kommt zu ganz ähnlichen Ergebnissen.

Die untersuchten Proben des Schilfsandsteins erreichen keine Tiefen >1.600 m, die Kontaktstärke erreicht nie 2, aber die Werte schwanken je Tiefenlage sehr stark. Letzteres wird vor allem auf die imature Zusammensetzung der Sandsteine zurück geführt.

Aus der Kontaktstärke lässt sich grundsätzlich eine Bildungstiefe/maximale Versenkungstiefe bestimmen (Abbildung 6-14), der funktionale Zusammenhang weist einen Korrelationskoeffizienten >80% auf ($R^2 = 0,6643$).

Weiterhin wurden für verschiedene Proben, die flächendeckend Porenraumzemente aufwiesen, die Kontaktstärken ohne die jeweiligen und mit den jeweiligen Zementen bestimmt (Tabelle 6-4). Dabei zeigt sich, dass die Kontaktstärken für die Proben mit flächendeckenden Mineralzementen deutlich niedriger sind, als für die ohne. Das bedeutet, dass die Mineralzemente eher frühdiagenetisch gebildet wurden. Geht man für die Bestimmung der Tiefenlage der Zementbildung davon aus, dass diese sich aus der Differenz der beiden Kontaktstärken ableiten lässt, so sind die Karbonatzemente in Tiefen von 200-1.000 m gebildet worden, die Anhydritzemente in Tiefenlagen von ca. 1.200-1.500 m. Da sowohl in den Karbonatzementen als auch den Anhydritbildungen keine mehrphasigen Flüssigkeitseinschlüsse zu beobachten waren, muss von Bildungstemperaturen <50 °C ausgegangen werden (vgl. WOLFGRAMM 2005). Aufgrund der „Überschätzung“ der Kontaktstärken (siehe oben) sollte die Karbonatzementbildung nach der Versenkung aber frühdiagenetisch erfolgt sein.

Tabelle 6-4: Angabe der Kontaktstärke mit und ohne „Flächzement“ ausgewählter Proben, KS - Kontaktstärke.

Bohrung	Probe	Teufe [m]	KS ohne Zement	KS mit Zement	Zement
KSS5	11-13	1.810,5	2,6	1,4	Karbonat
KSS5	11-54	1.666,3	1,5	1,4	Karbonat
Löcknitz 1E	12-22	835,2	1,7	1,3	Karbonat
S3	11-19	2.004,5	2,6	1,6	Karbonat
NN2	22	2.344,0	2,6	1,6	Anhydrit
HH-Ahm1	A1	3.231,7	2,8	1,8	Anhydrit

6.4.3 Tonmineralogie

(J. ZIMMERMANN)

Die Tonmineralassoziationen wurden an insgesamt 40 Proben aus dem Abschnitt oberstes Pliensbach-Bajoc ermittelt.

Die Proben wurden den Bohrungen JOmb 4, JOmb 10, Löcknitz 10 und Wolgast 1 entnommen, die allesamt aus dem nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes stammen. Untersucht wurden zumeist feinkörnige Lithofaziestypen, wie horizontal-laminierte Tonsteine (Cl) und Heterolithe (Het), aber auch horizontal-laminierte Sandsteine (Sh).

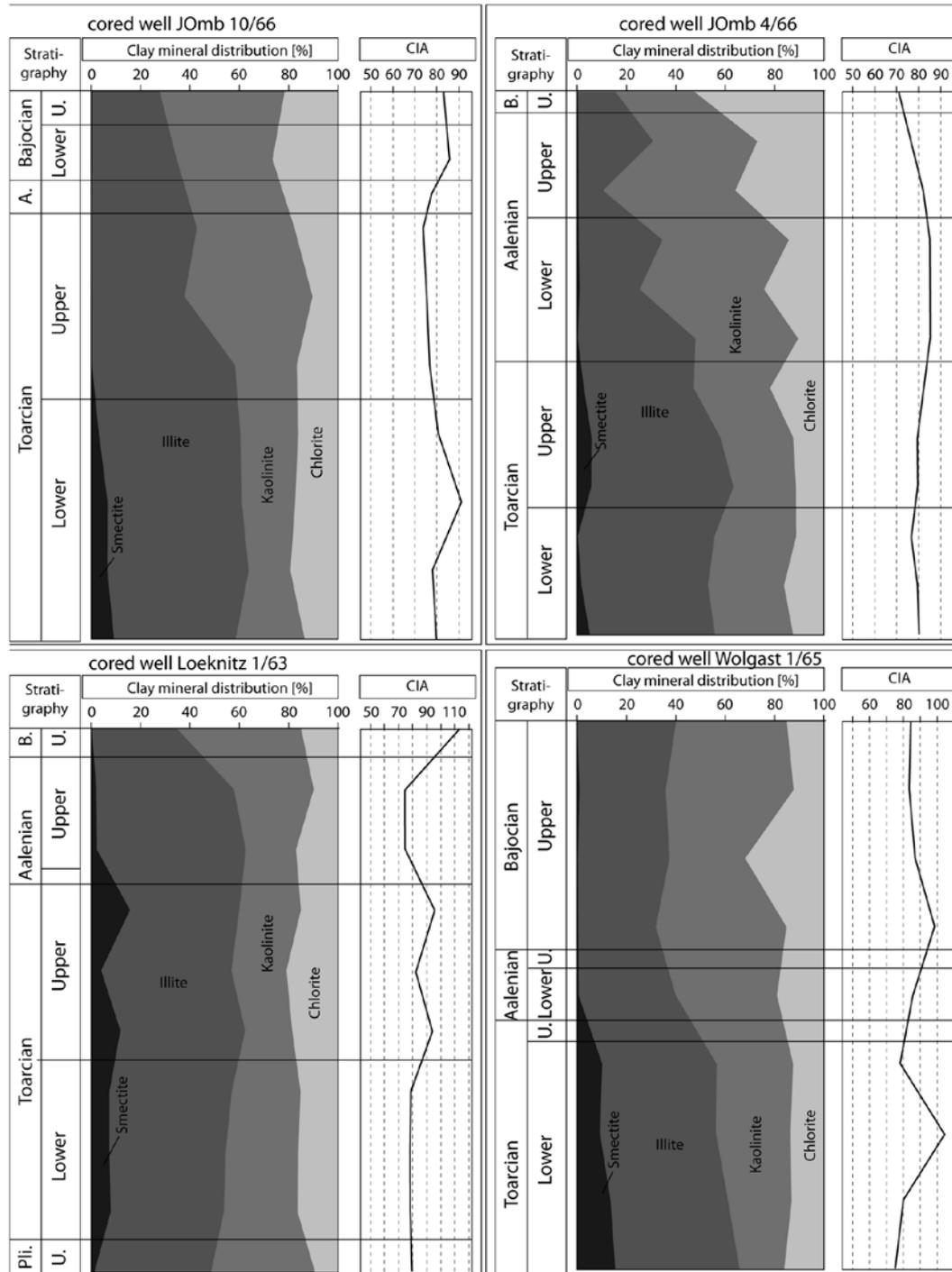


Abbildung 6-15: Tonmineralassoziationen aus dem Abschnitt oberstes Pliensbach-Bajoc.

In allen vier Bohrungen sind vom Liegenden zum Hangenden vergleichbare Assoziationen bzw. Wechsel in den Assoziationen zu beobachten. Im Toarc dominiert allgemein der Illit mit Werten zwischen 37-58%. Nachgeordnet treten Kaolinit mit Werten von 17-52%, Chlorit mit Werten von

11-22% und Smektit mit Werten von bis zu 16% auf. In den Bohrungen JOmb 4, JOmb 10 und Wolgast 1 ist im Verlauf des Toarc eine sukzessive Abnahme von Illit zu Gunsten einer Zunahme von Kaolinit zu verzeichnen. Dementsprechend sind im Aalen der Illit mit Werten von 10-60% und Kaolinit mit Werten von 20-54% etwa gleichvertreten. Nachgeordnet treten Chlorit mit Werten von 10-36% und Smektit mit Werten von lediglich bis zu 2% auf. Im Aalen und Bajoc setzt sich der Trend hin zu höheren Kaolinitgehalten fort, sodass die Tonmineralassoziationen im Bajoc durch Kaolinit dominiert werden. Kaolinit erreicht Werte von 32-53%, Illit Werte von 15-40%, Chlorit Werte von 12-53% und Smektit lediglich Werte von bis zu 1% (Abbildung 6-15).

Im vergleichbaren Abschnitt zeigen Werte des CIA (Chemical Index of Alteration), der als Verwitterungsindex gilt (NESBITT & YOUNG1982, FEDO1995), keinen systematischen Trend. Dies könnte darauf hinweisen, dass der systematische Trend in den Tonmineralassoziationen nicht auf einen klimatischen Wechsel hinweist, sondern auf abweichende in-situ Umwandlungen der Tonminerale zwischen Prodelta (Untertoarc) und Deltatop (Aalen/Bajoc).

6.4.4 Diageneseabfolge in Rhät- und Dogger-Sandsteinen

(M. WOLFGRAMM)

Pyritzement: Teilweise idiomorphe, opake Kristalle sind häufig im Porenraum zu erkennen, welche als Pyrit bestimmt wurden. Sehr selten wachsen die Pyrite so stark, dass sie mehrere Mineralkörner umschließen. Weiterhin kommen die Pyrite in Form von Framboiden vor. Die Bildung wird als sehr früh angesehen, wahrscheinlich erfolgt sie bereits mit der Akkumulation der Sedimente, wobei mikrobelle Aktivität als Ursache der Pyritbildung anzunehmen ist. Häufig werden die Pyrite von jüngeren Zementen eingeschlossen und verbleiben als Residuen im Porenraum (Abbildung 6-16, oben).

Eisenhydroxide/-oxide: Die häufigste Bildung ist Hämatit. Die Bildung ist frühdiagenetisch. Häufig werden dünne Häutchen um die detritischen Körner gebildet (Abbildung 6-16, oben), durchscheinende rote Hämatite zeugen von einer höher diagenetischen Überprägung. Hämatitbildungen treten besonders dann auf, wenn im Sandstein als Matrix ferritische Anteile enthalten sind.

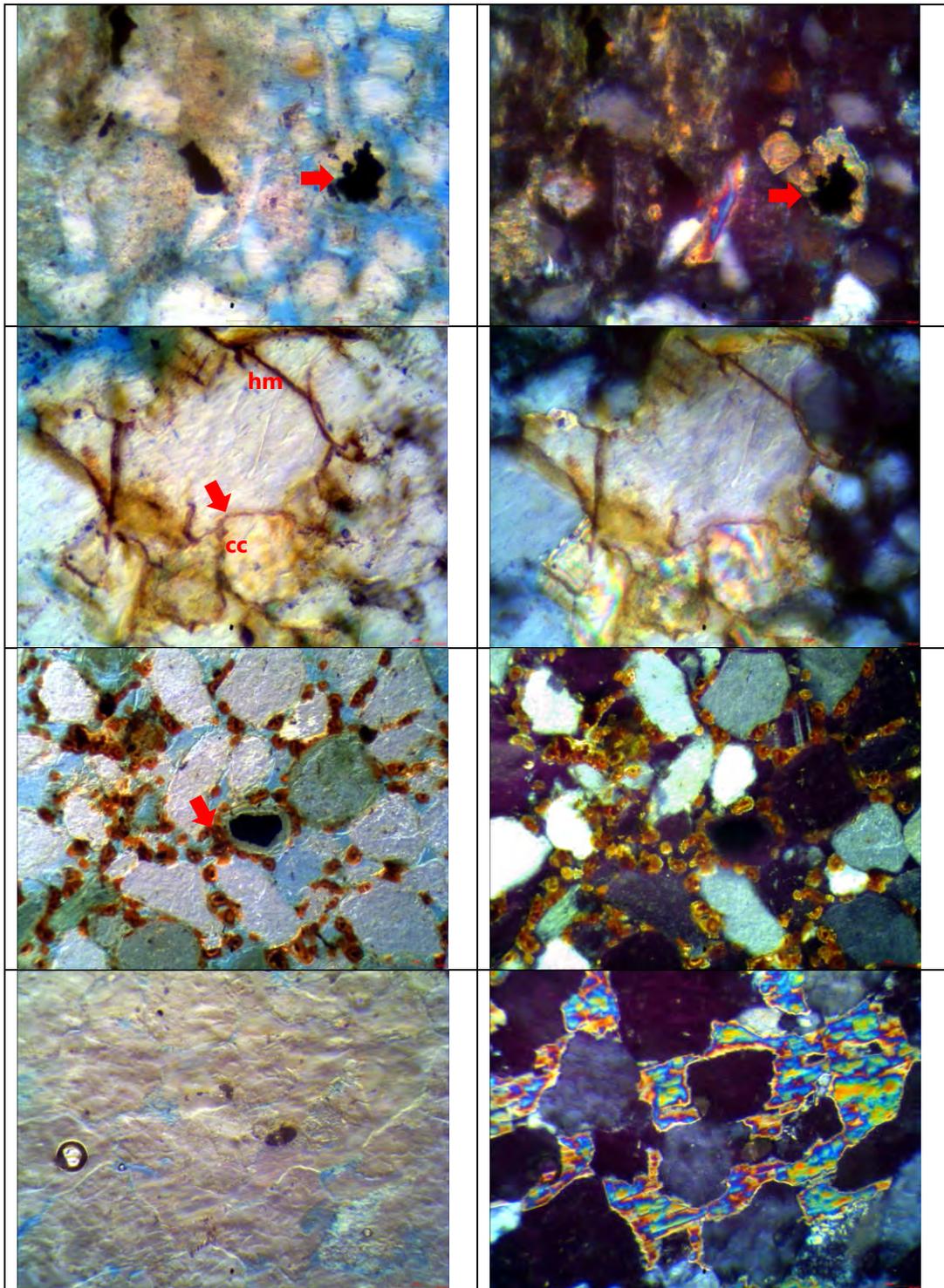


Abbildung 6-16: Dünnschliffotos verschiedener Diagenesebildungen (je links unpolarisiert, rechts – polarisiert), oben: Residuum von Pyrit im Calcizement (Wo 1a, Probe 11-34, Teufe 629,5 m), 2. Reihe: Hämatitsaum als früher Zement, Korrosionsbuchten in Quarzkörnern, in welche Calcizemente wachsen (KSS5, Probe 11-15, Teufe: 1.801,2 m), 3. Reihe: rötliche, zonierte Siderite im Porenraum (KSS5,

Probe 11-12, Teufe 1.819,9 m), unten: Poikilitischer Anhydritzement, Porenraumfüllend (NN2, Probe 22, Teufe: 2.344 m).

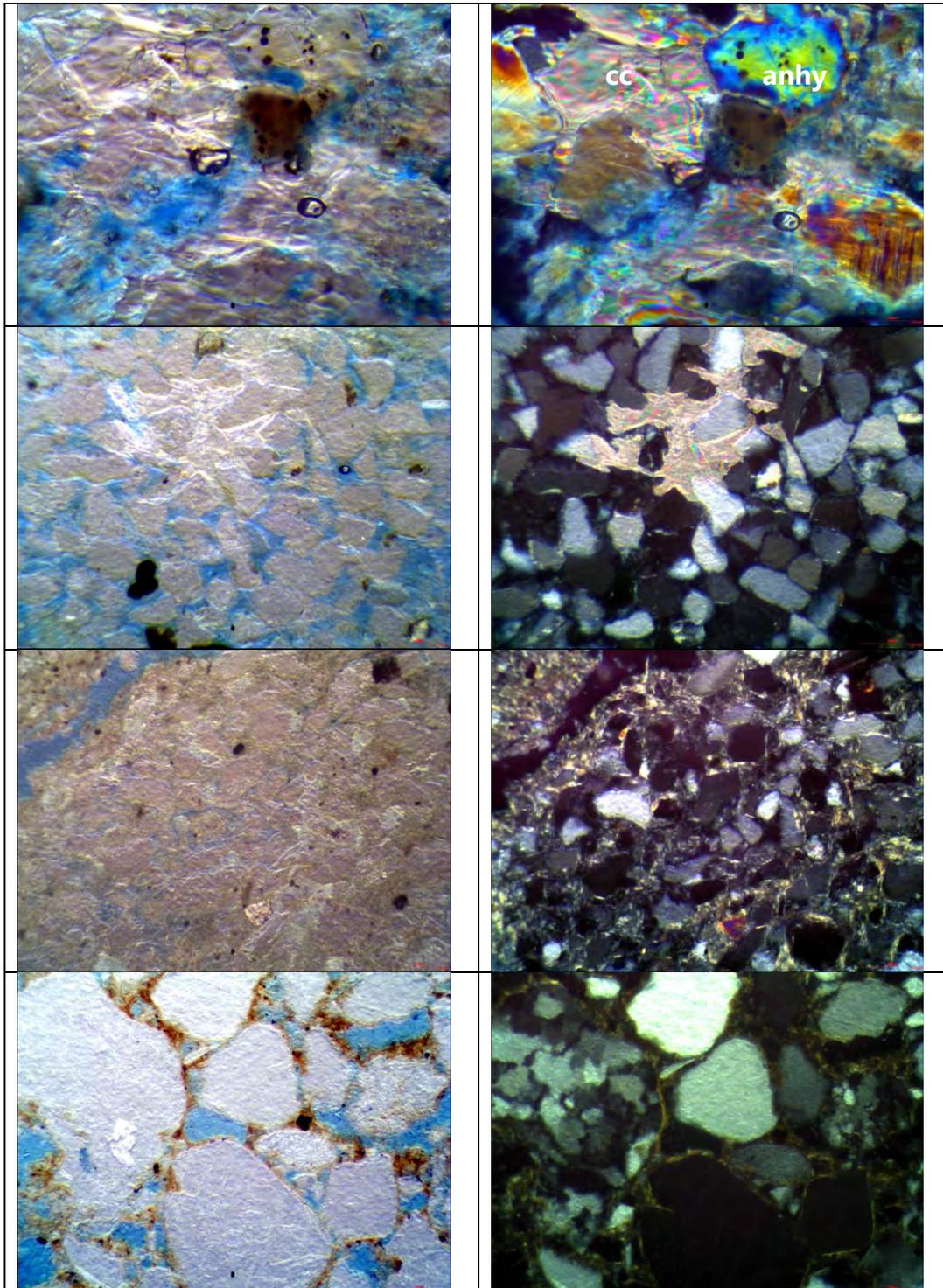


Abbildung 6-17: Dünnschliffphotos verschiedener Diagenesebildungen (je links unpolarisiert, rechts – polarisiert), oben: Calcitcement ersetzt Anhydrit (NN2, Probe 22, Teufe: 2.344 m), 2. Reihe: Typischer poikilitischer Calcitcement (S3, Probe 11-18, Teufe 2.006,6 m) 3. Reihe: stark serizitisierter bindemittelreicher Sandstein

(Tao 1, Probe 11-02, Teufe 917,1 m), unten: Feiner Tonmineral-Karbonatsaum um detritische Körner (Barth 10, Probe 11-16, Teufe: 762,65 m).

Siderit: Gleiches gilt für Siderit. Dieser tritt frühdiagenetisch nach den Hämatit- und Tonmineralsäumen (Coatings) und Pyrit auf. Es handelt sich um Einzelkristalle, die teilweise zoniert sind. Flächendeckende Sideritzone wurden nicht beobachtet.

Serizitisierung: Die Serizitisierung lässt sich in den Dünnschliffen häufig beobachten. Sie zeichnet sich durch sehr feine, im polarisierten Licht hellgelbe feine nadlige Minerale aus, die in Feldspäten, aber auch in tonigen Bindemitteln zu beobachten sind. An detritischen Körnern sind sie durch die Bildung feiner Säume charakterisiert. Oft sind sie deshalb sehr auffällig, weil sie orthogonale Muster bzw. die Verzwillingung der Feldspäte „nachzeichnen“. Die Stärke der Serizitisierung nimmt mit der Teufe zu. Ab 1.900 m Teufe werden zunehmend Illite beobachtet.

Illite/Illitisierung: Illite treten einerseits als Hüllenillit (Tangentialillit) um detritische Körner und andererseits als Maschenillit auf, wobei letztere in den Porenraum hineinwachsen und ein feines Tonmineralnetzwerk bilden. Sowohl Illite als auch Serizite füllen nur einen geringen Teil des Porenraums. Vollständig mit Illit gefüllte Porenräume wurden nicht beobachtet. Illite wurden eindeutig ab Proben identifiziert, die mindestens bis in Teufen von 1.000 m versenkt waren.

Kaolinit: Kaolinit wurde nur sehr selten beobachtet. Es handelt sich um kleine schuppenförmige Minerale, welche zu Mineralstapel (Kaolinit-Booklets) verwachsen sind. Sie weisen eine hell- bis dunkelbraunblaue teilweise leicht grünliche Färbung auf. Die dunkle Färbung wird wohl zu meist durch organischen Kohlenstoff hervorgerufen. Kaolinit kommt vor allem nahe Feldspatmineralen, aber auch auf Quarzkörnern vor und wurde erst ab Versenkungsteufen von 1.000 m nachgewiesen.

Quarz: Die Quarzzementation beschränkt sich auf Anwachsäume, welche ab einer Tiefe von ca. 900 m beobachtet wurden. Die Intensität nimmt mit zunehmender Versenkung stark zu. Porenraumfüllende Quarzzemente wurden nicht beobachtet. Korrosionslöcher an Quarzkörnern (Abbildung 6-16) bilden häufig die Stellen, an denen spätdiagenetische Karbonatzemente aufwachsen.

Karbonat: Die Karbonatzemente sind die bedeutendste Zementphase, da sie durchgängig vorkommen und zur völligen Porenraumreduktion führen können. Die Zementation beginnt sehr früh im Porenraum, sehr kleine idiomorphe Calcitrhomboeder wachsen zu Porenzwickel-füllenden Rhomboedern und bilden schließlich nestartige oder sogar großflächige Porenraum-füllungen (Abbildung 6-17). Teilweise wurde beobachtet, dass sie Anhydritzement ersetzen (Abbildung 6-17). Des Weiteren wurden spätdiagenetische Calcitzemente beobachtet, welche nahe an alterierten Feldspäten zu finden waren. Eine Reihe von Proben in der Tiefenlage von ca. 1.000-2.000 m zeigten Karbonatsäume, welche nur an den detritischen Körnern zu finden waren (Restzemente). Es wird davon ausgegangen, dass der ursprünglich vorhandene Karbonatzement gelöst wurde.

Dieses Phänomen ist aus der KW-Forschung bekannt. Bei der Dekarboxylierung organischen Materials wird CO₂ frei und der pH-Wert der Wässer sinkt, was zur Lösung der Karbonate und der Schaffung sekundärer Porositäten führt.

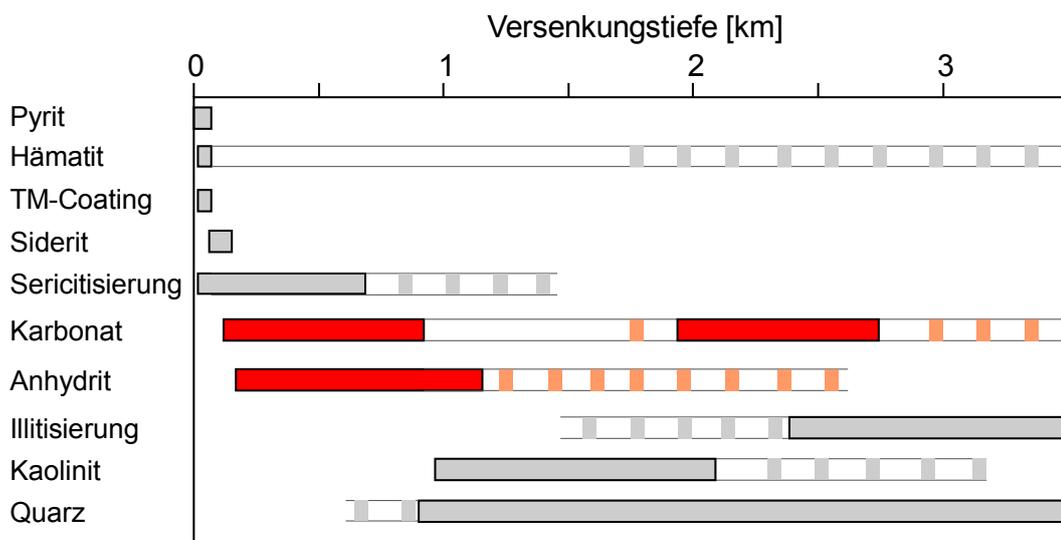


Abbildung 6-18: Zementabfolgen in Abhängigkeit von der Versenkungstiefe für die Sandsteine des Rhäts und Doggers, rot – Relevante Zementphasen hinsichtlich der Porenraumreduktion.

Anhydrit: Anhydritzement wurde nur selten nachgewiesen. Meist waren es Residuen eines frühdiagenetischen Zements. Wenige Proben enthielten flächendeckende Porenraumzemente (Abbildung 6-16). Entsprechend der Kornkontaktanalyse sind die Zemente frühdiagenetisch gebildet worden (<50°C, fehlende zweiphasige Fluideinschlüsse). Prozesse, die zur Anhydritzementation führen können, wurden im Projekt Allermöhe umfassend diskutiert (u. a. BAERMANN et al. 2000, WAGNER et al. 2005, KÜHN & GÜNTHER

2007). Mittels Modellierung der temperatur- und tiefengesteuerten Konvektion der Wässer zeigten KÜHN & GÜNTER (2007), dass das Risiko einer Anhydritzementation im näheren Umfeld der Salzstöcke groß ist, mit zunehmender Entfernung aber abnimmt. Schwefelisotopengeochemische Untersuchungen der Anhydritzemente aus den Sandsteinen der Bohrung Allermöhe weisen Signaturen nach, wie sie für das Zechstein typisch sind (BAERMANN et al. 2000). Es wird somit davon ausgegangen, dass die Zementation in Hamburg-Allermöhe auf die genannten Prozesse zurückgeführt werden kann. Ebenso gilt dies für Neuruppin. Eine der beiden Bohrungen weist massive Anhydritzementation auf, die andere nicht. Auch hier wird der Einfluss von zufließenden Wässern vom Salzstock als Ursache für die Anhydrite vermutet.

Abbildung 6-18 zeigt eine Kompilation der Zementmineraluntersuchungen. Es können früh- und spätdiagenetische Bildungen unterschieden werden. Relevant für die Porenraumreduktion sind vor allem Karbonatzemente, lokal auch Anhydritzemente.

6.5 *Faziesabhängige Porenraumzementation und Diagenese der Sandsteine des Schilfsandsteins*

(K. NOWAK)

6.5.1 *Anteile der Mineralneubildungen am Gestein*

Von 9 Bohrungen standen 55 Dünnschliffe von Sandsteinen des Schilfsandsteins zur Verfügung. Bei der Punktzählung wurden neben der Klastozusammensetzung auch die Anteile an Detritus, Zement, Matrix und Porenraum erfasst und im Folgenden näher beschrieben. In Abbildung 6-19 sind die entsprechenden Anteile in Form von Mittelwerten je Bohrung und in Abhängigkeit des Faziestyps dargestellt. Dabei variiert der Detritusanteil zwischen 55-72%, der Matrixanteil variiert von 0,6-31,6%, der Zementanteil von 5-20% und der Porenanteil von 7-24%. Es gibt deutliche Unterschiede in den Anteilen in Abhängigkeit von den Faziesassoziationen.

Insgesamt nimmt der Matrixanteil von den Rinnensanden zu den Schichtsand ab, wobei die höchsten Matrixgehalte in den Uferdeichen auftreten. Des Weiteren sind die Porositäten in den Rinnensanden und proximalen Schichtsand erwartungsgemäß höher als in den Schichtsand. Die geringsten Porositäten erreichen die Uferdeichsedimente. Die Zementation ist dagegen in den höher porösen Sandsteinen (Rinnen und proximale Schichtsand) stärker mit 10-20%, während sie in den Schichtsand und Uferdeichen nur 5-15% ausmacht.

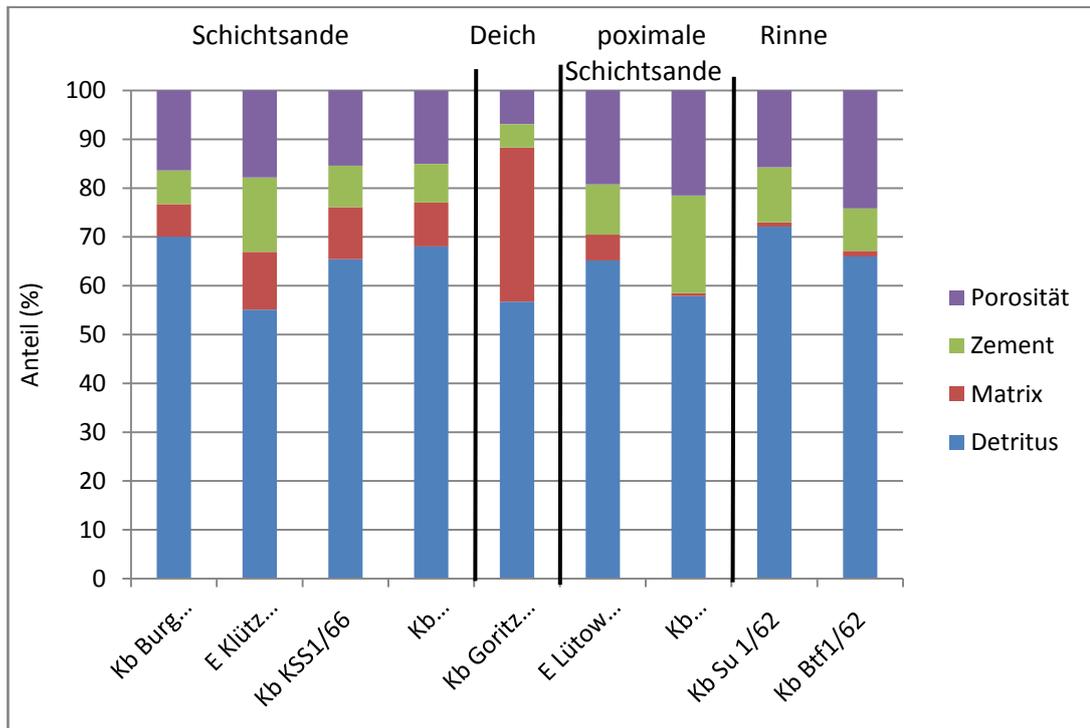


Abbildung 6-19: Anteile (Mittelwerte je Standort) an Detritus, Matrix, Zement und Porosität von Schilfsandsteinproben für unterschiedliche Faziesassoziationen basierend auf Punktanalysen an Dünnschliffen.

6.5.2 Zusammensetzung der Mineralneubildungen

In 55 Dünnschliffproben bilden Sulfide und Oxide zusammengezählt in 22 Fällen die Zementart mit den höchsten Anteilen (Tabelle 6-5). Am zweithäufigsten kommt Analcim vor. Er bildet in 18 Proben den Hauptanteil am Zement. In 10 Dünnschliffen bildet Karbonat den Zement mit den höchsten Anteilen, mit bis zu 94%, wobei diese Proben ausschließlich in den Dünnschliffen von Rinnensandsteinen und proximalen Schichtssanden zu finden sind. Sulfat bildet nur in den Schichtssanden der Kb Gartz 1/65 und Kb KSS1/66 den Hauptanteil am Zement mit bis zu 55%. Silikatische Bildungen erreichen in 3 Proben die Hauptanteile. Quarzzemente kommen immer nur untergeordnet vor.

Tabelle 6-5: Anzahl der Bohrungen, bei welchen die Zementphasen als Hauptbestandteil auftreten.

Faziesassoziation	Anteil [%]				
	Karbonat	Sulfat	Sulfid/Oxid	Silikat	Analcim
Schichtsand Uferdeich	0	4	17	1	8
proximale Schicht- sand Rinne	10	0	3	2	10
Anzahl gesamt	10	4	20	3	18

Im Vergleich der Faziesassoziationen (Abbildung 6-20) zeigen sich deutliche Unterschiede in der Zementzusammensetzung. Sulfide und Oxide erreichen höhere Anteile in den Schichtsand der Überflutungsebene und in den Sedimenten des Uferdeichs. Auch die Sulfide kommen mit größeren Anteilen nur in den Schichtsand vor. Dafür scheint die Karbonatzementation stark an Sandsteine mit hohen Porositäten gebunden zu sein, denn hohe Gehalte an Karbonatzementen kommen nur in den Rinnensandsteinen und in den proximalen Schichtsand vor. Bei Analcim und den silikatischen Bildungen ist kein deutlicher Trend in Abhängigkeit der Faziesassoziation erkennbar. Quarzzement kommt nur untergeordnet in allen Faziesassoziationen vor.

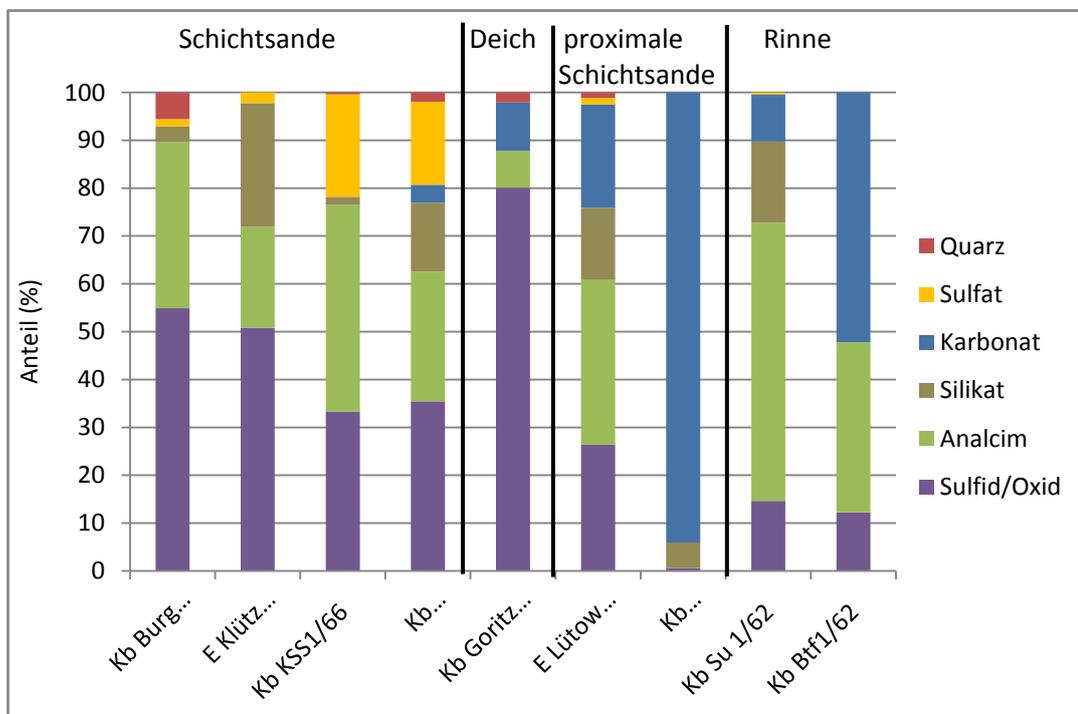
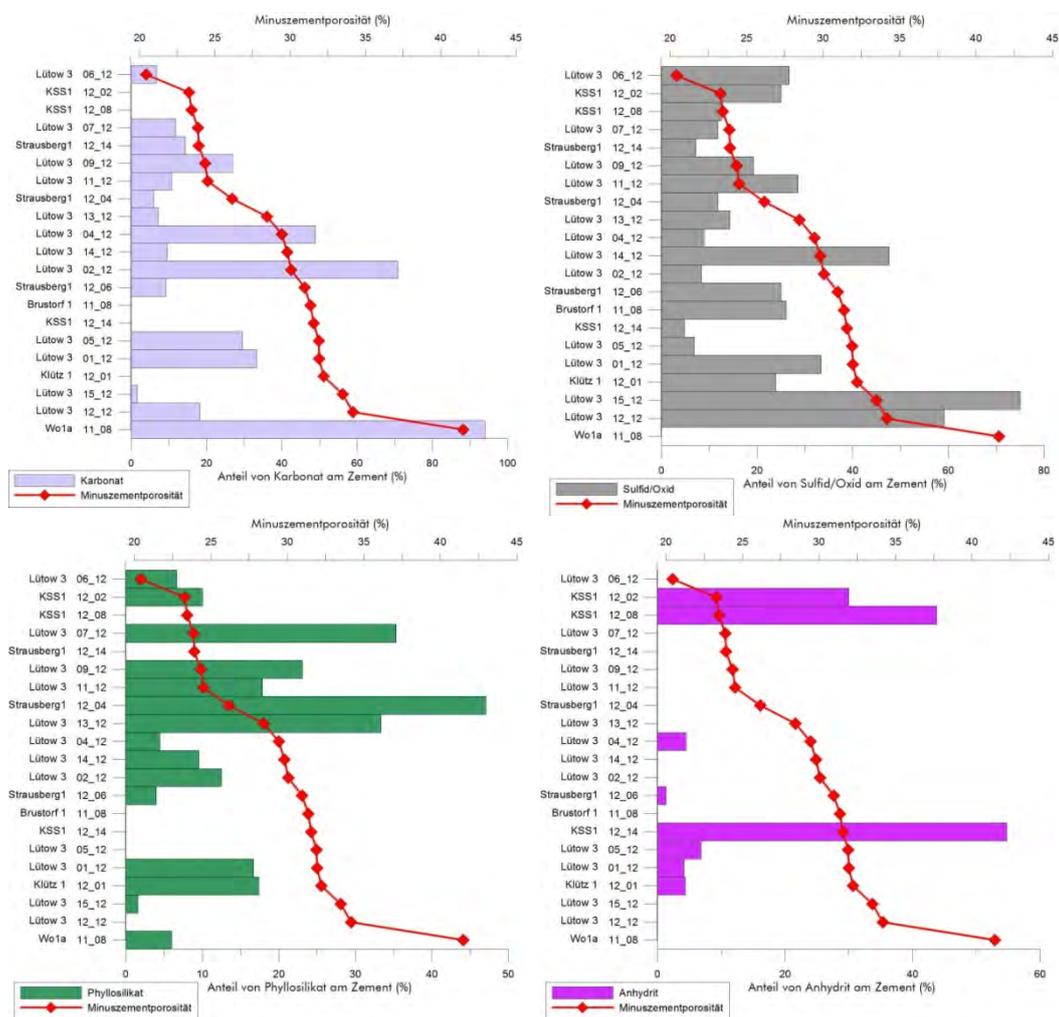


Abbildung 6-20: Zementzusammensetzung (Mittelwerte je Standort) von Schilfsandsteinproben für unterschiedliche Faziesassoziationen basierend auf Punktanalyse an Dünnschliffen.

6.5.3 Minuszementporosität

Mit der Minuszementporosität lassen sich Zementationsabfolgen bestimmen. Bei sehr hohen Minuszementporositäten erfolgt die Zementation sehr früh, während sie bei niedrigen Minuszementporositäten später, nach fortgeschrittener Kompaktion bei niedrigeren Porositäten, stattfand. In den untersuchten Schilfsandsteinproben wurden mittels Dünnschliffauswertung Minuszementporositäten von 20,4-41,5% bestimmt. In Abbildung 6-20 sind die Minuszementporositäten und die jeweiligen Zementanteile geplottet.



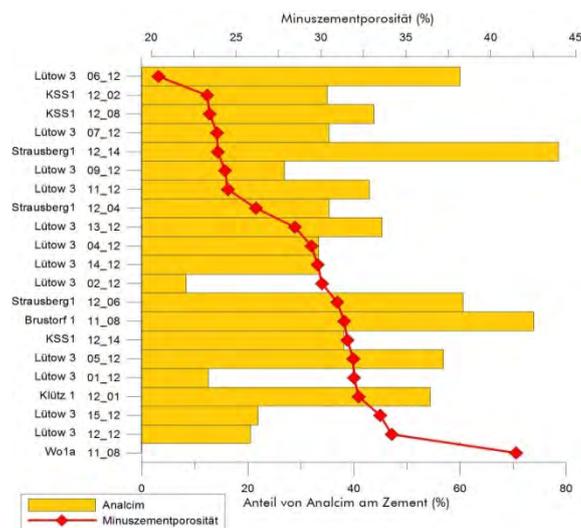


Abbildung 6-21: Die Minuszementporosität in Relation zu verschiedenen Zementarten, bestimmt an Dünnschliffen des Schilfsandsteins.

Bei den hohen Minuszementporositäten haben die Zemente Karbonat und Sulfid/Oxid die höchsten Anteile, was bedeutet, dass diese Zemente noch vor der beginnenden Kompaktion sehr früh gebildet wurden. Die Phyllosilikate erreichen erst ab einer Minuszementporosität <30% ihre höchsten Anteile, was bedeutet, dass sie erst im Laufe der Kompaktion gebildet werden. Bei den Anhydritzementen gibt es 2 Maxima. Dies ist zum einen bei einer hohen Minuszementporosität von 31,6% und zum anderen bei den niedrigen Minuszementporositäten von 23,4% der Fall. Damit setzt die Anhydritzementation zu unterschiedlichen Zeiten während der Diagenese ein. Bei der Analcimzementation werden hohe Anteile von Minuszementporositäten ab 34% bis 20% erreicht. Da Analcim zumeist nur einzelne Kristalle bzw. sehr kleine Zemente um einzelne Körner bildet, ist hier also keine Abhängigkeit zu Kompaktion erkennbar.

6.5.4 Zementationsabfolge in Sandsteinen des Schilfsandsteins

Der Schilfsandstein weist häufig Porenraumzementationen auf. Dabei kommen Sulfid-, Oxid-, Karbonat-, Analcim-, Anhydrit-, Gips-, Quarz- und Feldspatzemente vor (Abbildung 6-23, Abbildung 6-24). Auch phyllosilikatische Zemente sind häufig. Zu diesen gehören z.B. Serizit und Tonmineralbildungen, wie Illit. Vereinzelt konnten auch Kaolinitbildungen bestimmt werden. Aufgrund der Kontaktstärke (Abbildung 6-14) in den jeweiligen Zementen wurde eine Reihenfolge der Zementation aufgestellt.

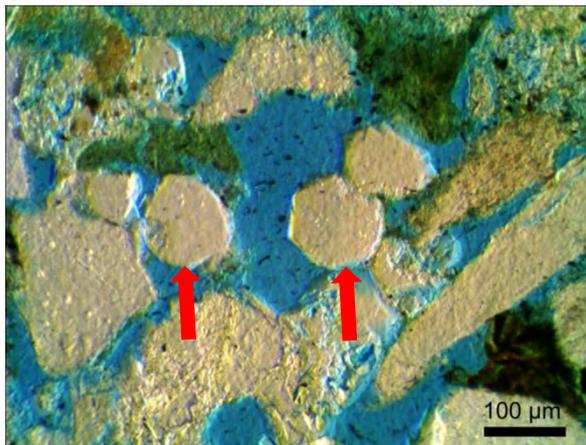
Die ermittelten Kontaktstärken bei freiem Porenraum liegen zwischen 1,1 bis 1,9, sie reichen also von sehr schwacher Kompaktion bis zu deutlicher Kompaktion. Im Mittel werden bei Teufen von 900 m bis 1.600 m Kontaktstärken von 1,6 und bei 200 m von 1,4 erreicht. Die Kontaktstärke bei Vorhandensein von Karbonatzement liegt zwischen 1,0 bis 1,4, bei Vorhandensein von Anhydrit/Gipszwischen 1,3-1,8 und bei Vorhandensein von Analcim liegen hauptsächlich Punktkontakte vor, wobei es beim Analcimzement kaum zählbare Kornkontakte gibt. Demnach dürfte sich Analcim sehr früh im freien Porenraum gebildet haben.

Durch die leichtere Verformbarkeit von Lithoklasten und Chloriten werden im Vergleich zu Quarz-dominierten Sandsteinen mehr gerade bis konkav-konvex Kornkontakte erzeugt, was in einer höheren Kontaktstärke mündet. Häufig zeigen die Glimmer daher Deformationen (Abbildung 6-23 g) und die Chlorite werden in den Porenraum gepresst (Pseudomatrix) (Abbildung 6-23 h).

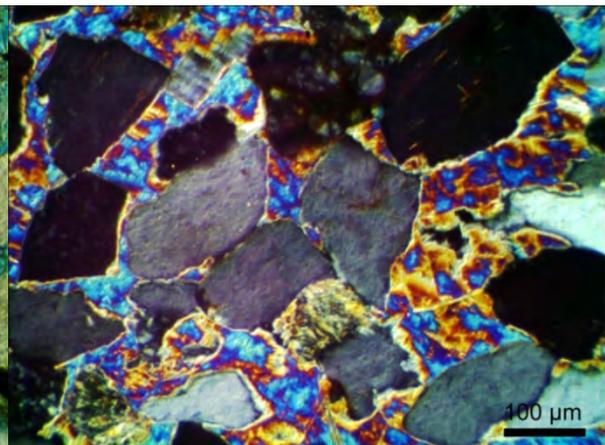
Das bedeutet, dass Analcim und Karbonat frühe Bildungen darstellen (frühdiagenetisch) (Abbildung 6-22). Karbonat ist dabei häufig nestartig verteilt und bildet teils sehr feinkörnige, häufig aber große rhombische Kristalle. Auch der Gipszement wurde vergleichsweise früh gebildet. Er kommt nur als Saum um Feldspäte vor. Die Anhydritzementation erfolgte dagegen über einen sehr langen Zeitraum und kann früh- bis spät-diagenetisch erfolgt sein. Häufig tritt sie nur lokal auf (Anhydritknauer), kann den Porenraum dann aber fast vollständig ausfüllen. Die Feldspatverwitterung verlief ebenfalls über einen längeren Zeitraum. Sie setzt sehr früh ein (angelöste Feldspäte, umgeben von Quarz- und Feldspatzementen). Auf Albit bilden sich kleine, prismatische Kalifeldspäte (in der Kb Su 1/62). Sehr vereinzelt kommen Kaolinite vor. Eisenhydroxide treten überwiegend im oberen Schilfsandstein auf, sie werden als frühdiagenetische Bildung durch den Kontakt mit sauerstoffhaltigem, eisenreichen Grundwasser betrachtet. Pyrit und Baryt bilden weitere Zemente.

diagenetische Prozesse, Bildung von:	→	
	Frühdiaogenese	Versenkungsdiagenese
Eisenoxide	████████	
Analcim	████████	
Phyllosilikate	████ ████ ████	████████████████████
Karbonat	████████████████	████ ████ ████ ████
Feldspat		████ ████ ████ ██████████
Quarz		████ ████ ████ ██████████
Gips		████ ████ ██████████ ██████████
Anhydrit		████ ████ ██████████ ██████████
Kaolinit		████ ████ ██████████ ██████████
Feldspatlösung		████ ████ ██████████
Kompaktion		████████████████████

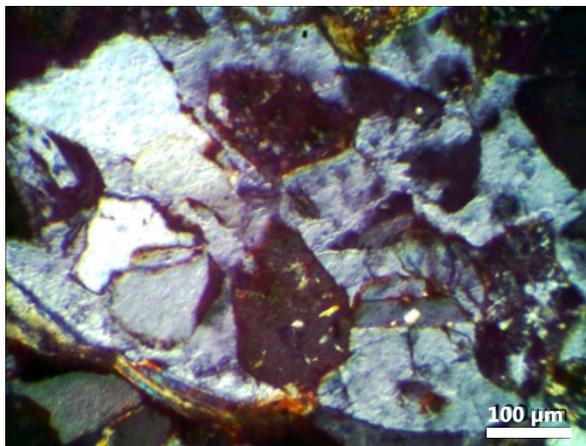
Abbildung 6-22: Reihenfolge diagenetischer Prozesse im Schilfsandstein.



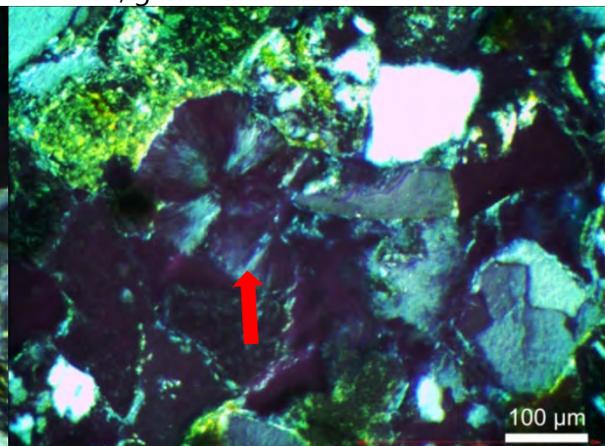
a) E Lütow 3/66, Probe 12-04 , Analcimzement



b) Kb Gartz 1 /66, Probe 12-19, Anhydritzement, gekreuzte Polaristatoren

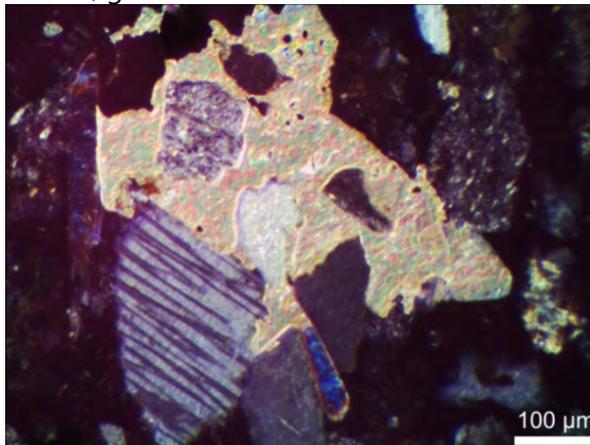


c) Kb Gartz 1/66, Probe 12-19, Gipszement



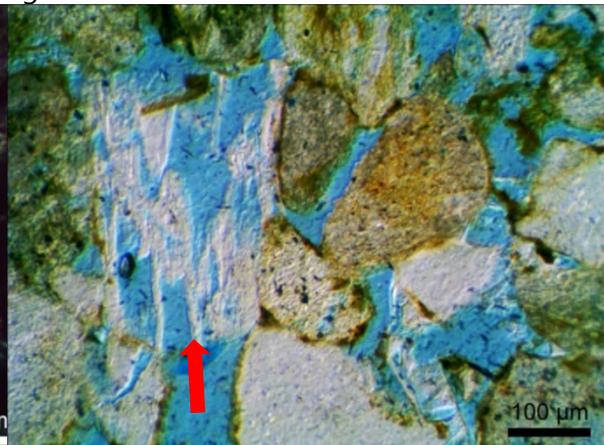
d) E Lütow 3/66, Probe 12-10, Kaolinit,

ment, gekreuzte Polarisaoren

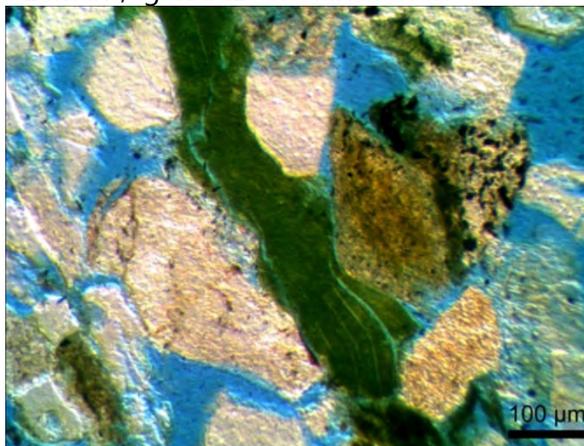


e) Kb Burg 2/62, Probe 12-01, Karbonat-zement, gekreuzte Polarisatoren

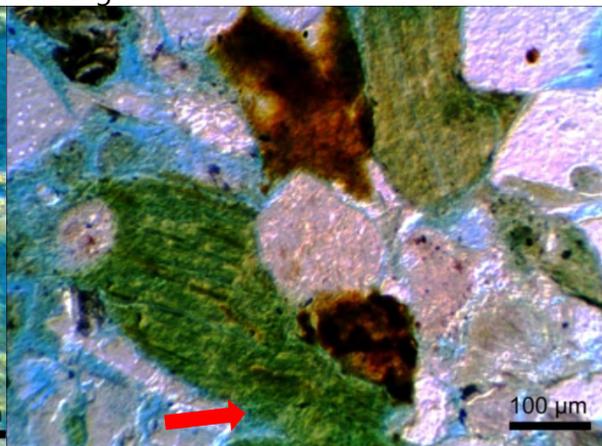
gekreuzte Polarisaoren



f) Kb Gartz 1/66, Probe 12-11, Feldspat-lösung

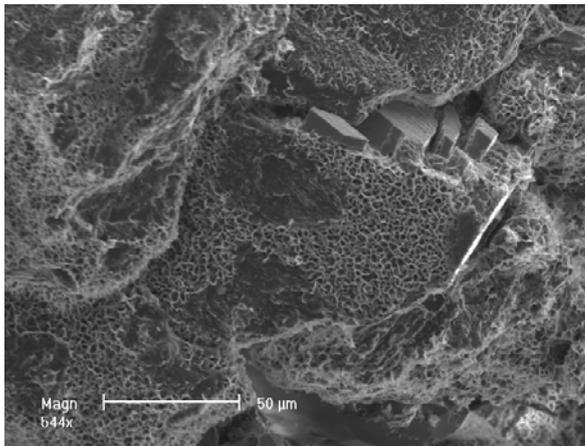


g) E Lütow 3/66, Probe 12-03, durch Kompaktion gebogene grüne Glimmer

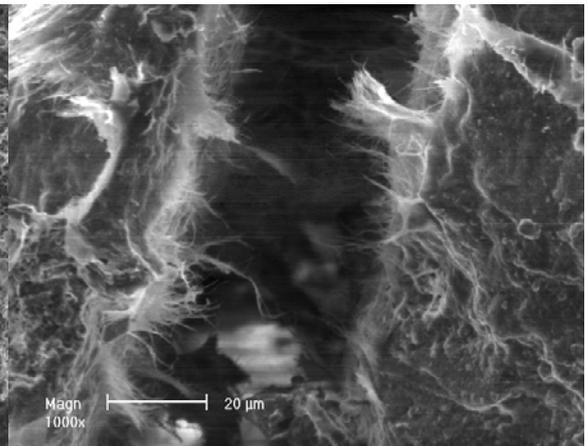


h) E Lütow 3/66, Probe 12-06, in den Porenraum gequetsches Korn und Hämatit-zement (rotbraun)

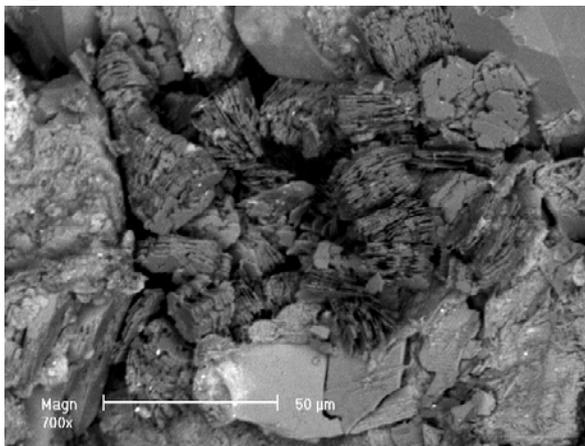
Abbildung 6-23: Unterschiedliche Zementtypen und Diageneseerscheinungen in Dünnschliffproben vom Schilfsandstein.



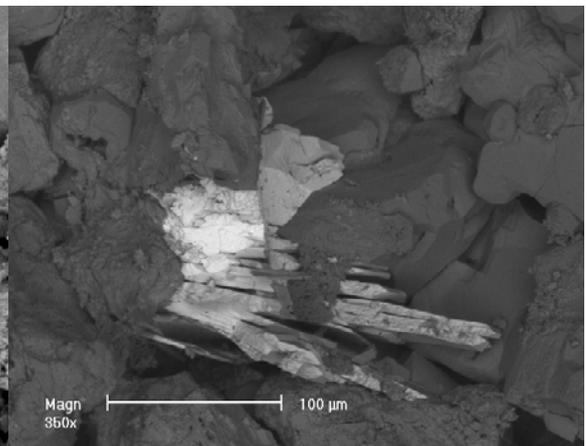
a) SE-Bild, beginnende Illitbildung auf Kornoberflächen, Kb Burg 2/62, Probe 12-10



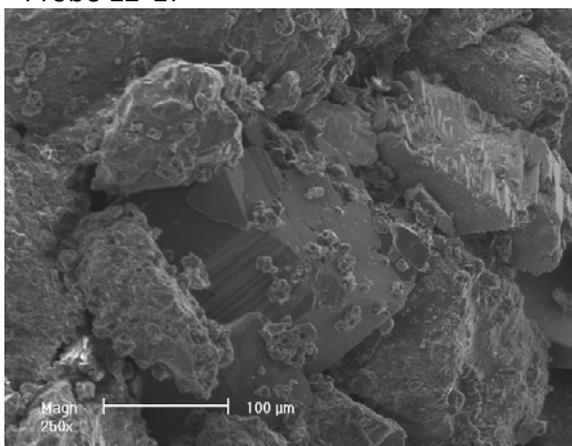
b) SE-Bild, typische Illitbildung, E Lto 3/66, Probe 12-03



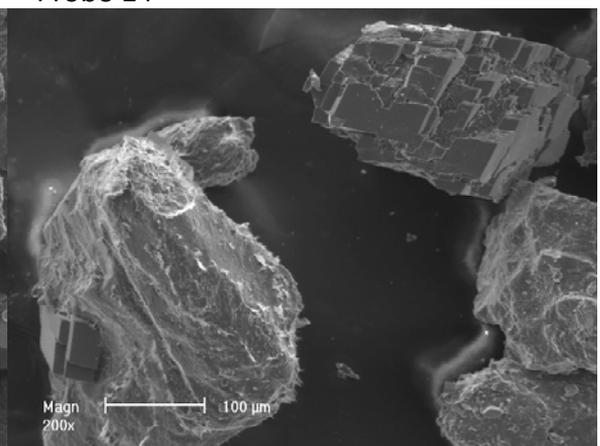
c) BS-Bild, Kaolinitbooklets, Kb Gartz 1/65, Probe 12-17



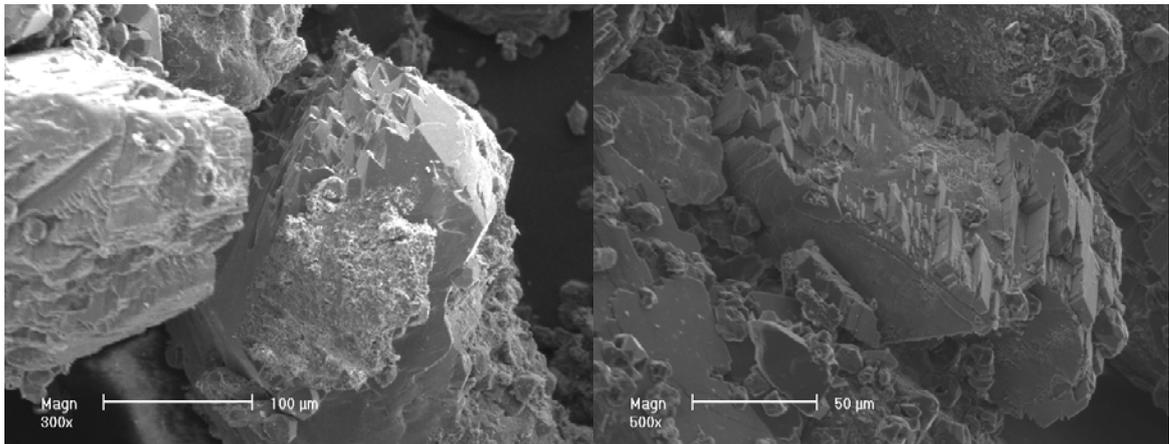
d) BS-Bild, Barytkristalle, Kb Su 1/62, Probe 14



e) SE-Bild, Anhydritzement, Kb Su 1/62, Probe 15

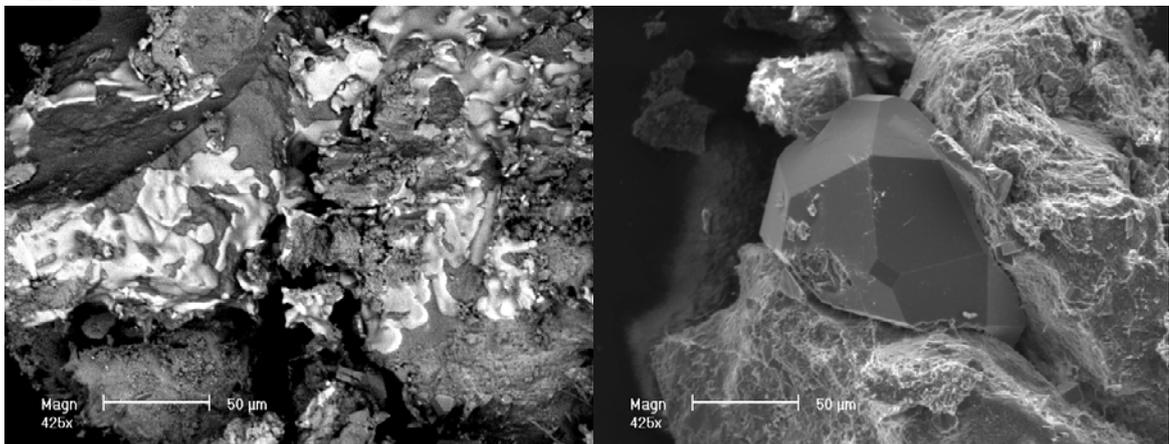


f) SE-Bild, Karbonatzement (Rhomböeder), Kb Wo 1a/64, Probe 11-13



g) SE-Bild, Quarzneubildung auf Kornoberflächen, Kb Brustorf 1/62, Probe 12-12

h) SE-Bild, Kalifeldspatneubildung, Kb Su 1/62, Probe 15



i) BS-Bild, Pyritzementation, E Lto 3/66, Probe 12-02

j) SE-Bild, Analcimkristall, E Lto 3/66, Probe 12-05

Abbildung 6-24: REM-Bilder von Sandsteinen des Schilfsandsteins

Durch die Feldspatlösung wird ein beachtlicher Teil an sekundärem Porenraum freigesetzt, da die Feldspäte um 30% des Klastanteils ausmachen und dabei zumeist sehr große Körner bilden. Bei der Feldspatlösung bleiben zumeist nur dünne, grüne Säume zurück. Bei den Tonbildungen konnten auch Illitüberzüge bestimmt werden (beginnende Illitisierung) (Kb Burg 2/62, E Lto 3/66). Die Bohrung mit der größten Versenkung (Teufe 1.500 m) weist bereits Chloritüberzüge auf den Klasten auf, und hier wurden auch Kaolinitbooklets bestimmt.

7 Porosität und Permeabilität der Sandsteine

7.1 Einleitung

(M. WOLFGRAMM)

Die Durchlässigkeit von Sandsteinaquiferen wird durch hydraulische Tests bestimmt. Dabei werden entweder die Transmissivität oder aber die Permeabilitätsmächtigkeit ermittelt (vgl. VOIGT et al. 2011). Ermittelt wird dabei die mittlere Durchlässigkeit der untersuchten Schicht/Schichtmächtigkeit. Eine Differenzierung der getesteten Schichtenfolge in Abschnitte unterschiedlicher Durchlässigkeit ist durch die Verwendung von Flowmeter-Logs möglich, was aber selten realisiert wird.

Um nun aber die differenzierte Permeabilitätsverteilung über eine Schichtenfolge zu erhalten, werden üblicherweise Porositäts- und Permeabilitätsbestimmungen an Gesteinsproben/Bohrkernen durchgeführt.

Gängige Verfahren sind dabei Permeabilitätsmessungen mittels Permeameter und Porositätsbestimmungen mittels He- und Hg-Pyknometrie. Beides wurde an Bohrkernen durchgeführt (Abschnitt 7.2). Analog zu der Pyknometrie lässt sich die Porosität mittels Tauchwägung ermitteln (Abschnitt 1.2.5).

Ebenfalls sichtbar wird der Porenraum in Dünnschliffen. Der durch Dünnschliffintegration aus einer Fläche ermittelte Porenraumanteil ist dabei methodisch bedingt zu gering. Dies lässt sich mittels Integration der Flächenporositäten der drei Raumachsen minimieren. Hierzu müssen pro Probe allerdings drei Dünnschliffe benutzt werden, jeweils einer normal zu einer der drei Raumachsen. Eine manuelle Porositätsbestimmung aus Dünnschliffen erfolgt durch die Verwendung von Schliffserien, welche es ermöglichen, einen Probenwürfel pseudo-dreidimensional zu erfassen. Eine ähnliche pseudo-dreidimensionale Erfassung des Porenraumes wird durch den Einsatz eines CT-Scanners ermöglicht.

Siebanalysen erlauben es, die Korngrößenverteilung zu dokumentieren, welche wiederum den Porenraum repräsentieren. Aus diesen Siebanalysen sind empirische Korrelationen mit der Durchlässigkeit möglich, die in Abschnitt 7.4 dokumentiert sind. Über das Sehnenschnittverfahren lassen sich Kornsummenverteilungen aus Dünnschliffen ermitteln, was wie eben genannt ebenfalls zur Bestimmung der Permeabilität genutzt werden kann.

7.2 Permeametermessungen, He- Porosimetrie

(M. WOLFGRAMM)

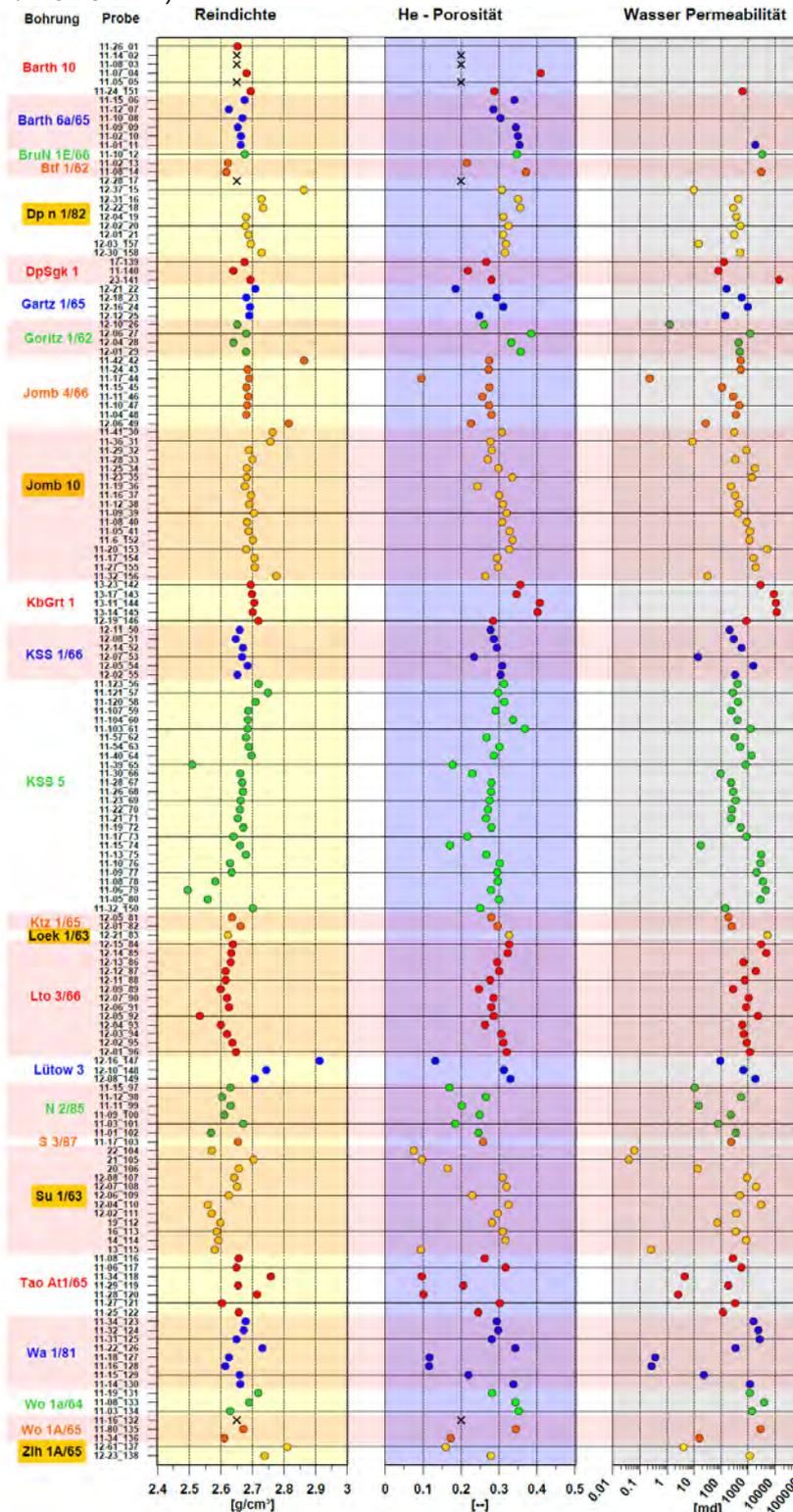


Abbildung 7-1: Porosität, Permeabilität und Dichte der im Labor untersuchten Bohrkerne.

Insgesamt wurden 158 Proben bearbeitet. Fünf der Proben sind bei der Präparation zerfallen, sodass nur 153 der Proben zur Verfügung standen. Es ist allerdings davon auszugehen, dass die Permeabilität der „zerfallenen“ Proben sehr hoch gewesen sein muss. Die Messwerte sind in Abbildung 7-1 dargestellt. Zusätzlich zeigt Abbildung 7-2 die Porositäten vs. der Permeabilitäten aller Daten ohne Zuordnung der Fazies und Stratigraphie. Es ergibt sich dennoch eine Korrelation der Werte. Eine zusammenfassende Darstellung erfolgt jedoch erst in Abschnitt 8.

Zur Vorbereitung der Wasserpermeabilitätsbestimmung mussten die Proben erst im Exsikator gesättigt werden, um den Einschluss von Luft auszuschließen. Dabei musste festgestellt werden, dass 8 Proben im Kontakt mit Wasser zerfielen, sodass nur 145 Proben zur Verfügung standen.

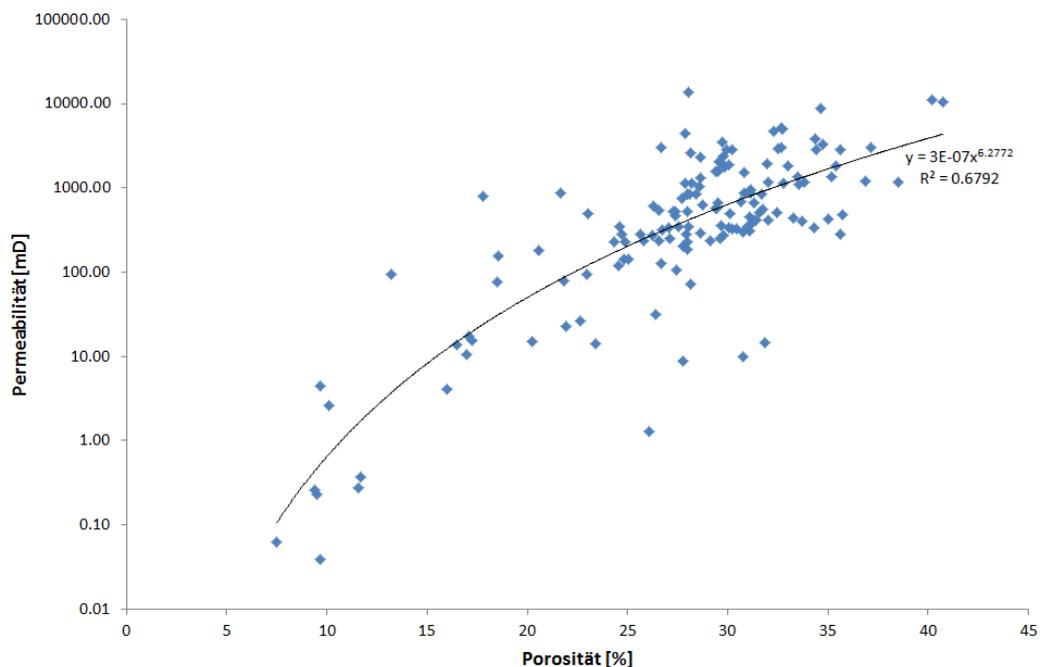


Abbildung 7-2: Porosität vs. Permeabilität der im Labor bestimmten Permeabilitäten und Porositäten.

7.2.1 Porosität nach Dünnschliffintegration

(M. WOLFGRAMM)

Mittels Dünnschliffintegration (Punktzählung) wird auch die Porosität erfasst. Aufgrund des Schnitteffektes ist der sich ergebende Wert jedoch grundsätzlich zu gering. Es wurden die Werte der Proben, bei denen eine Labormessung (Heliumporosimetrie) vorlag, mit den aus der Dünnschliffin-

tegration ermittelten Werten verglichen (Abbildung 7-3). Die sich ergebenden Werte stützen die erwartete Annahme. Nurfür drei Proben ben sich bei der Dünnschliffintegration geringfügig höhere Porositäten, als bei den im Labor untersuchten Proben. Im Mittel (Median) ist die Porosität für die „Laborporositäten“ 29,3%, während die der Dünnschliffintegration im Mttel 18,6 % beträgt.

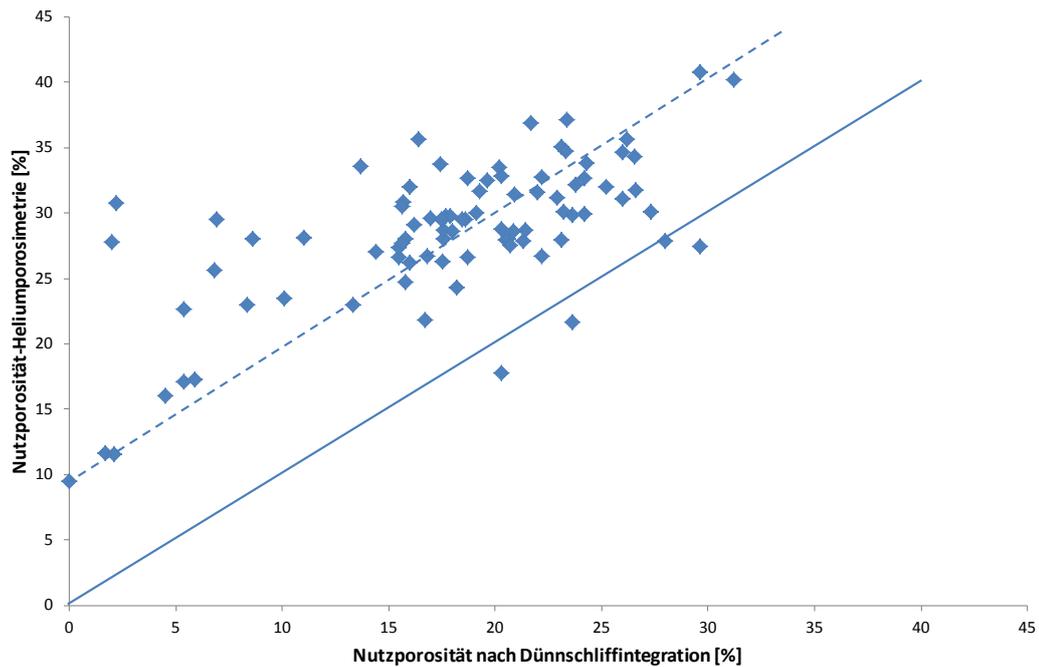


Abbildung 7-3: Laborporosität (Helium-Porosimetrie) versus Porosität nach Dünnschliffintegration.

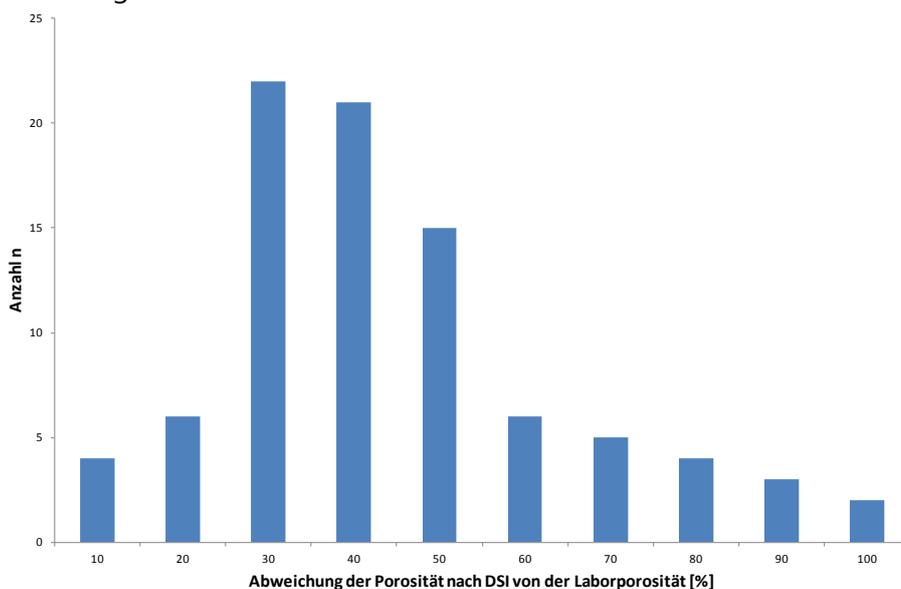


Abbildung 7-4: Abweichung der Porosität nach Dünnschliffintegration von der Laborporosität (n=86).

Es ergibt sich eine Abweichung der absoluten Werte von ca. 10%, um die die Porositäten nach Dünnschliffintegration zu gering sind. Berechnet man die Abweichung/den Fehler der Bestimmung nach der Methode der Dünnschliffintegration zeigt sich, dass Werte im Mittel 37,1% geringer sind, als die Werte der Laboranalysen. Dies ist auch in dem Histogramm in Abbildung 7-4 dokumentiert. Hier ergibt sich ein Maximum bei ca. 30% Abweichung. Das bedeutet, dass bei einer Porosität nach Dünnschliffintegration von ca. 20% eine reale Porosität von ca. 30% zu erwarten ist.

Grundsätzlich ist der Fehler für Porositäten nach der Dünnschliffintegration zu hoch. Die ermittelten Werte können nur für trendmäßige Aussagen genutzt werden.

7.3 Bestimmung der Porosität mittels Tauchwägung

(K. NOWAK)

An 305 Sandsteinwürfeln wurden die Porositäten nach dem Archimedesprinzip mittels Tauchwägung bestimmt. Dabei sind die Sandsteinwürfel von 64 Proben während der Bearbeitung zerfallen, da sie nur schwach zementiert waren. Maximal wurde eine Porosität von 39,7% bestimmt (Kb Wo 1a/65, Probe 11-13, Schilfsandstein). Minimal wurde eine Porosität von 3,5% bestimmt (Kb Jomb 4/66, Probe 11-27, Dogger). Die Werte werden in Abbildung 7-5 und Abbildung 7-7 dargestellt.

Vom Schilfsandstein wurden 113 Porositätswerte mittels Auftriebsmessung bestimmt. Die Porositäten reichen von 9,6-39,7% und erreichen im Mittel 23,6%. In Abbildung 7-5 sind alle Messwerte aus dem Schilfsandstein dargestellt.

Von Sandsteinen des Rhät-Lias wurden 83 Porositätswerte mittels Auftriebsmessung ermittelt. Die Porositäten reichen von 3,6-39,4% und betragen im Mittel 19,3%. In Abbildung 7-6 sind alle Messwerte dargestellt.

Von Doggersandsteinen konnten 45 Porositätswerte mittels Auftriebsmessung bestimmt werden. Die Porositäten reichen von 3,5-38,5% und betragen im Mittel 20,7%. In Abbildung 7-7 sind alle Messwerte aus dem Dogger dargestellt.

Insgesamt zeigt sich, dass die Porositäten der Auftriebsmethode, der Sandsteine aus dem Dogger und aus dem Rhät-Lias mit im Mittel ca. 20% ähnlich hoch sind. Die Porositäten aus dem Schilfsandstein sind mit im Mittel 23% etwas höher. Bei den Maximalwerten erreichen alle drei Horizonte sehr hohe Porositäten mit fast 40%.

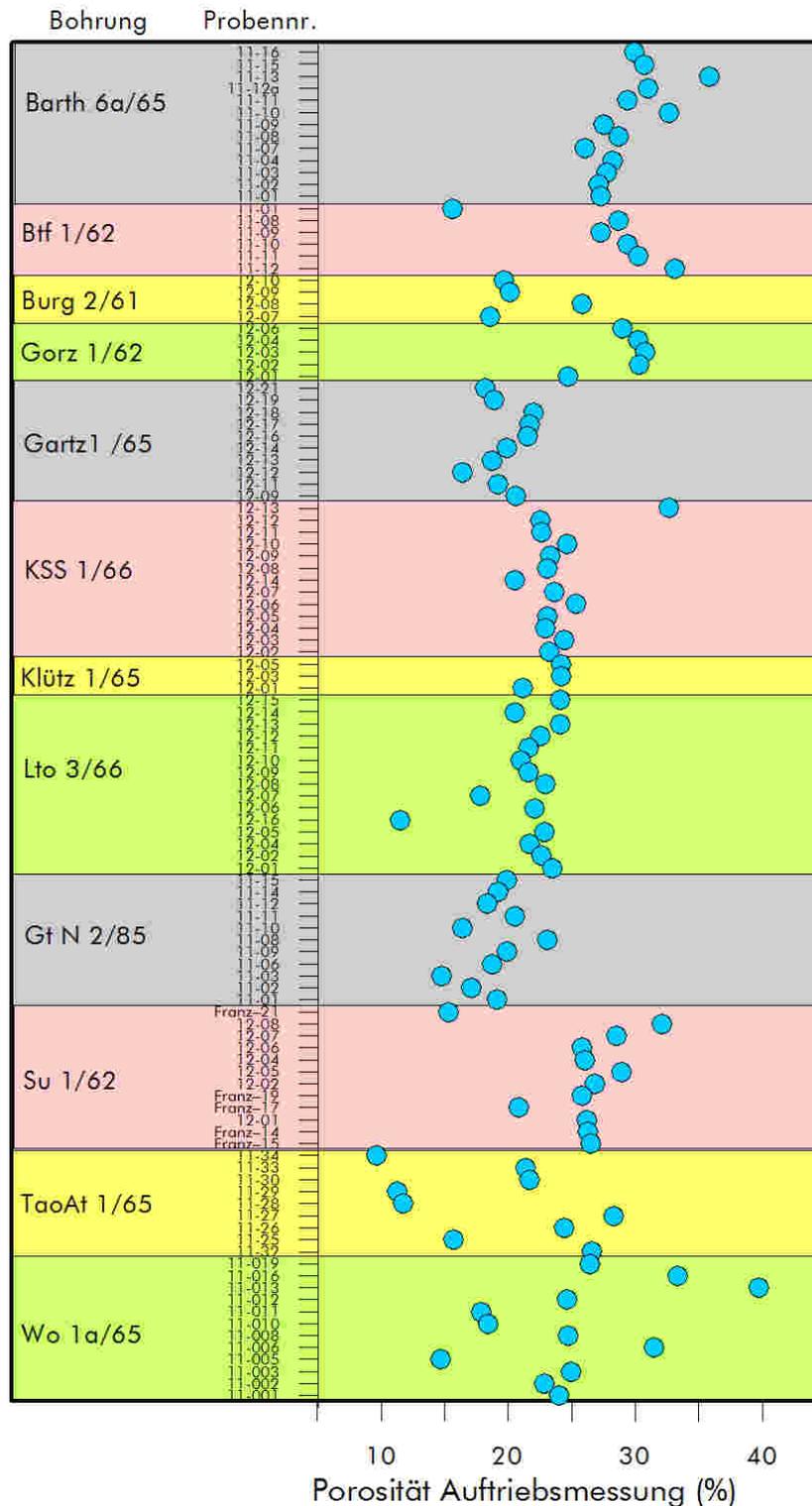


Abbildung 7-5: Porositätswerte der Auftriebsmessung für Sandsteine aus dem Schilfsandstein.

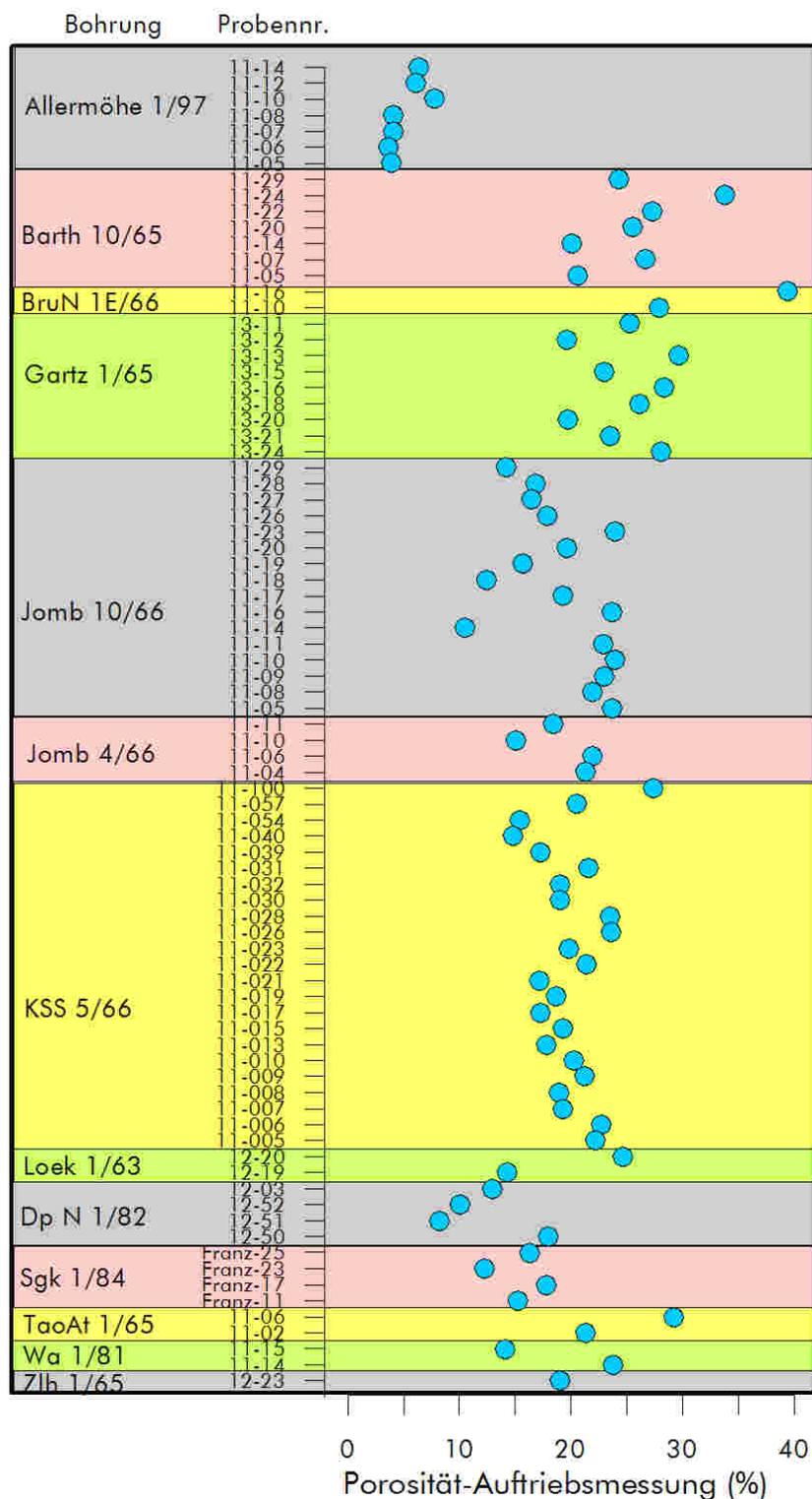


Abbildung 7-6: Porositätswerte der Auftriebsmessung für Sandsteine aus dem Rhät-Lias.

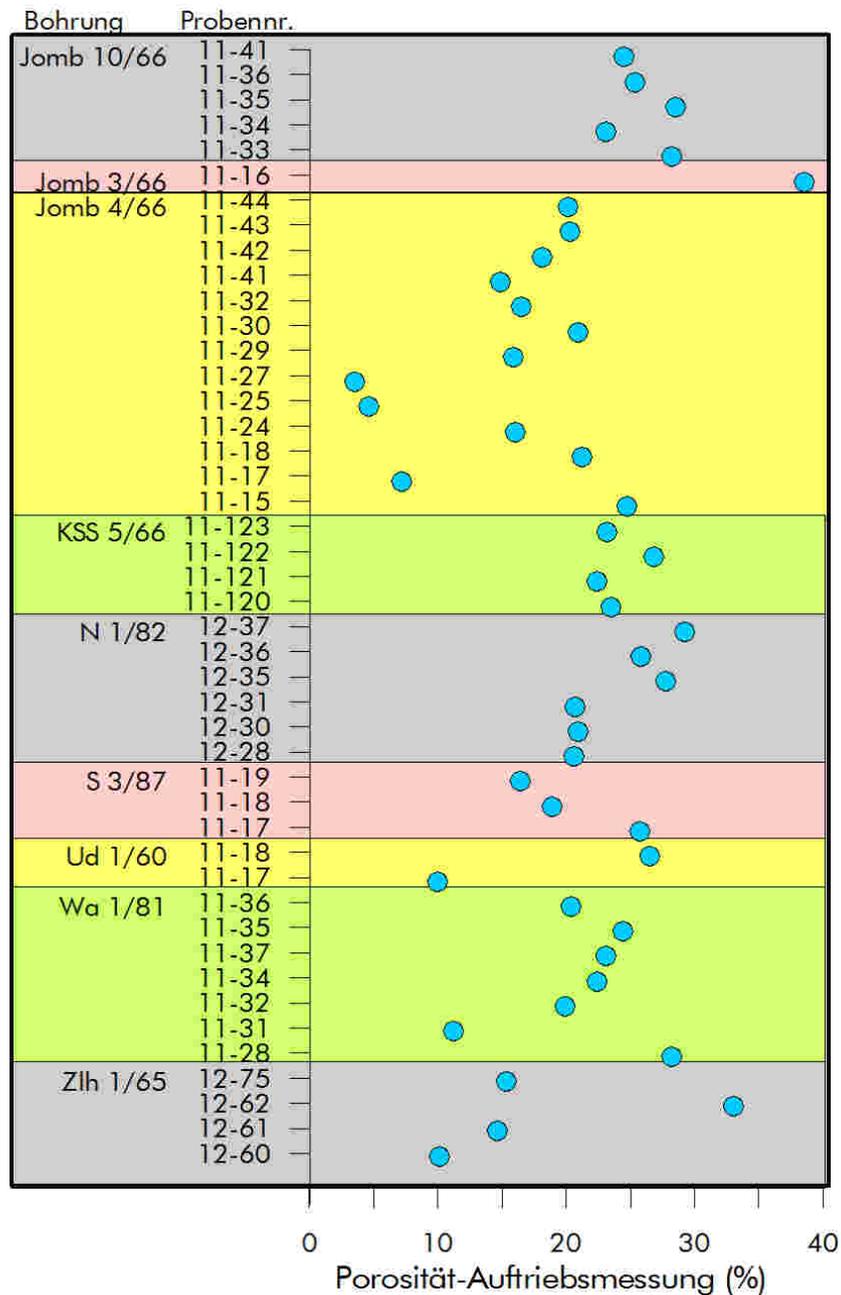


Abbildung 7-7: Porositätswerte der Auftriebsmessung für Sandsteine aus dem Dogger.

Fehlerabschätzung

Um die Messgenauigkeit der Porositätsbestimmung nach dem Archimedesprinzip zu ermitteln, wurden je 3 Wiederholungsmessungen bei glei-

chem Verfahren nur unterschiedlicher Art der Sättigung (2 x sofortiges Eintauchen, langsames Eintauchen der Würfel) an jeweils 5 Proben durchführt. Dabei weichen die Messwerte im Mittel aller Versuche um $\pm 10\%$ ab. Die Werte haben somit eine schlechtere Reproduzierbarkeit als der ermittelte Fehlerbereich. Bei der Bestimmung des Auftriebsgewichtes ergab sich ein methodischer Fehler dadurch, dass die Proben nicht unter Unterdruck gesättigt wurden. Dadurch ist das Auftriebsgewicht im Mittel um 4,2% zu niedrig ausgefallen. Dieser Fehler hat auch einen Einfluss auf das Sättigungsgewicht, das dementsprechend ebenfalls zu niedrig ist. Allein die Erhöhung des Auftriebsgewichtes um 4,2% bewirkt eine Erhöhung der Nutzporosität im Mittel um 5,2%. Zusammen mit der schlechten Reproduzierbarkeit der Daten von nur 10% und der Erhöhung von 5,2% ergibt sich eine hohe Messungenauigkeit (Tabelle 7-1).

Tabelle 7-1: Reproduzierbarkeit der Messwerte aus der Auftriebsmethode.

Probe	Porosität aus Tauchwägung (%)				
	KSS5/ 11-54	KSS5/ 11-40	KSS5/ 11-09	KSS5/ 11-10	KSS5/ 11-08
Messwert1	15,43	14,76	21,20	20,22	22,67
Messwert2	14,69	14,71	20,67	16,22	18,51
Messwert3	15,58	18,38	19,35	15,69	18,96
Mittelwert (%)	15,23	15,95	20,41	17,38	20,05
Abweichung absolut	0,48	2,10	0,95	2,48	2,28
Abweichung (%)	3,14	13,19	4,68	14,25	11,38

7.4 Auswertung der Siebanalysen hinsichtlich Permeabilität und Porosität

(M. WOLFGRAMM)

7.4.1 Bestimmung des kf-Wertes aus Siebanalysen

Korngrößenanalysen von Lockersedimenten werden häufig für die hochauflösende Charakterisierung der räumlichen Variabilität von kf-Werten genutzt. Dazu existiert eine Vielzahl von Formeln zur Berechnung von kf-Werten auf Grundlage der Korngrößenanalysen (vgl. MATTHES et al. 2012, LANGGUTH & VOIGT 1980, VUKOVIĆ & SORO 1992, KASENOW 2002, MATTHESS & UBELL 2003 und HÖLTING & COLDEWEY 2005). SEELHEIM (1880) gibt als Berechnungsformel (Grundwassertemperatur 12 °C) an:

$$k_f = 0,00357 * d_{50}^2 \text{ [m/s]} \quad (7-1)$$

d_{50} *Korngröße bei 50% des Siebdurchgangs*

Die Formel nach HAZEN (1896) wird sehr häufig verwendet, danach ist:

$$k_f = C * d_{10}^2 * (0,7 + 0,3 * T_{GW}) \text{ [m/s]} \quad (7-2)$$

$$k_f = C * d_{10}^2 \text{ [m/s]} \quad \text{für } T_{WG} = 10 \text{ °C} \quad (7-3)$$

d_{10} - *Korngröße bei 10% des Siebdurchgangs*
 T_{GW} - *Temperatur Grundwasser [°C]*
 C - *Proportionalitätsfaktor 0,0116*

Nach HAZEN (1896) besitzt die Formel Gültigkeit für $C_U < 5$ und $0,01 \text{ mm} < d_{10} < 3 \text{ mm}$. PEKDEGER & SCHULZ (1975) führen einen Methoden-Vergleich durch. Danach ergibt sich, dass die Abschätzung nach BEYER (1964) die kleinsten Ergebnis-Streubreiten und die größte Annäherung an den Mittelwert gewährleistet:

$$k_f = C_B * d_{10}^2 \text{ [m/s]} \quad \text{für } T_{WG} = 10 \text{ °C} \quad (7-4)$$

d_{10} - *Korngröße bei 10% des Siebdurchgangs*
 C_B - *Faktor in Abhängigkeit von der Ungleichförmigkeit*

Die Formel ist gültig innerhalb der Grenzen von $0,06 \text{ mm} \leq d_{10} \leq 0,6 \text{ mm}$ und $1 \leq C_U \leq 20$. Die Ungleichförmigkeit berechnet sich dabei durch:

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

d_{10} - *Korngröße bei 10% des Siebdurchgangs*
 d_{60} - *Korngröße bei 60% des Siebdurchgangs*

Der Proportionalitätsfaktor ergibt sich nach BEYER (1964):

	U	C
	1,0 1,9	$110 * 10^{-4}$
	2,0 2,9	$100 * 10^{-4}$
	3,0 4,9	$90 * 10^{-4}$
	5,0 9,9	$80 * 10^{-4}$
	10,0 19,9	$70 * 10^{-4}$
	> 20	$60 * 10^{-4}$

Weitere Formeln sind bekannt (vgl. MATTHES et al. 2012, FUCHS 2010), wobei die von HAZEN und BEYER am häufigsten verwendet werden. FUCHS (2010) stellt vor, wie sich kf-Werte bereits rein aus der „Ansprache“ von Bohrklein ermitteln lassen. Grundsätzlich gehen alle Autoren empirischer Berechnungsformeln davon aus, dass mitzunehmendem Durchmesser der wirksamen Korngröße und mit abnehmender Ungleichförmigkeitszahl des Korngemisches der kf-Wert zunimmt. Diskussionen, wie bei MATTHES et al. (2012), FUCHS et al. (2013) und VIENKEN et al. (2013) zeigen, dass die angegebenen Bedingungen der Formeln berücksichtigt werden müssen und dass große Abweichungen in der Bestimmung des kf-Wertes bereits beim Sieben selbst als auch bei Verwendung unterschiedlicher Formeln zu verzeichnen sind.

7.4.2 Teufenkorrektur der Durchlässigkeit

Im Gegensatz zu den meisten Siebanalysen, die von Lockersedimenten stammen, wurden die vorliegenden Proben aus verfestigten Sandsteinen gewonnen. Die Proben wurden hierfür zuerst aufwendig und vorsichtig zerkleinert und anschließend gesiebt. Weiterhin standen für eine große Anzahl an Proben Porositäts- und Permeabilitätsdaten aus Kernuntersuchungen zur Verfügung. Da alle Messungen bei Laborbedingungen erfolgten (Durchströmungsmedium Wasser), ergibt sich die in Tabelle 7-2 dokumentierte Umrechnung von kf-Wert zu Permeabilität.

Tabelle 7-2: kf-Werte vs. Permeabilität ($\rho_{\text{Fluid}} 1.000 \text{ kg/m}^3$, $\eta_{\text{Fluid}} 0,01752 \text{ mPa}\cdot\text{s}$).

kf-Wert [m/s]	Permeabilität [mD]	Durchlässigkeit
10^{-2}	18100	stark durchlässig
10^{-3}	1810	stark durchlässig
10^{-4}	181	durchlässig
10^{-5}	18,1	durchlässig
10^{-6}	1,81	schwach durchlässig
10^{-7}	0,181	schwach durchlässig
10^{-8}	0,0181	sehr schwach durchlässig

Die Durchlässigkeiten für Lockersedimente sind in der DIN 18130 geregelt, danach sind Gesteine mit $>10^{-2} \text{ m/s}$ sehr stark durchlässig, $10^{-2} - 10^{-4} \text{ m/s}$ stark durchlässig, $10^{-4} - 10^{-6} \text{ m/s}$ durchlässig, $10^{-6} - 10^{-8} \text{ m/s}$ schwach

durchlässig und $<10^{-8}$ m/s sehr schwach durchlässig/undurchlässig. Durchlässigkeiten $>10^{-2}$ m/s werden dabei aber nur für Kiese erreicht, grobkörnige Sande erreichen Werte um 10^{-3} m/s, was für die Sandsteinproben mit den höchsten Durchlässigkeiten erreicht werden sollte.

Bei den im Labor ermittelten Permeabilitäten ist zu berücksichtigen, dass die Sandsteine im Zuge der Diagenese kompaktiert und die Porositäten und Permeabilitäten entsprechend verringert wurden. Durch das Aufmahlen der Proben wurde dieser Effekt (Kompaktion) rückgängig gemacht, und es werden somit in Auswertung der relevanten Siebanalysen eher die Bedingungen bei der Ablagerung (deutliche höhere Durchlässigkeiten) ermittelt. Um nun eine Korrelation der Siebanalysen („entfestigte“ Sandsteine) mit den Kernpermeabilitäten (verfestigte Sandsteine) durchführen zu können, müssen die Kernpermeabilitäten zu den Primärpermeabilitäten hin korrigiert werden. Dazu wurden in einem ersten Schritt die im Rahmen des Projektes ermittelten Permeabilitätswerte gegen die Entnahmetiefe geplottet (Abbildung 7-8). Faziesunabhängig ergibt sich für eine lineare Korrelation ein Faktor von 16,3%, um den die Permeabilität mit der Tiefe abnimmt. Nimmt man alle relevanten für das NDB verfügbaren Daten, so ergibt sich der in Abbildung 7-9 dokumentierte Trend, wobei die Abnahme der Durchlässigkeiten mit 17,6% beträgt. Um eine Korrektur durchzuführen, wurde wie folgt vorgegangen:

1. Berechnung einer Permeabilität für die relevante Entnahmetiefe nach Funktion aus Abbildung 7-9
2. Bildung der Differenz aus der gemessenen Laborpermeabilität und der unter (1) berechneten Permeabilität
3. Bildung der Summe aus 686,9 mD (vgl. Abbildung 7-9) und der errechneten Differenz. Dies ist die abgeschätzte Primärpermeabilität.

Beispiel 1: Probe 12_31, Entnahmetiefe 867,3 m, $K_{\text{Labor}} = 430$ mD

(1) Es berechnet sich $-0,1761 \cdot 867,3 \text{ mD} + 686,9 \text{ mD} = 558,6 \text{ mD}$

(2) Die Differenz von $430 \text{ mD} - 558,6 \text{ mD} = -128,6 \text{ mD}$

(3) Die Primärpermeabilität ist entsprechend $686,9 \text{ mD} - 128,6 \text{ mD} = 558,3 \text{ mD}$

Beispiel 2: Probe 11_36, Entnahmetiefe 1440,8 m, $K_{\text{Labor}} = 8,7$ mD

(1) Es berechnet sich $(-0,1761 \cdot 1440,8) + 686,9 \text{ mD} = 598,9 \text{ mD}$

(2) Die Differenz von $8,7 \text{ mD} - 598,9 \text{ mD} = -590,2 \text{ mD}$

(3) Die Primärpermeabilität ist $686,9 \text{ mD} + (-590,2 \text{ mD}) = 96,7 \text{ mD}$

Mittels dieser Berechnungen ist eine Abschätzung der Primärpermeabilität möglich, wie sie das Ausgangsgestein haben sollte. Mit den so ermittelten Primärpermeabilitäten ist es möglich, Korrelationen zwischen den Kornsummenparametern und der Primärpermeabilität zu finden, sowie von den Primärpermeabilitäten wiederum auf die teufenabhängige Permeabilität zu schließen.

Um nun eine Korrelation von Kornsummenparametern und ermittelten Primärpermeabilitäten zu finden, wurden zuerst die k_f -Werte nach HAZEN und BEYER berechnet (Abbildung 7-10). Es zeigt sich, dass eine gute Korrelation der so ermittelten Werte besteht, wobei die Werte nach BEYER durchschnittlich 15% geringer sind. Der Korrelationskoeffizient beträgt 99,7%. Die Berechnung für die k_f -Werte nach HAZEN und BEYER erfolgt auf Basis des d_{10}^2 -Wertes (siehe oben). Ob der P_{10}/d_{10} -Wert die beste Korrelation mit den ermittelten Permeabilitäten liefert, war in einem nächsten Schritt zu ermitteln.

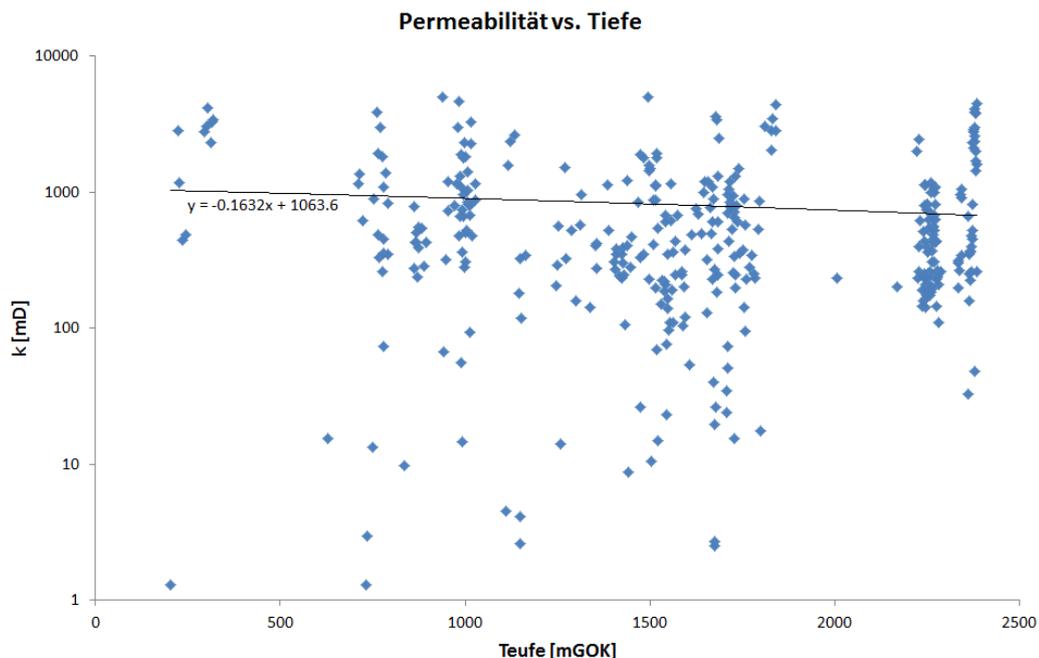


Abbildung 7-8: Permeabilität der verwendeten Kernpermeabilitäten vs. der Tiefenlage.

Dazu wurde die Formel nach BEYER (siehe oben) in der Form modifiziert, dass statt des vorgesehenen d_{10}/P_{10} -Wertes die anderen ermittelten Percentile in die Formel eingesetzt wurden (P_5 , P_{16} , P_{25} , P_{50} , ...). Die sich ergebenden „ k_f -Werte“ wurden gegen die sich aus den Kernpermeabilitäten ergebenden k_f -Werte (Tabelle 7-3, $k_{f, \text{Labor}}$) geplottet und eine Regression (beste Anpassung für Potenzfunktion) durchgeführt. Dabei ergaben

sich unterschiedliche Korrelationskoeffizienten. Das Prozedere wurde mit den kf-Werten wiederholt, die sich aus den abgeschätzten Primärpermeabilitäten ergaben (Tabelle 7-3, kf-Werte berechnet).

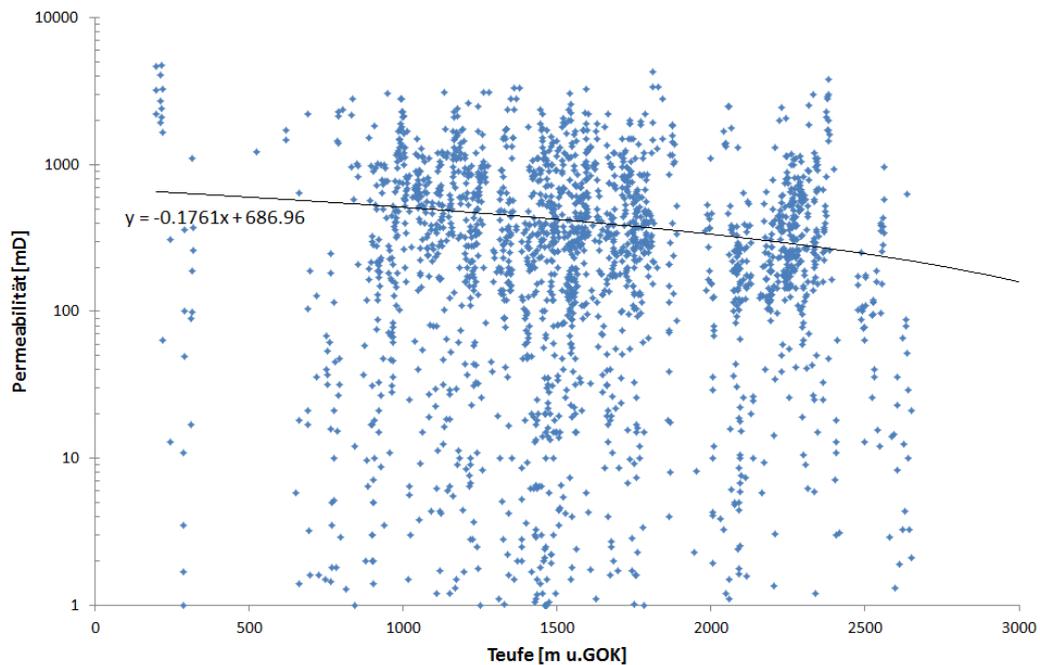


Abbildung 7-9: Kernpermeabilitäten (n=2.487) vs. der Tiefenlage von Altdaten aus Bohrungen des NDB.

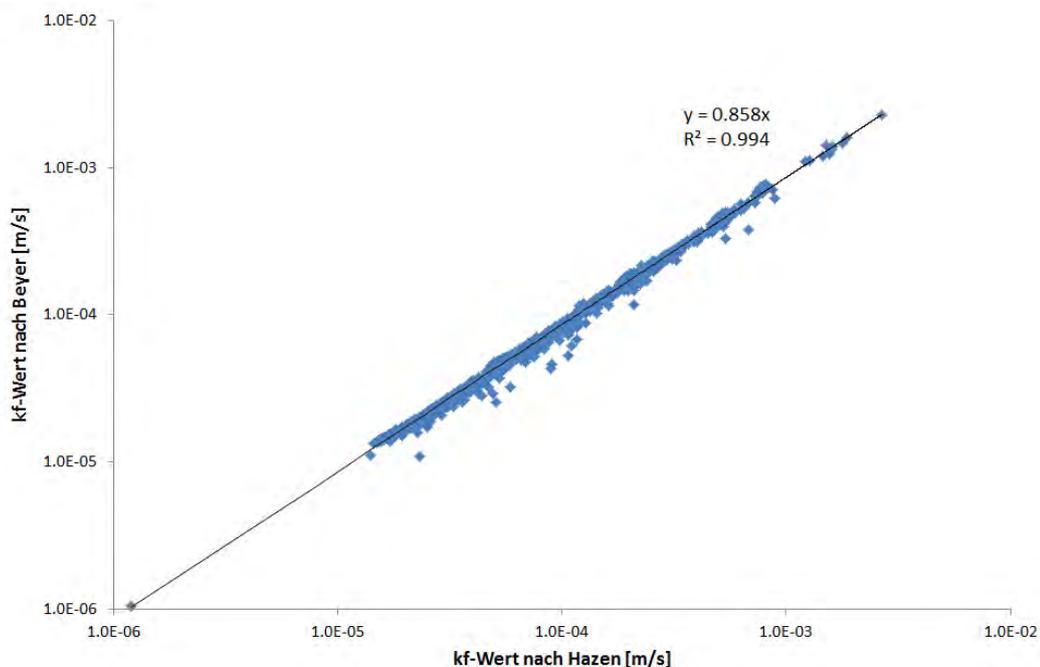


Abbildung 7-10: kf-Werte aus Kornsummenkurven der untersuchten Sandsteinproben nach HAZEN und BEYER (n=989).

Tabelle 7-3: Korrelationskoeffizienten für die berechneten kf-Werte aus Kornsummenkurven entsprechend unterschiedlicher Percentile zu den kf-Werten, wie sie sich aus den Kernpermeabilitäten bzw. den berechneten Primärpermeabilitäten ergeben (Erläuterung siehe Text).

Korrelationskoeffizient nach adaptierter Formel von BEYER					
Percentil	P5	P10	P16	P25	P50
kf-Wert _{Labor} [m/s]	0,53	0,59	0,64	0,65	0,59
kf-Wert _{berechnet} [m/s]	0,62	0,68	0,72	0,71	0,67
Korrelationskoeffizient nach angepasster Formel					
Percentil	P5	P10	P16	P25	P50
kf-Wert _{Labor} [m/s]	0,53	0,60	0,64	0,65	0,59
kf-Wert _{berechnet} [m/s]	0,62	0,68	0,72	0,71	0,66

Es zeigt sich, dass die beste Übereinstimmung für das Percentil P16 besteht, da zur berechneten Primärpermeabilität mit 72% eine starke Korrelation nachgewiesen ist (Abbildung 7-11). Mittels dieser Untersuchungen zeigt sich, dass die besten Ergebnisse bzgl. der Ermittlung von Primärdurchlässigkeiten aus Siebanalysen durch P16 erzielt werden. Zudem ergibt sich eine bessere Korrelation, wenn die im Labor ermittelten Permeabilitäten teufenabhängig korrigiert werden.

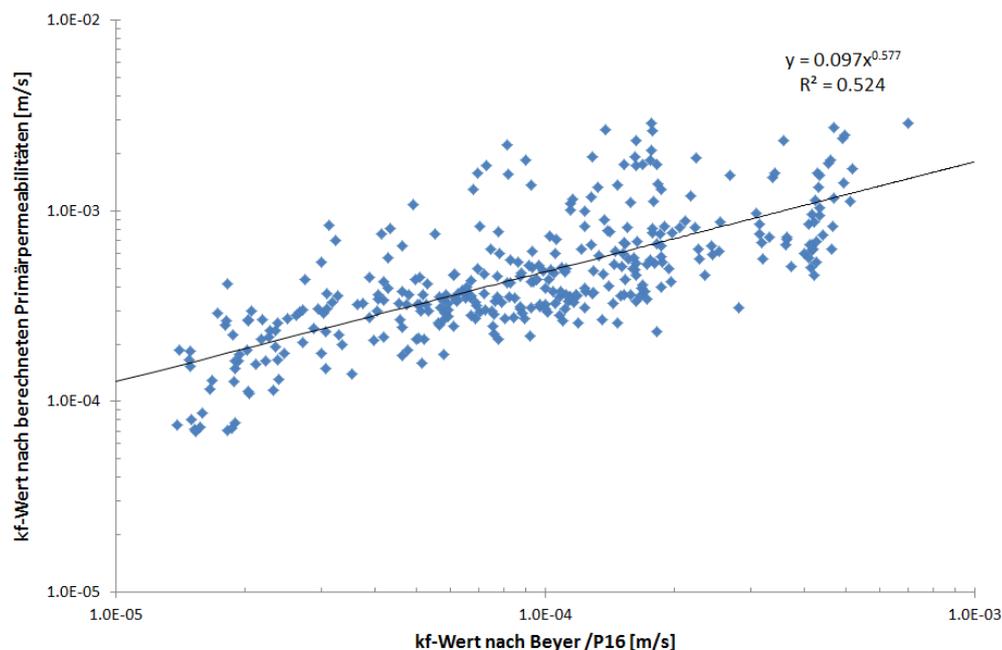


Abbildung 7-11: Beispiel einer Regression für die aus Kernpermeabilitäten abgeleiteten Primärdurchlässigkeiten vs. der kf-Werte nach der Formel von Beyer (statt P10 hier Verwendung von P16).

Die Berechnung der kf-Werte nach BEYER (auch nach Ersatz des P₁₀- durch den P₁₆-Wert) ergab im Vergleich zu den aus den teufenkorrigierten Kernpermeabilitäten errechneten kf-Werten, dass die Werte nach BEYER deutlich zu niedrig waren (Abbildung 7-12). Aus diesem Grund erfolgte eine Anpassung der Formel zu:

$$k_f = 2,8173 * C_B * d_{16}^{1,844} \text{ [m/s]} \quad \text{für } T_{WG} = 10 \text{ °C} \quad (7-5)$$

- d_{16} - Korngröße bei 16 % des Siebdurchgangs
- C_B - Faktor in Abhängigkeit von der Ungleichförmigkeit

Der Proportionalitätsfaktor C_B ergibt sich nach BEYER (1964):

U		C
1,0	1,9	$110 * 10^{-4}$
2,0	2,9	$100 * 10^{-4}$
3,0	4,9	$90 * 10^{-4}$
5,0	9,9	$80 * 10^{-4}$
10,0	19,9	$70 * 10^{-4}$
> 20		$60 * 10^{-4}$

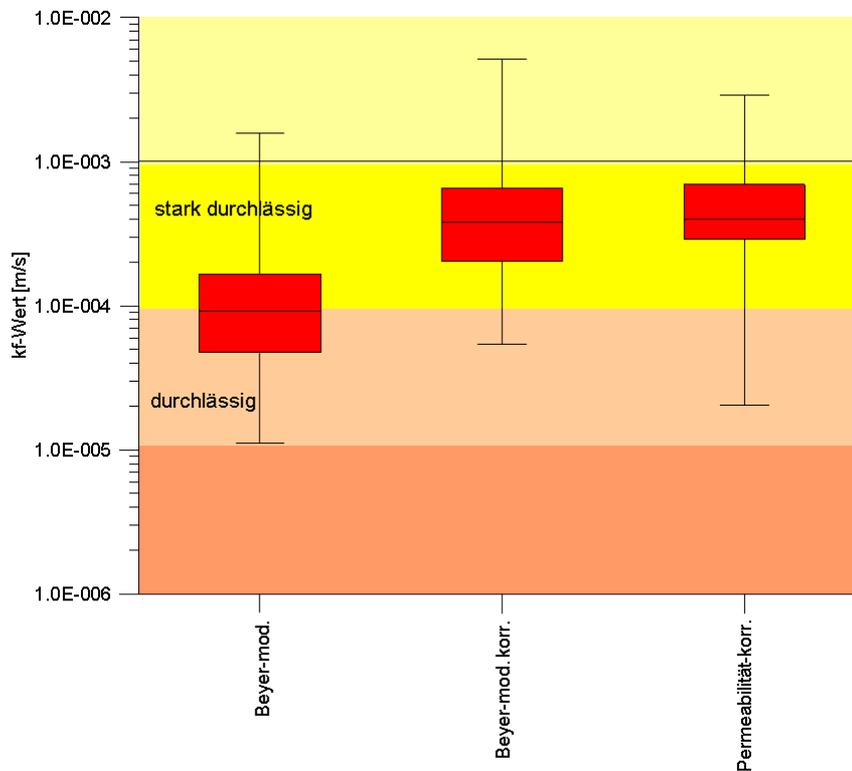


Abbildung 7-12: Box-Whisker-Plot für die k_f -Werte nach BEYER (P_{16} statt P_{10} verwendet) vs. der k_f -Werte nach den teufenkorrigierten Kernpermeabilitäten sowie einer individuellen Korrektur der Werte nach BEYER.

Aus dem k_f -Wert lassen sich entsprechend Tabelle 7-2 die Primärpermeabilitäten bestimmen, welche für die Sedimente bei ihrer Ablagerung gültig sind. Mittels Teufenkorrektur lassen sich nun aus k_f -Werten nach Siebkurven Permeabilitäten abschätzen, die für bestimmte Tiefenbereiche gültig sind. Es wird dabei davon ausgegangen, dass sich die Durchlässigkeit pro 1.000 m um 17,61% verringert.

Beispiel: Kb Jomb 3, 11-12, $d_{16} = 0,0604$ mm, $U = 1,7$, Tiefe = 780,4m

$$(1) k_f = 2,8173 * 110 * 10^{-4} * (0,0604)^{1,844} = 1,75 * 10^{-4} \text{ m/s}$$

$$(2) K = 1,81 * 10^6 * k_f = 317 \text{ mD bei der Ablagerung}$$

$$(3) \text{ Die Teufenkorrektur berechnet sich nach } k_{\text{primär}} * e^{-0,0002 * \text{Tiefe (m)}}$$

$$(4) K_{\text{ber.}} = 317 \text{ mD} * e^{-0,0002 * 780,4} = \underline{\underline{271,2 \text{ mD}}}$$

Gemessen wurden 455 mD, sodass sich eine Differenz von ca. 40% ergibt. Weitere Bestimmungen ergeben eine Differenz von im Mittel (Median) ca. 100%. Eine genaue Abschätzung der Permeabilitäten ist somit nicht möglich, allerdings wird mittels dieser Kornsummenkurven ein Permeabilitätswert ermittelt, der die Größenordnung der Durchlässigkeit widerspiegelt. Das ist bereits im Box-Whisker-Plot zu sehen (Abbildung 7-12).

7.5 3D Porositätsdarstellungen und -bestimmungen

(M. FRANZ)

7.5.1 Stapelbilder (Z-Achse)

Die Entwicklung dieser neuen Methode der Porenraumdarstellung und Porositätsbestimmung basiert auf der Kombination einer neuen Präparationsmethode mit seriellen Messbildaufnahmen von Probenanschliffen sowie der Stapelung dieser Messbilder entlang der Z-Achse (Z-Stapel).

Im Rahmen dieses Vorhabens wurde hierzu im Schleiflabor der TU Bergakademie Freiberg unter Einsatz eines digitalen Präzisionsläppkopfes die dafür nötige Schliff- und Präparationsmethodik entwickelt. An grobkörnigen Pilotproben wurden serielle Anschliffe mit einem Abstand von ca. 20 μm entlang der Z-Achse hergestellt. Nach jedem Lappschritt wurde von der angeschliffenen Fläche eine mikroskopische Aufnahme unter Aufsicht

angefertigt. Ziel war es, ein möglichst kontrastreiches Messbild zu erhalten, das für eine weitere bildanalytische Vermessung die einfache Unterscheidung der detritischen Körner, der Matrix bzw. Zemente und des offenen Porenraumes an Hand verschiedener Grauwerte ermöglicht. Stand der Entwicklung ist, dass dies für die detritischen Körner sehr gut gelingt (Abbildung 7-13). Diese erscheinen in den Bildern (Kantenlänge 1 mm) hell und weisen einen ausreichend scharfen Kontrast zu umgebenden Zementen/Matrix bzw. Porenräumen auf, der auch bildanalytisch verwertbar wäre. Bei der Unterscheidung der Matrix bzw. Zemente und des offenen Porenraumes gibt es momentan noch erhebliche Probleme. In den meisten Aufnahmen erscheinen beide in einem sehr ähnlichen dunklen Grauton. Aufgrund der geringen Kontrastierung ist eine einfache bildanalytische Weiterverarbeitung dieser Bilder momentan nicht möglich. Lediglich in einzelnen Aufnahmen sind entsprechende Kontraste zwischen Matrix bzw. Zementen und offenen Porenräumen vorhanden (Abbildung 7-13). Dies weist auf die generelle Machbarkeit der Methode hin. Das große Potenzial der Methode liegt in der hohen Genauigkeit der Porosität, die diese Methode bei entsprechender Weiterentwicklung liefern kann.

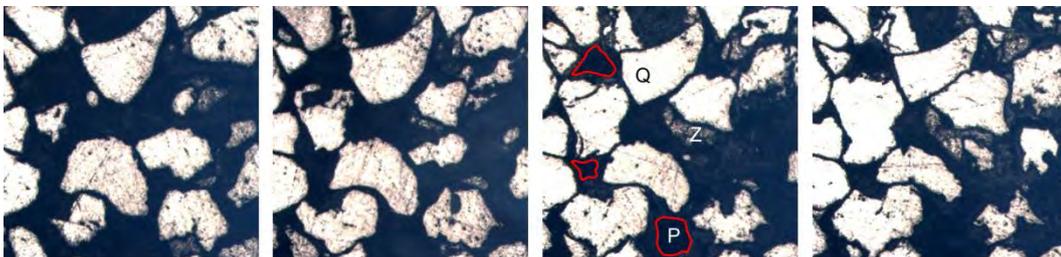


Abbildung 7-13: Serielle Anschliffe einer Pilotprobe. Detritische Körner (Q) erscheinen hell und grenzen sich mit scharfem Kontrast ab, Matrix bzw. Zemente erscheinen jedoch in einem ähnlichen dunklen fast schwarzen Grauton wie der Porenraum.

Prinzipiell kann hier die Kontrolle des Porenraumes, der in die Ermittlung der Gesamtporosität einfließt, für jeden Läppschritt hochauflösend erfolgen. Ein aus diesen Einzelschritten errechnetes Stapelmodell ermöglicht auch die Darstellung der Porengeometrien und -vernetzung.

Zukünftig sollte sich die Weiterentwicklung der Methode an der Erstellung genügend kontrastreicher Messbilder konzentrieren. Hierzu besteht an der mikroskopischen Aufnahmemethodik weiterer Forschungs- und Entwicklungsbedarf.

7.5.2 Computertomographie (CT)

In Kooperation mit dem UFZ Halle wurden 27 Proben fein- bis mittelkörniger Sandsteine des Schilfsandsteins, Rhäts und Doggers mit einem Computertomographen untersucht. Im Gegensatz zu verschiedenen anderen Methoden die eine volumetrische Bestimmung des Porenraumes ermöglichen, bietet eine Bestimmung des Porenraumes mit einem Computertomographen den Vorteil der Visualisierung (Abbildung 7-14). Die CT-Porositäten wurden an Referenzproben bestimmt, zu denen bereits Porositätswerte vorlagen, die mit verschiedenen anderen Methoden ermittelt wurden. Durch Vergleiche sollte ermittelt werden:

- Zeitumfang der Messmethodik im Vergleich
- Vertrauensgrad der erzielten Messergebnisse

Abgesehen von einem Präparationsaufwand von ca. 1 Stunde pro Probe sind für eine CT-Aufnahme pro Probe ca. 45 min zu veranschlagen.

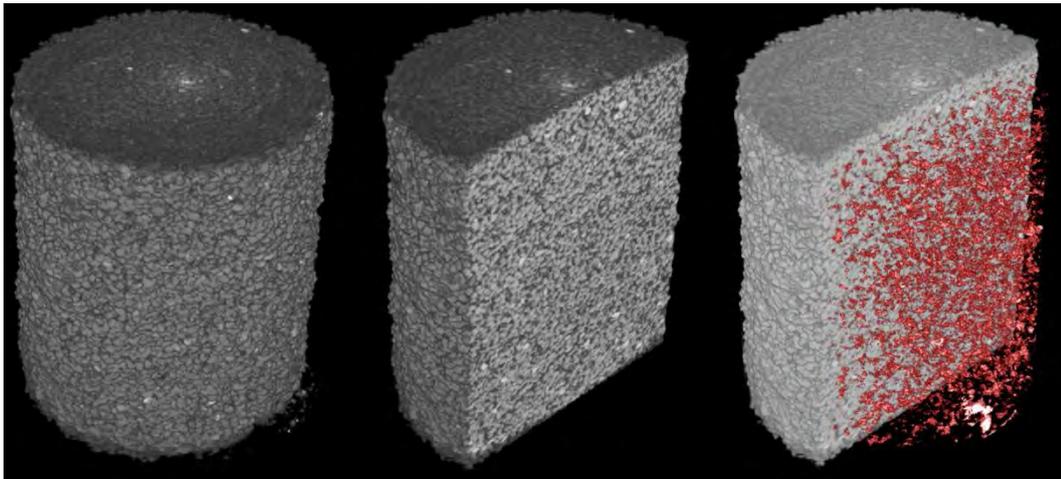


Abbildung 7-14: CT-Aufnahmen der Probe 11-14 der Bohrung Waren 1, Teufe: 1.557,1 m, Reservoir Rhät F. Links: Korngerüst in der Säulendarstellung, Mitte: Korngerüst im Anschnitt, Rechts: Korngerüst mit extrahiertem Porenraum (rot).

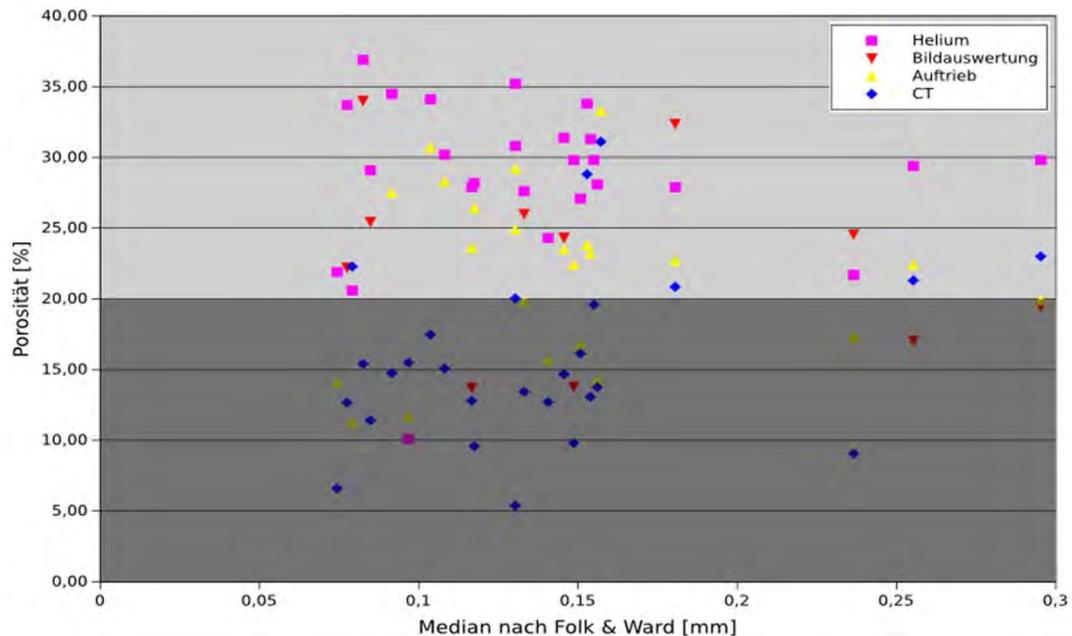


Abbildung 7-15: Ergebnisse der mittels Heliuminjektion (pink), Tauchwägung (gelb), automatische Bildanalyse (rot) sowie Computertomographie (blau) ermittelten Porositäten im Vergleich zum Median der Korngröße.

Hinzukommen ca. 15 min Rechenaufwand für die Erstellung eines Kornmodells und die Extraktion des Porenraumes.

Die mit dem Computertomographen bestimmten Porositätswerte fallen im Vergleich zu anderen etablierten Methoden zwischen 8 bis über 15% niedriger aus (Abbildung 7-15). Dies ist insbesondere im Vergleich zur Heliumporosität festzustellen, die hier als etablierte laborative Methode angesehen wird.

Besonders große Unterschiede zwischen den He- und CT-Porositäten von z. T. bis über 15% sind vor allem für feinkörnige Sandsteine festzustellen. Oberhalb einer Korngröße von etwa 0,15 mm scheinen diese Unterschiede auf unter 10% zu sinken (Abbildung 7-15). Ob hier tatsächlich eine Funktion der Korngröße vorliegt, sollte Gegenstand weiterer Untersuchungen sein. Ebenso sollte untersucht werden, ob zukünftige Geräte mit höherem Auflösungsvermögen vertrauenswürdiger Ergebnisse erzielen.

Da die untersuchten Sandsteine, vor allem hinsichtlich ihrer Korngröße, typische Vertreter der geothermischen Hauptreservoire in Norddeutschen Becken sind, kann zurzeit einer Bestimmung der Porosität mittels Computertomograph nicht der Vorzug gegeben werden.

7.6 Vergleich der Methoden der Porositätsbestimmung

7.6.1 Vergleich der Porositäten der Auftriebsmethode mit den Porositäten der Helium-Methode

(K. NOWAK)

Im Vergleich der Verfahren der Porositätsbestimmung mittels Helium- und Auftriebsmethode wurden 101 Datenpaare miteinander verglichen. Sechs Datenpaare wurden als Ausreißer nicht bewertet.

Dabei zeigte sich, dass die Porositäten beider Verfahren mit einem Korrelationskoeffizienten (R) von 0,76 deutlich miteinander korrelieren (Abbildung 7-16). Die Auftriebsporositäten erreichen Werte von 7,2-32,6% und liegen im Mittel bei 22,0%, während die Heliumporositäten Werte von 9,5-38,5% und im Mittel 27,8% erreichen (Abbildung 7-17). Letztere Werte fallen damit zumeist deutlich höher aus mit im Mittel 6,4% höhere Porositätswerten.

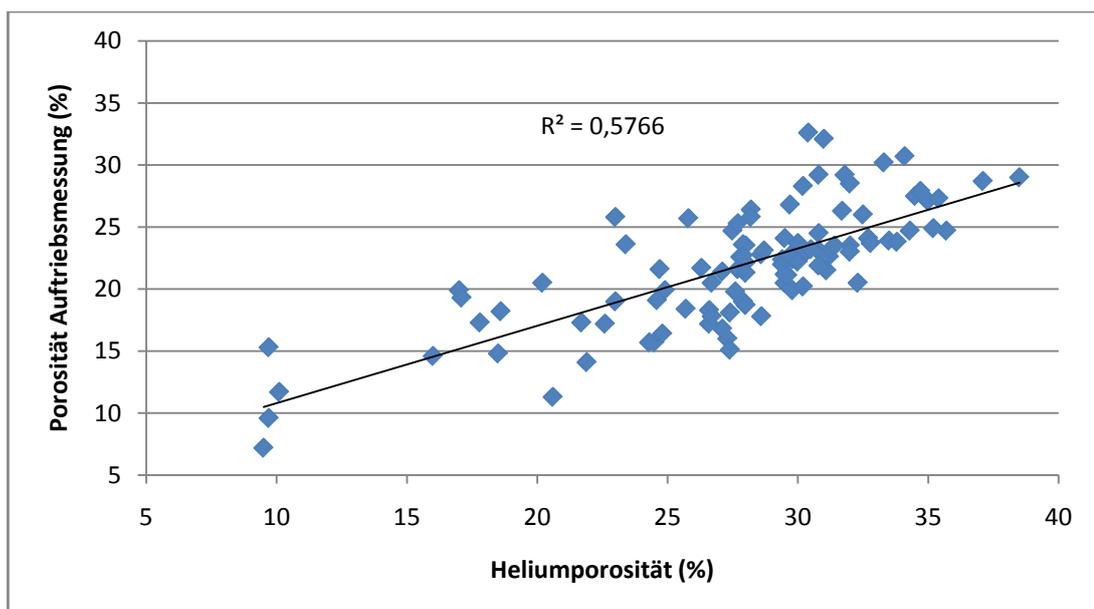


Abbildung 7-16: Korrelation der Heliumporositäten mit den Auftriebsporositäten.

Dabei sind die Heliumporositäten nicht in allen Fällen höher als die Auftriebsporositäten. Bei neun Datenpaaren (8%) ist dies nicht der Fall. Auffällig ist dabei, dass dies in acht von neun Fällen Schilfsandsteinproben sind (Heterolithe, zementierte Rinnensandsteine und feinkörnige Schichtsandsteine). Diese Unterschiede zwischen Helium- und Auftriebsporositäten scheinen demnach zum Teil eine Abhängigkeit von der Gesteinsart zu besitzen. Eventuell kommt es bei der Auftriebsmethode durch die lange Lagerung in

Wasser zu Lösungsprozessen bzw. auch zum Ausspülen von Feinkornanteilen, wodurch höhere Porositäten ermittelt werden.

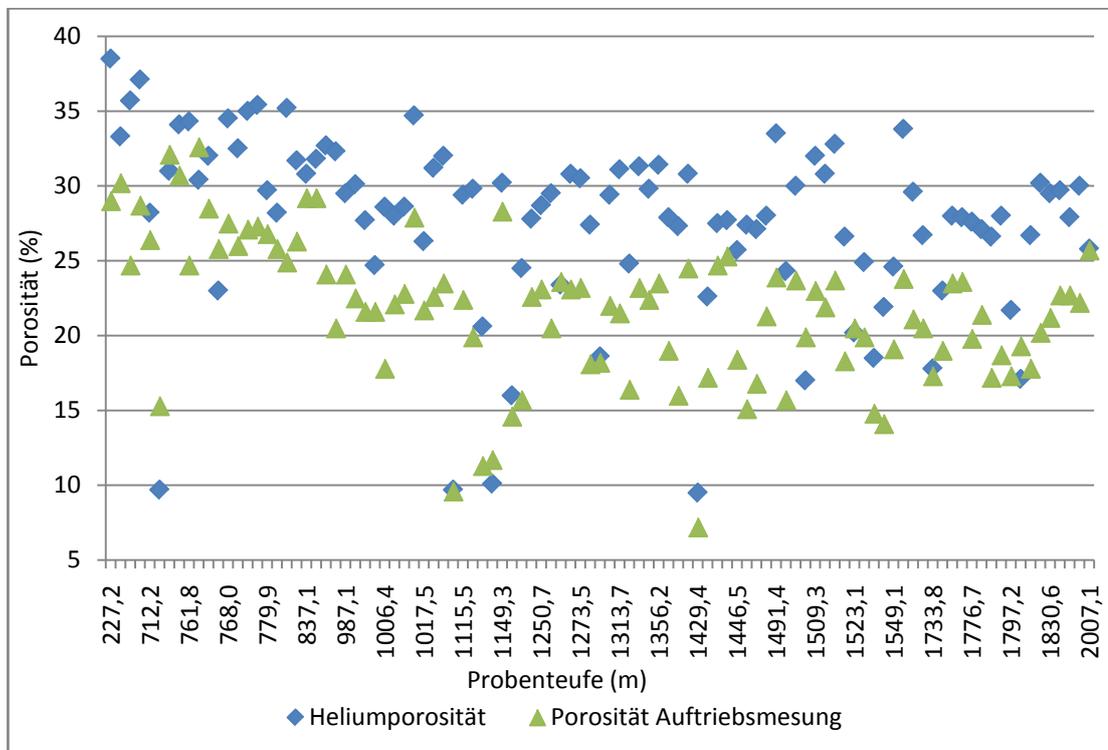


Abbildung 7-17: Porositäten der Heliummethode und der Auftriebsmethode im Vergleich.

Die Matrixdichte der untersuchten Sandsteine kann nach der Formel (7-6) aus den Parametern, die bei der Auftriebsmethode bestimmt werden, errechnet werden. Dabei zeigt sich, dass die Matrixdichte basierend auf den ermittelten Parametern sehr starke Schwankungen von 1,8 - 3,5 g/cm³ aufweist. Die Matrixdichte der untersuchten Sandsteine sollte bei 2,65 g/cm³ liegen, da dies der Dichte von Quarz entspricht. Daher wurden die Porositätswerte der Auftriebsmethode so korrigiert, dass sich jeweils eine Matrixdichte von 2,65 g/m³ ergibt (Formel (7-7)). Die Korrelation dieser so korrigierten Porositäten der Auftriebsmethode mit denen der Heliummethode ergibt einen deutlich höheren Korrelationskoeffizienten von 0,92 (Abbildung 7-18). Es ist mit dieser Korrektur also eine deutlich bessere Übereinstimmung der Werte der Auftriebsmethode mit denen der Heliummethode möglich.

(7-6)

$$\sigma_M = \frac{MT * \sigma}{(MN - MAuf)} / \left(1 - \frac{NP}{100}\right)$$

(7-7)

$$NP = 100 - \left(100 * \frac{MT * \sigma}{\sigma M * (MN - MAuf)} \right)$$

NP	-	Nutzporosität (%)
MN	-	Nassgewicht (mg)
MT	-	Trockengewicht (mg)
MAuf	-	Auftriebsgewicht (mg)
σ	-	Dichte des Fluids (kg/m ³)
σM	-	Matrixdichte des Gesteins (kg/m ³)

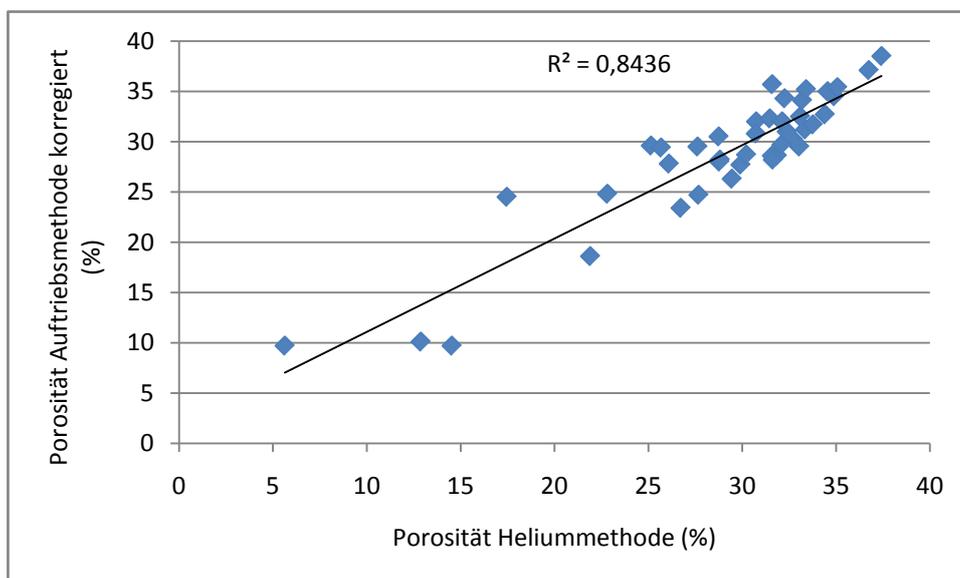


Abbildung 7-18: Korrelation der Porositäten der Heliummethoden mit den korrigierten Porositäten der Auftriebsmethode.

7.6.2 Vergleich der Porosität nach Bildanalyse mit den weiteren Methoden

(M. FRANZ)

Die Ergebnisse der verschiedenen Methoden der Porositätsbestimmung weisen prinzipielle Unterschiede hinsichtlich ihrer Beträge auf. Da es sich bei den Methoden um indirekte Verfahren handelt, sind die Ergebnisse im Einzelnen zu werten bzw. zu wichten. Bei der **Auftriebswägung** wird der nutzbare Porenraum mit Wasser gefüllt und dessen Volumen bestimmt. Da die Sättigung unter Unterdruck in einem Exsikkator vorgenommen wird, ist sichergestellt, dass auch kleinere Porenräume in die Messung einbezogen werden (Sättigungskurve). Aufgrund von Haftwasser bzw. Gasen in Kleinstporenräumen ist der Nutzporenraum, der mit dieser Methode ermittelt wird, tendenziell eher etwas zu gering. Da jedoch in der Tiefengeothermie

strömendes Wasser als Trägermedium Verwendung findet, sind die Ergebnisse dieser "Wasserdruckporosität" jedoch ein verlässlicher Richtwert.

Die Bestimmung der Porosität an Dünnschliffen, manuell mittels **Punktzählung** sowie durch **automatische Bildanalyse**, liefert vergleichbare Ergebnisse wie die Auftriebswägung (Abbildung 7-19). Bei den genannten Methoden werden an drei Dünnschliffen, jeweils einer senkrecht zu jeder Raumachse, die optisch erkennbaren Poren summiert und über die vermessene Fläche intergriert (Flächenporosität). Im Vergleich zur manuellen Punktzählung weisen die mittels automatischer Bildanalyse erzielten Porositäten eine größere Streuung auf. Insgesamt liefern die genannten Methoden ein ähnlich realistisches Abbild des Nutzporenraumes wie die Auftriebswägung.

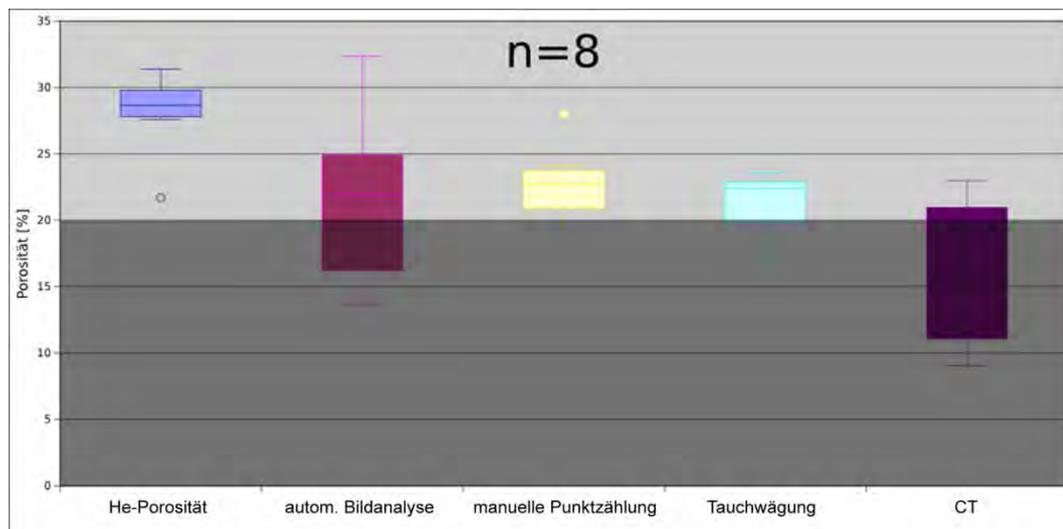


Abbildung 7-19: Referenzprobensatz zum Ergebnisvergleich der He-Porosität (Heliuminjektion), automatischen Bildanalyse, manuellen Punktzählung, Tauchwägung sowie Computertomographie (blau).

Grundsätzlich höhere Porositätswerte werden mit der **He-Porosität** erzielt. Da hier der Nutzporenraum mit Helium gefüllt (Heliuminjektion) und dessen Volumen gemessen wird, handelt es sich um eine "Gasdruckporosität". Die systematisch höheren Werte, vor allem im Vergleich zur "Wasserdruckporosität", erklären sich aus der geringeren Viskosität der Prüfsubstanz (Abbildung 7-19). Dadurch sind die erzielten Porositätswerte jedoch als tendenziell etwas zu hoch einzuschätzen, vor allem mit Hinblick auf eine Nutzung von strömendem Wasser als Trägermedium in der Tiefengeothermie.

Die **Computertomographie** liefert dagegen tendenziell zu niedrige Werte, vor allem im Vergleich zur Tauchwägung: Bei der Bewertung der Ergebnisse ist jedoch eine mögliche Funktion der Korngröße zu beachten. Wie aus Abbildung 7-19 ersichtlich, sind die CT-Porositäten für Proben mit einer Korngröße $>0,15$ mm durchaus vergleichbar mit den aus der Auftriebswägung.

7.6.3 Porosität und Permeabilität vs. Granulometrie

(M. FRANZ)

7.6.3.1 Granulometrie - Korngröße

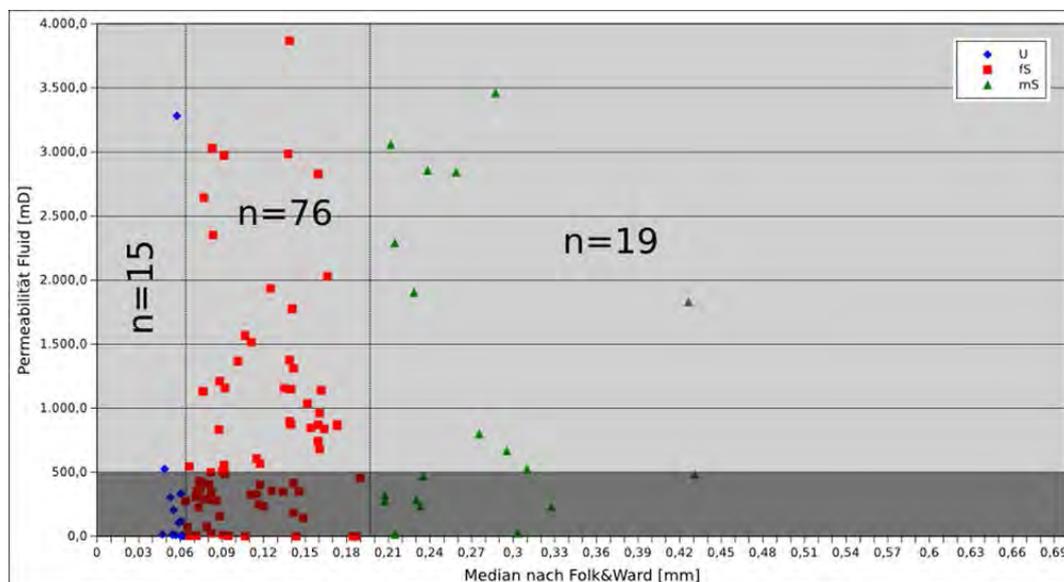


Abbildung 7-20: Permeabilität (Fluid) vs. Median der Korngröße (Probensatz $n=110$). Proben der Korngrößen U und mS sind unterrepräsentiert (vgl. Abbildung 7-13). Von 76 Proben der Korngröße fs erreichen 40 Proben ($\sim 50\%$) Permeabilitäten >500 mD.

Insbesondere die Korngröße wirkt sich direkt auf die Größe der Einzelporen und damit auf die Nutzporosität und insbesondere die Permeabilität aus. Vereinfacht ausgedrückt sind bei feinkörnigen Gesteinen wie Schluffen und sehr feinkörnigen Sandsteinen keine ausreichenden Permeabilitäten für eine Nutzung aus tiefergeothermischen Reservoiren zu erwarten (Abbildung 7-20, Abbildung 7-21). Die Chancen genügender Permeabilitäten (>500 mD) steigen ab einer **Korngröße $>0,15$ mm** statistisch gesehen exponentiell an.

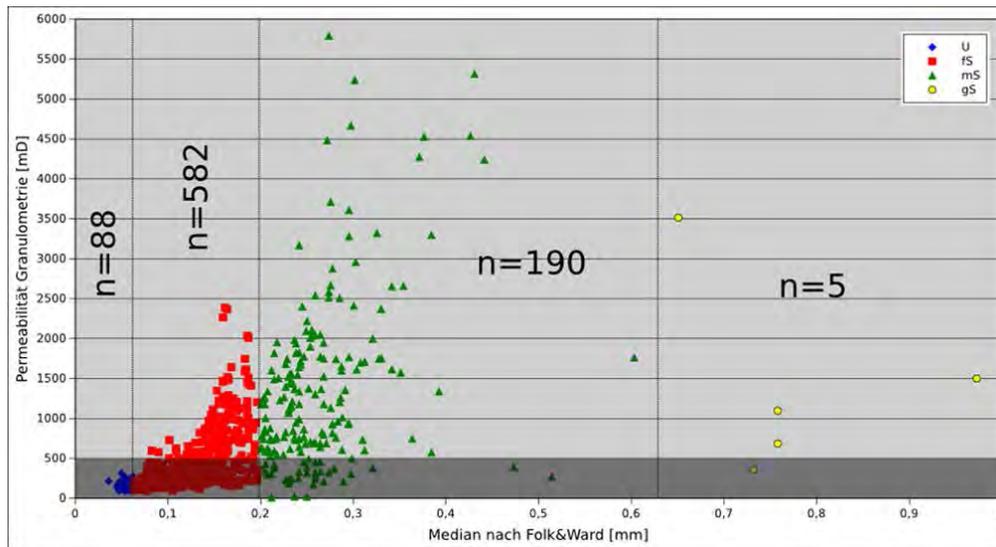


Abbildung 7-21: Permeabilität (aus KGV) vs. Median (n=865), Proben der Korngröße gS unterrepräsentiert, >500 mD erreichen von der Korngröße U: 0 Proben (0%), von der Korngröße fs: 148 Proben (~25%), von der Korngröße mS: 153 Proben (~81%)

7.6.3.2 Granulometrie - Sortierung

Sehr gute bis gute Sortierung der Sandsteine gewährleisten statistisch gesehen gute Chancen auf genügende Permeabilitäten (>500 mD) des Reservoirs. Bereits bei **moderater Sortierung >0,8** (nach FOLK & WARD) steigt dagegen das Risiko ungenügender Permeabilitäten deutlich an (Abbildung 7-22, Abbildung 7-23).

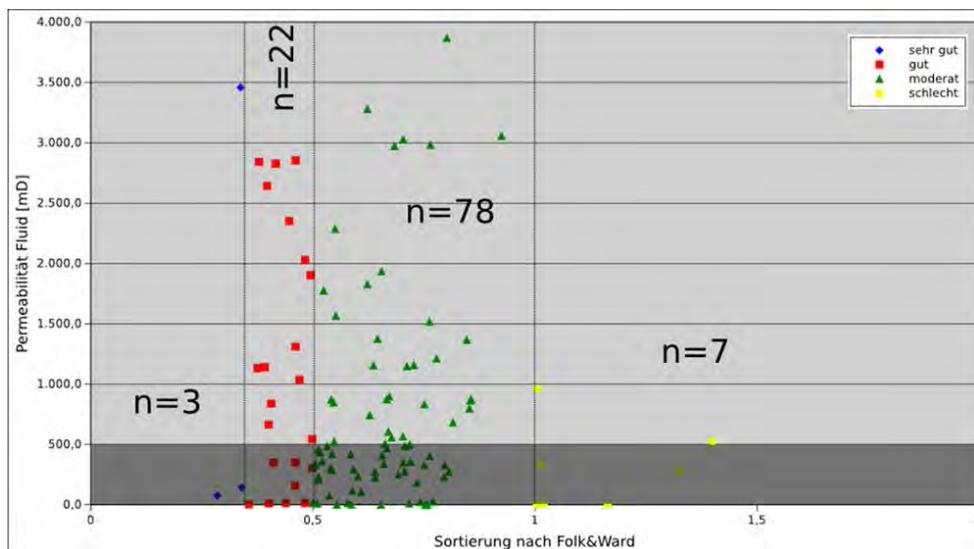


Abbildung 7-22: Permeabilität (Fluid) vs. Sortierung (n=110), sehr gute und schlechte Sortierung unterrepräsentiert (vgl. Abbildung 7-15), >500 mD erreichen 14 gut sortierte Proben (~64%) und 31 moderat sortierte Proben (~40%)

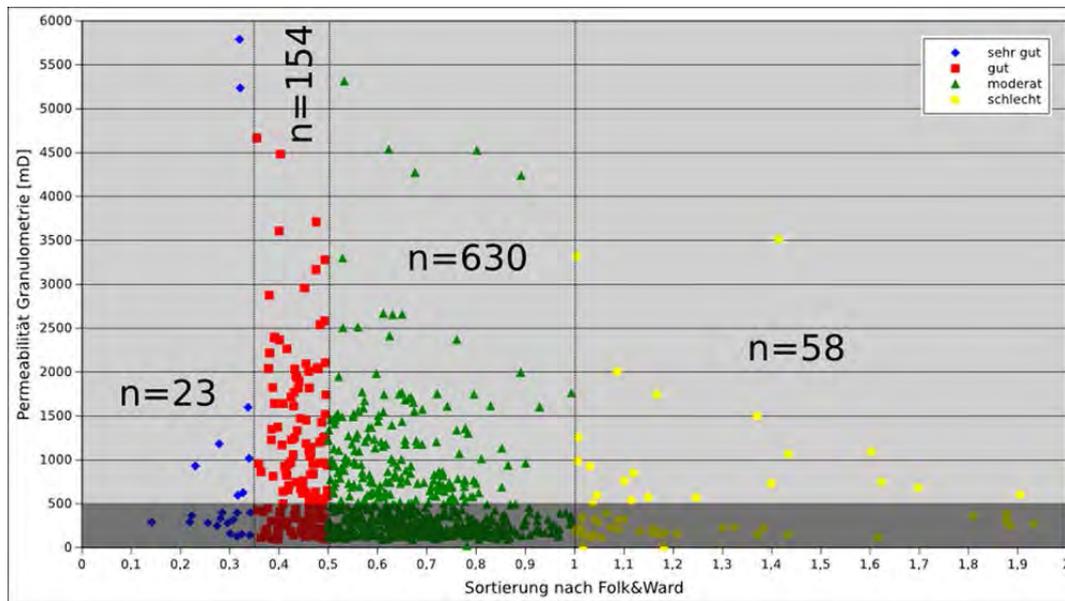


Abbildung 7-23: Permeabilität (aus KGV) vs. Sortierung (n=865), sehr gut sortierte Proben unterrepräsentiert, >500 mD erreichen 86 gut sortierte Proben (~56%), 191 moderat sortierte Proben (~30%) und 20 schlecht sortierte Proben (34%).

7.6.3.3 Granulometrie - Schiefe

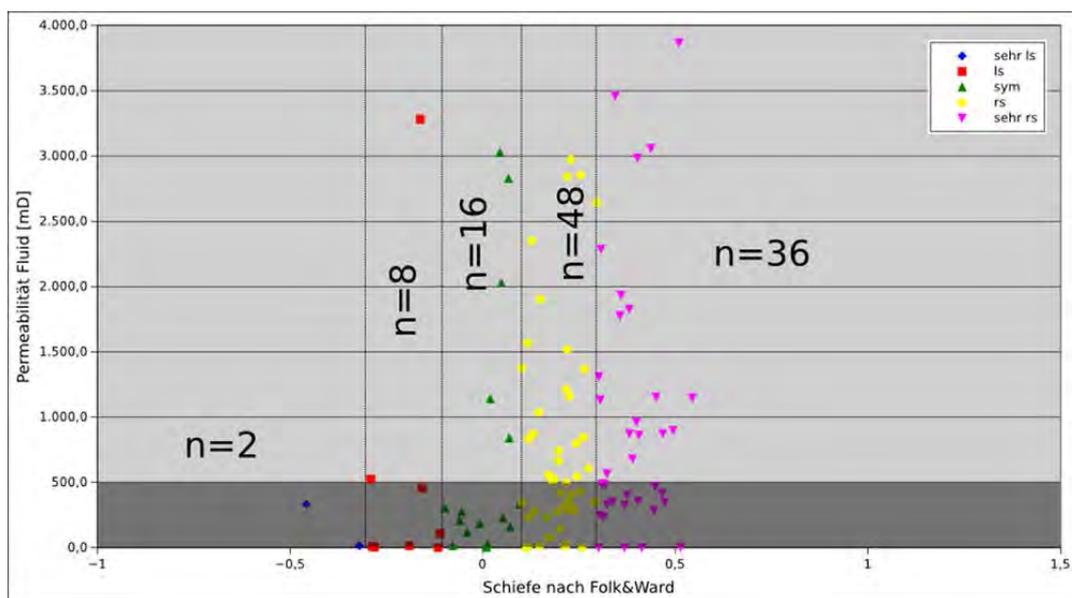


Abbildung 7-24: Permeabilität (Fluid) vs. Schiefe (n=110), sehr linksschiefe, links-schiefe und symmetrische Proben unterrepräsentiert (vgl. Abbildung 7-17), >500 mD erreichen 25 rechtsschiefe Proben (~52%) und 20 sehr rechtsschiefe Proben (~55%).

Sandsteine, deren Korngrößenverteilungen symmetrisch bis rechts schief sind, gewährleisten statistisch gesehen gute Chancen auf genügende Permeabilitäten (>500 mD) des Reservoirs. Idealerweise sollten Schiefewerte von -0,2 bis 0,5 vorliegen (Abbildung 7-24, Abbildung 7-25).

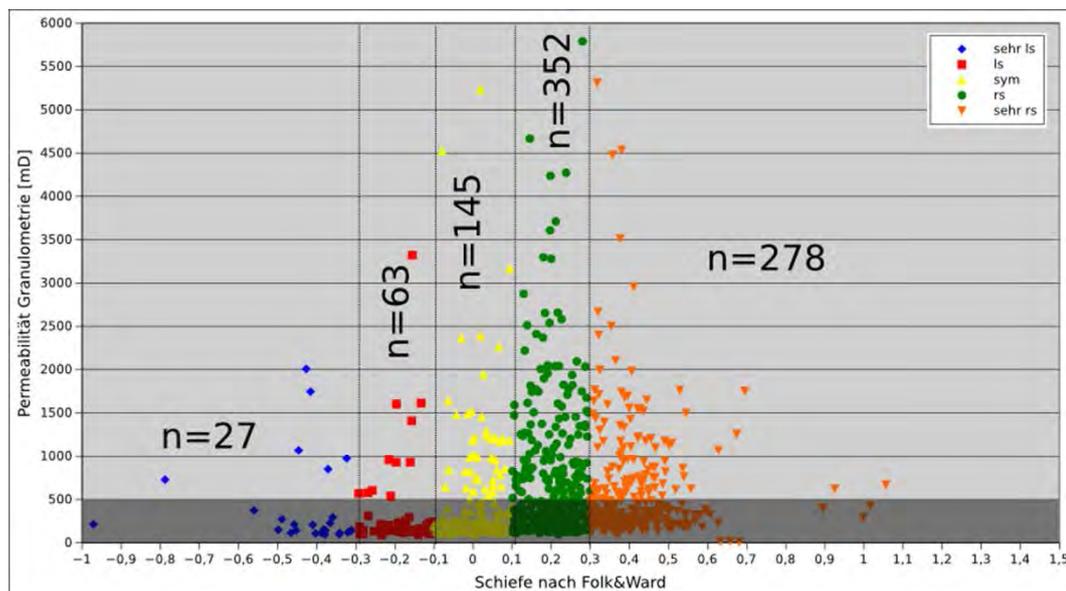


Abbildung 7-25: Permeabilität (aus KGV) vs. Schiefe (n=865), sehr linksschiefe Proben unterrepräsentiert, >500 mD erreichen 11 linksschiefe Proben (17%), 45 symmetrische Proben (31%), 138 rechtsschiefe Proben (39%), 105 sehr rechtsschiefe Proben (38%).

7.6.4 Porosität und Permeabilität vs. Lithofazies

(M. FRANZ)

7.6.4.1 Porosität vs. Lithofazies

Die Porositätswerte schwanken nur in geringem Maße hinsichtlich ihrer Zuordnung zu Faziesassoziationen. Dies trifft sowohl für die fluviatilen Ablagerungsräume des Schilfsandsteins als auch für die fluvio-deltaischen Ablagerungsräume des Rhäts bzw. Doggers zu.

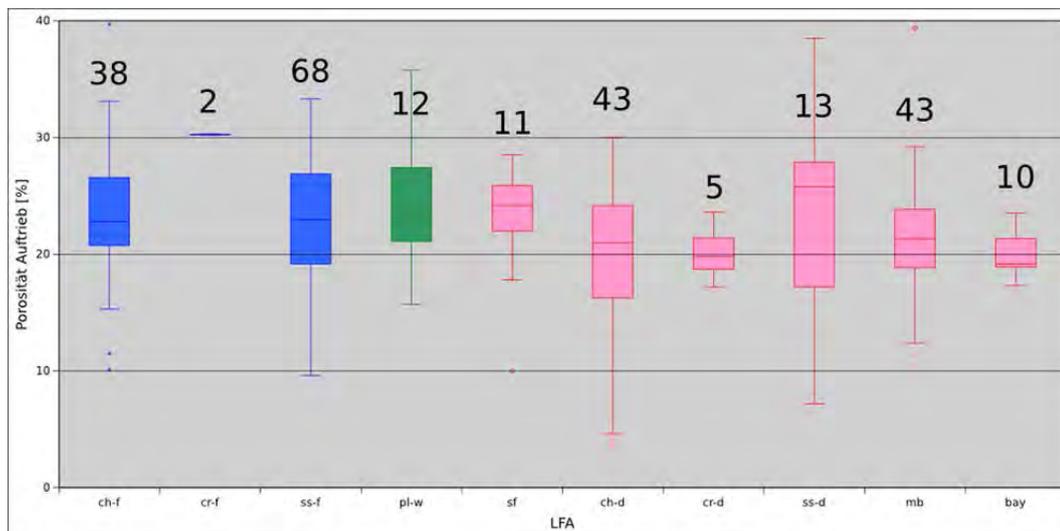


Abbildung 7-26: Porositäten (Tauchwägung) der FA, ein Großteil der Werte übersteigt 20%. Ch - Rinne, cr - Deichbruchfächer, ss - Schichtsand, f - fluviatil, d - deltaisch, pl-w - feuchte Playa, sf - silizkl. Küste, mb - Mündungsbarre, bay - Zwischenrinnenbucht.

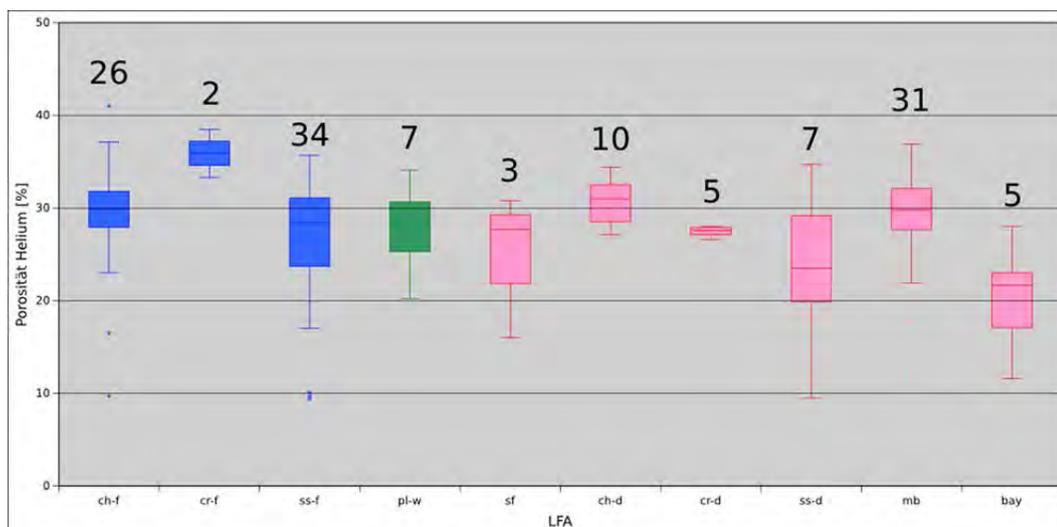


Abbildung 7-27: Porositäten (Helium) der FA. Die Porositätswerte liegen systematisch bis zu 10% höher als bei der Tauchwägung, ein Großteil der Werte übersteigt 20%. Abkürzungen siehe Abbildung 7-26.

Da ein Großteil der Porositätswerte über den einer tiefengeothermischen Nutzung genügenden 20% liegt, entsteht hier der verfälschte Eindruck, dass grundsätzlich alle Faziesassoziationen für eine entsprechende Nutzung in Frage kommen. Die bereits unter Kapitel 7.6.1 beschriebenen Unterschiede zwischen den Beträgen der Porositätswerte aus Tauchwägung und He-Porosimetrie können auch hier aufgezeigt werden (Abbildung 7-26, Abbildung 7-27).

7.6.4.2 Permeabilität vs. Lithofazies

Ein deutlich differenzierteres Bild zeichnet sich bei einem Vergleich der Permeabilitäten der verschiedenen Faziesassoziationen ab. Sowohl in den fluviatilen Ablagerungsräumen des Schilfsandsteins als auch fluviodeltaischen Ablagerungsräumen des Rhäts bzw. des Doggers sind genügende Permeabilitäten (>500 mD) an Sandsteine der Rinnenfazies- bzw. rinnen nahen Faziesassoziationen geknüpft (Abbildung 7-28).

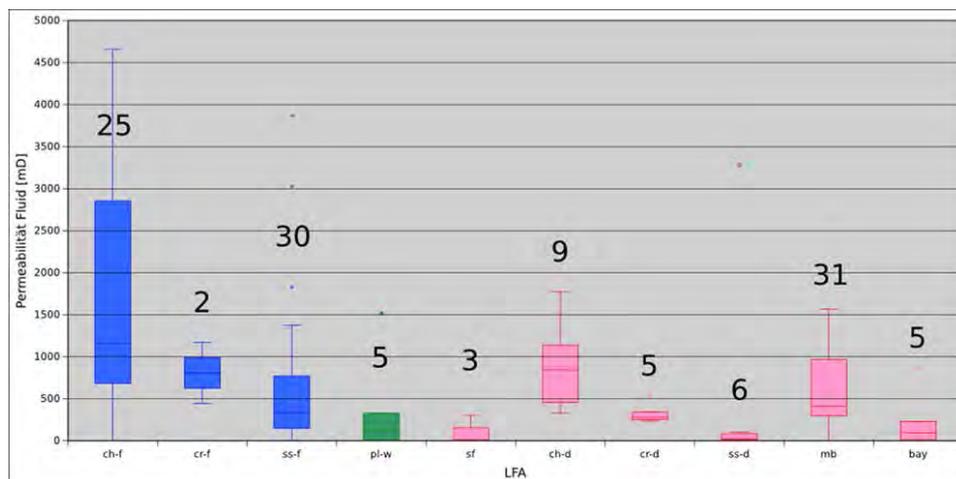


Abbildung 7-28: Permeabilitäten (Fluid) der FA (n=121). Einige der Faziesassoziationen sind allerdings nur mit einem geringen Werteumfang belegt. Abkürzungen siehe Abbildung 7-26.

Für den Schilfsandstein sind die folgenden FA für eine Nutzung als tiefengeothermisches Reservoir geeignet:

- Mäandrierende Rinnen (ch-f) Median: 1.154,9 mD (n=25)
- Deichbruchfächer (cr-f) Median: 807,5 mD (n=2)

Die folgenden FA sind hinsichtlich einer tiefengeothermischen Nutzung mit einem hohen Risiko behaftet:

- Schichtflutsande (ss-f) Median: 337,8 mD (n=30)
- Mündungsbarren (mb-f) Median: 157,8 mD (n=4)

Für das Rhät und den Dogger sind die folgenden FA für eine Nutzung als tiefengeothermisches Reservoir geeignet:

- Fluviodeltaische Verteilerrinnen (ch-d) Median: 846,2 mD (n=9)
- Mündungsbarren (mb) Median: 408,5 mD (n=31)

Die folgenden FA sind hinsichtlich einer tiefengeothermischen Nutzung mit einem hohen Risiko behaftet:

- Siliziklastische Küste (sf) Median: 8,7 mD (n=3)
- Deichbruchfächer (cr-d) Median: 280,2 mD (n=5)
- Schichtflutsande (ss-d) Median: 21,1 mD (n=6)
- Zwischenrinnenbucht (bay) Median: 95,5 mD (n=5)

7.6.5 Abhängigkeit der Porosität von der Tiefe

(M. WOLFGRAMM)

Die Porositäten und Permeabilitäten nehmen mit zunehmender Tiefe grundsätzlich ab (Abbildung 7-29). Das ist vor allem deshalb der Fall, weil mit zunehmender Versenkung der Gesteine die Diagenese zur Minderung des Porenvolumens führt. Bis etwa 1.000 m überwiegt dabei die mechanische Diagenese mit der Kompaktion, anschließend sorgt die chemische Diagenese mit der Bildung von Mineralen zu einer weiteren Porositätsminderung.

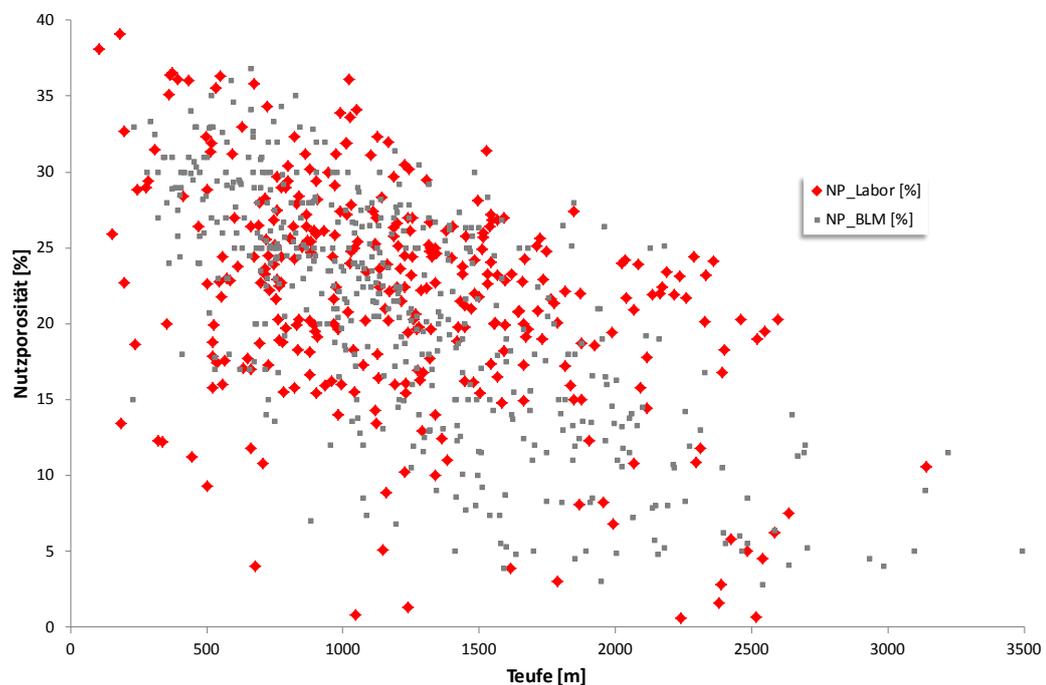


Abbildung 7-29: Nutzporositäten (Mittelwerte für stratigraphische Horizonte) für verschiedene Sandsteine im Norddeutschen Becken (n=343 Laborwerte, n=476 Bohrlochmessungen; n-gesamt=ca. 7.000).

Aus den bohrungsbezogenen Porositätsdaten lässt sich aussagen, dass die Porositäten im Mittel mit einer Rate von ca. 20% je 1.000 m abnehmen (Tabelle 7-4). Sind es in 1.000 m 32%, so sinken die Werte bis 2.000 m auf 26% und bis 3.000 m auf 20%. Ist die Anfangsporosität geringer, so sinken die Werte von z.B. von 16% bei 1.000 m auf 10% bei 3.000 m.

Tabelle 7-4: Abschätzung der teufenbezogenen Abnahme der Porosität (grobe Abschätzung) für verschiedene Anfangsporositäten.

Teufe [m]	Porosität [%]			
	40	30	20	10
0	40	30	20	10
1.000	32	24	16	8
2.000	26	19	13	6
3.000	20	15	10	5

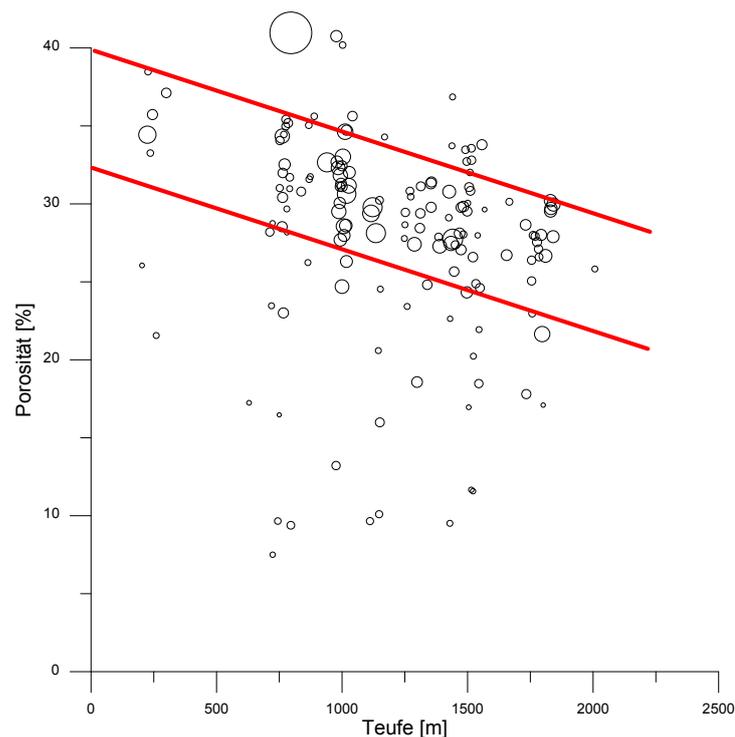


Abbildung 7-30: Abhängigkeit der Porosität von der Tiefe für die analysierten Kerne (n=150). Die Kreise repräsentieren den mittleren Kerndurchmesser von 0,68 mm (größter Kreis) zu 0,06 mm (kleinster Kreis).

Für die im Rahmen dieser Studie untersuchten Gesteine liegen Kernporositäten und -permeabilitäten von 150 Proben vor. Parallel wurden mittels Siebanalysen die Kornparameter ermittelt. In Abbildung 7-30 und Abbil-

Abbildung 7-31 zeigt die Kernporositäten und -permeabilitäten gegen die Entnahmetiefe geplottet. Zusätzlich gibt die Größe der jeweiligen Kreise an, wie groß der mittlere Korndurchmesser (Median) ist. Es zeigt sich sehr klar die Abnahme von Porosität und Permeabilität mit der Tiefe, zudem wird ersichtlich, dass eine Abhängigkeit von der Korngröße vorhanden ist. So zeigen die gröberen Sandsteine (größerer Median) höhere Anfangsporositäten. Die Abnahme der Porosität erfolgt mit in etwa gleichem Gradienten, wie bei den primär geringer porösen Sandsteinen, die Abnahme um 20% je 1.000 m bestätigt sich hierbei in etwa. Die Abnahme der Permeabilität erfolgt ebenfalls.

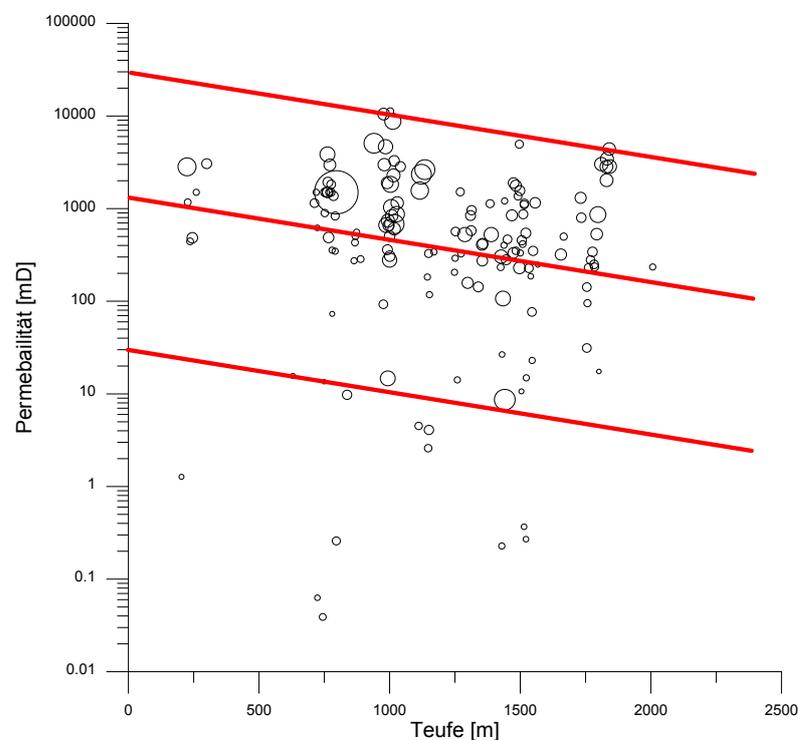


Abbildung 7-31: Abhängigkeit der Permeabilität von der Tiefe für die analysierten Kerne (n=150). Die Kreise repräsentieren den mittleren Kerndurchmesser von 0,68 mm (größter Kreis) zu 0,06 mm (kleinster Kreis).

7.7 Zusammenfassung und Vergleich

In diesem Abschnitt wurden die Ergebnisse aller petrographischen Untersuchungen dokumentiert. Berücksichtigt sind dabei nicht die Analysen, die mittels bohrlochgeophysikalischen Analysen erfolgten (Abschnitt 5.2). Insgesamt wurden folgende Methoden angewendet:

1. Porosität und Permeabilität entsprechend Laboruntersuchungen an Bohrkernen (Helium-Porosität, Wasser-Permeabilität)
2. Porosität entsprechend Tauchwägung
3. Permeabilität/Durchlässigkeit entsprechend Siebanalyse
4. Porosität/Permeabilität nach Dünnschliffintegration (Sehnenschnittverfahren)
5. Porosität entsprechend manueller Dünnschliffintegration (Punktzählung)
6. Porosität entsprechend Computertomographie und
7. Porosität entsprechend automatischer Bildanalyse

Es ist davon auszugehen, dass die Werte nach Laboruntersuchungen (Heliumporosimetrie etc.) die genauesten Werte liefern, jedoch erfordern diese Untersuchungen einen hohen materiellen und zeitlichen Aufwand. Die weiteren Methoden sind überwiegend einfacher zu realisieren und sind teilweise sogar „Abfallprodukt“ anderer Analysen (Dünnschliffintegration). Die jeweils ermittelten Werte der unterschiedlichen Methoden wurden jeweils mit den Laborwerten verglichen.

Die Werte der Tauchwägung (Auftriebsmethode) korrelieren mit denen der Helium-Porosimetrie (Korrelationsfaktor ca. 75%). Zumeist sind die Werte der Tauchwägung niedriger als die Heliumporositäten.

Mittels Siebanalyse lässt sich entsprechend unterschiedlicher Verfahren der k_f -Wert/Permeabilität abschätzen. Diese Methode ist relativ grob. Es treten Abweichungen (Differenz) von der Wasserpermeabilität von 100% auf, allerdings ist die Größenordnung der ermittelten Werte vergleichbar. Beträgt die Wasserpermeabilität also 100 mD, könnte die Permeabilität nach Siebanalyse max. 200 mD sein, bei 10 mD eben 20 mD etc.

Mittels Dünnschliffintegration wird ebenfalls eine Porosität bestimmt, die aufgrund des „Schnitteffektes“ grundsätzlich zu niedrig ausfällt. Die im Rahmen dieser Studie durchgeführten Untersuchungen zeigen, dass sie im Durchschnitt um 37% geringer ist. Eine im Dünnschliff ermittelte Porosität von ca. 20% entspricht so einer Heliumporosität von ca. 30%. Auch diese Methode ist somit nur für grundsätzliche Zuordnungen (gering, mittel und hoch porös) geeignet. Über das Sehnenschnittverfahren lässt sich eine Kornsummenverteilung der Probe ermitteln, welche Porenraumzemente berücksichtigt. Über diese Kornverteilung lässt sich wiederum eine Permeabilität abschätzen. Die sich ergebenden Werte sind ebenfalls nur für Zuordnungen von Durchlässigkeiten verwendbar.

Die Werte der Computertomographie und der automatischen Bildanalyse liefern wie auch die Tauchwägung grundsätzlich zu niedrige Werte. Es lässt sich aussagen, dass zur Bestimmung der absoluten Porositäten und Permeabilitäten die Labormessungen am geeignetsten sind. Aus den Siebanalysen lassen sich der Größenordnung nach realistische Permeabilitäten ermitteln. Die Tauchwägung liefert ebenfalls realistische, wenn auch meist etwas zu geringe Werte. Alle anderen Verfahren sind nur geeignet, um eine Größenordnung der Permeabilität und Porosität anzugeben.

Porosität und Permeabilität nehmen mit der Tiefe erwartungsgemäß ab. Ursachen sind zunehmende Kompaktion und Diagenese. Dabei sind die Anfangsporositäten und -permeabilitäten der Sandsteine mit größerem mittleren Korndurchmesser höher. Porosität und Permeabilität korrelieren miteinander.

Die Porositäten und Permeabilitäten variieren in Abhängigkeit vom Fazies-typ. Die Porositäten und Permeabilitäten der Verteilerrinnenfazies sind grundsätzlich am höchsten, die der Schicht- und Mündungsbarrensandsteine sind teilweise ebenfalls hoch, sind aber großen Schwankungen unterlegen. Die Porositäten und Permeabilitäten weiterer Faziestypen sind im Durchschnitt gering und nur selten hoch.

8 *Synthese der Faziestypen und hydraulischen Parameter*

8.1 *Definition geothermisches Reservoir*

(M. WOLFGRAMM)

Mindestparameter, die für die Nutzung einer geothermischen Energiegewinnung notwendig sind, werden immer wieder dokumentiert und sind für das NDB bei WOLFGRAMM et al. (2014) dokumentiert:

- Mächtigkeit: >20 m
- Nutzporosität: >25 %
- Permeabilität: >500 mD
- Produktivität: $75 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{MPa}$
- Temperatur: >60°C (Wärme), >120°C (Strom)
- geringes Lösungs- und Fällungspotenzial der Fluide/Gesteine

Zum Betrieb einer geothermische Dublette sollte ein Produktivitätsindex von $75 \text{ m}^3/(\text{h}\cdot\text{MPa})$ erreicht werden können, in Einzelfällen könnten auch $50 \text{ m}^3/(\text{h}\cdot\text{MPa})$ ausreichend sein. Der Produktivitätsindex ist definiert als:

$$PI = \frac{Q}{\Delta p} \quad (8-1)$$

Δp	- Absenkung des Wasserspiegels	[m], [bar] oder [MPa]
Q	- Förderrate, Volumenstrom	[m ³ s ⁻¹]

Dieser ist rein physikalisch für gleiche p/T/x-Bedingungen identisch mit dem Injektivitätsindex II. Weiterhin ist die Darcy-Dupuit'sche Brunnengleichung von großer Bedeutung, welche definiert ist als:

$$Q = 2 \cdot \pi \cdot k_f \cdot M \cdot \frac{\Delta p}{\ln \frac{R}{r}} \quad (8-2)$$

k_f	- Durchlässigkeitsbeiwert	[m s ⁻¹]
M	- effektive Mächtigkeit des Aquifers	[m]
R	- Reichweite des Absenktrichters	[m]
r	- Radius des Bohrloches	[m]
π	- Kreiszahl, 3,14	

Der k_f -Wert ergibt nach der Formel zur Definition der Permeabilität:

$$k_f = \frac{k \cdot \rho_F \cdot g}{\mu} \quad (8-3)$$

k	- Permeabilität	[mD = 10 ⁻⁹ m ²]
ρ_F	- Dichte des Fluids	[kg m ⁻³]
μ	- Viskosität des Fluids	[mPa x s]

Vollständigkeithalber lässt sich die Reichweite nach SICHARD wie folgt errechnen:

$$R = 3000 \Delta p \cdot \sqrt{k_f} \quad (8-4)$$

Da es sich bei der vorliegenden Studie um eine zur hydraulischen Eignung von Sandsteinen handelt, und entsprechend der Formeln 8-1 bis 8-4 hierbei die Mächtigkeit und Permeabilität die relevanten Parameter sind (vgl. WOLFGRAMM et al. 2004, 2014), müssen für die weiteren Kenngrößen realistische Annahmen getroffen werden (Tabelle 8-1). Als Bohrungsdurchmesser wird ein „typischer“ von 8 1/2“ verwendet. Weiterhin wird davon ausgegangen, dass der Aquifer 2 km tief ist. Dem entsprechend liegt die Salinität bei 200 g/l (vgl. WOLFGRAMM et al. 2011). Entsprechend der bei BIRNER et al. (2013) dokumentierten Vorgehensweise und der in Tabelle 8-1 dokumentierten Prognosen berechnen sich die Dichte nach MAO & DUAN (2008) und die Viskosität nach MAO & DUAN (2009). Deutliche Änderungen der in Tabelle 8-1 angegebenen Werte liefern Werte für die Produktivität, die bis zu 15 % abweichen. Entsprechend der oben

dokumentierten Formeln lässt sich eine Abhängigkeit von effektiver Sandsteinmächtigkeit und mittlerer Permeabilität bestimmen, welche in Abbildung 8-1 dokumentiert ist. Für eine effektive Sandsteinmächtigkeit von ca. 20 m bei einer mittleren Permeabilität von 500 mD lassen sich Produktivitäten von ca. $50 \text{ m}^3/(\text{h}\cdot\text{MPa})$ erreichen (Tabelle 8-2), d.h. es kann eine Förderrate von $50 \text{ m}^3/\text{h}$ bei einer Absenkung des Druckspiegels von 1 MPa (ca. 10 bar, entspricht ca. 100 m Wassersäule bei einer Dichte von 1 g/cm^3) realisiert werden. Bei ca. 30 m Sandsteinmächtigkeit sind es bereits $75 \text{ m}^3/(\text{h}\cdot\text{MPa})$ und bei 40 m sogar $100 \text{ m}^3/(\text{h}\cdot\text{MPa})$, wie in Tabelle 8-2 und Abbildung 8-1 ersichtlich. Sind die Mächtigkeiten geringer, müssen die Permeabilitäten deutlich höher sein. Bei Mächtigkeiten von ca. 10 m sind bereits Permeabilitäten von 1.000 mD notwendig.

Tabelle 8-1: Festlegung der Parameter für die Bestimmung der Permeabilität und Sandsteinmächtigkeit.

Parameter	Wert
Tiefenlage [m]	2.000
Temperatur _{Aquifer} [K]	353 (80°C)
Schichtdruck [bar]	210
Salinität [g/l]	200
Salinität _{NaCl} [mol/kg]	3,422
Bohrungsdurchmesser [Zoll]	8 ½
Viskosität _{Fluid} [mPa s]	0,536
Dichte _{Fluid} [kg/m ³]	1097,3

Tabelle 8-2: Notwendige effektive Sandsteinmächtigkeit bei Permeabilitäten von 500, 1.000, 2.000 mD zum Erreichen von Produktivitäten von 50, 75, 100 $\text{m}^3/(\text{h}\cdot\text{MPa})$.

Produktivität [m ³ /(h*MPa)]	Effektive Sandsteinmächtigkeit [m] bei		
	500 mD	1.000 mD	2.000 mD
50	19,8	10,3	5,4
75	29,8	15,5	8,1
100	39,8	20,7	10,7

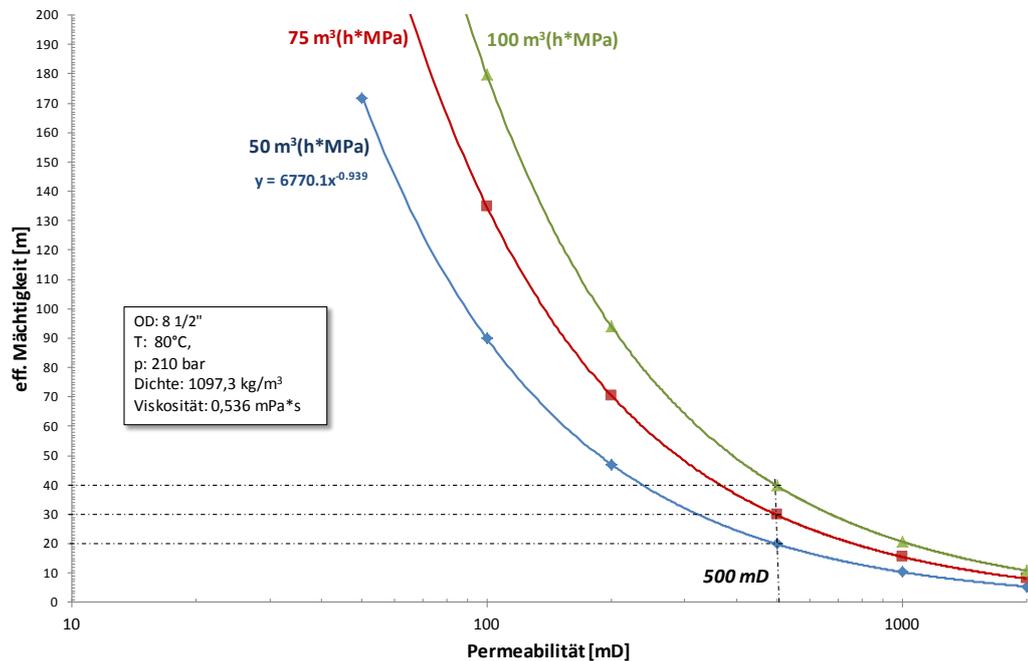


Abbildung 8-1: Effektive Sandsteinmächtigkeit vs. Permeabilität für eine Aquiferproduktivität von 50, 75 und 100 m³/(h*MPa).

8.1 Übertragung der Daten ins GeotIS

(M. FRANZ & M. WOLFGRAMM)

Bezüglich der Übernahme der Daten von „Sandsteinfazies“ in das GeotIS fanden mehrere Treffen statt, auf denen zum einen ein Teilnehmer des Projektteams an Projekttreffen von GeotIS teilnahm und dort die Ergebnisse von „Sandsteinfazies“ vorstellte, zum anderen fanden aber drei Treffen statt, bei denen konkret über die Übernahme der Daten gesprochen wurde. Das wichtigste Treffen hierfür fand am 22.08.2013 in Hannover statt. Dort wurden konkrete Vorschläge durch M. Wolfgramm vor dem GeotIS-Team vorgestellt und in der anschließenden Diskussion wurden die Möglichkeiten diskutiert. Dabei wurden zum einen technische Details geklärt, wie die Form der Übergabe als Shape-Files inklusive relevanter Excel-Tabellen und einer Kurzdokumentation. Zum anderen wurde auch über die Inhalte gesprochen. Die Wünsche des GeotIS-Teams waren hierbei:

- Übergabe von Karten für die relevanten Horizonte, keine zusammengefassten Karten;
- Auf diesen Karten könne eine Vereinfachung (z.B. Darstellung von 3 Klassen) erfolgen;
- Übergabe einer Tabelle mit der Oberkante der relevanten Horizonte auf Basis der z.T. durchgeführten Neuinterpretation;

-
- Übergabe von Mächtigkeitkarten der Sandsteine (für die einzelnen Horizonte)
 - Eine weitere Vereinfachung sollte erst im GeotIS selbst erfolgen.

Am 21.01.2014 fand das letzte Treffen statt. Dabei wurde vereinbart:

- Angabe der relevanten Horizonte für die jeweiligen stratigraphischen Abschnitte (jeweils durch G. Barth, J. Zimmermann, K. Nowak);
- Vorschlag für Klassen (jeweils durch G. Barth, J. Zimmermann, K. Nowak)
- Entscheidung zu Mächtigkeitkarten „Sandsteine“ (Angaben sind eigentlich in Klassen enthalten (<10 m, etc.))
- Erstellung von „Prognosekarten“ (K. Thorwart)
- Übergabe von Shape-Files und eines Erläuterungsberichtes an das LIAG (inkl. Karte mit Angabe zu Toplagen der Horizonte + Mächtigkeiten der Sandsteine)

Dabei sollten die Klassen eine Vereinfachung/Zusammenfassung der zu unterscheidenden Sandsteine enthalten, wie z.B. Sandsteine der Verteilerrinnen, Schichtsand, etc. Zudem sollten die Mächtigkeiten berücksichtigt sein (in Klassen wie: <10 m, 10-20 m, 20-40 m, >40 m oder ähnlich).

8.2 Potenzialbewertung

(M. FRANZ)

Basierend auf den vorliegenden faziellen Rekonstruktionen der Exter-Formation erfolgt die Bewertung des geothermischen Potenzials unter Einbezug der hydraulischen Eigenschaften. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden insgesamt drei unterschiedlich eingefärbte Bereiche ausgehalten, die ein geringes (rot), mäßiges (gelb) und hohes (grün) geothermisches Potenzial indizieren. In die Abgrenzung dieser drei Potenzialräume sind eingeflossen:

- Faziesassoziationen (z.B. Rinne, Schichtsand)
- Mächtigkeit der Ablagerung (kompakte Mächtigkeit der sandigen Fazies)
- Breite der rekonstruierten Faziesgürtel
- Dichte der Bohrungen, d.h. Informationen

Grüne Flächen (hohes Potenzial) weisen kompakte Sandsteine mit Mächtigkeiten >20 m der Faziesassoziationen fluviale Schwemmfächer, deltaische Verteilerrinnen und Mündungsbarren aus. Damit folgen diese

Flächen naturgemäß den rekonstruierten Schwemmfächer-Rinnen bzw. deltaischen Verteilerrinnen. Gelbe Bereiche mäßigen Potenzials beinhalten kompakte Sandsteine mit Mächtigkeiten von 10 bis 20 m der Faziesassoziationen fluviale Schwemmfächer, deltaische Verteilerrinnen, distale Uferdeich-/Deich-bruchsande, Mündungsbarren und Schichtssande. Kompakte Sandsteine mit Mächtigkeiten unter 10 m werden als rote Flächen geringen Potenzials zusammengefasst. Auf den beiden Potenzialkarten der Reservoirs Rhät A und B wurde der Ablagerungsbereich der siliziklastischen Küste gesondert in grau ausgehalten, da sich hinter dieser Faziesassoziation ein möglicherweise bedingt nutzbares Reservoir verbirgt. Kernbearbeitungen in der Bohrung Dp Sgk 1/84 weisen Mächtigkeiten zwischen 10-20 m aus, höhere Mächtigkeiten sind dagegen in Schleswig-Holstein zu erwarten.

Zusätzlich wurden die Potenzialkarten mit Angaben zur Permeabilität ausgestattet, sofern an dieser Stelle Alt- oder Neudaten zur Permeabilität vorlagen. Auch hier wurde eine dreistufige Kategorisierung angewendet:

- Rot: geringe Permeabilität 0- 100 mD
- Gelb: mäßige Permeabilität 100-500 mD
- Grün: hohe Permeabilität >500 mD

Es ist zu beachten, dass die Darstellungen der Fazies und Hydraulik konkurrieren können. Dies liegt daran, dass auch geringmächtige Sandsteine entsprechend hohe Permeabilitätswerte erreichen können. Umgekehrt sind hohe Sandsteinmächtigkeiten nicht automatisch mit hohen Permeabilitätswerten verknüpft. Für die Potenzialbewertung eines Standortes sind deshalb unbedingt beide Parameter zu beachten.

Auf allen Potenzialkarten wurde nur die für die geothermische Erkundung vorgesehene Festlandfläche auf deutschem Staatsgebiet eingefärbt. Die Gebiete der Ostsee sowie angrenzender Nachbarländer wurden ausgeblendet.

8.3 *Schilfsandstein*

(K. Nowak)

Im Schilfsandstein ist die Nutzung von nur einem der beiden Horizonte (Unterer und Oberer Schilfsandstein) für eine geothermische Nutzung grenzwertig. Lokal werden ausreichende Mächtigkeiten von >20 m bei hohen Porositäten und Permeabilitäten erreicht. Die faziellen Änderungen der Sandsteinausbildung wechseln aber häufig bereits auf sehr kurzen Distanzen (wenige 100 m). Auch ist der Verlauf des mäandrierenden Flussver-

laufes schwer prognostizierbar. Eine Fläche mit Sandsteinmächtigkeiten >20 m (gut geeigneter Bereich) kann für den Schilfsandstein nicht angegeben werden. Auch innerhalb der Rinnengürtel können starke Sandsteinmächtigkeitsschwankungen von 0-35 m auftreten, da es auch innerhalb des Rinnengürtels Bereiche gibt, die im unmittelbaren Überschwemmungsgebiet liegen, aber nie davon betroffen waren bzw. an denen die Rinne auch durch Mäanderdurchbruch vorbeiziehen kann.

Von insgesamt 295 untersuchten Bohrungen im nordostdeutschen Raum erreichen ohne Berücksichtigung der Faziesverteilung 60 Bohrungen (20%) eine effektive Sandsteinmächtigkeit >20 m im Schilfsandstein. In nur 31 Bohrungen (10 %) werden effektive Sandsteinmächtigkeiten >30 m erreicht. Maximal erreicht der Schilfsandstein mit Unterem und Oberem Schilfsandstein zusammen effektive Sandsteinmächtigkeiten von 56 m (E Schwaan 1b/76).

Für eine geothermische Nutzung müssen beide Schilfsandsteinhorizonte berücksichtigt werden. Es werden aber im Folgenden für die Einbindung ins GeotIS die Geopotenzialkarten einzeln für den Unteren und Oberen Schilfsandstein dargestellt.

Dabei werden in den jeweiligen Kartenregionen mit folgenden Eigenschaften als mäßig geeignete Bereiche eingestuft:

- Mächtigkeiten >10 m
- Porositäten $>20\%$
- Permeabilitäten >500 mD

Die pedogene und lakustrine Überflutungsebene wird mit Sandsteinmächtigkeiten <10 m als nicht geeignet bewertet.

Gut geeignete Bereiche mit Mächtigkeiten >20 m sind im Schilfsandstein nicht flächenhaft verfolgbar und lassen sich somit nicht mit hoher Sicherheit in einer Geopotenzialkarte als Fläche darstellen.

8.3.1 Reservoir Unterer Schilfsandstein

Im Unteren Schilfsandstein kommen geeignete Bereiche innerhalb der Rinnengürtel vor und werden durch die Rinnensande und die proximalen Deichdurchbruchsfächer gebildet. Die Rinnengürtel erreichen Breiten von ca. 8-17 km, im Norden vereinzelt auch bis zu 25 km. Die Rinnenbreite selbst erreicht nur 0,47-4 km (nach LEEDER 1973). Nach FIELDING und CRANE (1987) könnten sogar Rinnenbreiten von bis zu 15,4 km erreicht werden,

was aber aufgrund der räumlichen Faziesverteilung im Schilfsandstein eher unrealistisch ist.

Die Rinnensande erreichen folgende Werte:

- Mächtigkeiten von 8-31 m
- Porositäten 0,9-37%, im Mittel 27,3%
- Permeabilitäten 0,3-3.057,8 mD, im Mittel 1.059,8 mD

Geringpermeable Bereiche treten vor allem in Kernproben mit starker, lokaler Anhydritzementation auf, wobei dies zumeist kleinere Bereiche des Kernabschnitts betrifft und in Rinnensanden insgesamt von Permeabilitäten >1.000 mD ausgegangen werden kann.

Die Eignung der Deichdurchbruchsfächer für eine geothermische Nutzung ist sehr unterschiedlich. Vor allem proximale (rinnennahe) Bereiche besitzen gute Eigenschaften, während distale bis mediale Schichtsand­schüttungen, durch die häufigen Tonzwischenlagen eher schlechtere Eigenschaften besitzen.

Die proximalen Schichtsande erreichen folgende Werte:

- Mächtigkeiten von 5-35 m
- Porositäten 18,5-38,5, im Mittel 30,2%
- Permeabilitäten 67,7-3.867,9 mD, im Mittel 1.071,9 mD

Für die Mündungsbarren liegen keine Werte vor, da diese in keiner der untersuchten Kernbohrungen erfasst wurden. Es gibt aber Proben von del­taischen Sandsteinschüttungen im Endsee des Unteren Schilfsandsteins. Diese erreichen folgende Werte:

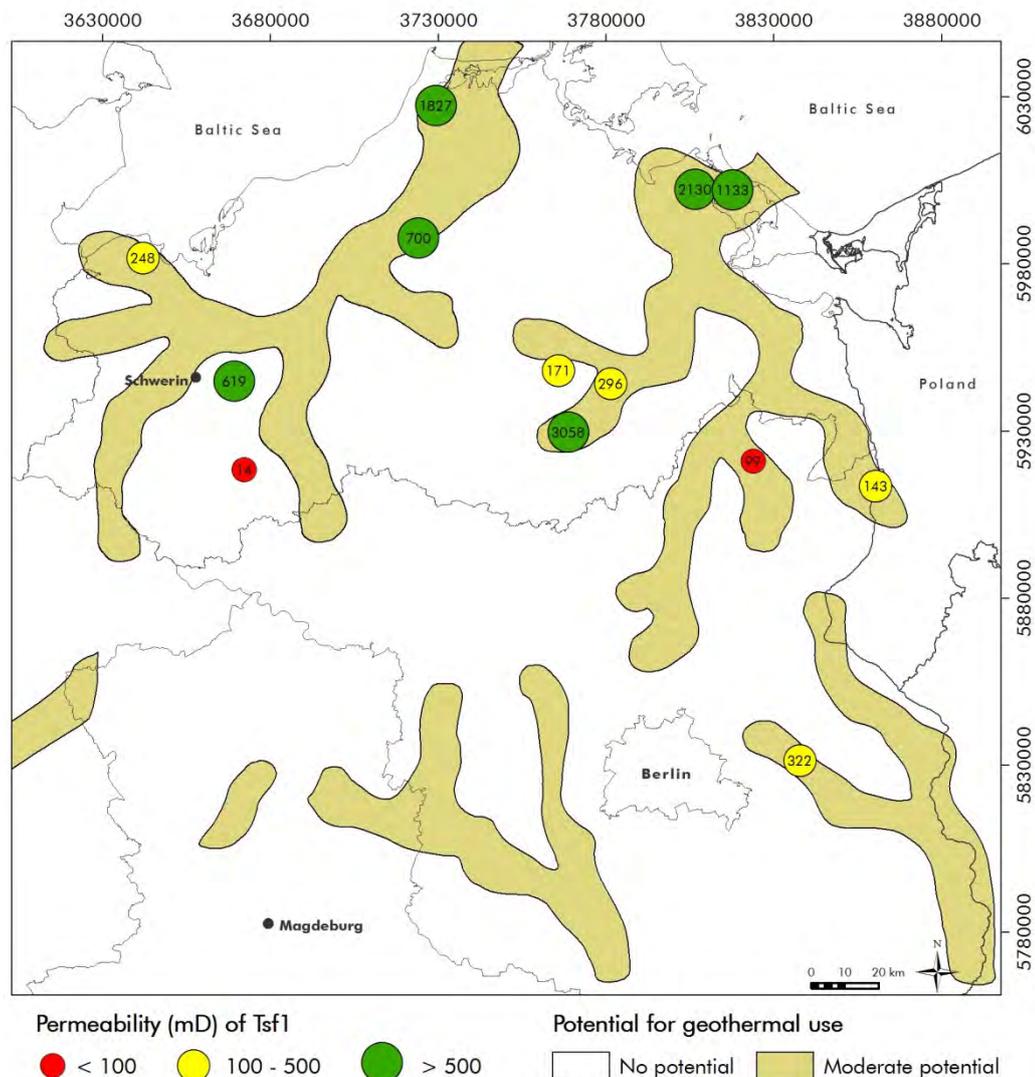
- Mächtigkeiten von <1-5 m
- Porositäten ca. 10,1-30,2%
- Permeabilitäten 2,6-328,2 mD, im Mittel 157,8 mD

Aus entsprechenden Bohrlochmesskurven wurde eine Sandsteinmächtig­keit der Mündungsbarren von im Mittel 14 m und maximal 21 m bestimmt. Zusammen mit den wahrscheinlich nur geringen Permeabilitäten von <200 mD sind sie für eine geothermische Nutzung eher nicht geeignet, werden aber in der Geopotenzialkarte aufgrund ihrer Mächtigkeit von häufig >10 m als mäßig geeignet dargestellt.

Auch Schichtsandsteine sind nicht geeignet mit:

- Mächtigkeiten von <1-10 m,
- Porositäten ca. 23,4-30,8%, im Mittel 28,1%,
- Permeabilitäten 14,2-1.516,2 mD, im Mittel 157,8 mD.

In der Potenzialkarte werden die Grenzen der Rinnengürtel und der Mündungsbarren für die Abgrenzung von geeigneten und nicht geeigneten Bereichen übernommen; ca. 63% der Bohrungen innerhalb des mäßig geeigneten Bereiches treffen auf Sandsteinmächtigkeiten >10 m. Außerhalb dieses Bereiches beträgt der Prozentsatz der Bohrungen mit Sandsteinmächtigkeiten >10 m 32%.



Abbildungung 8-2: Geopotenzialkarte des Unteren Schilfsandsteins.

8.3.2 Reservoir Oberer Schilfsandstein

Im Oberen Schilfsandstein liegen die geeigneten Bereiche mit den Rinnensanden und den proximalen Schichtandschüttungen ebenfalls innerhalb der Rinnengürtel. Die Rinnengürtel erreichen Breiten von ca. 8 km bis 12 km, im Norden vereinzelt auch bis zu 23 km und sind somit zumeist etwas schmaler ausgebildet als im Unteren Schilfsandstein. Die Rinnenbreite selbst erreicht 0,47-4,6 km (nach LEEDER 1973). Nach FIELDING und CRANE (1987) könnten sogar Rinnenbreiten von bis zu 15,4 km erreicht werden, was aber aufgrund der vergleichsweise schmalen Rinnengürtel eher unrealistisch ist.

Die Rinnensande erreichen folgende Werte:

- Mächtigkeiten von 8-35 m
- Porositäten 23-32%, im Mittel 29,2%
- Permeabilitäten 488-2.972mD, im Mittel 1.798,5 mD

Permeabilitäten <1.000 mD werden auf lokale Zementationen zurückgeführt, wobei vor allem die Anhydritzementation im Oberen Schilfsandstein sehr häufig den Hauptanteil an der Zementation bildet und auch in stärkerem Umfang auftritt als im Unteren Schilfsandstein.

Die Eignung der Deichdurchbruchsfächer für eine geothermische Nutzung ist sehr unterschiedlich. Vor allem proximale Bereiche besitzen gute Eigenschaften, während distale bis mediale Schichtandschüttungen durch die häufigen Tonzwischenlagen eher schlechtere Eigenschaften besitzen.

Die proximalen Schichtandsande erreichen folgende Werte:

- Mächtigkeiten von 5-33 m
- Porositäten 18,5-38,5%, im Mittel 30,0%
- Permeabilitäten 13,5-4.659,2 mD, im Mittel 1.279,6 mD

Die Rinnengürtel enden auf der trockenen Überflutungsebene in Form von weitgefächerten Schichtandschüttungen. Diese können ca. 10-17 km weit auf die Ebene hinausreichen, wobei die Sandsteinmächtigkeiten von proximalen zu distalen Bereichen deutlich abnehmen. Es werden hier die gleichen Werte wie für die proximalen Schichtandsande angenommen, da es keine Analysen aus diesen Schichtandschüttungen gibt.

Distale Schichtandsande auf der Überflutungsebene erreichen häufig effektive Sandsteinmächtigkeiten von wenigen Dezimetern. An solchen Sandsteinen

bestimmte Heliumporositäten liegen im Mittel bei 20,9% (9,7-31%) und erreichen Permeabilitäten von 0 mD bis 961,5 mD, im Mittel 252,8 mD.

In der Geopotenzialkarte werden die Grenzen der Rinnengürtel und ihrer terminalen Schichtsandfächer für die Abgrenzung von mäßig geeigneten und nicht geeigneten Bereichen übernommen; ca. 65% der Bohrungen innerhalb des mäßig geeigneten Bereiches treffen auf Sandsteinmächtigkeiten >10 m. Außerhalb dieses Bereiches beträgt der Prozentsatz der Bohrungen mit Sandsteinmächtigkeiten >10 m 26%.

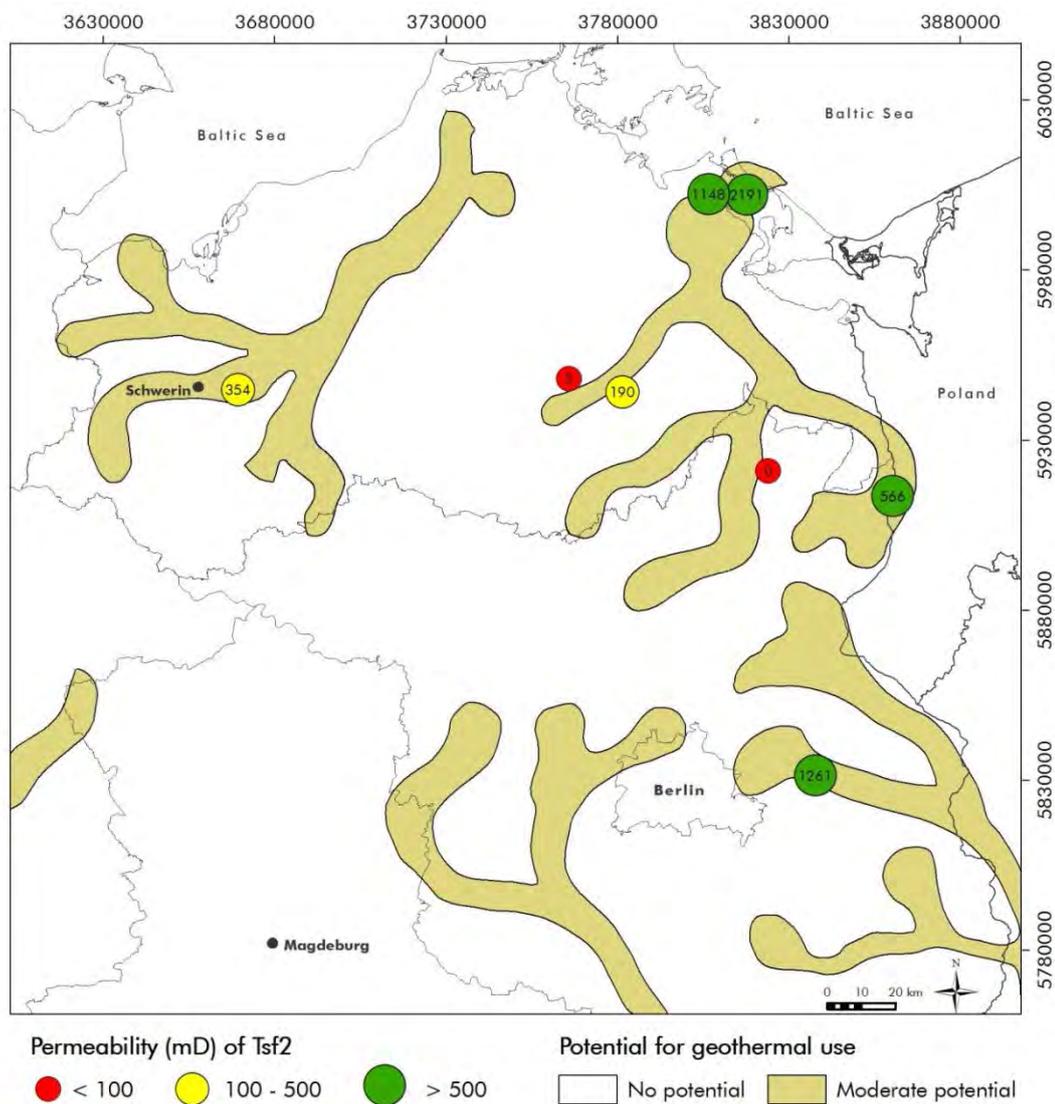


Abbildung 8-3: Geopotenzialkarte des Oberen Schilfsandsteins.

8.4 *Rhät*

(G. Barth)

8.4.1 **Reservoire Rhät A und Rhät B (Untere Exter-Formation II und III, GTr 18)**

In der Unteren Exter-Formation sind die Reservoire Rhät A und B tiefengeothermisch nutzbar. Die Reservoire sind in der Unteren Exter-Formation II bzw. III ausgebildet, in der Unteren Exter-Formation I konnten dagegen keine Reservoire festgestellt werden (siehe Abschnitt 3.2.2).

Am Standort Neubrandenburg haben die Reservoire Rhät A und B ihr hohes Potenzial für eine tiefengeothermische Nutzung bereits erwiesen. Prinzipiell beschränkt sich die Verbreitung der Reservoire auf den östlichen Teil des Norddeutschen Beckens. **Hohes Potenzial** für die tiefengeothermische Nutzung besitzen die Verteilerrinnen der fluvialen Schwemmfächer, die vom nördlichen Mecklenburg-Vorpommern bis in das nordwestliche Brandenburg übergriffen. Auf Grundlage von Aufschlussanalogstudien verwilderter Rinnen ohne natürliche Uferdeiche (FIELDING & CRANE 1987) sind "Rinnengürtel" folgender durchschnittlicher Breiten zu erwarten:

- Reservoir Rhät A: 34.854 m (Mittelwert)
- Reservoir Rhät B: 39.771 m (Mittelwert)

Innerhalb dieser "Rinnengürtel" ist die Wahrscheinlichkeit, eine Verteilerrinne anzutreffen, hoch. Derartige "Rinnengürtel" erstrecken sich über den Darß bis nach Neubrandenburg, westlich des Darß über den Raum Schwerin bis nach Brandenburg sowie bis in den Raum Hamburg. Weitere "Rinnengürtel" greifen östlich Rügen über Usedom bis nach Vorpommern über (Abbildung 8-4, Abbildung 8-5).

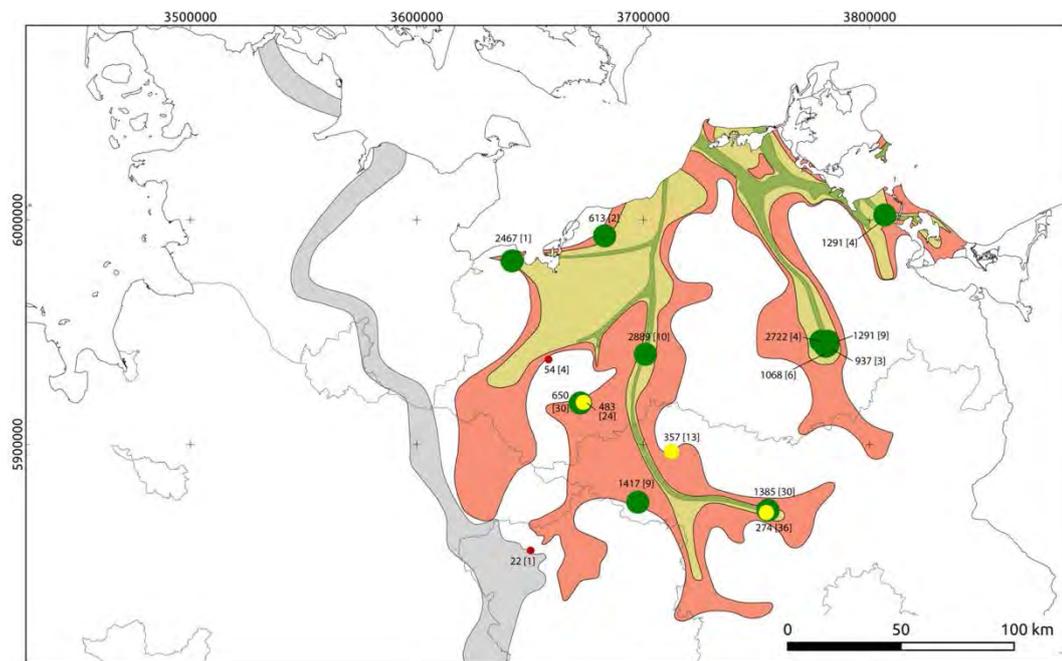


Abbildung 8-4: Geothermisches Potenzial des Reservoirs Rhät A. Kartengrundlage siehe Abbildung 4-22.

Insbesondere in Mecklenburg-Vorpommern sind die Sandsteine dieser "Rinnengürtel" charakterisiert durch:

- Mächtigkeiten > 20 m
- Porositäten > 20%
- Permeabilitäten > 500 mD

Mäßige bis geringe Potenziale sind in breiten Gebieten des westlichen Mecklenburgs, Vorpommerns und des nördlichen Brandenburgs vorhanden, in denen das Explorationsrisiko entsprechend hoch ist. Dies trifft insbesondere auf den Faziesgürtel der siliziklastischen Küste zu (grau hinterlegt in den Abbildung 8-4, Abbildung 8-5). Die übrigen Gebiete besitzen kein Potenzial für eine geothermische Nutzung.

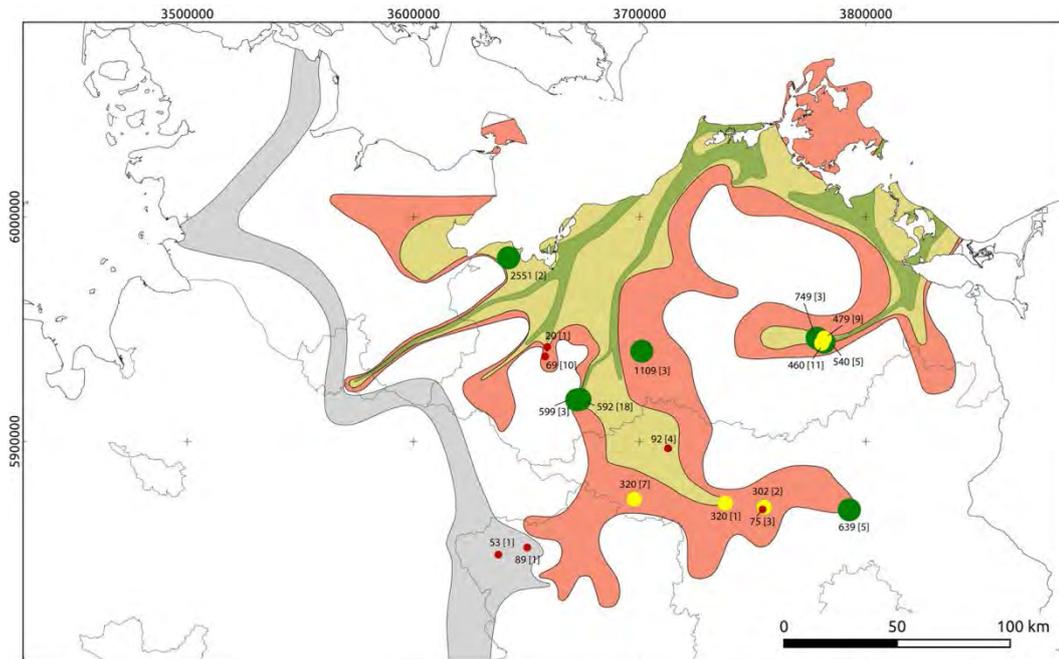


Abbildung 8-5: Geothermisches Potenzial des Reservoirs Rhät B. Kartengrundlage siehe Abbildung 4-23.

8.4.2 Reservoir Rhät C - Rhät F (Obere Exter-Formation, GTR 19-Rhätolias)

In der Oberen Exter-Formation sind die Reservoir Rhät C bis F tiefengeothermisch nutzbar. Die Reservoir Rhät C und D entsprechen dem "Contorta-Sandstein", der in den Contorta-Schichten bzw. dem Mittelrhät älterer Gliederungen ausgebildet ist. Das Reservoir E entspricht dem "Triletes-Sandstein", der in den Triletes-Schichten bzw. im Oberrhät älterer Gliederungen auftritt. Das Reservoir Rhät F entspricht dem Rhätolias (siehe 3.2.2).

Im Verlauf des Rhäts werden die Reservoir Rhät C-F nacheinander als Teil eines komplexen Vorbaus eines Fluss-dominierten Deltas gebildet, der zu Beginn des Lias abgeschlossen war. Aus diesem Grund erfolgt die Darstellung in Abbildung 8-6 summarisch.

An den Standorten Neustadt-Glewe und Waren haben die Reservoir Rhät C (Neustadt-Glewe) und Rhät F (Waren) ihr hohes Potenzial für eine tiefengeothermische Nutzung bereits erwiesen. Im Gegensatz zur Unteren Exter-Formation sind in der Oberen Exter-Formation potenzielle Reservoir quasi im gesamten norddeutschen Raum verbreitet. Lediglich im westlichen Niedersachsen und nordwestlichen Schleswig-Holstein treten keine Reservoir auf.

Hohes Potenzial für die tiefengeothermische Nutzung besitzen

- Deltäische Verteilerrinnen,
- proximale Uferdeich-/Deichbruchfächer,
- Mündungsbarren.

Die Verteilerrinnen spannen distributäre Netzwerke, die sich über das westliche Mecklenburg bis in den Raum Hamburg und das östliche Niedersachsen (Reservoir Rhät C), über die westliche Ostsee bis in das südliche Schleswig-Holstein (Reservoir Rhät D), über Usedom entlang des Unterlaufs der Oder (Reservoir Rhät E) sowie westlich Rügen über das östliche Mecklenburg bis nach Brandenburg (Reservoir Rhät F) erstrecken (Abbildung 8-6).

Auf Grundlage von Aufschlussanalogstudien an deltaischen Verteilerrinnen (OLARIU & BHATTACHARIA 2006) sind "Rinnengürtel", in denen Rinnen mäandrierten, folgender durchschnittlicher Breite zu erwarten:

- Reservoir Rhät C-F: 1.994 m (Mittelwert)

Zuzüglich proximaler Uferdeich-/Deichbruchsande, die diese Rinnen flankierten, können maximal 10 km breite Stränge ausgewiesen werden, in denen kompakte Sandsteine auftreten, die durch

- Mächtigkeiten > 20 m
- Porositäten > 20%
- Permeabilitäten > 500 mD

charakterisiert sind (Abbildung 8-6). Gebietsweise sind die Mächtigkeiten kompakter Sandsteine mit 50-70 m erheblich erhöht, so z. B. Marnitz-Ost, Rheinsberg und Zehdenick im Norden Brandenburgs. Diese besonders mächtigen Depozentren stehen vermutlich im Zusammenhang mit Ablagerungen an Salzstock-Randsenken. Vereinzelt scheint die Nähe zu einem Salzstock auch einen diagenetischen Einfluss auf die abgelagerten Sande zu haben: Beispielsweise wurden die kompakten Sandsteine in der Bohrung Hamburg-Allermöhe 1/97 nahezu vollständig mit Anhydrit zementiert.

Lateral schließen sich breitere Flächen an, die ein **mittleres Potenzial** bezüglich einer tiefengeothermischen Nutzung aufweisen. **Geringe Potenziale** sind flächenhaft sehr weit verbreitet, lediglich das westliche Niedersachsen weist flächenhaft kein Potenzial auf.

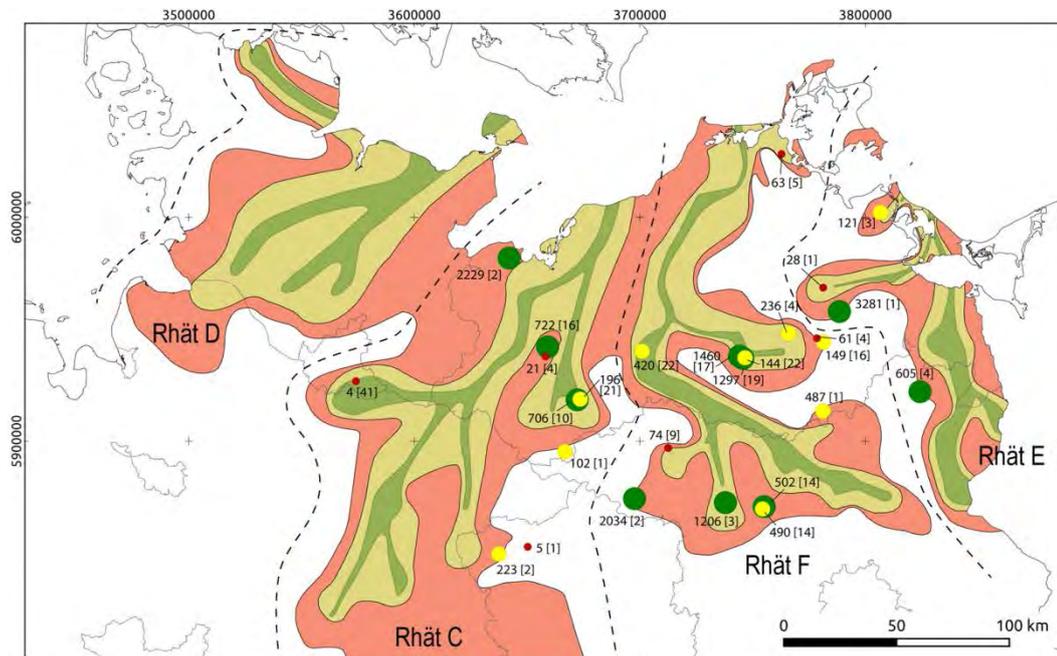


Abbildung 8-6: Geothermisches Potenzial der Reservoirs Rhät C-F. Die Reservoirs Rhät C und D entsprechen dem Contorta-Sandstein, das Reservoir Rhät E dem Triletes-Sandstein, die Reservoirs Rhät E und F wurden früher irrtümlich dem Contorta-Sandstein zugeordnet. Grundlage der Karte ist Abbildung 4-24.

8.5 Dogger

(J. ZIMMERMANN)

8.5.1 Reservoir Untertoarc (Bifrons Chrono)

Nach der maximalen Ausdehnung des Epikontinentalmeeres im Untertoarc (Tenuicostatum/Falciferum Chrono) progradierten im höheren Untertoarc und den folgenden Abschnitten des Lias und Doggers Fluss-dominierte Deltas aus Nordost in Richtung Süd und Südwest.

Im höheren Untertoarc greift ein verzweigtes Delta mit seinen randlichen Abschnitten aus Polen über Usedom bis in das östliche Mecklenburg und Brandenburg über.

Hohes Potenzial für die tiefegeothermische Nutzung besitzen

- deltalische Verteilerrinnen,
- proximale Uferdeich-/Deichbruchfächer,
- Mündungsbarren.

Auf Grundlage von Aufschlussanalogstudien an deltaischen Verteilerrinnen (OLARIU & BHATTACHARIA 2006) sind "Rinnengürtel", in denen Rinnen mäandrieren, folgender durchschnittlicher Breite zu erwarten:

- Reservoir Untertoarc: 1.333 m (Mittelwert)

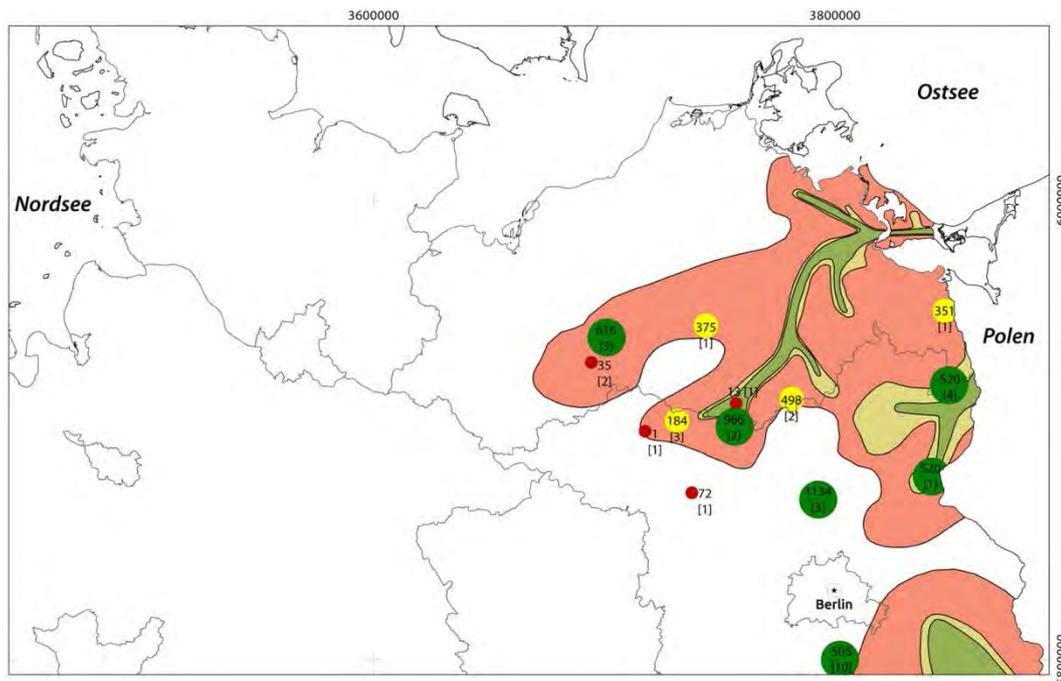


Abbildung 8-7: Geothermisches Potenzial des Reservoir Untertoarc.

Innerhalb dieser "Rinnengürtel" ist die Wahrscheinlichkeit, eine Verteilerrinne anzutreffen, hoch. Derartige "Rinnengürtel" sind lediglich über Usedom bis in das östliche Mecklenburg sowie im nordöstlichen Brandenburg ausgebildet (Abbildung 8-4). Die Sandsteine dieser "Rinnengürtel" sowie der Mündungsbarren sind charakterisiert durch:

- Mächtigkeiten > 20 m
- Porositäten > 20%
- Permeabilitäten > 500 mD

Lokal können die Permeabilitäten jedoch durch Zementation reduziert sein (Abbildung 8-7).

Mäßige bis geringe Potenziale sind in den breiten Gebieten Vorpommerns, im östlichen Mecklenburg sowie nordöstlichen Brandenburg vorhanden, in denen das Explorationsrisiko entsprechend hoch ist. Der übrige Raum des

Norddeutschen Beckens besitzt kein Potenzial für eine geothermische Nutzung.

8.5.2 Reservoir Obertoarc (Levesquei chrone)

Im Obertoarc greift ein verzweigtes Fluss-dominiertes Delta östlich Rügen über Vorpommern bis in das nördliche Brandenburg über.

Hohes Potenzial für die tiefengeothermische Nutzung besitzen

- deltaische Verteilerrinnen,
- proximale Uferdeich-/Deichbruchfächer,
- Mündungsbarren.

Auf Grundlage von Aufschlussanalogstudien an deltaisichen Verteilerrinnen (OLARIU & BHATTACHARIA 2006) sind "Rinnengürtel", in denen Rinnen mäandrierten, folgender durchschnittlicher Breite zu erwarten:

- Reservoir Obertoarc: 2.200 m (Mittelwert)

Innerhalb dieser "Rinnengürtel" ist die Wahrscheinlichkeit, eine Verteilerinne anzutreffen, hoch. Derartige "Rinnengürtel" sind lediglich in Vorpommern und im nördlichen Brandenburg ausgebildet (Abbildung 8-8). Die Sandsteine dieser "Rinnengürtel" sowie der Mündungsbarren sind charakterisiert durch:

- Mächtigkeiten >20 m
- Porositäten >20%
- Permeabilitäten >500 mD

Auch im Obertoarc können die Permeabilitäten lokal durch Zementation reduziert sein (Abbildung 8-8).

Mäßige bis geringe Potenziale sind im östlichen Mecklenburg, in Vorpommern und im nördlichen Brandenburg vorhanden. Dort ist das Erkundungsrisiko entsprechend hoch. Der übrige Raum des Norddeutschen Beckens besitzt kein Potenzial für eine geothermische Nutzung.

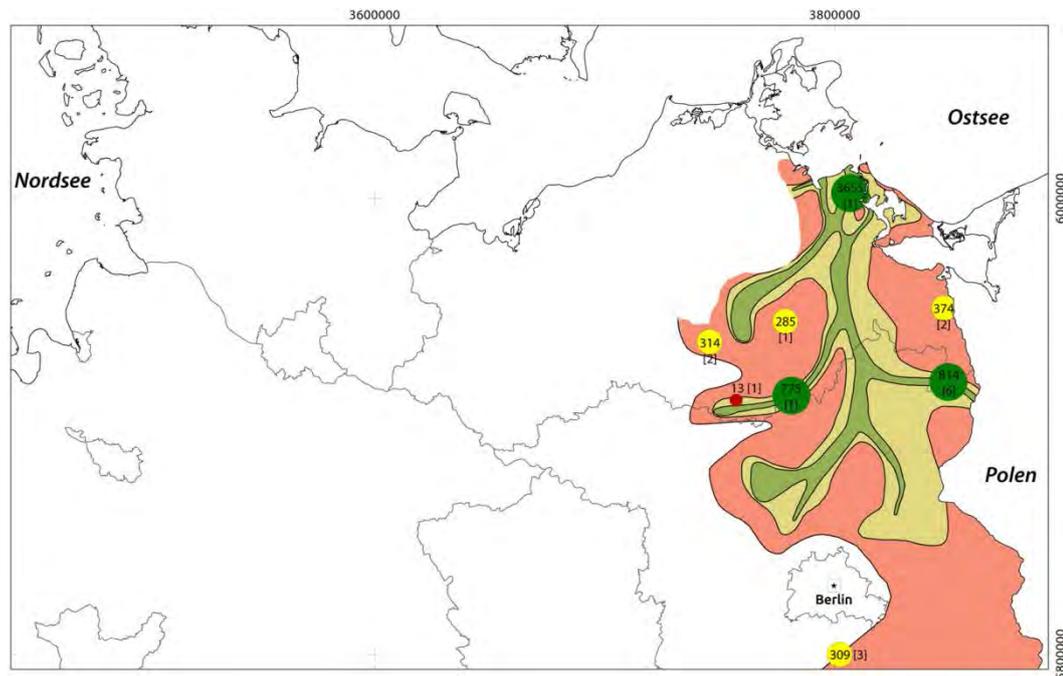


Abbildung 8-8: Geothermisches Potenzial des Reservoir Obertoarc.

8.5.3 Reservoire Oberaalen A und Oberaalen B

Ab dem Oberaalen greift ein verzweigtes Fluss-dominiertes Delta flächenhaft auf den nordostdeutschen Raum über und progradiert im Verlauf des Oberaalen sukzessive in Richtung West und Südwest.

Hohes Potential für die tiefengeothermische Nutzung besitzen

- deltaische Verteilerrinnen,
- proximale Uferdeich-/Deichbruchfächer,
- Mündungsbarren.

Auf Grundlage von Aufschlussanalogstudien an deltaischen Verteilerrinnen (OLARIU & BHATTACHARIA 2006) sind "Rinnengürtel", in denen Rinnen mäandrierten, folgender durchschnittlicher Breite zu erwarten:

- Reservoir Oberaalen A und B: 3.782 m (Mittelwert)

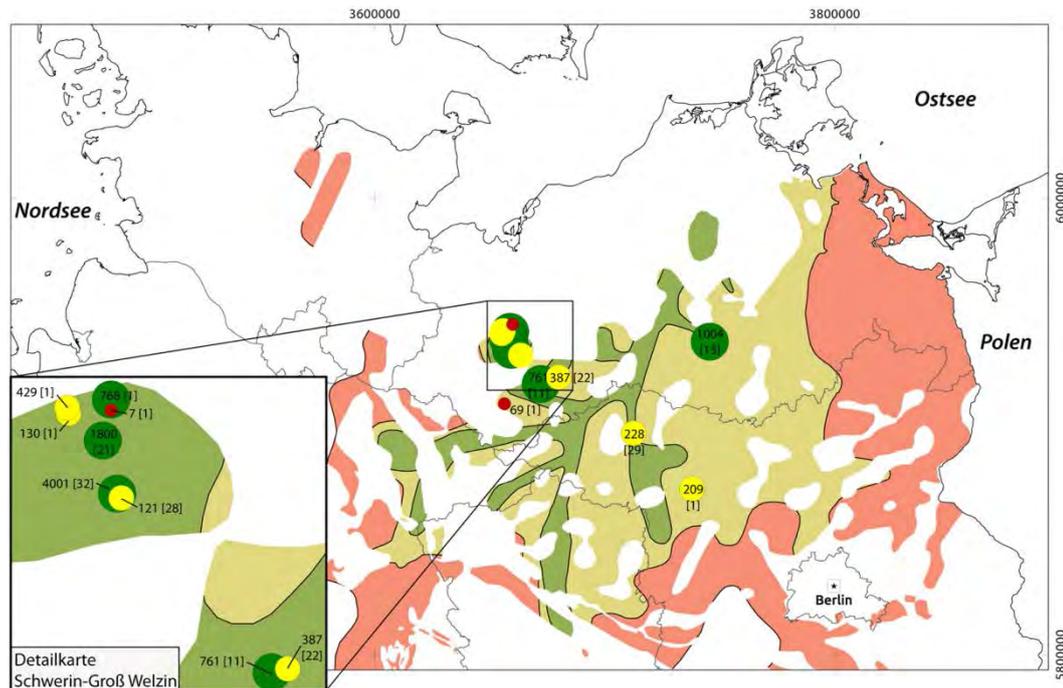


Abbildung 8-9: Geothermisches Potenzial des Reservoir Oberaalen A.

Innerhalb dieser "Rinnengürtel" ist die Wahrscheinlichkeit, eine Verteilerinne anzutreffen, hoch. Derartige "Rinnengürtel" sind im Oberaalen I (Murchisonae Chrono) westlich Rügen über den Darß bis in das westliche Mecklenburg, nordwestliche Brandenburg bis in das nördliche Sachsen-Anhalt und das nordöstliche Niedersachsen ausgebildet (Abbildung 8-9). Im Oberaalen II (Bradfordensis Chrono) greift die Verbreitung etwas weiter in Richtung Südwest über. Zusätzlich ist ein Deltaarm östlich Rügen bis in das nordöstliche Brandenburg ausgebildet (Abbildung 8-10). Die Sandsteine dieser "Rinnengürtel" sowie der Mündungsbarren sind charakterisiert durch:

- Mächtigkeiten > 20 m
- Porositäten > 20%
- Permeabilitäten > 500 mD

Ähnlich wie bei den Reservoirs Untertoarc und Obertoarc können die Permeabilitäten lokal durch Zementation reduziert sein (Abbildung 8-9, Abbildung 8-10).

Da das Aalen in weiten Flächen vom westlichen Mecklenburg über Schleswig-Holstein bis nach Niedersachsen erodiert wurde, kommen diese Gebiete für eine Potenzialbewertung nicht in Betracht (Abbildung 8-9, Abbildung 8-10).

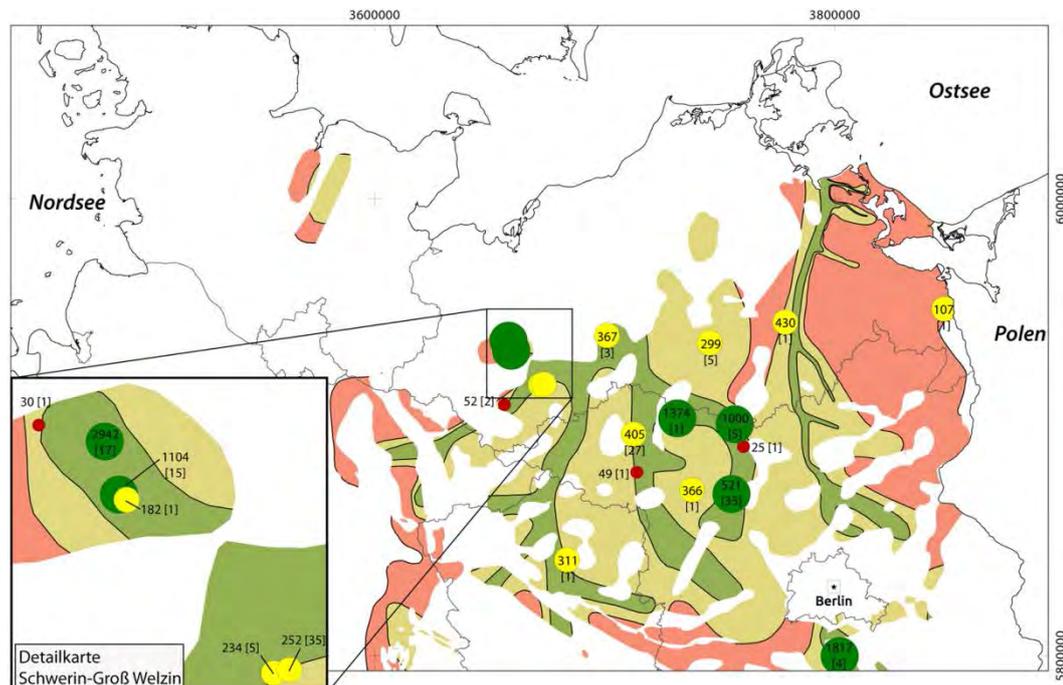


Abbildung 8-10: Geothermisches Potenzial des Reservoir Oberaalen B

8.5.4 Reservoir Oberbajoc (Garantiana Chrono)

Durch grundlegende paläogeographische Umbrüche, die ab dem Aalen vor allem den östlichen Teil des Zentraleuropäischen Beckens prägten, wandelt sich das Fluss-dominierte Delta insbesondere in Nordostdeutschland zunehmend in ein Wellen-dominiertes Delta um. Durch Küstenparallele Strömungen und Sedimentversatz wurden höhere Mächtigkeiten in Nordostdeutschland verhindert. Über die westliche Ostsee und Schleswig-Holstein griffen Verteilerrinnen bis in das zentrale Niedersachsen über (Abbildung 8-11).

Hohes Potenzial für die tiefergeothermische Nutzung besitzen

- deltaische Verteilerrinnen,
- proximale Uferdeich-/Deichbruchfächer,
- Mündungsbarren.

Auf Grundlage von Aufschlussanalogstudien an deltaischen Verteilerrinnen (OLARIU & BHATTACHARIA 2006) sind "Rinnengürtel", in denen Rinnen mäandrierten, folgender durchschnittlicher Breite zu erwarten:

- Reservoir Oberbajoc: 3.684 m (Mittelwert)

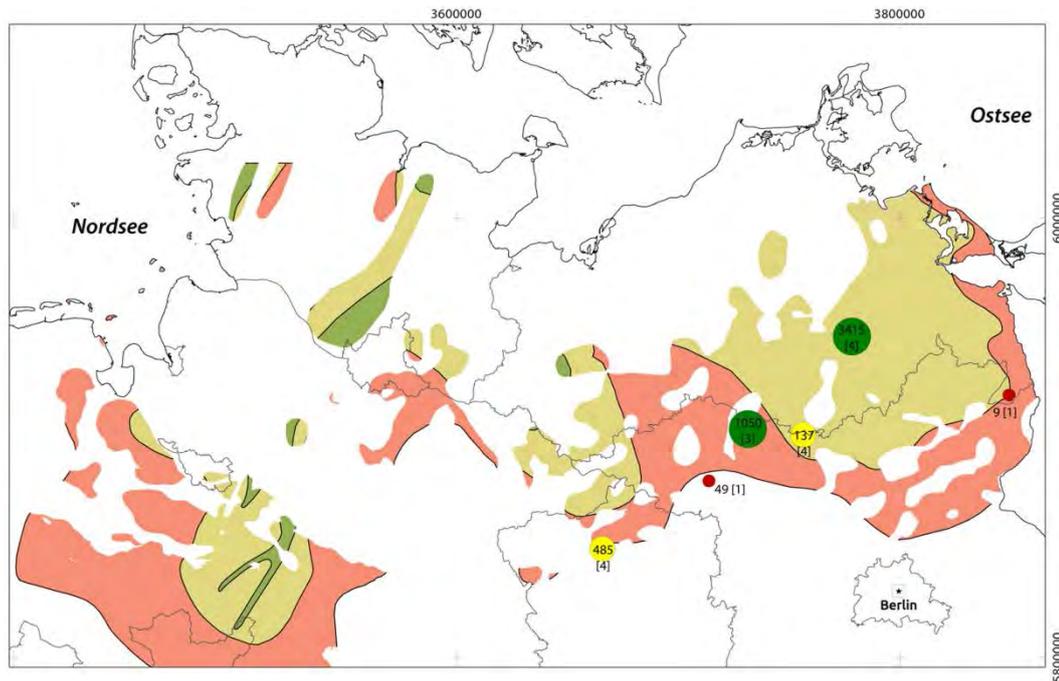


Abbildung 8-11: Geothermisches Potenzial des Reservoirs Oberbajoc.

Innerhalb dieser "Rinnengürtel" ist die Wahrscheinlichkeit, eine Verteilerrinne anzutreffen, hoch. Derartige "Rinnengürtel" sind im Oberabajoc lediglich in Schleswig-Holstein und dem zentralen Niedersachsen ausgebildet.

Die Sandsteine dieser "Rinnengürtel" sowie der Mündungsbarren sind charakterisiert durch:

- Mächtigkeiten > 20 m

Inwieweit diese Mächtigkeiten mit entsprechenden Porositäts- und Permeabilitätswerten in Verbindung stehen, konnte aufgrund fehlender Daten nicht untersucht werden.

Das Oberbajoc ist ähnlich dem Aalen erosionsbedingt nur noch fragmentarisch im Weser-Ems-Gebiet, Westholstein Trog sowie Ostholstein Trog erhalten. Dadurch kommen weite Teile des westlichen Mecklenburgs, Schleswig-Holsteins und Niedersachsens für eine Potenzialbewertung nicht in Betracht (Abbildung 8-11).

8.6 Klassen der Sandsteine und Übergabe an GeotIS

(M. FRANZ & M. WOLFGRAMM)

An GeotIS werden die Shape-Files der geothermischen Potenzialkarten übergeben, die im Abschnitt 8 dokumentiert sind. Zusätzlich erfolgt die Übergabe der PoroPermdaten, die im Labor (Helium-Porosimetrie, Wasser-Permeabilität) bestimmt wurden.

Die weitere Datenübergabe erfolgt iterativ, wobei die Notwendigkeiten von GeotIS zu berücksichtigen sind. Weiterhin werden die Potenzialkarten auf der Homepage des Projektes unter www.sandsteinfazies.de veröffentlicht.

9 Zusammenfassung

Mit der vorliegenden Studie wurden die potenziellen geothermischen Aquifere der stratigraphischen Einheiten des Doggers, des Rhäts und des Schilfsandsteins lithofaziell und petrologisch untersucht. Basierend auf umfangreichem Kernmaterial und Bohrungsunterlagen sowie Analogstudien an Aufschlüssen wurden die räumliche Verteilung von Faziesassoziationen bzw. deren räumliche Übergänge rekonstruiert.

Für den marin-deltaischen Ablagerungsraum des Doggers wurden folgende Faziesassoziationen unterschieden:

- epikontinentales Flachmeer (inland sea/prodelta)
- distale Mündungsbarren (distal mouth bars)
- Mündungsbarren (mouth bars)
- deltaische Verteilerrinnen (deltaic distributary channels)
- natürliche Uferdeiche (natural levees)
- Deichdurchbruchsfächer (crevasse splays)
- Schichtflutsande (deltaic sheetflows)
- paralische Buchten (interdistributary bays)
- ooidführende Sandbänke (shoals, with ooids)

Der Rhät-Lias ist geprägt durch terrestrische Bedingungen im östlichen Teil des Norddeutschen Beckens und marinen Bedingungen im westlichen Norddeutschen Becken. Daher kommen terrestrische und deltaische Lithofaziesassoziationen vor:

- Playa-Tiefebene (playa)
 - natürliche Uferdeiche (natural levees)
 - Deichdurchbruchsfächer (crevasse splays)
 - fluviale Schwemmfächer (terminal fluvial fan)
 - Schichtflutsande (sheetflows)
 - Süßwasserseen und -sümpfe (freshwater lakes and swamps)
 - paralische Buchten und Sümpfe (interdistributary bays and paralic swamps)
 - epikontinentales Flachmeer (inland sea)
 - deltaische Verteilerrinnen (deltaic distributary channels)
 - Mündungsbarren (mouth bars)
 - siliziklastische Küste (shoreface)
-

Im Schilfsandstein wird unterschieden zwischen der Neubrandenburg-Subformation an der Basis, die geprägt ist durch Lithofaziesassoziationen eines marinen bis brackischen, epikontinentalen Flachmeeres und dem Unteren und Oberen Schilfsandstein, die in einem terrestrisch-fluviatilen Ablagerungsraum gebildet wurden, wobei im zentralen Bereich des östlichen Norddeutschen Beckens, im Unteren Schilfsandstein, ein weiträumiger Inlandsee bestand. Die Lithofaziesassoziationen des terrestrischen Schilfsandsteins sind:

- fluviatile Rinnen (point bars)
- natürliche Uferdeiche (natural levees)
- Deichdurchbruchsfächer (crevasses splays)
- Altarme (oxbow lakes)
- Feinklastika der Überflutungsebene (Floodplainfines)
- Mündungsbarren (mouth bars)
- lakustrine Feinklastika (lacustrine fines)

Als potenzielle, geothermisch nutzbare Bereiche kommen folgende Lithofaziesassoziationen in Frage:

Im marinen-deltaischen Ablagerungsraum (Dogger und Rhät-Lias):

- deltaische Verteilerrinnen (deltaic distributary channels)
- Mündungsbarren (mouth bars)
- Deichbruchsfächer (crevasse splays)
- Schichtflutsande (deltaic sheetflows)
- siliziklastische Küste (shoreface)

Im fluviatilen Ablagerungsraum (Rhät und Schilfsandstein):

- fluviatile Rinnen (point bars)
- Deichdurchbruchsfächer (crevasses splays)

Diese entsprechenden Faziestypen wurden hinsichtlich ihrer petrologischen (Genese, Diagenese) und hydraulisch-petrophysikalischen Eigenschaften (Porosität, Permeabilität) analysiert, wobei die verschiedensten Methoden zur Anwendung kamen (bohrlochgeophysikalische Messungen, Siebanalysen, Dünnschliffanalytik, Geochemie, Kathodolumineszenzanalytik, Schwer-mineralanalysen, Mikropaläontologie etc.).

Es zeigt sich, dass zur Bestimmung der Porosität und Permeabilität die herkömmlichen Laboruntersuchungen an Gesteinskernen die besten Ergebnisse liefern. Bei der Bestimmung der Porositäten aus Bohrlochmes-

sungen von Altbohrungen liefert die Widerstandsmessung „Kleine Normale“ die verlässlichsten Ergebnisse (alle Werte im $\pm 5\%$ -Bereich). Mittels dieser Messungen werden noch bessere Annäherungen an die Porositätswerte erreicht. An Hand bohrlochgeophysikalischer Messungen ist die Korrelation der Faziestypen über weite Bereiche möglich. Mittels weiterer Verfahren lassen sich Porosität und Permeabilität der Größenordnung nach abschätzen. Die besten Methoden hier sind die Auswertung von Siebanalysen und die Dünnschliffintegration.

Die Siebanalysen von 989 Proben wurden ausgewertet. Dabei zeigt sich, dass die größten mittleren Korngrößen im Rhät und Dogger erreicht werden, die Werte für den Schilfsandstein sind grundsätzlich geringer. Zudem sind die mittleren Korngrößen der Sandsteine der Verteilerrinnen grundsätzlich deutlich höher als die der Schichtsandsteine und ebenfalls dann der Heterolithe. Die Sortierung ist am besten im Dogger, gefolgt vom Rhät und Schilfsandstein. Dabei ist die Sortierung innerhalb der Verteilerrinnen und Schichtsandsteine ähnlich und für die Heterolithe deutlich schlechter. Die Schieferung ist grundsätzlich positiv (grobkörnig dominiert). Die besten hydraulischen Eigenschaften werden also für die Verteilerrinnen des Rhäts und Doggers erreicht.

Die Auswertung der Dünnschliffe ($n=205$) ergab, dass der Anteil an Matrix und Mineralneubildungen im Dogger und Rhät gering ist (Median ca. 5-7%), während er im Schilfsandstein sehr hoch ist. Dabei lässt sich innerhalb der stratigraphischen Einheiten noch eine Unterscheidung entsprechend der Faziesassoziationen treffen. Danach sind die Verteilerrinnen grundsätzlich arm an Zement und Bindemitteln bei hohen Porositäten, gefolgt von den Mündungsbarrensandsteinen. Die weiteren Faziesassoziationen sind grundsätzlich reicher an Matrix und Zementen, wobei die jeweils hohe Standardabweichung hier andeutet, dass Prognosen unsicher sind. Die Sandsteine des Rhäts und Doggers sind dabei überwiegend Quarzarenite bis Sublitharenite und Subarkosen, während im Schilfsandstein feldspatführende Litharenite bzw. lithoklastführende Arkosen vorherrschen. Die Sandsteine des Doggers und Rhäts weisen eine hohe kompositionelle Reife auf, während die Sandsteine des Schilfsandsteins unreif sind. An Mineralzementen überwiegen grundsätzlich Karbonat- und Tonmineralzemente, gefolgt von Eisenoxid-/hydroxidzementen. Die porenraumfüllende Zementation ist dabei überwiegend frühdiagenetisch. Lokal wurde (ca. 5% der Proben) ebenfalls eine porenraumfüllende Anhydritzementation nachgewiesen, welche ebenfalls frühdiagenetisch sein sollte. Auch die Dünnschliffanalysen zeigen, dass die besten hydraulischen Eigenschaften für die Verteilerrinnen des Rhäts und Doggers zu erwarten sind, die Mündungs-

barrensandsteine sind ebenfalls noch gut geeignet. Die Eigenschaften der weiteren Sandsteine sind schlecht zu prognostizieren, neben hydraulisch gut geeigneten Sandsteinen wurden immer wieder auch hydraulisch ungeeignete Sandsteine nachgewiesen.

Die Summe aller Untersuchungen führte zur Erstellung von 10 Potenzialkarten für die untersuchten stratigraphischen Einheiten.

Für den Schilfsandstein wurden der Obere und Untere Schilfsandstein unterschieden. Für beide Einheiten konnte nur ein geringes Potenzial für die Bereiche der Rinnengürtel ermittelt werden. Mäßige Durchlässigkeitswerte und die geringen Mächtigkeiten führen zu dieser Einschätzung. Eine geothermische Nutzung ist überhaupt nur dann denkbar, wenn am relevanten Standort sowohl der Obere als auch der Untere Schilfsandstein geeignet sind und gemeinsam genutzt werden.

Für das Rhät wurden drei Potenzialkarten erstellt: (1) Rhät A, (2) Rhät B und (3) Rhät C-F. Eine Nutzung ist hierbei auf die Rinnengürtel und Mündungsbarren beschränkt, wobei die besten Eigenschaften in den Verteilerrinnen erreicht werden. Die Rinnen sind auf den östlichen und zentralen Bereich des NDB beschränkt.

Für den Dogger wurden fünf Potenzialkarten erstellt: (1) Untertoarc, (2) Obertoarc, (3) Oberaalen A, (4) Oberaalen B und (5) Oberbajoc. Eine Nutzung ist hierbei auf die Rinnengürtel, Deichbruchfächer und Mündungsbarren beschränkt, wobei die besten Eigenschaften in den Verteilerrinnen erreicht werden. Im Toarc sind die Verteilerrinnen auf den östlichen Teil des NDB nahe der polnischen Grenze beschränkt. Im Oberaalen verschiebt sich das Ablagerungsgebiet nach Westen, wobei auch hier nur der östliche und zentrale Abschnitt des NDB berührt sind. Im Oberbajoc ist das Ablagerungsgebiet noch größer, jedoch wurde ein großer Teil der Sandsteine erodiert. Die besten Eigenschaften sind dem Oberaalen zuzuschreiben.

Literaturverzeichnis

- ABBINK, O. A. (1998): Palynological identification in the Jurassic of the North Sea region.-Laboratory of Palaeobotany &Palynology contribution series 8, pp. 1-192.
- ABBINK, O.A., VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A., VISSCHER, H., (2004)a: A sporomorph ecogroup model for the northwest European Jurassic-Lower Cretaceous I: Concepts and framework.- Netherlands Journal of Geosciences (Geologie en Mijnbouw) 83 (1), 17-31.
- ABBINK, O.A., VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A., VAN DER ZWAN, C.J., VISSCHER, H., (2004)b: A sporomorph ecogroup model for the northwest European Jurassic-Lower Cretaceous II: Application to an exploration well from the Dutch North Sea.- Netherlands Journal of Geosciences (Geologie en Mijnbouw) 83 (2), 81-91.
- ALLEN, J. R. L. (1986): Pedogenic calcretes in the Old Red Sandstone facies (Late Silurian – Early Carboniferous) of the Anglo-Welsh area, southern Britain.- In: WRIGHT, V. P. (Hrsg.): Paleosols, their Recognition and Interpretation, S. 58-86, Blackwell Sci. Publ., Oxford.
- APPEL, D. (1981): Petrographie und Genese der Sandsteine des Unter- und Mittelröts im nördlichen Harzvorland (Ostniedersachsen).- Mitteilungen des Geologischen Instituts der Technischen Universität Hannover, 20: 1-133.
- ARCHIE, G.E. (1942): The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics.-Trans. AIME, 146, 54-62.
- ASHLEY, G. M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem.-J Sed Petrol 60, 160-172.
- BAERMANN, A. KRÖGER, J., ZARTH, M. (2000): Anhydritzemente im Rhätsandstein Hamburgs – Röntgen- und kernspintomographische Untersuchungen und Lösungsversuche.- *Z. angew. Geol.*, 46, 3: 1-10.
- BAILEY, W., COUET, C, LAMB, F., ROSE, P. (2000): Taking a calculated risk.- Oilfield Review, 20-35.
- BARTH, G., FRANZ, M., HEUNISCH, C., KUSTATSCHER, E., THIES, D., VESPERMANN, J., WOLFGRAMM, M. (2014): Late Triassic (Norian-Rhaetian) brackish to freshwater habitats at a fluvial-dominated delta plain (Seinstedt, Lower Saxony, Germany).- Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments 94, 495-528.
- BARTH, G., FRANZ, M., HEUNISCH, C.,WOLFGRAMM, M. (in Vorber. a): Successive flooding of the epicontinental Central European Basin across the T/J boundary.
- BARTH, G., FRANZ, M., WOLFGRAMM, M. (in Vorber. b): Facies and reservoir potential of the Exter-Formation.
-

-
- BATTERMANN, K. (1989): Das Rhät (Oberer Keuper) im östlichen Niedersachsen.-
Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 140: 101-116.
- BEAR, J. (1972): Dynamics of Fluids in Porous Media.-Elsevier, New York, 764 S.
- BEHRMANN, R. B. (1949): Geologie und Lagerstätte des Oelfeldes Reitbrook bei
Hamburg.- In: Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland, 192-221; Hanno-
ver-Celle.
- BEYER, W. (1964): Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und San-
den aus der Kornverteilungskurve.-Wasserwirtsch.Wassertech. 14, 165-168.
- BISCAYE, P. E. (1964): Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments
by X-Ray diffraction.- American Mineralogist 49 (9-1), 1281-1289.
- BISCAYE, P. E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in
Atlantic ocean and adjacent seas and oceans.-Geological Society of America
Bulletin 76 (7), 803-832.
- BIRNER, J., BARTELS, J., SCHLAGERMANN, P., MERGNER, H., WOLFGRAMM, M. (2013): Diche,
Viskosität und Wärmekapazität hochmineralisierter Thermalwässer in Ab-
hängigkeit von Druck, Temperatur und Gesamtlösungsinhalt.- bbr, Jg. 63,
Sonderheft Geothermie, 90-97.
- BLATT, H., MIDDLETON, G. V. & MURRAY, R. C. (1980): Origin of Sedimentary Rocks.-2.
Auflage, 782 S., Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- BRINDLEY, G.W., BROWN, G. (1980): Crystal Structures of Clay Minerals and their X-
Ray Identification.- Mineralogical Society, London. 495 pp.
- BURGER, H., SKALA, W.-D. (1976): Comparison of sieve and thin-section technique
by a Monte-Carlo model.-Computer & Geoscience, 2: 123-139.
- CHIVAS, A. R. (1975): Palaeoenvironments of Salt Lakes.- Palaeogeography, Palaeo-
climatology, Palaeoecology, Spec. Issue, 84: 1-424.
- COLEMAN, J. M. & WRIGHT, L. D. (1975): Modern river deltas: variability of processes
and sand bodies.- In: BROUSSARD, M. L. (Hrsg.): Deltas. Models for Exploration,
S. 99-149, Houston Geol. Soc.
- COLLINSON, J. D. (1996): Alluvial sediments.- In: Reading, H. G. (Hrsg.): Sedimentary
Environments, S. 37-83, Blackwell.
- DICKINSON, W. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of
sandstones.- In: G. G. Zuffa, editor, Provenance of Arenites, Nato Science Se-
ries, pp. 333-362. D. Reidel Publishing Company, Boston, Lancaster. ISBN 978-
9027719447.
- DONOVAN, J. J. (1994): On the measurement of reactive mass fluxes in evaporite
groundwater-source lakes.- In: Renaut, R. W. & Last, W. M. (Hrsg.): Sedimen-
tology and geochemistry of modern and ancient saline lakes, S. 33-50, SEPM
Special Publication, No. 50, Tulsa.
-

-
- DOVETON, J.H. (1999): Basics of Oil & Gas Log Analysis.- Kansas Geological Survey, 34 S.
- EHRMANN, W., SETTI, M., MARINONI, L. (2005): Clay minerals in Cenozoic sediments off Cape Roberts (McMurdo Sound, Antarctica) reveal palaeoclimatic history.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229 (3), 187-211.
- ELLIOTT, T. (1974): Interdistributary bay sequences and their genesis.- *Sedimentology*, 21: 611-622.
- ELLIS, D.W., SINGER, J.M. (2008): Well Logging for Earth Scientists.-2nd Edition. Springer, Dordrecht (NL).
- ENGELHARDT, W. V. (1960): Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen. Bd. 2: Der Porenraum der Sedimente.- 207 S., Springer, Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- FEDO, C.M., NESBITT, H.W., YOUNG, G. M. (1995): Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance.-*Geology* 23, 921-924.
- FELDRAPPE, H., OBST, K., WOLFGRAMM, M. (2008): Die mesozoischen Aquifere des Norddeutschen Beckens und ihr Potenzial für die geothermische Nutzung.- *Z. Geol. Wiss.*, 36, 4-5: 199-222.
- FIELDING, C. R. (1984): Upper delta plain lacustrine and fluviolacustrine facies from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England.- *Sedimentology*, 31: 547-567.
- FIELDING, C. R. & CRANE, R. C. (1987): An application of statistical modelling to the prediction of hydrocarbon recovery factors in fluvial reservoir sequences.- In: Ethridge, F. G., Flores, R. M. & Harvey, M. D. (Hrsg.): Recent developments in fluvial sedimentology. S. 321-327, *So Econ. Paleontol.Mineral. Spec. Publ.*, 39.
- FISHER, W. L., BROWN, L. F., SCOTT, ALAN J., & MCGOWEN, J. H. (eds). (1969): Delta systems in the exploration for oil and gas.- Texas: Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin.
- FOLK R.L., WARD, W.C. (1957): Brazos River Bar: a study on the significance of grain-size parameters.- *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- FOLK, R.L. (1968): *Petrology of Sedimentary Rocks*.-Austin, Hemphill Publishing Co., p. 44-50.
- FÖRSTER, A., SCHÖNER, R., FÖRSTER, H.J., NORDEN, B., BLASCHKE, A.W., LUCKERT, J., BEUTLER, G., GAUPP, R., RHEDE, D. (2010): Reservoir characterization of a CO₂ storage aquifer. The Upper Triassic Stuttgart Formation in the Northeast German Basin.-*Marine and Petroleum Geology*, 27 (10), p. 2156-2172.
- FRANZ, M., WOLFGRAMM, M. (2008): Sedimentologie, Petrologie und Fazies geothermischer Reservoire des Norddeutschen Beckens am Beispiel der Exter-
-

- Formation (Oberer Keuper, Rhaetium) NE-Deutschland.- Z. geol. Wiss., Berlin 36, 4-5: 233-247.
- FRANZ, M., NOWAK, K., BERNER, U., HEUNISCH, C., BANDEL, K., RÖHLING, H.-G., WOLFGAMM, M.(2014):Eustatic control on epicontinental basins: the example of the Stuttgart Formation in the Central European Basin (Middle Keuper, Late Triassic).-Global and Planetary Change 122, 305-329.
- FRICKE, S., SCHÖN, J. (1999): Praktische Bohrlochgeophysik.- Enke Verlag.
- FUCHS, S., NILLERT, P., ZIESCHE, M. (2013): Kommentar zum Beitrag 'Auswirkungen von Messunsicherheiten bei der Korngrößenanalyse auf die Berechnung des Durchlässigkeitsbeiwertes' von Matthes et al. (2012) in Grundwasser 17(2), 105-111.- Grundwasser, 18, 1, 55-57.
- FUCHS, S. (2010): Deterministische k_f -Wert-Schätzung nach petrographischer Bohrgutansprache.-Grundwasser 15, 3, 177-189.
- FÜCHTBAUER, H. (Hg., 1988): Sedimente und Sedimentgesteine.- Schweizerbart Stuttgart, 1-1141.
- GIBLING, M.R. (2006): Width and thickness of Fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: A literature compilation and classification.- Journal of Sedimentary Research 76: 731-770.
- GOUDIE, A. S. (1973): Duricrusts in tropical and subtropical landscapes.- 173 S., Clarendon Press, Oxford.
- HARDIE, L. A., SMOOT, J. P. & EUGSTER, H. P. (1978): Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach.- In: MATTER, A. & TUCKER, M. E. (Hrsg.): Modern and Ancient Lake Sediments.- Spec. Publs. Int. Ass. Sediment, 2: 7-41.
- HARRELL, J.A., ERIKSSON, K.A. (1979): Empirical conversion equations for thin-section and sieve derived size distribution parameters.-J. of sed. Petrol., 49, 1: 273-280.
- HÄUSSER, I. (1972): Zur sedimentpetrologischen Analyse der Sandsteinflolgen des unteren undmittleren Keupers im Nordteil der DDR.- 326 S.; Diss. A (Freiberg/Sachsen).
- HÄUSSER, I., KURZE, M. (1975): Sedimentationsbedingungen und Schwermineralführung im Mesozoikum des Nordteils der DDR.- Z. geol. Wiss., 3: 1317-1332.
- HAZEN, A. (1893): Some physical properties of sand and gravels, with special reference to their use in filtration.-Annual report Massachusetts S.B.o.H., S. 541-556.
- HELING, D. (1965): Zur Petrographie des Schilfsandsteins.- Beiträge zur Mineralogie undPetrographie 11, 272-296; Stuttgart.
- HELING, D. (1979): Zur Faziesanalyse des Schilfsandsteins.- Jahresberichte und Mitteilungen oberrheinischer geologischer Verein, NF 74: 191-213.

-
- HESELBO, S. P. & PIENKOWSKI, G. (2011) Stepwise atmospheric carbon-isotope excursion during the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic, Polish Basin). *Earth and Planetary Science Letters*, 301, 365-372.
- HEUNISCH, C. (1999): Die Bedeutung der Palynologie für Biostratigraphie und Fazies in der Germanischen Trias.- In: HAUSCHKE, N., WILDE, V. (Eds.), *Trias: eine ganz andere Welt*, Pfeil-Verlag, München, pp. 13-21.
- HOUSENKNECHT, D. W. (1981): Fluvial processes.- In: DOTT, R. H. & BYERS, C. W.: *SEPM research conference on modern shelf and ancient cratonic sedimentation — the orthoquartzite — carbonate suite revisited.* – *Journal for Sedimentary Petrology*, 51: 334-336.
- HÖLTING, B., COLDEWEY, W.G. (2005): *Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie*.-Elsevier, München, 415 S.
- INMAN, D.L. (1952): Measures for describing the size distribution of sediments.- *Journal of Sedimentary Petrology*, 22, 3: 125-245.
- JENKYN, H. C. (1988): The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence.- *American Journal of Science*, 288, 101-151.
- JENKYN, H. C., JONES, C. E., GRÖCKE, D. R., HESSELBO, S. P. & PARKINSON, D. N. (2002): Chemostratigraphy of the Jurassic System: application, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society*, 159, 351-378.
- JONES, B. F. (1965): The hydrology and mineralogy of Deep Springs Lake, Inyo County, California.-*Geol. Surv. Prof. Paper*, 502-A: 1-56.
- KASENOW, M. (2002): *Determination of Hydraulic Conductivity from Grain Size Analysis*.-Water Resources Publications, Littleton, 97 S.
- KAUBISCH, M. (1986): *Zur indirekten Ermittlung hydrogeologischer Kennwerte von Kippenkomplexen, dargestellt am Beispiel des Braunkohlebergbaus*. Dissertation, Bergakademie Freiberg; 104 S.
- KELLNER, A. (1997): *Das Typusprofil der Arnstadt-Formation (Steinmergelkeuper, Obere Trias) in Thüringen*.- Unveröffentl. Diplomarbeit, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg.
- KELLY, S. B. & OLSEN, H. (1993): Terminal fans — a review with references to Devonian examples.- In: FIELDING, C. R. (Hrsg.): *Current Research in Fluvial Sedimentology*. *Sedim. Geol.* 85: 339-374.
- KOZUR, H., BACHMANN, G.H. (2010): The Middle Carnian Wet Intermezzo of the Stuttgart Formation (Schilfsandstein), Germanic Basin.-*Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290: 107-119.
- KÜHN, B. (1983): *Bericht über die Auswertung von Bohrlochmessungen zur Ermittlung der Nutzporosität und Permeabilität mesozoischer Speicher im Nordteil der DDR*.-VEB Geophysik Leipzig.
-

-
- KÜHN, M., GÜNTHER, A. (2007): Stratabound Rayleigh convection observed in a 4D hydrothermal reactive transport model based on the regional geological evolution of Allermöhe (Germany).- *Geofluids*, 7: 301-312.
- KÜHN, M., WAGNER, R., MEYN, V., PAPE, H., VATH, U., CLAUSER, C. (2005): Numerical simulation of pore space clogging in geothermal reservoirs by precipitation of anhydrite.- *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42, 7-8, 1070-1081.
- KÜHN, M. (2004): Reactive Flow Modeling of Hydrothermal Systems.- *Lecture Notes in Earth Sciences*, 103, 261 pp., Springer Verlag Heidelberg.
- KRUMBEIN, W.C. (1936): Application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments.- *Journal of Sedimentary Petrology*, 6, 1: 35-47.
- KUSTATSCHER, E., HEUNISCH, C., VAN KOIJNENBURG-VAN CITTERT, J. H. A.(2012): Taphonomical implications of the Ladinian Megaflora and Palynoflora of Thale (Germany).- *Palaios* 27 (11), 753-764.
- LANGBEIN, R., KRASENIKOV, G.F., PAPKE, W. (1981): Zur Diagenese matrixführender Sandsteine am Beispiel des Karbons des Donez-Beckens.- In: *Chemie der Erde*.- Jena, 83-104.
- LANGGUTH, H.-R., VOIGT, R. (1980): *Hydrogeologische Methoden*.-Springer, Berlin 486 S.
- LEEDER, M.R. (1973): Fluvial fining-upwards cycles and the magnitude of paleochannels.- *Geological Magazine*, 110, 265-276.
- LERCHE, I., MACKAY, J.A. (1999): *Economic Risk in Hydrocarbon Exploration*.- Academic Press, 1-403.
- LEWANDOWSKI, J. (1988): *Sedimentpetrographische Untersuchungen im Keuper Nordwestdeutschlands*.-Diss.; 365 S.; BOCHUM.
- MIALL, A.D. (1996): *The Geology of fluvial Deposits-Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*.- Springer Verlag, Berlin, pp.-582.
- MAO, S. & DUAN, Z. (2009): The Viscosity of Aqueous alkali-chloride Solutions up to 623 K, 1000 bar and high ionic strength.- *Intl. J. of Thermophysics* 30: 1510-1523.
- MAO, S. & DUAN, Z. (2008): The P,V,T,x properties of binary aqueous chloride solutions up to T = 573 K and 100 MPa.- *J. Chem. Thermodynamics* 40: 1046-1063.
- MCBRIDGE, E.F. (1963): A classification of common sandstones.-*J. Sediment. Petrol.*, 33: 664-669.
- MATTHES, K., NUSCHE, H., DIETRICH, P., VIENKEN, T. (2012): Auswirkungen von Messunsicherheiten bei der Korngrößenanalyse auf die Berechnung des Durchlässigkeitsbeiwertes.- *Grundwasser*, 17(2), 105-111.
-

-
- MATTHES, G., UBELL, K. (2003): 1. Allgemeine Hydrogeologie – Grundwasserhaushalt.- Gebrüder Borntraeger, Berlin, 575 S.
- MCGOWEN, J. H. & GROAT, C. G. (1971): Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration.- Report of Investigations, 72, 57 S., Bureau of Economic Geol., Univ. of Texas, Austin.
- MUKERJI, A. B. (1976): Terminal fans of inland streams in Sutlej-Yamuna plain, India.-Z. Geomorphol. N. F. 20: 190-204.
- MÜLLER, G. (1988): Salzgesteine (Evaporite).- In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine, S. 435-500, 4. Auflage, Schweizerbart, Stuttgart.
- MÜNZER, H., SCHNEIDERHÖHN, P. (1953): Das Sehnenschnittverfahren. Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, 3: 456-471.
- NEAL, J. T. (1975): Playas and Dried Lakes. Occurrence and Development.- Benchmark Papers in Geology, 411 S., Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg.
- NESBITT, H. W., YOUNG, G. M., (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites.-Nature 299, 715-717.
- NEUSER, R. (1988): Zementstratigraphie und Kathodolumineszenz des Korallenoolith (Malm) im Südniedersächsischen Bergland.- Bochumer geol. und geotech. Arb., 32: 1-172. TRASK, P.D. (1932): Origin and environment of source sediments of petroleum: Houston, Gulf Publishing Co., 1- 323.
- NIEGEL, S.(2014): Liefergebietsherkunft und Transportselektion der Stuttgart-Formation (Schilfsandstein, Keuper) im Norddeutschen Becken.- unveröff. MSc-Arbeit, TU Bergakademie Freiberg.
- OLARIU, C.& BHATTACHARYA, J. P. (2006): Terminal distributary channels and delta front architecture of river-dominated delta systems.- Journal of sedimentary research, 76(1-2), 212-233.
- OOMKENS, E. (1974): Environmental significance of sand dikes.-Sedimentology, 7: 145-148.
- PEKDEGER, A., SCHULZ, H.D. (1975): Ein Methodenvergleich zur Laborbestimmung des kf-Wertes von Sanden.-Meyniana 27, 35-40.
- PETTJOHN, F.J. (1957): Sedimentary rocks.- Harper & Broth., New York, 718.
- PRAMMER, M.G. et al. (1996): Measurements of clay-bound water and total porosity by magnetic resonance logging.- The Log Analyst, 37, 6, 61-69.
- REEVES, C. C. (1976): Caliche. Origin, Classification, Morphology and Uses.- 233 S., Estacado Books, Lubbock, Texas.
- REINECK, H.-E.& SINGH, I. B. (1980): Depositional Sedimentary Environments.- 2. Auflage, 549 S., Springer, Berlin.
- REINHARDT, H.-G. (1993): Structure of Northeast Germany: Regional depth and thickness maps of Permian to Tertiary intervals compiled from seismic reflection data.
-

-
- tion data.-Special Publication of the European Petroleum Geoscientists, 3: 155-165.
- REINHARDT, L. (2002): Dynamic stratigraphy and geochemistry of the Steinmergelkeuper playasystem: a record of Pangaean megamonsoon cyclicity (Triassic, Middle Keuper, Southern Germany).- PhD thesis, Marburg.
- REINHARDT, L. & RICKEN, W. (2000): The stratigraphic and geochemical record of playa cycles: monitoring a Pangaean monsoon-like system (Triassic, Middle Keuper, S. Germany).-Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 161: 205-227.
- SCHNEIDER, H. (1988): Die Wassererschließung.- Vulkan Verlag Essen, 1-875.
- SCHOLLE, T. (1992): Genese und Diagenese des Rhät + Hettang/Untersinemur im NE Deutschlands – ein Beitrag zur Nutzung geothermischer Energie.- Diss. Uni. Greifswald, 1-111.
- SCHUMM, S.A. (1963):Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains.- Geological Society of America Bulletin 74: 1089-1100.
- SCHUMM, S.A., (1972): Fluvial palaeochannels.- In: Recognition of Ancient Sedimentary Environments (Eds. Rigby, J.K. & Hamblin, W.K.), Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont.Miner., Tulsa, 16:98-107.
- SCHWAB, K. (1985): Basin formation in a thickening crust – the intermontane basins in the Puna and the Eastern Cordillera of NW-Argentina (Central Andes).-IV. Congreso Geologico Chileno, Antofagasta, Agosto 1985, 2: 138-158.
- SEELHEIM, F. (1880): Methoden zur Bestimmung der Durchlässigkeit des Bodens. Fresenius J. Anal. Chem. 19, 387-418.
- SINGH, I. B. (1987): Sedimentological history of Quaternary deposits in Gangetic Plain.- Indian J. Earth Sci. 14: 272-282.
- SNEH, A. & BINOT, F. (1982): Interpretation of the depositional environment of Upper Rotliegend red beds in the Wittlich Basin (W-Germany).-Mainzer geowiss. Mitt., 11: 207-216.
- STANISTREET, I. G. & MCCARTHY, T. S. (1993): The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems.-Sedimentary Geology, 85: 115-133.
- TOUGIANNIDIS, N. (2004): Geochemische, spektrometrische und stratigraphische Untersuchungen in pedogenen Folgen des Steinmergelkeupers (Obere Trias) im Thüringer Becken.- Master thesis, Universität Köln.
- TUCKER, M.E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie.- Enke Verlag, 81- 100.
- VIENKEN, T., MATTHES, K., NUSCHE, H., DIETRICH, P. (2013): Erwiderung zum Kommentar von Fuchs et al. zum Beitrag „Auswirkungen von Messunsicherheiten bei der Korngrößenanalyse auf die Berechnung des Durchlässigkeitsbeiwertes“ von Matthes et al. (2012) in Grundwasser 17(2), 105–111.- Grundwasser, 18(1), 59-61.
-

-
- VOIGT, H.-D. (2011): Lagerstättentechnik - Berechnungsmethoden für das Reservoir Engineering.- Springer Verlag Heidelberg, 1-151.
- VOLLMER, T., WERNER, R., WEBER, M., TOUGIANNIDIS, N., RÖHLING, H.-G.& HAMBACH, U. (2008): Orbital control on Upper Triassic Playa circles of the Steinmergel-Keuper (Norian): A new concept for ancient playa cycles.- *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 267: 1-16.
- VUKOVIĆ, M., SORO, A. (1992): Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size composition.- *Water Resources Publications*, Littleton, 1-83.
- WAGNER, R., KÜHN, M., MEYN, V., PAPE, H., VATH, U., CLAUSER, C. (2005): Numerical simulation of pore space clogging in geothermal reservoirs by precipitation of anhydrite.- *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 42: 10701081.
- WEISSMANN, G. S., HARTLEY, A. J., NICHOLS, G. J., SCUDERI, L. A., OLSON, M. BUEHLER, H., BANTEAH, R. (2010): Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems.- *Geology*, 38: 39-42.
- WINSAUER, W.O., SHEARIN, H.M., MASSON, P.H., WILLIAMS, M. (1952): Resistivity of brine-saturated sands in relation to pore geometry.- *AAPG Bull* 36:253-277.
- WILLIS, B.J. (1989): Palaeochannel reconstructions from point bar deposits: a three-dimensional perspective.- *Sedimentology* 36: 757-766.
- WOLFGRAMM, M., AGEMAR, T., FRANZ, M. (2014): Explorationsstrategie tiefer geothermischer Ressourcen am Beispiel des Norddeutschen Beckens (NDB).- In: BAUER, M. J., FREEDEN, W., JACOBI, H., NEU, T. (Hg.): *Tiefe Geothermie*, Springer Spektrum Verlag, Heidelberg, 463-505.
- WOLFGRAMM, M., THORWART, K., RAUPPACH, K., BRANDES, J. (2011): Zusammensetzung, Herkunft und Genese geothermaler Tiefengrundwässer im Norddeutschen Becken (NDB) und deren Relevanz für die geothermische Nutzung.- *Zeit. Geol. Wiss.*, 39, Heft 3-4: 173-193.
- WOLFGRAMM, M., RINKE, M., HOFFMANN, F., KABUS, F., BARTELS, J., GEHRKE, D., KABUS, B. (2010): Ergänzung der Bewertung von energetischen Nutzungsmöglichkeiten der am Standort Hamburg-Wilhelmsburg erschließbaren Thermalsolen, Reservoirhorizont Dogger Beta.- *GTN-Bericht 4631*. Studie im Auftrag der Geothermie Wilhelmsburg GmbH, 1-57.
- WOLFGRAMM, M., RINKE, M., HOFFMANN, F., KABUS, F., MÖLLMANN, G., BARTELS, J., GEHRKE, D., KABUS, B. (2009): Bewertung von energetischen Nutzungsmöglichkeiten der am Standort Hamburg-Wilhelmsburg erschließbaren Thermalsolen.- *GTN-Bericht 4631*. Studie im Auftrag der Geothermie Wilhelmsburg GmbH, 1-137 Seiten, 1 Anlage.
- WOLFGRAMM, M., OBST, K., BEICHEL, K., BRANDES, J., KOCH, R., RAUPPACH, K. THORWART, K. (2009a): Produktivitätsprognosen geothermischer Aquifere in Deutschland.-
-

-
- Proceedings des Geothermiekongresses vom 17.-19.11.2009 in Bochum (Germany), TF14: 1-13, extended abstract.
- WOLFGRAMM & THORWART (2009): Geothermieprojekt Hamburg-Wilhelmsburg - Bewertung der geologischen Möglichkeiten.- GTN Bericht 4614, unpubl., 1-45.
- WOLFGRAMM, M., RAUPPACH, K., SEIBT, P. (2008): Reservoir-geological characterization of Mesozoic sandstones in the North German Basin by petrophysical and petrographical data.- *Z. geol. Wiss*, 36, 4-5: 249-265.
- WOLFGRAMM, M., SEIBT, P., LENZ, G. (2004): Neue Aspekte der Speicherbewertung für die geothermische Stromerzeugung.- *GtV-Tagung in Landau, Tagungsband*, 120-130.
- WOLFGRAMM, M., SCHMIDT MUMM, A. (2001): Die zeitliche Einordnung diagenetischer und hydrothermalen Fluidphasen im Nordostdeutschen Becken (NEDB).- *Zbl. Geol. Paläont.*, I, Heft 3/4, 237-256.
- WOLFGRAMM, M., SCHMIDT MUMM, A. (2000): Der Einfluss von Subsidenz und Diagenese auf die geochemische Zusammensetzung von Beckenfluiden am Beispiel des NO-deutschen Beckens.- *Zbl. Geol. Paläont.*, I, 1/2, 211-231.
- WYLLIE, M.R.J., GREGORY, A.R., GARDNER, G.H.F. (1958): An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media.- *Geophysics*, 23: 459-493.
- ZARTH, M. (1999): Results of the geothermal energy project Hamburg-Allermöhe.- *Proceedings of the European Geothermal Conference Basel 1999*.
- ZIMMERMANN, J., FRANZ, M., WOLFGRAMM, M., (2014): The Late Aalenian Polyplocus-sandstein Formation in SE Lower Saxony, Germany: Meandering distributary and crevasse splay sedimentation on a lower deltaic plain.- *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 271, 69-94.
- ZIMMERMANN, J., FRANZ, M., HEUNISCH, C., LUPPOLD, F.W., MÖNNIG, E., WOLFGRAMM, M. (in Vorber. a): Sequence-stratigraphic framework of the Early and Middle Jurassic in the Central European Basin: Epicontinental sequences controlled by Boreal eustatic cycles. Eingereicht bei *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- ZIMMERMANN, J., FRANZ, M., WOLFGRAMM, M. (in Vorber. b): Coastal processes on Lower to Middle Jurassic deltaic evolution: Transition from a River-dominated to Wave-dominated system.
-