

Sedimentpetrographische Untersuchungen der Calvörde-Formation (Unterer Buntsandstein, Untertrias)

FABIAN KÄSBOHRER & JOCHEN KUSS

Adressen: Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Klagenfurter Straße, 28359 Bremen, Germany; kaesbfab@uni-bremen.de; kuss@uni-bremen.de

Schlüsselwörter: Untertrias, Unterer Buntsandstein, Calvörde-Formation, Thale-Horizont, Lakustrine Abfolge, Oolith, Playa, Petrographie, μ -XRF

Keywords: Lower Triassic, Lower Buntsandstein, Calvörde-Formation, Thale-Horizon, lacustrine sequence, oolith, playa, petrography, μ -XRF

Zusammenfassung

Die gemischt siliziklastischen Kalke des 3. und 4. Kleinzyklus der Calvörde-Formation, Unterer Buntsandstein, werden im Aufschluss (Südbahneinschnitt Thale) und in der Bohrung (Remlingen 5) sedimentpetrographisch analysiert und verglichen. In den überwiegend Ton- und Siltsteinen sind feinsandige Bänke und oolithische Lagen zwischengeschaltet. Die oolithischen Lagen werden drei Lithofazies-Typen zugeordnet: (1) oolithischer Kalkstein (quarzführende Wacke- bis Grainstones), (2) oolithischer Sandstein (quarz- und ooidreiche Sandsteine) und (3) karbonatischer Sandstein (Ooidgehalte < 10 %). Alle drei oolithischen Lithofazies sind durch wechselnde Anteile von radial-konzentrischen, radialstrahligen und mikritischen Ooiden gekennzeichnet. Die detaillierte petrographische Beschreibung erfolgt an 25 Dünnschliffen und zahlreichen polierten Handstücken, ergänzt durch μ -XRF-Daten ausgewählter oolithischer Kalksteine. Die vertikalen Lithofazies-Abfolgen belegen zyklische base level-Schwankungen, die mit Änderungen des relativen Seespiegelstandes im astrochronologischen Kontext diskutiert werden. Die oolithischen Lagen werden mit hohen Seespiegelständen assoziiert, während die Ton- und Siltsteine mit eingeschalteten Sandsteinlagen niedrige Seespiegelstände mit distalen fluviatilen Einschwemmungen widerspiegeln. Die untersuchten Profile lagen am Rande eines flachen, endorheischen Playa-Sees im Mitteleuropäischen Becken, geprägt durch hochenergetische Sandbänke (Ooid-Barren) bzw. spill-over lobes (Verteilungsloben). Die strukturellen Merkmale der Ooide der Calvörde-Formation lassen sich gut mit rezenten Ooiden des hypersalinen Great Salt Lake (Utah, USA) vergleichen.

Abstract

A petrographic study is carried out on mixed siliciclastic carbonates of cycles 3 and 4 of the Calvörde Formation (Lower Buntsandstein subgroup) of two sections: outcrop Thale (railway cut) and core Remlingen 5, both in Central Germany (approx. 50 km lateral distance). They are mainly composed of clay- and siltstones with intercalated oolitic beds and fine-grained sandstone beds. The oolitic beds are subdivided into three lithofacies types, namely (1) oolitic limestone (quartz-bearing wacke- or grainstones), (2) oolitic sandstone (oid-bearing sandstones) and (3) carbonatic sandstone (oid content <10 %). All three oolitic lithofacies show variable contents of ooids with radial-concentric, radial and micritic fabrics. 25 thin sections and additional polished rock samples are studied by optical microscopy. μ -XRF analysis is carried out on selected oolitic limestones to further characterize the mineralogy. Vertical cyclic changes of the lithofacies indicate base-level fluctuations that are discussed with changes of the lake level and in context with astrochronologic cycles. Oolitic beds are associated with high lake levels, while clay- and siltstones with sandstone streaks indicate low lake levels. Our results indicate nearshore deposition in a shallow, endorheic playa lake, situated within the Central European Basin. Oolitic limestones accumulated in distinct high-energy ooid shoals, while oolitic sandstones and carbonatic sandstones are interpreted as storm-induced, reworked spill-over deposits. Fossil ooids of the oolitic limestones share many structural features with modern ooids of the hypersaline Great Salt Lake (Utah, USA).

1. Geographischer und regionalgeologischer Überblick

1.1 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Subherzyn (Nördliches Harzvorland) zwischen Braunschweig und Quedlinburg. Die Calvörde-Formation wird im Aufschluss Südbahnein-

schnitt Thale (Th) und der Kernbohrung Remlingen 5 (Re) untersucht (Abb. 1 A); beide Lokationen sind etwa 50 km voneinander entfernt.

Der Aufschluss Th (GK 25, Blatt 4232 Quedlinburg; R 44 32 930, H 57 35 900) liegt an der stillgelegten Bahnstrecke Blankenburg-Quedlinburg und schließt am Kirchberg ein 70,9 m mächtiges Profil im Bereich der unteren bis mittleren Calvörde-Formation auf. Die Schichten sind steil gestellt und fallen mit 60 – 80° nach NNE ein (SZURLIES 2001). Die Bohrung Re wurde mit einer Gesamtlänge von 2256 m am Südrand des Asse-Salzstocks in Niedersachsen abgeteuft (GK 25, Blatt 3830 Schöppenstedt; R 36 14 135, H 57 78 215). Die Calvörde-Formation ist im Bohrkern 166,7 m mächtig (PAUL & KLARR 1987).

1.2 Paläogeographie, Stratigraphie und Fazies

Zur Zeit der Untertrias lag das Untersuchungsgebiet am Rande eines endorheischen Playa-Sees im Mitteleuropäischen Becken (MEB). Das MEB wurde bereits im Perm angelegt und reichte von Frankreich/Luxemburg im Westen bis nach Polen/Weißrussland im Osten. Die Nord-Süd-Ausdehnung des MEB erstreckte sich von Skandinavien und der Nordsee bis zur Schweiz. SZURLIES (2001) nimmt eine Paläobreite zwischen 15° und 25° im Bereich des nördlichen Trockengürtels an. Grundgebirgsmassive bilden den Beckenrahmen und sind gleichzeitig Hauptliefergebiete der klastischen Sedimente des MEB (RÖHLING 2013). Der Sedimentationsraum war zur Zeit der Untertrias beckenweit reliefarm und geprägt durch gleichmäßige Subsidenz und Sedimentzufuhr (SZURLIES 2001).

Der Untere Buntsandstein wird in die basale Calvörde-Formation und die überlagernde Bernburg-Formation unterteilt (SCHOLZE et al. 2017). In der Calvörde-Formation dominieren Sandsteine mit massig-bröckeligen Schichtungstypen und rotbraunen Gesteinsfärbungen; die Kalksteine sind überwiegend oolithisch. Die Sandsteine der Bernburg-Formation sind durch Linsen- und Flaserschichtung und vielfarbige Gesteinsfärbungen gekennzeichnet; die Kalksteine sind oolithisch bzw. auch stromatolithisch (PAUL & PERYT 2000).

Die Calvörde-Formation erreicht im Subherzyn Mächtigkeiten von 150 – 175 m und wird in zehn Kleinzyklen gegliedert, die Bernburg-Formation in neun Kleinzyklen. Diese werden als Sohlbankzyklen definiert und repräsentieren fining-upward-Zyklen. An der Basis eines Kleinzyklus liegt ein Oolith-Horizont, gefolgt vom tonig-siltigen Dachbereich (TSD). Die Oolith-Horizonte α bis ϵ der Calvörde-Formation werden von den Oolith-Horizonten ζ bis λ der Bernburg-Formation überlagert (Abb. 2). Alle Oolith-Horizonte sind horizontbeständig und erlauben eine Feinkorrelation über größere Entfernungen (PAUL 1982, SZURLIES 2001).

Biostratigraphische Untersuchungen werden durch eine geringe Faunen- und Florenüberlieferung in den terrestrischen Sedimenten des Unteren Buntsandsteins erschwert (SZURLIES 2001). In der Calvörde-Formation sind im Gegensatz zur Bernburg-Formation vergleichsweise wenige Lebensspuren überliefert (KNAUST & HAUSCHKE 2005). Die zu den Branchiopoden gehörenden Chonchostraken können als (Para-)Leitfossilien für eine biostratigraphische Unterteilung verwendet werden (KOZUR & SEIDEL 1983a, KOZUR & WEEMS 2010, SCHOLZE et al. 2016, 2017). Sie ermöglichen es, zehn Biozonen für den Unteren und Mittleren Buntsandstein zu definieren. Über Vergleiche mit tethyalen Conchostraken ist eine Korrelation mit der internationalen chronostratigraphischen Zeitskala möglich (BACHMANN & KOZUR 2004, KOZUR & BACHMANN 2008). Mikropaläontologisch werden Makrofloren (Sporen und Pollen) sowie Ostrakoden zur biostratigraphischen Korrelation verwendet (MADER 1982, SZURLIES 2001, HIETE et al. 2006, HEUNISCH & RÖHLING 2016). Da die genannten biostratigraphischen Unterteilungen nicht zu einer feinskaligen Auflösung beitrugen, wurden magnetostratigraphische Korrelationen von SZURLIES (2001, 2004, 2007) und SZURLIES et al. (2003, 2012) durchgeführt. Diese bestätigten die biostratigraphischen Zonierungen und die Präzision der beckenweiten Lithostratigraphie (SZURLIES 2001, VOIGT et al. 2011).

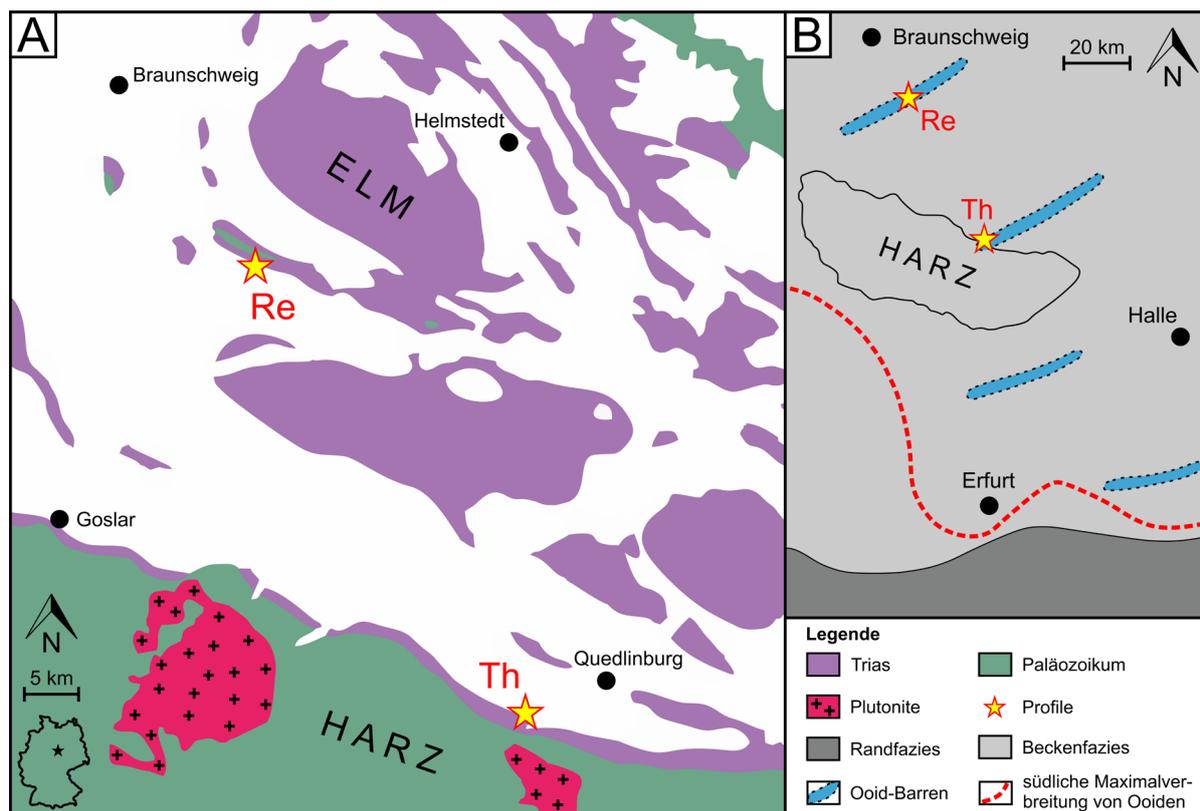


Abb. 1: Regionalgeologie und Fazieskarte des Untersuchungsgebiets. A) Übersichtskarte Harz und nördliches Harzvorland mit zutage tretenden Gesteinen der Trias, des Paläozoikums und Plutoniten verändert nach BGR (2016). B) Fazieskarte der tieferen Calvörde-Formation für das Harzumland verändert nach VOIGT (2017) und SCHOLZE et al. (2017). Im Bereich des Profils Re wird eine weitere Ooid-Barre angenommen.

Fig. 1: Regional geology and facies map of the study area in Central Germany. A) Geological map of the Harz Mountains and its northern foreland with outcrops of Triassic and Paleozoic age, showing the locations of the Remlingen (Re) section and Thale (Th) section (modified after BGR 2016). B) Facies map of the lower part of the Calvörde Formation including the Harz Mountains and its surrounding area (modified after VOIGT 2017 and SCHOLZE et al. 2017). An additional oolitic shoal is proposed at the Re section.

Die Lithofazies der Calvörde-Formation variiert mit der paläogeographischen Position im Becken (SCHOLZE et al. 2017, VOIGT 2017). In der proximalen Randfazies des endorheischen Playasees wurden sandige und kiesige Ablagerungen eines braided river systems und äolische Sande abgelagert. In Richtung Norden geht die Randfazies in die distale Beckenfazies über (SCHOLZE et al. 2017) (Abb. 1 B). Die Beckenfazies ist durch lakustrine Heterolithe aus Tonsiltstein-Wechselagerungen und eingeschalteten oolithischen und feinsandigen Lagen gekennzeichnet. Die cm- bis dm-mächtigen oolithischen Lagen wurden küstennah in Ooid-Barren (Abb. 1 B) bzw. spill-over lobes (Verteilungsloben) als sturminduzierte, hochenergetische Akkumulationen abgelagert (PALERMO et al. 2008, VOIGT 2017).

2. Material und Methodik

Es wurden 25 Gesteinsproben mit den jeweils zugehörigen polierten Handstücken und Dünnschliffen bearbeitet. 15 Handstücke stammen aus dem Aufschluss Thale (Th11 - Th25), 10 Kernsegmente aus der Bohrung Remlingen 5 (Re4 - Re13). Die Gesteinsproben stammen aus dem 3. Kleinzyklus und dem basalen 4. Kleinzyklus der Calvörde-Formation (Abb. 3). Die

Epoche	Lithostratigraphie			Kleinzyklen und Oolith-Horizonte	Profile	
Untertrias	Buntsandstein Gruppe	Untere Buntsandstein Subgruppe	Bernburg-Formation	9	Lambda	Remlingen 5 Südbahneinschnitt Thale
				8	Kappa	
				7	Jota	
				5-6	Theta	
				4	Eta	
				1-3	Zeta	
			Calvörde-Formation	10	Epsilon	
				9	Delta	
				7-8	Gamma 3	
				6	Gamma 2	
				5	Gamma 1	
				4	Beta 2	
				3	Beta 1	
				2	Alpha 2	
1	Alpha 1					

Abb. 2: Stratigraphische Tabelle des Unteren Buntsandsteins in Mitteldeutschland. Regionale lithostratigraphische Unterteilung nach PUFF & RADZINSKI (2013), Oolith-Horizonte nach SCHULZE (1969) und RADZINSKI (2008), Kleinzyklen nach SZURLIES (2001). Die Profilaufnahme und sedimentpetrographische Bearbeitung umfasst den 3. und basalen 4. Kleinzyklus.

Fig. 2: Stratigraphy of the Lower Buntsandstein in Central Germany. Regional lithostratigraphic subdivision after PUFF & RADZINSKI (2013), oolite horizons after SCHULZE (1969) and RADZINSKI (2008), small-scale cycles after SZURLIES (2001). The sections include the third and the lower fourth small-scale cycle.

petrographischen Merkmale der Dünnschliffe wurden mit Polarisationsmikroskopen (Olympus BH2 und Vanox AHB3) semiquantitativ ermittelt. Die Sedimentstrukturen wurden im Aufschluss, anhand der Bohrkerne und an ausgewählten polierten Handstücken beschrieben.

Die Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse (μ -XRF) ist ein nicht-destruktives Verfahren, welches eine hohe Ortsauflösung kombiniert mit hoher Sensitivität für geringe Elementkonzentrationen bietet (FRITZ et al. 2016, HOEHNEL et al. 2017). Es wurde ein Bruker Nano Analytics μ -XRF-Spektrometer verwendet, mit einer Mikrofokus-Rh-Röntgenröhre, Polykapillaroptik (Typ M4 Tornado) mit 25 μ m Spotgröße und Si-Drift-Detektor. Die Messungen wurden mit 50 kV Röhrenspannung und 600 μ A Anodenstrom durchgeführt, mit 20 mbar Vakuum in der Probenkammer. Mit dem μ -XRF-Scanner wurden Verteilungskarten der Hauptelemente Si, Al,

Fe, Ca, K, Cl, Na und Mg sowie der Spurenelemente Ti, Mn, S, Sr und Zr an zwei oolithischen Kalksteinen ermittelt.

3. Profile

Im Aufschluss Th sind die Kleinzyklen 2 – 6 der Calvörde-Formation aufgeschlossen (Scholze et al. 2017). Die Lithologie und Lithostratigraphie des Profils wurde im Detail von SZURLIES (1999) beschrieben und stellt ein Referenzprofil für den unteren und mittleren Abschnitt der Calvörde-Formation dar. Die Bohrung Re5 hat die Kleinzyklen 1 – 10 der Calvörde-Formation komplett durchteuft. Der Bohrkern wurde von PAUL & KLARR (1987) erstmals beschrieben und dient seither als Referenz für die gesamte Calvörde-Formation.

In dieser Arbeit wird der 3. und basale 4. Kleinzyklus einschließlich der Oolith-Horizonte β_1 und β_2 in beiden Profilen verglichen. Die Profile Th und Re liegen etwa 50 km voneinander entfernt (Abb. 1 A). Der Kleinzyklus 3 ist in Th 20,5 m mächtig und erreicht in Re eine Mächtigkeit von 21,2 m. Der Oolith-Horizont β_1 (Thale-Horizont) ist in Th 7,2 m mächtig und hat in Re eine Mächtigkeit von 8 m. Die oolithischen Lagen erreichen in Th eine kumulative Mächtigkeit von 2,15 m, in Re 1,79 m. Der tonig-siltige Dachbereich (TSD) des 3. Kleinzyklus ist in Th 13,3 m mächtig, in Re beträgt die Mächtigkeit 13,2 m.

4. Lithofaziestypen

Der Lithofaziesassoziation (LFA) oolithischer Lagen der Profile Th und Re sind drei Lithofaziestypen (LFT) zuzuordnen: 1) oolithischer Kalkstein, 2) oolithischer Sandstein und 3) karbonatischer Sandstein, die im Folgenden beschrieben werden und in Tabelle 1 zusammengefasst sind.

4.1 Oolithische Kalksteine (LFT 1)

Faziescharakteristika: Die polierten Handstücke der Lithofazies 1 zeigen hellbeige, bräunliche bis dunkelgraue Farben und sind massig ausgebildet (Abb. 4) Ooide sind makroskopisch erkennbar und zeigen einen zwei-phasigen Aufbau der Hüllen (Cortices) (Abb. 4 A, C). Die Ooide der Bank β_1 in Th (Abb. 3) zeigen coarsening upward. Es überwiegen grainstones (gs)

Abb. 3: Lithologische Profile des 3. und basalen 4. Kleinzyklus der Calvörde-Formation. Die oolithischen Lithofazies (LFT 1-3) sind in Tab. 1 erläutert. T-R Zyklen ermöglichen eine weitere Untergliederung der Calvörde-Kleinzyklen und die laterale Korrelation beider Profile. Mineralbestände und Ooid-Gehalte wurden semiquantitativ ermittelt. A) Profil der Bohrung Remlingen 5. B) Profil des Aufschlusses Südbahneinschnitt Thale.

Fig. 3: Lithologic profiles of the third and lower fourth cycle ("Kleinzyklus") of the Calvörde Formation. Oolitic lithofacies (LFT1-3) are explained in Tab. 1. T-R Cycles allow for a further subdivision of the Calvörde cycles and for correlation of both sections. A) Remlingen 5 drill core section, Lower Saxony, Central Germany. B) Thale railway cut section, Saxony-Anhalt, Central Germany

Legende		
Lithologie	Sedimentstrukturen	Mineralbestand
 Oolithischer Kalkstein (LFT 1)	 horizontale Lamination	 Calcit
 Oolithischer Sandstein (LFT 2)	 wellige, nicht-parallele Lamination	 Quarz
 Karbonatischer Sandstein (LFT 3)	 flache Schrägschichtung	 Anhydrit
 Sandstein	 planare Schrägschichtung	 Pyrit
 Tonstein	 Trogschrägschichtung	 Muskovit
 Tonstein mit sandigen Lagen	 Belastungsmarke	Dunham
 Siltstein	 Entwässerungsstruktur	ms Mudstone
 Kernverlust	 Trockenrisse	ws Wackestone
	 Styloliithe	ps Packstone
	 Stromatolith	gs Grainstone
	 ball-and-pillow-Struktur	

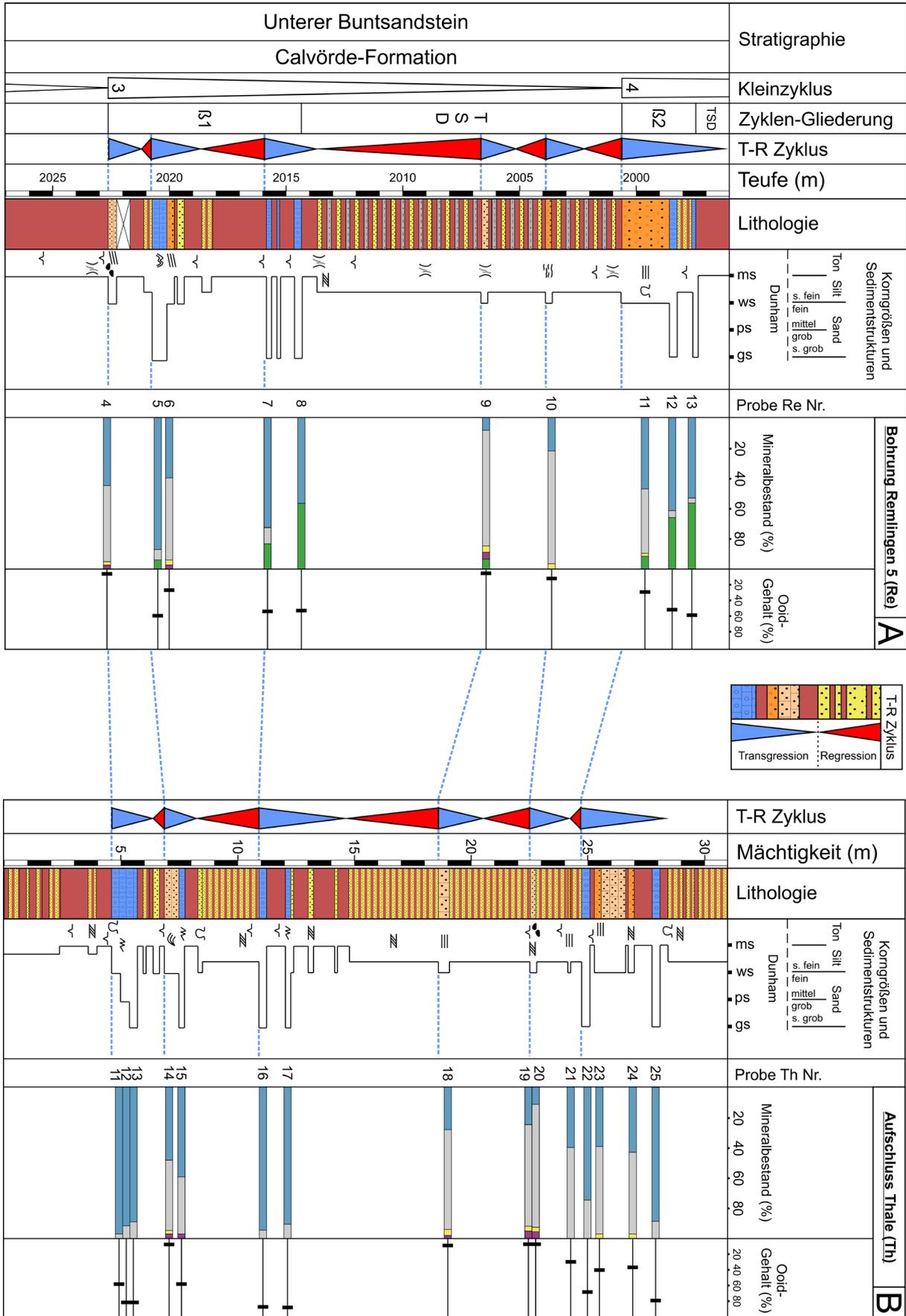
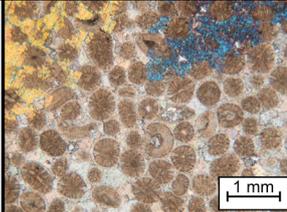
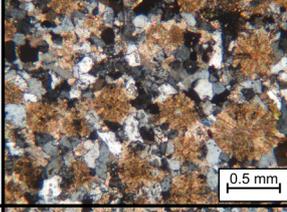
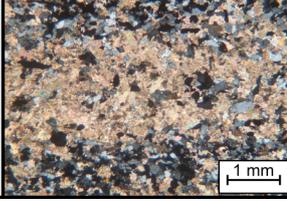


Tabelle 1: Faziescharakteristika der Lithofaziesassoziation (LFA) oolithische Lagen, die in drei Lithofaziestypen (LFT 1 - 3) untergliedert werden. Die Klassifikation der Lithofaziestypen über Ooid-Gehalt ist angelehnt an PALERMO et al. (2008).

Table 1: Facies characteristics of the oolitic lithofacies association (LFA) which is subdivided into colour-coded lithofacies types (LFT 1 - 3). The subdivision of the lithofacies types via ooid content is derived from PALERMO et al. (2008).

	LFT	Ooid-Gehalt	Charakteristika	Sedimentstrukturen	Dünnschliff (XPL)
LFA Oolithische Lagen	1) Oolithischer Kalkstein	> 50 %	moderat bis gut sortierte Wacke- bis Grainstones radialstrahlige, radial-konzentrische und mikritische Ooide, Ostrakoden Zementation durch Calcit und/oder mesodiagenetischen Anhydrit hochenergetische Ooid-Barren	massig, Feinschichtung, coarsening upward, Stromatolithe, Mikrostylolithe	
	2) Oolithischer Sandstein	< 50 %	gut sortierte Feinsandsteine aus angularen, equigranularen Quarzen radialstrahlige bis mikritische Ooide in Porenräumen Lagen mit erhöhten Muskovit-, Pyrit- und Organik-Gehalten spill-over Ablagerung durch Stürme	horizontale Lamination, planare Schrägschichtung, low-angle Schrägschichtung, Belastungsmarken, Entwässerungsstrukturen	
	3) Karbonatischer Sandstein	< 10 % Fortgeschrittene Rekristallisation	gut sortierte Feinsandsteine aus angularen, equigranularen Quarzen rekristallisierte Calcit, Drucklösung, Ooide selten strukturell erhalten Lagen mit erhöhten Muskovit-, Pyrit- und Organik-Gehalten spill-over Ablagerung durch Stürme	horizontale Lamination, low-angle Schrägschichtung, Trogschrägschichtung, Entwässerungsstrukturen	

und wackestones (ws), untergeordnet packstones (ps). Die Ooide können komplett oder teilweise herausgelöst sein (Abb. 4 A). An der Oberkante eines gs-Intervalls (Bank β1a, Re, Abb. 3) treten mm-dicke Stromatolithe auf (Abb. 4 B). Dicktafelige Anhydritkristalle kommen in zahlreichen Handstücken aus Re vor und sind an Klüfte gebunden (Abb. 4 D).

Die kalzitischen Ooide des LFT 1 erreichen Durchmesser von 0,3 – 4 mm und sind überwiegend regelmäßig kreisförmig. Daneben treten Ooid-Bruchstücke mit erneuter ooidischer Umkrustung (regenerated ooids) auf. Die Cortices sind radial-konzentrisch (RK) bzw. radialstrahlig (purely radial ooids; PRO) aufgebaut (Abb 4 C, Abb. 5 A-C) und können partiell bis vollständig mikritisch ausgebildet sein. Als Nuklei treten Quarzkörner, Pelloide oder granulare Calcite auf (Abb. 5 C). Die radialstrahligen Lagen der Ooide zeichnen primäres Aragonit-Kristallwachstum nach (vgl. Kap. 6), meist überprägt durch frühdiagenetische, mikrobielle Mikritisierung (Abb. 4 C, Abb 5 B, C). Konzentrische Umrisse können beginnend cerebröid ausgebildet sein. Im Innern eines Ooids können sekundär gelöste Hohlräume und drusige Rekristallisationen auftreten (Abb. 4 A, Abb. 5 A). Die Grundmasse besteht aus detritischen Quarzen, mit angularen, selten subangular bis runden Umrissen. Feiner Pflanzendetritus (< 1 mm Dicke), Muskovit, Pyrit und Plagioklas treten akzessorisch auf. Daneben kommen vollständige oder disartikulierte Schalen von Ostrakoden vor, untergeordnet auch Bruchstücke von Bivalven (Abb. 5 B).

Mikro-Röntgenfluoreszenz (μ-XRF)-Analyse: Es werden Elementverteilungsmuster an einer dünnen stromatolithischen Lage (SL) und an Ooiden des Thale-Horizonts (β1) mit Hilfe von μ-XRF-Daten analysiert.

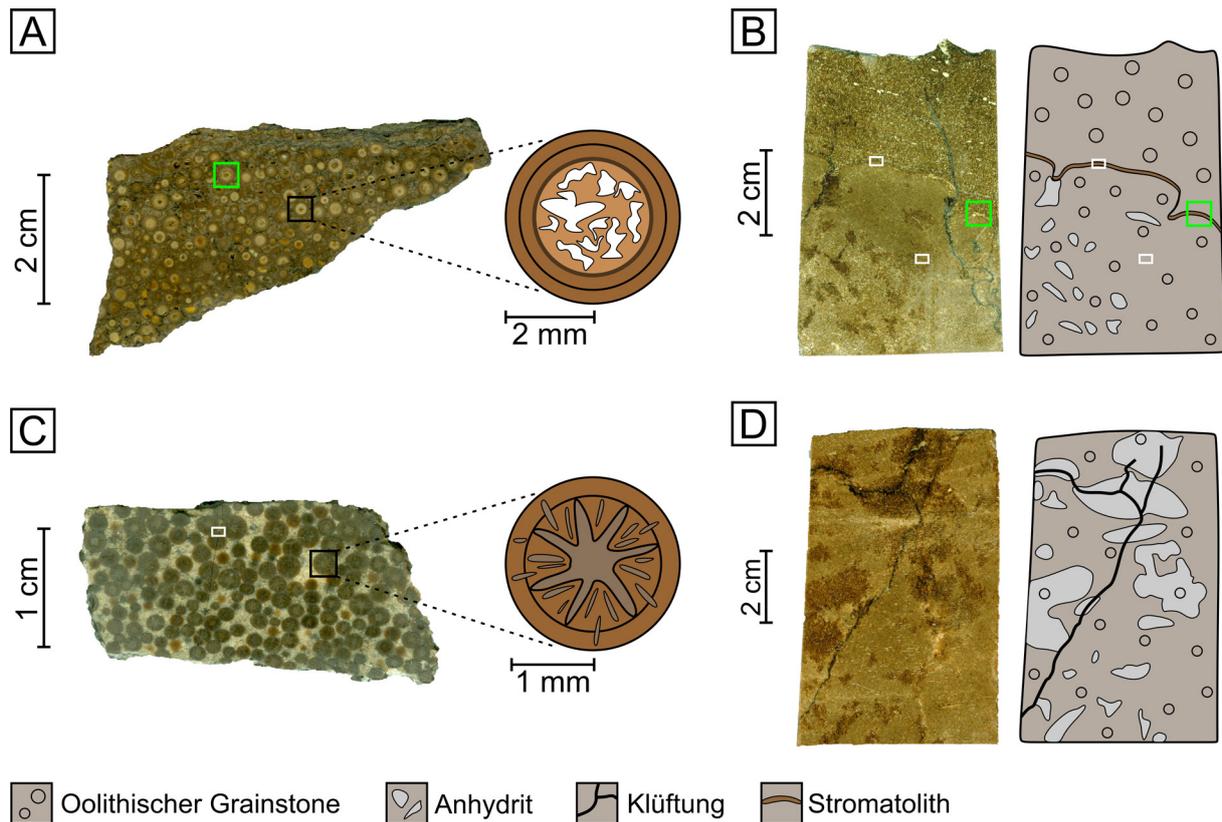


Abb. 4: Polierte Handstücke der oolithischen Kalksteine (LFT 1). A) Oolithischer gs mit zwei-phasigen Ooiden. Der innere Cortex zeigt Lösungsspuren, der äußere Cortex ist konzentrisch angelegt; Th13 (grünes Rechteck zeigt das Ooid in Abb. 7). B) Zwei oolithische gs-Intervalle mit unterschiedlichen Ooid-Durchmessern. Das untere gs-Intervall wird an der Oberkante von einer stromatolithischen Lage überwachsen; Re5; Rechtecke zeigen die Lage der Dünnschliffe in Abb. 5 D; grüne Rechtecke zeigen Position der Dünnschliffe in Abb. 6. C) Oolithischer gs mit radialstrahligen Ooiden; Th15; Rechtecke zeigen Position der Dünnschliffaufnahme in Abb. 8 C. D) Oolithischer gs mit Anhydrit-Nestern, die an Klüfte gebunden sind; Re7.

Fig. 4: Polished specimens of oolitic limestones (LFT 1). A) Oolitic grainstone (gs) composed of poly-phase ooids. The inner cortex is strongly leached while the outer cortex shows concentric arranged laminae; Th13; green rectangle indicates position of ooid in Fig. 7. B) Two oolitic gs intervals showing different ooid diameters. The top of the lower gs interval is encrusted by a thin microbial mat; Re5. C) Oolitic gs with radial ooids; Th15. D) Oolitic gs partially cemented by patchy anhydrite, related to fracture systems.

Die Dünnschliffaufnahme sowie die Elementverteilungsmuster (Ca, Si, Fe und Zr) einer SL des LFT 1 sind in Abb. 6 A-E (Re5) dargestellt. Die Verteilungskarten der Elemente Ca und Si sind annähernd negativ korreliert, wobei Ca sowohl in den Cortices, als auch untergeordnet in calcitischen Porenraumzementen zwischen den Ooiden vorkommt (Abb. 6 B). Die Si-Verteilung zeichnet detritische Quarze in den Zwickelhohlräumen zwischen Ooiden nach (Abb. 6 C); daneben ist Si auch dispers verteilt in der SL anzutreffen. Die SL in Re5 (Vgl. Abb. 4 B, Abb. 5 D, Abb. 6 A) wird durch erhöhte Gehalte der Elemente Ca, Si, Fe und Zr charakterisiert (Abb. 6 D). Die Ca-Gehalte der SL sind - im Vergleich zu den Ooiden - deutlich abgereichert. Erhöhte Fe-Gehalte in den Zwickelhohlräumen zwischen den Ooiden kontrastieren mit geringen Fe-Gehalten innerhalb der Ooide.

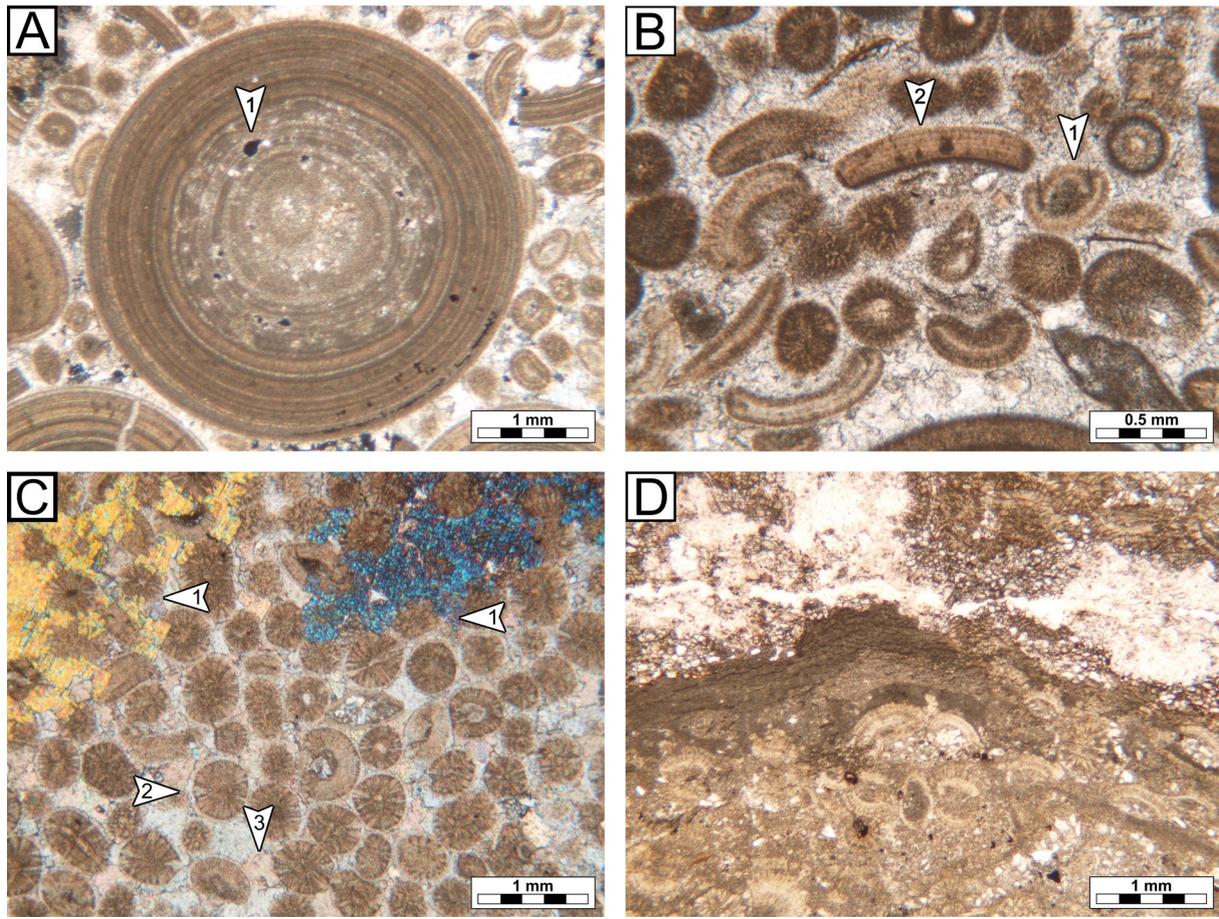


Abb. 5: Dünnschliffaufnahmen der oolithischen Kalksteine (LFT 1). A) Zwei-phasiger Ooid mit innerem mikritischen Cortex und partiellen Lösungsspuren (1). Die Grenzfläche des inneren Cortex ist cerebröid. Die äußere Hülle besteht aus radial-konzentrischen Calcitlagen; Th13, PPL. B) Radial rekristallisierte Ooide (PRO) - partiell mikritisch - und mit rauen, unregelmäßigen Umrissen; daneben Schalen von Ostrakoden (1) und angebohrten Bivalven (2) in einer mikrosparitischen Matrix; Th13, PPL. C) Oolithischer gs mit zwei Diageneseffronten von sekundärem, poikilitischem Anhydrit, der den calcitischen Zement vollständig verdrängt (1). Ein früher, radialer Zement umwächst die Ooide (2) und wird von einem späteren Sparitzement (3) umwachsen. Die Ooide sind radialstrahlig bis mikritisch und haben granulare Calcite oder Peloide als Nuklei; Re5, XPL. D) Stromatolithische Lage (SL) überwächst ein oolithisches gs-Intervall; Re5, PPL (vgl. Abb. 4B).

Fig. 5: Thin-section photomicrographs of oolitic limestones (LFT 1). A) Polyphase ooid with inner micritic cortex and partial leaching (1). The inner cortex with a partially cerebröid outline and radial-concentric layers of the outer cortex; Th13, PPL. B) Purely radial ooids (PRO) with radial recrystallization and partial micritization, ostracods (1) and bivalve fragments with borings (2) in a microsparitic matrix; Th13, PPL. C) Oolitic gs showing secondary poikilotopic anhydrite replacing primary calcite (1) along diagenetic fronts. Circum-granular calcite radially encrusting ooids (2) and are followed by sparite cements (3). The nuclei of radial-concentric or micritic ooids are composed of calcite crystals or peloids; Re5, XPL. D) Microbial mat encrusting the upper surface of an oolitic gs interval; Re5, PPL.

Die Verteilungsmuster von Fe und Si lassen im gesamten Schliffausschnitt wenig Deckungsgleichheit erkennen, wogegen die feinverteilten Si- und Fe-Gehalte der SL nahezu deckungsgleich sind und eine ca. 70%ige Übereinstimmung mit Zr zeigen. (Abb. 6 E). Erstere werden als feinste detritische Quarze (Silt-Tonkorngröße) mit Tonmineralbeimengungen interpretiert, die lichtmikroskopisch nicht nachweisbar sind. Die fein verteilten Ca-Signaturen der SL werden biogenen Anteilen (Cyanobakterien) zugeordnet, die zur Fixierung des

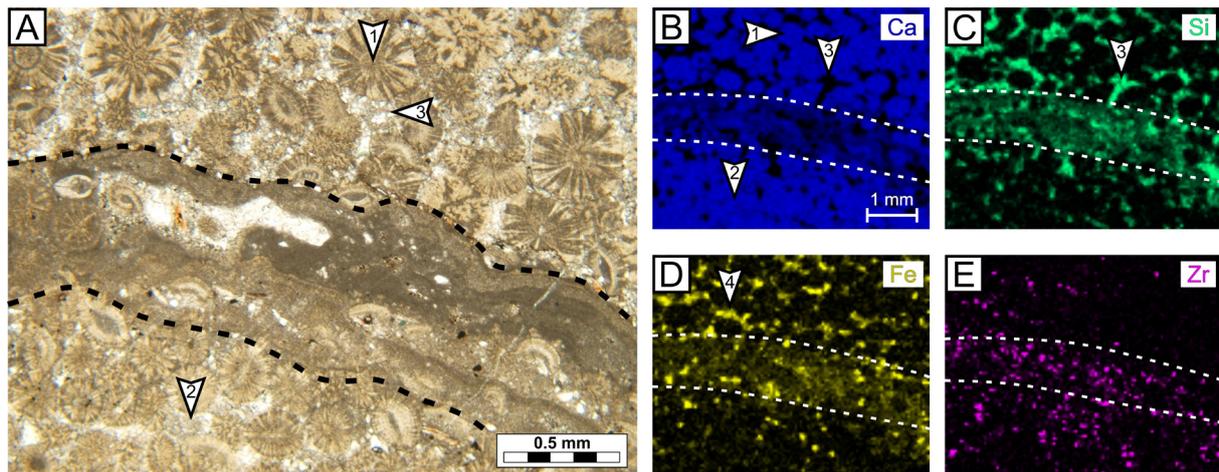


Abb. 6: Dünne stromatolithische Lage (SL) mit Ooiden aus LFT 1 (vgl. Abb. 4B) und μ -XRF-basierte Elementverteilungsmuster. A) Dünnschliffaufnahme der SL, radialstrahlige Ooide (1), in Zwickelhohlräumen calcitische Zementation (2) und detritische Quarzkörner (3). B-D) Die Verteilungsmuster von Ca sowie Si+Fe sind negativ korreliert (3, 4). Die Ca-Verteilung folgt den Ooiden (1) sowie der calcitischen Zementation (2), Si+Fe sind an die SL bzw. an Zwickelhohlräume (3, 4) gebunden. E) Zr zeigt in der SL eine deutliche Signatur, die auch im unterliegenden gs-Intervall erhöht ist.

Fig. 6: Thin stromatolithic layer (SL) with ooids of LFT 1 and element-specific μ -XRF scanner pictures to illustrate the element-distribution. A) Microphotograph of SL, radial ooids (1), pore-filling calcitic cementation (2) and detrital quartz grains (3). B-D) Concentrations of Ca and Si+Fe are negatively correlated (3, 4), Ooids (1) and calcitic cementation (2) are reflected by high Ca concentrations, while Si+Fe are following the microbial mat and pore space. E) Zr shows high concentrations within SL and the underlying gs interval.

feindetritischen Materials zu einem stromatolithischen, biosedimentären Gefüge beitragen (z.B. NOFFKE et al. 2001).

Die Elementverteilungsmuster (Ca, Si, Fe, P, K und Al) eines zweiphasigen Ooids des LFT1 sind in Abb. 7 A-E (Th13) dargestellt. Der innere Cortex zeigt sowohl makroskopisch als auch lichtmikroskopisch Lösungsspuren (Abb. 4 A, Abb. 5 A), die durch unregelmäßige, schwache Ca- und Si-Signaturen und durch starke, unregelmäßige Fe-Signaturen nachgezeichnet werden. Der äußere Cortex des Ooids zeigt gleichmäßig hohe Ca-Signaturen und schwache Fe- und Si-Signaturen.

Im Vergleich mit dem Dünnschliff sind die Si-Verteilungsmuster klar detritischen Quarzkörnern in Zwickelhohlräumen zuzuordnen. Die erhöhten Si-Fe-Werte (inkl. unregelmäßig schwacher K- und Al-Gehalte) des inneren Cortex werden der zeitweiligen terrigenen Überprägung eines (trockengefallenen) Ooides zugeordnet, das anschließend erneut ooidisch umkrustet wurde (äußerer Cortex, mit sehr schwachen K und Al-Gehalten). Die erhöhten K- und Al-Signaturen der Zwickelhohlräume werden als Tonmineralbeimengungen interpretiert. Die überwiegend schwach diffuse Verteilung des Elements S mit punktuell erhöhten Werten in Zwickelhohlräumen (korrelierend mit erhöhten Ca-Werten) kann petrographisch nicht verglichen werden.

Diagenese: In LFT 1 ist eine mehrphasige Zementationsabfolge zu beobachten: in quarzarmen, schwach kompaktierten gs umwachsen nadelige, radiale Anwachsamente (circum-granular cements) mit idiomorphen, säulenförmigen Calcitkristallen die Ooide (Abb. 8 A), gefolgt von (mikro)sparitischen pastellfarben-transparenten, überwiegend equigranularen Zementen, die die Resthohlräume verfüllen (Abb. 5 C, Abb. 8 A, B). Oolithe mit ausgeprägten nadeligen Anwachsamenten zeigen kaum Anzeichen einer Kompaktion. Mit steigendem Quarzgehalt

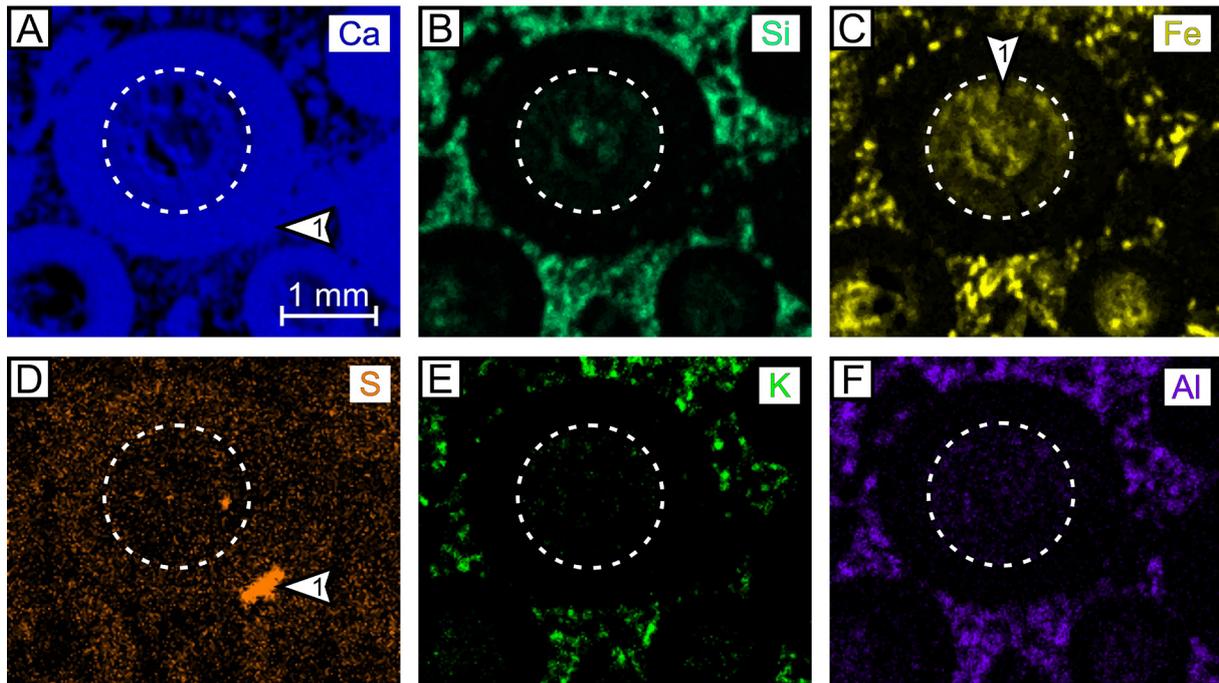


Abb. 7: μ -XRF-basierte Elementverteilungsmuster eines zweiphasigen Ooids aus LFT 1 (vgl. Abb. 4A). A) Ooidkruste Ca-reich, im Kern unregelmäßige, schwächere Ca-Verteilung. B-C) Kern des Ooids mit erhöhten Si+Fe-Gehalten (1). D) Dispers verteiltes S, lokal erhöht (1) und in Verbindung mit erhöhten Ca-Gehalten (1). E-F) Verteilungen von K und Al sind nur in den Zwickelhohlräumen erhöht, hier auch in Verbindung mit erhöhten Si+Fe-Signaturen.

Fig. 7: μ -XRF-based element distribution of a polyphase ooid from LFT 1 (see Fig. 4A). A) The outer cortex is rich in Ca while the inner cortex shows low, irregular Ca concentrations. B-C) Inner cortex of the ooid with increased Si+Fe concentrations (1). D) Disperse distribution of S and local higher S-peaks correlate with higher Ca concentrations (1). E-F) Concentrations of K and Al are enriched in the pore space and are connected to increasing Si+Fe intensities.

treten die nadeligen Anwachszemente um Ooide seltener auf.

In Proben der Bohrung Remlingen 5 kann poikilitischer Anhydrit mit scharfen Diagenese-fronten den primären calcitischen Zement zwischen den Ooiden verdrängen (Abb. 5 C, Abb. 8 B). Bei hoher Ooidpackung oder erhöhten Quarzgehalten in den Zwickelhohlräumen bleibt eine Zementation durch Anhydrit aus. In quarzreichen, oolithischen gs treten oft konkav-konvexe bzw. suturierte Kontakte (Mikrostyrolithe) zwischen den Ooiden, sowie Zement-verfüllte Risse (septarian cracks) auf (Abb. 8 C). Punktkontakte zeigen geringe Kompaktion an - suturierte Kontakte sind Ausdruck starker Kompaktion; konkav-konvexe Kontakte entstehen durch Drucklösung an Korn-zu-Kornkontakten. Mikrostyrolithe werden durch unlösliche Komponenten wie Eisenoxide oder Tonminerale bräunlich nachgezeichnet. In oolithischen gs treten Risse (septarian cracks) auf, die auch Mikrostyrolithe bzw. konkav-konvexe Kontakte durchschlagen (Abb. 8 C) und deren Entstehung auf zunehmenden Auflastdruck bei der Versenkung zurückgeführt wird (ASTIN 1985).

Interpretation der Ablagerungs- und Diageneseprozesse der LFT 1: Marine und lakustrine Ooide entstehen in flachen (< 2 m Wassertiefe), warmen, bewegten, karbonat-gesättigten, mitunter hypersalinen Gewässern, unter mikrobieller Beteiligung (PAUL & PERYT 2000, TUCKER & WRIGHT 2008); in den hier untersuchten Profilen wurden die Ooide durch sturminduzierte Wasserbewegung in Ooid-Barren bzw. spill-over lobes (Verteilungsloben) zusammenschwemmt. Die beobachtete inverse Gradierung oolithischer Kalksteine weist auf abnehmende

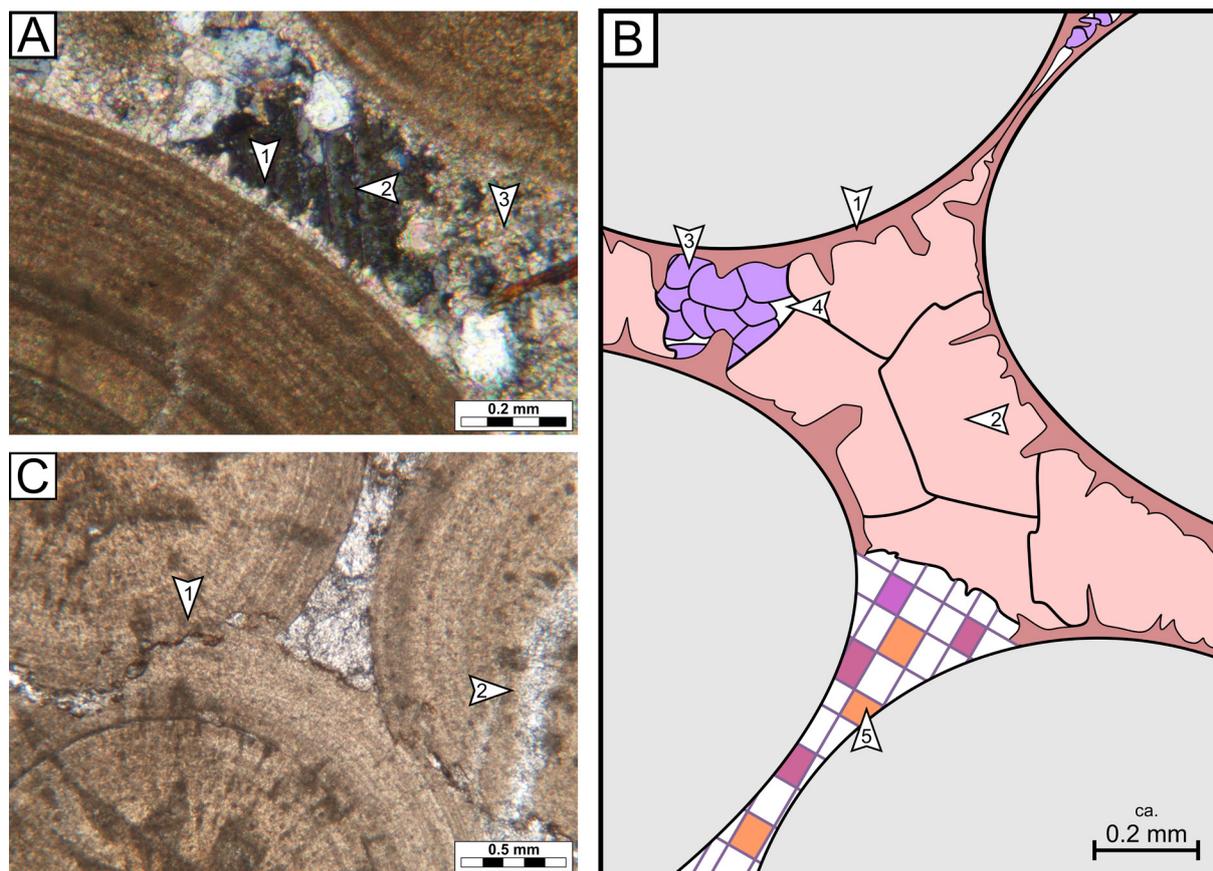


Abb. 8: Diagenese-Merkmale und Paragenese der oolithischen Kalksteine (LFT 1). A) Frühdiagenetische, nadelige Anwachsamente um Ooide (1) und blockige Sparit-Zemente (2, ausgelöscht) im Porenraum zwischen Ooiden. Untergeordnet tritt Mikrosparit auf (3); Th13, XPL. B) Schema der Paragenese von LFT 1: primäre Zementation durch frühen Anwachsament (1), gefolgt von sparitischem Blockzement (2) und Mikrosparit (3), geringe Primärporosität (4). Mesodiagenetischer, poikilitischer Anhydrit (5) verdrängt die primären Zementgenerationen. C) Mikrostylolithe (1) und Calcit-verfüllte septarian cracks (2); Th15, PPL.

Fig. 8: Diagenetic features and paragenesis of oolitic limestones (LFT 1). A) Early circum-granular calcite crusts with radial overgrowth of ooids (1), equant, blocky sparite (2, extinguished) filling pore spaces between ooids, and subordinate microsparite (3); Th13, XPL. B) Schematic paragenesis of LFT1: Primary cementation is dominated by early circum-granular calcite crusts (1), blocky sparite (2) and microsparite (3), resulting in low primary porosity (4). Poikilotopic anhydrite cement (5) replaces primary calcite cements. C) Microstylolites (1) and septarian cracks filled with calcite (2); Th15, PPL.

Wassertiefe und gleichzeitig zunehmende Wasserbewegung hin (shoaling). Diese Phänomene werden auch an verschiedenen rezenten Seeufern beschrieben, bedingt durch auf-/ablandige Winde (KROONENBERG et al., 2000; OVEREEM et al., 2002; FIROOZ FAR et al., 2012). Anreicherungen zu oolithischen Kalksteinen werden hohen Seespiegelständen (verstärkte Süßwasserzuflüsse) zugeschrieben (PALERMO et al. 2008). Die oolithischen Sandbänke (oolitic shoals) absorbieren Wind- und Wellenenergie des Sees (ROMAN 2004, PALERMO et al. 2008). VOIGT (2017) beschreibt drei regional bedeutsame Ooid-Barren im Umland des Harzes; die nördlichste schließt Profil Th ein. Eine weitere Barre ist auf Grund paläogeographischer Vergleiche für den Bereich von Re anzunehmen (Abb. 1 B). Die Ooid-Barren sind von feinklastischem Eintrag durch Flüsse durch die erhöhte Wasserbewegung weitgehend abgeschirmt, jedoch kommen feinsandige, detritische Quarze und Akzessorien zur Ablagerung. Akzessorisch auftretende

gerundete Quarzkörner weisen auf schwachen äolischen Sedimenteintrag hin (vgl. MAASS et al. 2010). Gelegentlich vorkommende Ostrakoden werden von euryhalinen Gewässern mit höherer Temperatur und episodischen Trockenphasen beschrieben (DE DECKKER 1983).

Die Oolithe mit ausgeprägten nadeligen Anwachsmenten zeigen kaum Anzeichen von Kompaktion, was auf eine Ooid-Zementation vor der Versenkung hindeutet (GOEKDAG 1985). Die folgenden idiomorphen Calcitkristalle zeigen eine Zementation im phreatischen Bereich an (ADAMS & MACKENZIE 1998). Daneben können die Sparit-Zemente auch mesodiagenetisch bei der Versenkung entstanden sein (NICHOLS 2009). Die (Verdrängungs)Zementation durch poikilitischen Anhydrit wird sulfatreichen Lösungen (ausgelaugte unterlagernde Zechsteinevaporite – vgl. STEFAN 1970) zugeschrieben (Mesodiagenese). Das kluftgebundene Auftreten von Anhydrit unterstützt diese Annahme (Abb. 4 D). Detritischer Anhydrit, wie z.B. von HENARES et al. (2014) aus dem Perm der Niederlande beschrieben, wurde nicht beobachtet.

4.2 Oolithische Sandsteine (LFT 2)

Faziescharakteristika: Im polierten Anschnitt sind mm-dünne Wechsellagerungen von dunkelgrauen und rötlich-grauen Laminae zu erkennen (Abb. 9 B). Erstere zeigen erhöhte Gehalte an Ooiden, die rötlich-grauen Laminae sind quarzreich und treten sowohl in horizontal laminierten, als auch flach bis planar schräggeschichteten Intervallen auf. Daneben sind Belastungsmarken bei wellig, nicht-paralleler Lamination anzutreffen (Abb. 9 A).

Mikroskopisch sind die quarzreichen Laminae des LFT 2 aus angularen Quarzkörnern geringer Sphärizität im grobsiltigen bis feinsandigen Bereich aufgebaut. Die ooidreichen Laminae bestehen aus radialstrahligen und mikritischen Ooiden mit Peloiden und Quarzkörnern als Nuklei. Die Laminae-Grenzen zeigen Einschneide-Kontakte zwischen den Ooiden und den Quarzkörnern, als Folge des Kompetenzkontrastes zwischen Quarz und Calcit. Die Ooide werden bei der Kompaktion in die Zwickelhohlräume gepresst und kantig verformt (Abb. 10 A). Ooide mit primär regelmäßigen, runden Umrissen treten nicht auf. Dagegen können Ooide mit nahezu rechteckigen Umrissen beobachtet werden. Quarzkörner können in die

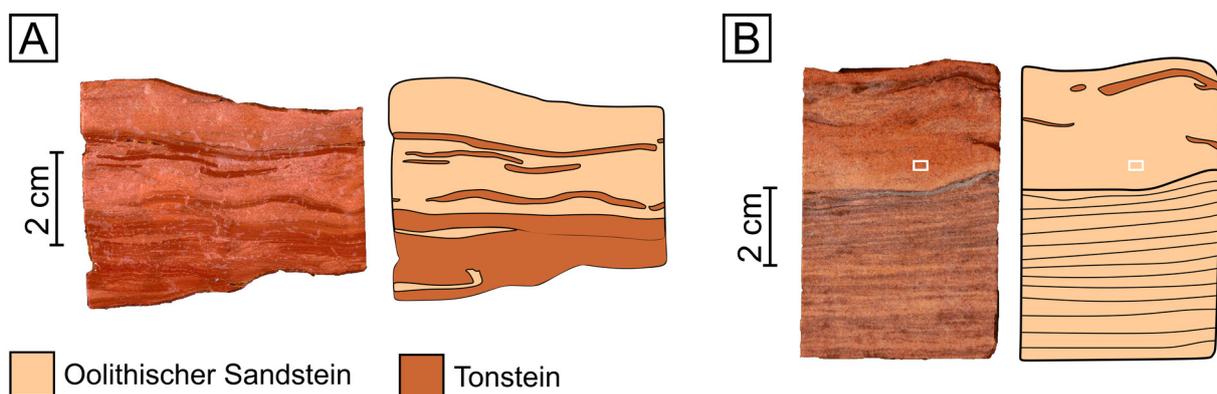


Abb. 9: Polierte Handstücke der oolithischen Sandsteine (LFT 2). A) Wellige, nicht-parallele Lamination (disturbed lamination) von Tonstein-Laminae in oolithischem Feinsandstein; Re10. B) Belastungsmarke (load cast) mit Entschichtung durch Entwässerung. Massiger Feinsandstein mit welligen, nicht-parallelen Tonstein-Laminae (disturbed lamination) liegt horizontal laminiertem Feinsandstein-Intervall auf; Re11; Rechtecke zeigen Position der Dünnschliffaufnahme in Abb. 10 D.
 Fig. 9: Polished samples of oolitic sandstones (LFT 2). A) Oolitic, finegrained sandstone and alternating claystone laminae with wavy, non-parallel lamination (disturbed lamination) ; Re10. B) Load cast with de-stratification caused by de-watering. Massive fine-grained sandstone with intercalated, disturbed claystone laminae lies on top of a horizontally laminated claystone-sandstone interval; Re11; rectangles indicate position of microphotographs in Fig. 10 D.

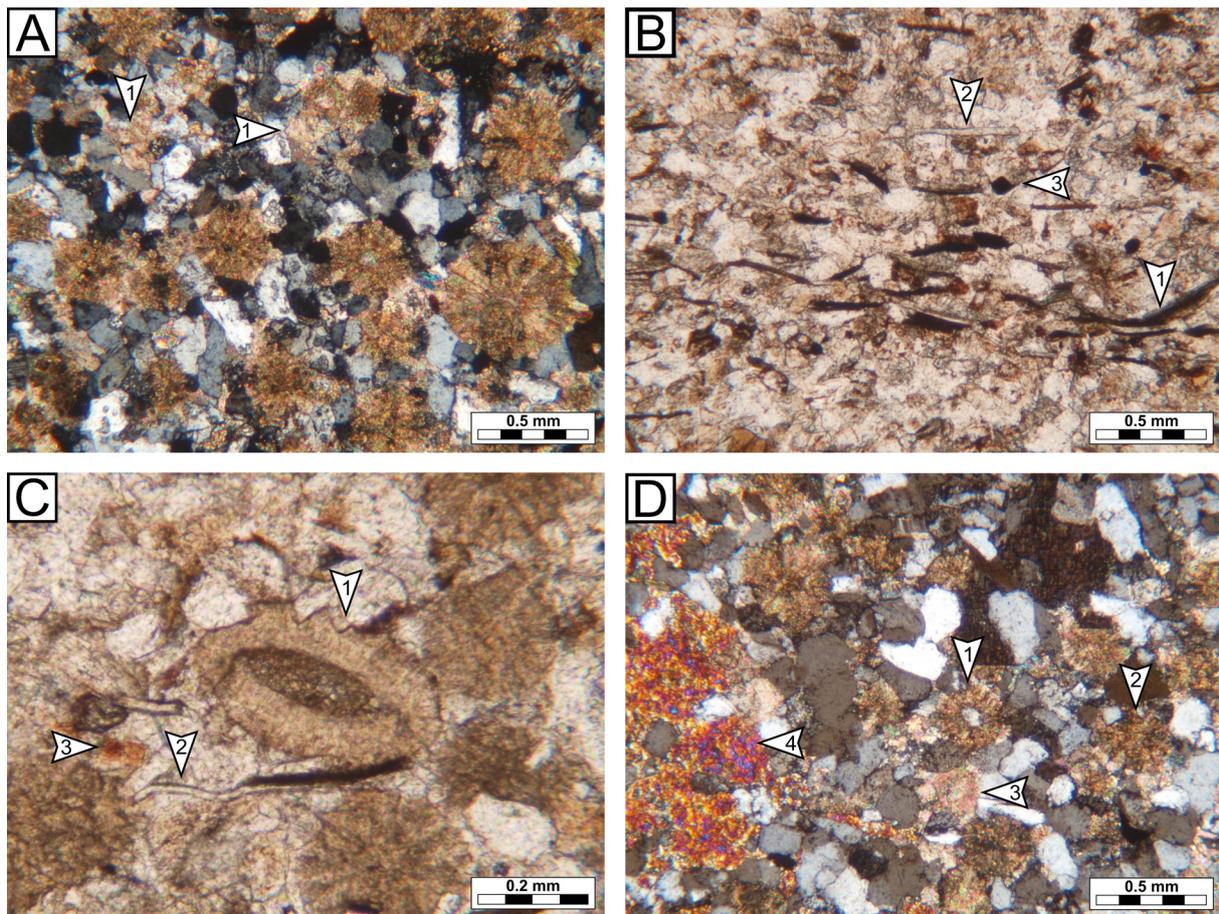


Abb. 10: Dünnschliffaufnahmen der oolithischen Sandsteine (LFT 2). A) Radialstrahlige bis mikritische Ooide sind in Zwickelhohlräume zwischen angularen Quarzkörnern gepresst. Detritische Quarze mit Drucklösungskontakten zu den Ooiden. Rekristallisation zu mikro-sparitischem Zement (1); Th23, XPL. B) Karbonatischer Sandstein mit eingeregelteten Pflanzenresten (1), vereinzelt Muskovit (2) und Pyrit (3); Th24, PPL. C) Gering kompaktierte Ostrakode (1), wellig deformierte Muskovite (2) und feiner Pflanzendetritus zwischen Quarzkörnern, daneben Phosphatkonkretionen (3); Th24, PPL. D) Radialstrahlige (1) und mikritische (2) Ooide, rekristallisierten Calcit (3) in Zwickelhohlräumen zwischen Quarzkörnern und mesodiagenetischer Anhydrit (4); Re11, XPL (vgl. Abb. 9B).

Fig. 10: Thin-section photomicrographs of oolitic sandstones (LFT 2). Quartz grains penetrate less competent ooids (radial and micritic). Pressure solution contacts between ooids and detrital quartz grains, resulting in the recrystallization of microsparite (1); Th23, XPL. B) Carbonatic sandstone with fine plant debris (1), minor muscovite (2) and pyrite (3); Th24, PPL. C) Ostracode shell affected by mechanical compaction (1), deformed muscovite (2), fine plant debris between quartz grains and minor phosphate concretions (3); Th24, PPL. D) Radial (1) and micritic (2) ooids, and recrystallized calcite (3) in pore spaces between quartz grains (mesodiagenetic, subordinate patchy anhydrite cements (4); Re11, XPL (see Fig. 9B).

Ooide einschneiden. Die Rekristallisationsrate der Ooide zu sparitischen Zementen ist mit <10 % gering (Abb. 10 D). Mesodiagenetischer Anhydrit kann in Re kleinere Bereiche zementieren (Abb. 10 D).

Die oolithischen Sandsteine enthalten Ostrakodenschalen mit lagenweisen Volumenanteilen von bis zu 2 %. Zweiklappige Schalen sind - ähnlich wie die Ooide - auch häufig zwischen Quarzkörnern eingepresst (Abb. 10 C). Daneben kommen Muskovit, feindetritischer Pyrit und feiner Pflanzendetritus (<1 mm Dicke) in LFT 2 vor (Abb. 10 B). Muskovit und Pflanzenreste sind häufig wellig zwischen Quarzkörnern deformiert. Lagenweise kann der Anteil an feinem

Pflanzendetritus bis zu 20 % betragen und ist assoziiert mit dem gehäuften Auftreten von Muskovit und Pyrit (Abb. 10 B). Phosphatkonkretionen können akzessorisch auftreten (Abb. 10 C).

Interpretation der Ablagerungsprozesse des LFT 2: Die horizontal laminierten Wechsellaagerungen zwischen ooidreichen und quarzreichen Laminae lassen rasche Wechsel der Strömungsgeschwindigkeiten annehmen und spiegeln, im Wechsel mit flach bis planar schräggeschichteten Intervallen, Ablagerungen im Bereich von spill-over lobes wider. Ooide werden bei sturminduzierten Strömungsereignissen auch küstenwärts transportiert und vermischen sich in spill-over lobes (Verteilungsloben) mit feinklastischen Sanden (PALERMO et al. 2008, VOIGT 2017), deren überwiegend angulare Quarzkörner (bei geringer Sphärizität) geringe Transportwege belegen. In diesen Bereichen sind auch Entwässerungsstrukturen und Belastungsmarken anzutreffen, die auf schwach verfestigte, wassergesättigte Heterolithe und intermittierende, rasche Sedimentschüttungen (z. B. durch Stürme) hinweisen (vgl. MOLINA et al. 1997, STÁRKOVÁ et al. 2015). Gelegentlich gehäufte Vorkommen von feindetritischen Pyriten werden als syn-sedimentäre Bildungen interpretiert, die unter dis-/anoxischen Bedingungen des tieferen Profundals (Sulfatreduktion in Verbindung mit organischem Detritus - vgl. PICARD et al. 2018) entstanden und während der Sturmereignisse mit aufgearbeitet wurden.

4.3 Karbonatische Sandsteine (LFT 3)

Faziescharakteristika: Die polierten Handstücke sind durch Wechsellaagerungen von dunkelgrauen und rötlich-braunen Laminae gekennzeichnet (Abb. 11 A, C). Die dunkelgrauen Laminae zeigen erhöhte Calcit-Gehalte an, die rötlichen bis braunen Laminae sind quarzreich. Es treten sowohl horizontal laminierte, als auch flach schräggeschichtete Intervalle mit Trogschrägschichtung (Abb. 11 A) auf. Zudem sind Belastungsmarken (ball-and-pillow-Strukturen, Abb. 11 B, C) und Entwässerungsstrukturen (Injektionsstruktur, Abb. 11 D) kennzeichnend für LFT 3.

Die Sandsteine des LFT 3 bestehen aus angularen Quarzkörnern mit geringer Sphärizität, Korngrößen liegen im grobsiltigen bis feinsandigen Bereich. Die calcitreichen Laminae führen selten radialstrahlige Ooide (<10 %) (Abb. 12 A). Erhöhte Gehalte von Muskovit und feinem Pflanzendetritus sind oft in dunklen Lagen konzentriert, bzw. können in welliger Anordnung zwischen Quarzkörnern liegen (Abb. 12 C). Phosphatkonkretionen und Plagioklas kommen akzessorisch vor. Rein tonige Zwischenlagen wurden bei der Schliifpräparation gelöst und konnten nicht detailliert untersucht werden (Abb. 12 B). Die mikrosparitisch bis sparitisch zementierten Sandsteine (Abb. 12 A, C) können in Remlingen durch mesodiagenetischen Anhydrit überprägt sein (Abb. 12 D).

Interpretation der Ablagerungsprozesse der LFT 3: Trogschrägschichtungen und kleinskalige Schuttströme zeigen ein erosives, dynamisches Ablagerungsmilieu an. Zusätzlich werden – wie bereits in LFT 2 – Entwässerungsstrukturen und Belastungsmarken beobachtet. Die Ooide in den oolithischen Sandsteinen werden während der Versenkung und Kompaktion druckgelöst und als Sparit-Zemente wieder ausgeschieden.

5. Zyklizität

Die Gliederung der Calvörde-Formation in 10 zehn Kleinzyklen wurde von PAUL & KLARR (1988), RÖHLING (1991) und SZURLIES (2001) entwickelt. An der Basis eines Kleinzyklus liegt ein Oolith-Horizont, gefolgt von Ton- und Siltsteinen des tonig-siltigen Dachbereichs (Szurlies 2001). Die Korngröße nimmt in diesen typischen Sohlbank-Zyklen von der Basis zum Top eines Kleinzyklus ab (fining upward).

PALERMO et al. (2008) ordnen die oolithischen Lagen hohen Seespiegelständen zu, während die Ton-Siltsteine niedrige Seespiegel widerspiegeln. Eine klimatische Steuerung mit humiden

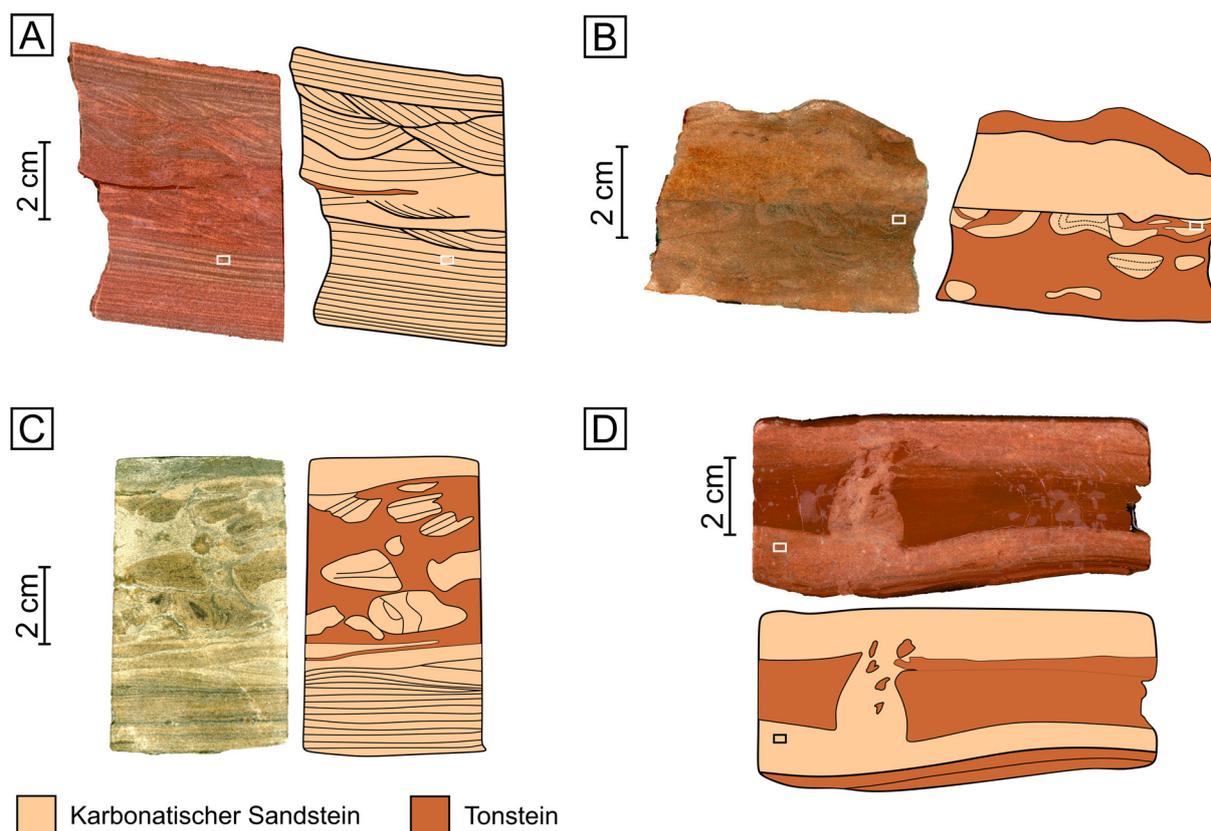


Abb. 11: Polierte Handstücke der karbonatischen Sandsteine (LFT 3). A) Horizontal laminiertes, karbonatischer Sandstein mit zwischengeschalteter Trogschrägschichtung; Th14; Rechtecke zeigen Position der Dünnschliffaufnahme in Abb. 12 A. B) Tonstein-Sandstein-Wechselagerung mit markanter horizontaler Fuge; darunter karbonatisch gebundene Feinsandsteinaggregate mit ball-and-pillow-Strukturen; Th19; Rechtecke zeigen Position der Dünnschliffaufnahme in Abb. 12 B. C) ball-and-pillow-Strukturen (Vgl. Abb. 9 B) in einer Tonsteinlage zwischen zwei karbonatisch gebundenen Sandsteinlagen. D) Entwässerungsstruktur zwischen Sandstein-Tonstein-Wechselagerung, hier ausgebildet als Injektionsstruktur (clastic dike); Re9; Rechtecke zeigen Position der Dünnschliffaufnahme in Abb. 12 C, D.

Fig. 11: Polished samples of carbonatic sandstones (LFT 3). A) Horizontally laminated carbonatic sandstone with intercalated trough cross bedding; Th14; rectangles indicate position of microphotographs in Fig. 12 A. B) Alternating claystone-sandstone separated by a remarkable horizontal fissure; ball-and-pillow structures below are composed of carbonatic fine-grained sandstone; Th19; rectangles indicate position of microphotographs in Fig. 12 B. C) ball-and-pillow structures (see Fig. 9 B) in a claystone sandwiched between two sandstone beds. D) Sandstone-claystone interval with a conspicuous dewatering structure (clastic dike); Re9; rectangles indicate position of microphotographs in Fig. 12 C, D.

bzw. ariden Bedingungen und einem damit verbundenen Anstieg bzw. Abfallen des Seespiegels wird von CLEMMENSEN et al. (1994), GELUK & RÖHLING (1997), SZURLIES (2001, 2003) und BACHMANN & KOZUR (2004) favorisiert.

Die 10 zehn Kleinzyklen der Calvörde-Formation werden aufgrund der klimatischen Steuerung als Milanković-Zyklen interpretiert, die ~100.000 Jahre Exzentrizitäts-Schwankungen widerspiegeln (GELUK & RÖHLING 1999, SZURLIES 2001, BACHMANN & KOZUR 2004). Die hier bearbeiteten Profile lassen eine weitere Untergliederung des 3. Kleinzyklus in jeweils fünf T-R Zyklen (EMBRY 1993) zu, die idealerweise mit maximalen bzw. minimalen Seespiegelständen und entsprechenden Lithofaziestypen gekoppelt sind und als ~20.000 Jahre Präzessions-Zyklen

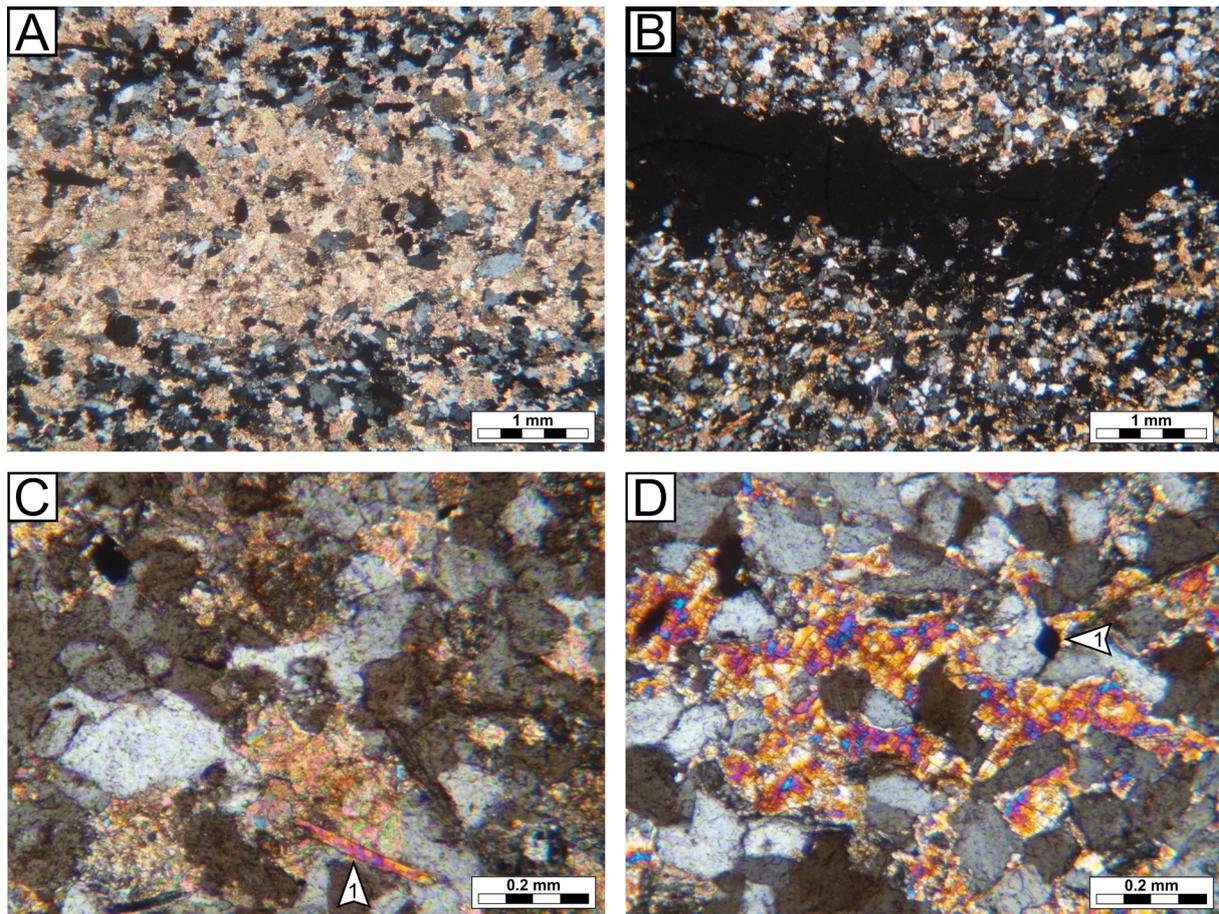


Abb. 12: Dünnschliffaufnahmen der karbonatischen Sandsteine (LFT 3). A) Calcitreiche Laminae in Wechsellagerung mit quarzreichen Laminae; Th14, XPL. B) Karbonatischer Feinsandstein mit Tonlage (schwarz - bei der Schliffpräparation entfernt); Th19, XPL (vgl. Abb. 11B). C) Rekristallisierter, mikro-sparitischer Calcit in Zwickelhohlräumen zwischen Quarzkörnern, daneben Muskovit (1); Re9, XPL. D) Mesodiagenetischer Anhydrit verdrängt rekristallisierten Calcit in den Zwickelhohlräumen zwischen angularen Quarzkörnern, daneben Pyrit (1); Re9, XPL.

Fig. 12: Thin-section photomicrographs of carbonatic sandstones (LFT 3). A) Calcite-rich laminae are interbedded with quartz-rich laminae; Th14, XPL. B) Carbonatic fine sandstone with a horizontal void (black), due to claystone-removal during the preparation process; Th19, XPL (see. Fig. 11B). C) Recrystallized microsparite filling pore spaces between quartz grains; minor muscovite (1); Re9, XPL. D) Precipitation of mesodiagenetic anhydrite replacing recrystallized calcite, and minor pyrite (1); Re9, XPL.

interpretiert werden. Oolithische Kalksteine (LFT 1) oder oolithisch/karbonatische Sandsteine (LFT 2, LFT 3) sind Anzeiger für base-level rise, während Sandsteinlagen inmitten der Tonsiltsteine als Signal eines maximalen base-level fall interpretiert werden; Letztere schneiden bei niedrigem Seespiegelstand in Form fluviatiler Rinnen weitläufig in die Tonebene ein (BECKER 2005, PALERMO et al. 2008).

6. Vergleich mit rezenten Ooiden des Great Salt Lake (GSL)

Die Ergebnisse der sedimentpetrographischen Untersuchung unterstützen ein Ablagerungsmodell, das die Entstehung der fossilen Ooide in einem endorheischen, möglicherweise hypersalinen See platziert. Im Folgenden wird überprüft, ob moderne hypersaline Ooide mit den fossilen Ooiden der Calvörde-Formation strukturelle Ähnlichkeiten teilen.

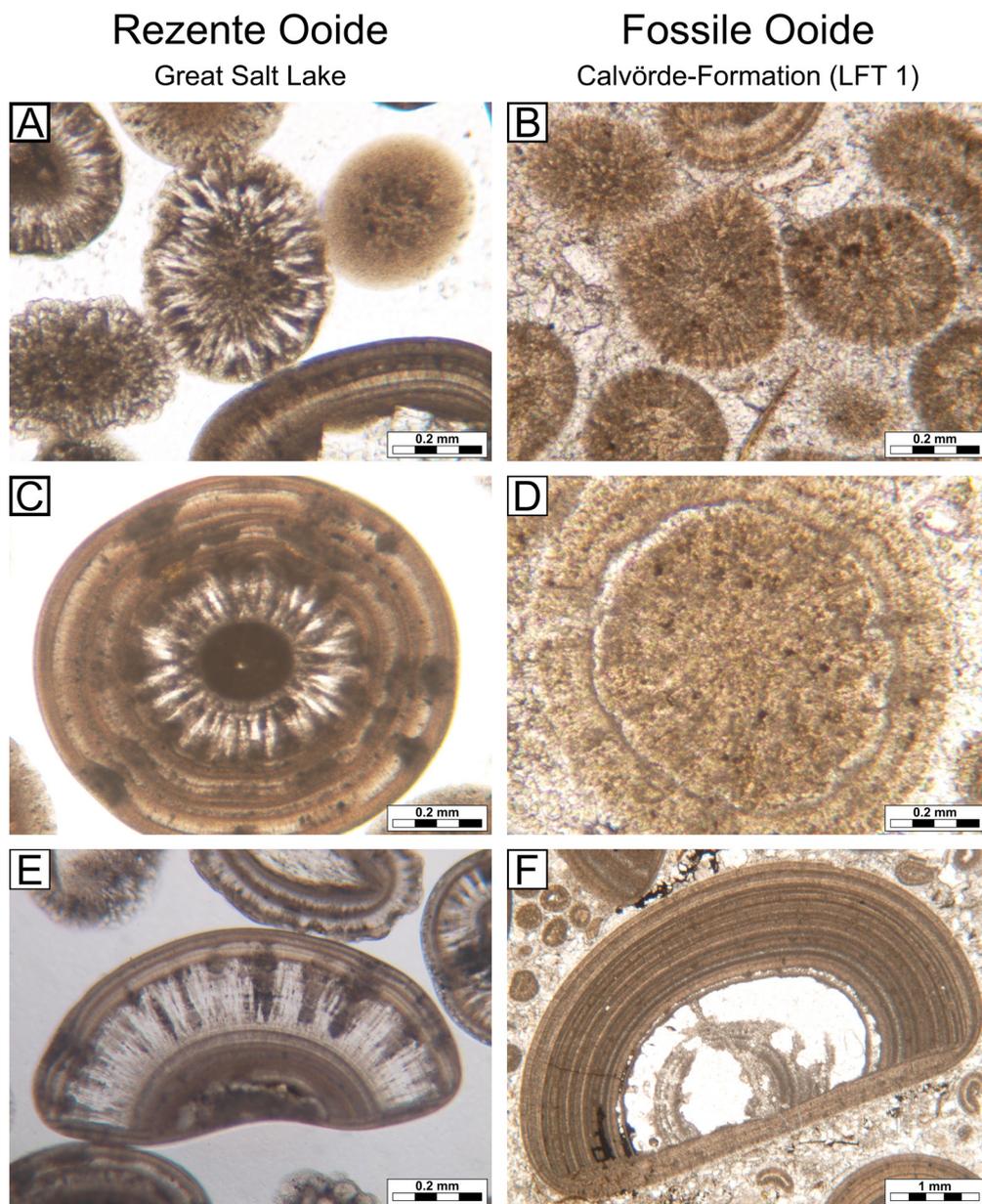


Abbildung 13: Vergleichende Petrographie rezenter und fossiler See-Ooide. In der linken Spalte rezente Ooide aus dem GSL, in der rechten Spalte fossile Ooide aus der Calvörde-Formation. A) Radial rekristallisiertes, partiell mikritisches Ooid aus Aragonit; HW44, PPL. B) Radial rekristallisierte, partiell bis vollständig mikritische Ooide; Th13, PPL. C) Cerebroides Ooid mit radialstrahligem inneren Cortex aus Aragonit. Das Ooid zeigt mikrobielle Lösungsspuren; HW44, PPL. D) Mikritisches, partiell radialstrahliges Ooid mit cerebroidem Umriss; Th17, PPL. E) Radial-konzentrisches Ooidfragment mit nadeligen, radialstrahligen Aragonit wird erneut umkrustet; HW44, PPL. F) Radial-konzentrisches Ooidfragment mit Lösungshohlräumen im Inneren wird erneut umkrustet; Th13, PPL.

Figure 13: Petrographic comparison of modern and fossil lacustrine ooids. Left column refers to modern ooids from the Great Salt Lake, right column with fossil ooids from the Calvörde Formation. A) Radial recrystallized, partially micritic ooid composed of aragonite; HW44, PPL. B) Radial recrystallized, partially and completely micritic ooids; Th13, PPL. C) Ooid with a cerebriform outline and a remarkably radial inner cortex made of aragonite. Ooids show microbial dissolution and precipitation; HW44, PPL. D) Micritic, partially radial ooid with a cerebriform outline; Th17, PPL. E) Radial-concentric fragment of an ooid with radial overgrowth of acicular aragonite; the fragment acts as a nucleus for new coating; HW44, PPL. F) Radial-concentric fragment of an ooid (with partly leached inner cortex) acts as a nucleus for new coating; Th13, PPL.

6.1 Faziescharakteristika der Karbonate des Great Salt Lake (Utah)

Der Great Salt Lake (GSL) ist ein hypersaliner, endorheischer See im Nordwesten von Utah, USA. Er ist mit einer Fläche von 4480 km² der größte Salzsee der USA und wird durch einen Eisenbahndamm in ein nördliches und südliches Becken getrennt. Der Küstenbereich des GSL wird als flache, hochenergetische Rampe interpretiert (DELLA PORTA 2015). Die maximale Tiefe des Sees beträgt etwa 10 m, der Seespiegelstand schwankt jährlich um etwa 0,3 – 0,6 m. Die Salinität des Wassers beträgt im südlichen Becken etwa 120 g * L⁻¹, mit Schwankungen zwischen 50 und 285 g * L⁻¹ (RUPKE & McDONALD 2012). Der GSL wird durch vier Flüsse (66 %), direkten Niederschlag (31 %) und Grundwasser (3 %) gespeist. Er hat keinen Abfluss - Änderungen des Wasservolumens sind mit der Evaporationsrate korreliert, mit ca. 3,6 km³ Wasser jährlicher Verdunstung (CHIDSEY et al. 2015, BOUTON et al. 2016).

Der GSL ist ein bemerkenswerter Bildungsraum rezenter Karbonate, wobei besonders mikrobielle Matten, Stromatolithe, Thrombolithe und hypersaline Ooide beobachtet werden (CHIDSEY et al. 2015). Die radialstrahlige Struktur der hypersalinen Ooide wurde erstmals von EARDLEY (1938) und CAROZZI (1962b) identifiziert. In den folgenden Jahrzehnten wurde diskutiert, ob die radialstrahlige Struktur primär oder durch spätere diagenetische Vorgänge angelegt wurde. SANDBERG (1975) und HALLEY (1977) weisen eine primäre, aragonitische Radialstrahligkeit nach. Moderne petrographische Bearbeitungen mikrobieller Karbonate des GSL finden sich in PEDONE & NORGAEUER (2002), CHIDSEY et al. (2015) und DELLA PORTA (2015). Eine umfangreiche Kartierung mikrobieller Karbonate des GSL und deren Kopplung zu Tektonik und Klima liefern BOUTON et al. (2016).

Die hypersalinen Ooide des GSL bauen Strände und Dünen in der Umrandung des Sees auf (CHIDSEY et al. 2015, BOUTON et al. 2016). Die Ooid-Strände und -Barren reichen bis in 4 m Wassertiefe (DELLA PORTA 2015). Die einzelnen Ooide mit konzentrischen Lagen können radial rekristallisiert sein und cerebroide Ränder ausweisen. Ooidfragmente werden erneut umkrustet (regenerated ooids). Selten werden Ooide mit asymmetrischem Cortex beobachtet. Oolithische Grainstones werden durch frühdiagenetische, nadelige Anwachszemente verfestigt; daneben auch mikritische Zemente. Radialstrahlige Anwachszemente können in gleicher kristallographischer Orientierung auf radial rekristallisierten Ooiden aufwachsen (syntaxial overgrowth). Die Zemente sind aragonitisch und können sowohl mikrobiell als auch abiotisch gebildet werden. Nuklei der Ooide umfassen Quarzkörner, Pelloide, Ooidfragmente, Cherts und magmatische Lithoklasten (CHIDSEY et al. 2015).

6.2 Vergleich rezente Ooide – fossile Ooide

Sowohl rezente Ooide aus dem GSL als auch die fossilen Ooide aus der Calvörde-Formation besitzen radialstrahlige und radial-konzentrische Cortices. Rezente hypersaline Ooide bestehen aus Aragonit (FLÜGEL 2004), während die fossilen Ooide der Calvörde-Formation calcitisch sind. Nuklei aus Quarzkörnern und Peloiden sind sowohl in rezenten als auch in fossilen Ooiden vorherrschend. Rezente Ooide haben keine granularen Calcitkristalle als Nuklei. Grundsätzlich kommen drei spezielle Ooidtypen in rezenten und fossilen hypersalinen Ablagerungen vor und können verglichen werden: (1) radial rekristallisierte Ooide (purely radial ooids, PRO), (2) cerebroide Ooide sowie (3) erneut umkrustete Ooidfragmente (regenerated ooids).

Radial rekristallisierte Ooide (PRO) des GSL und der Calvörde-Formation sind partiell mikritisch und haben einen unregelmäßigen Umriss. Nuklei sind nicht zu erkennen. CHIDSEY et al. (2015) bezeichnen diese Ooid-Varietät als typisches Merkmal der Ooide des GSL (Abb. 13 A, B). Cerebroide Ooide zeigen radial-konzentrische Laminae, deren Umrisse eingebuchtet sind. Der innere Cortex ist vorwiegend radialstrahlig. Der äußere Cortex wird durch konzentrische Laminae dominiert, die untergeordnet radialstrahlig sind (Abb. 13 C) In der

Calvörde-Formation sind cerebroide Ooide selten. Bei wenigen Ooiden können eingebuchtete Umrissbeobachtungen (Abb. 13 D). Erneut umkrustete Ooidfragmente (regenerated ooids) aus dem GSL bestehen aus radial-konzentrischen Fragmenten, die von radial-konzentrischen Laminae erneut vollständig umkrustet werden. Die radialstrahlige Struktur der Aragonitkristalle ist deutlicher ausgebildet als die konzentrischen Laminae (Abb. 13 E). Fossile Ooide der Calvörde-Formation zeigen im Inneren Lösungserscheinungen. Der Cortex ist radial-konzentrisch und partiell mikritisch. Konzentrische Laminae dominieren, radiale Calcitkristalle sind schwach zu erkennen (Abb. 13 F). Die Umkrustungen sind in Ooiden des GSL bis zu 0,10 - 0,15 mm mächtig (Abb. 13 E). In Ooiden der Calvörde-Formation erreichen sie Mächtigkeiten von 0,2 - 0,4 mm (Abb. 13 F).

Schlussfolgerungen: Rezente Ooide des GSL und fossile Ooide der Calvörde-Formation teilen zahlreiche strukturelle Merkmale. Der analoge Aufbau der Cortices (radialstrahlig und/oder radial-konzentrisch) und der Nuklei ist besonders auffällig. Die ähnlichen Kristallstrukturen lassen auf eine gleichartige Schalenmineralogie bei den fossilen und rezenten Ooiden schließen, wobei die drei beschriebenen Ooidtypen der Calvörde-Formation große morphologische Übereinstimmungen mit den GSL-Ooiden zeigen. Die radiale Rekristallisation (PRO) ist in beiden Bereichen besonders gut ausgeprägt und wird als diagnostisch für hypersaline, lakustrine Ooide gewertet.

Die vorliegenden Ergebnisse unterstützen eine – von zahlreichen Autoren (PAUL & PERYT 2000, KNAUST & HAUSCHKE 2005, VOIGT et al. 2011, VOIGT 2017) favorisierte – nicht-marine Bildung der Ooidkalke der Calvörde Formation, am Rande eines hypersalinen, endorheischen Sees im Zentraleuropäischen Becken. Es konnten keine Hinweise auf eine (zeitweise) marine Verbindung des Beckens mit ozeanischen Bereichen gefunden werden. Das von WEIDLICH (2007) durch geochemische Interpretationen, bzw. von HEUNISCH & RÖHLING (2016) durch palynologische Interpretationen favorisierte Modell eines untertriassischen Randmeeres kann nicht bestätigt werden.

7. Dank

Ralf Bätzel hat die Präparation der Dünn- und Anschliffe durchgeführt, Dr. Alexander Petrovic (beide FB5 - Universität Bremen) gab bei der Diskussion der Faziesmodelle wertvolle Hinweise. Für die Durchführung der Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse gilt unser besonderer Dank Dr. Heidi Taubner (MARUM). Dr. Gerd Röhling (BGR) ermöglichte freundlicherweise die Beprobung des Bohrkerns Remlingen 5. Dank auch an Prof. Dr. Hildegard Westphal (ZMT Bremen) für die Ausleihe von Dünnschliffen des Great Salt Lake.

8. Literatur

- ADAMS, A. E. & MACKENZIE, W. S. (1998): A Colour Atlas of Carbonate Sediments and Rocks Under the Microscope. 180 S., Manson Publishing, London.
- ASTIN, T. R. (1986): Septarian crack formation in carbonate concretions from shales and mudstones. *Clay Min.*, 21: 617-631.
- BACHMANN, G. H. & KOZUR, H.W. (2004): The Germanic Triassic: Correlations with the international chronostratigraphic scale, numerical ages and Milankovitch cyclicity. *Hall. Jb. Geowiss.*, 26: 17-62.
- BECKER, A. (2005): Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). *Hall. Jb. Geowiss.*, 21: 1-117.
- BGR (2016): Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000 (GK1000). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover.

- BOUTON, A., VENNIN, E., BOULLE, J., PACE, A., BOURILLOT, R., THOMAZO, C., BRAYARD, A., DESAUBLIAUX, G., GOSLAR, T., YOKOYAMA, Y., DUPRAZ, C. & VISSCHER, P. (2016): Linking the distribution of microbial deposits from the Great Salt Lake (Utah, USA) to tectonic and climatic processes. *Biogeosciences*, 13: 5511-5526.
- CAROZZI, A. V. (1962b): Cerebroid oolites. *Illinois Academy of Science Transactions*, 55: 239-249.
- CHIDSEY, T. C., VANDEN BERG, M. D. & EBY, D. E. (2015): Petrography and characterization of microbial carbonates and associated facies from modern Great Salt Lake and Uinta Basin's Eocene Green River Formation in Utah, USA. In: BOSENCE, D. W. J., GIBBONS, K. A., LE HERON, D. P., MORGAN, W. A., PRITCHARD, T. & VINING, B. A. (eds.): *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production*: 261-286, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., London.
- CLEMMENSEN, L. B., OXNEVAD, I. E. I. & DE BOER, P. L. (1994): Climatic controls on ancient desert sedimentation, some late Paleozoic and Mesozoic examples from NW Europe and the western interior of the USA. In: de BOER, P. L. & SMITH, D. G. (eds.): *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*: 439-457, Blackwell, Oxford.
- DE DECKKER, P. (1983): Australian salt lakes: their history, chemistry, and biota – a review. *Hydrobiologia*, 105: 231-244.
- DELLA PORTA, G. (2015): Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 418: 17-68.
- EARDLEY, A. J. (1938): Sediments of the Great Salt Lake. *Americ. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 22: 1305-1411.
- EMBRY, A. F. (1993): Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Can. J. Earth Sci.*, 30: 301-320.
- FIROOZFAR, A., BROMHEAD, E. N., DYKES, A. P., & NESHAEI, M. A. L. (2012): Southern Caspian Sea Coasts, Morphology, Sediment Characteristics, and Sea Level Change. *Proceedings of the Annual International Conference on Soils, Sediments, Water and Energy*, 17: Article 12.
- FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. 976 S., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- FRITZ, J., TAGLE, R., ASHWORTH, L., SCHMITT, R. T., HOFMANN, A., LUAIS, B., HARRIS, P. D., HOEHNEL, D., ÖZDEMİR, S., MOHR-WESTHEIDE, T. & KOEBERL, C. (2016): Nondestructive spectroscopic and petrochemical investigations of Paleoarchean spherule layers from the ICDP drill core BARB5, Barberton Mountain Land, South Africa. *Meteorit. Planet. Sci.*, 51: 2441-2458.
- GELUK, M. C. & RÖHLING, H.-G. (1997): High-resolution sequence stratigraphy of the Lower Triassic 'Buntsandstein' in the Netherlands and northwestern Germany. *Geol. en Mijnb.*, 76: 227-246.
- GELUK, M. C. & RÖHLING, H.-G. (1999): High resolution sequence stratigraphy of the Lower Triassic Buntsandstein: a new tool for basin analysis. In: BACHMANN, G. H. & LERCHE, I. (eds.): *The Epicontinental Triassic*. *Zbl. Geol. und Paläontol.*, Teil I, 1998: 727-745.
- GOEKDAG, H., (1985): Sedimentological and Diagenetic study of the Volpriehausen Claystone Members in the wells Roswinkel-8, De Wijk-15, and De Wijk-22. XEX/7 Sedimentological Note, 33: Internal NAM Report No. 13750.
- HALLEY, R. B. (1976): Ooid fabric and fracture in the Great Salt Lake. *J. Sediment. Petrol.*, 47/3: 1099-1120.

- HENARES, S., BLOEMSMA, M., DONSELAAR, M. E., MIJNLIEFF, H., REDJOSENTONO, A.E., VELDKAMP, H.G. & WELTJE, G. (2014): The role of detrital anhydrite in diagenesis of aeolian sandstones (Upper Rotliegend, The Netherlands): Implications for reservoir-quality prediction. *Sediment. Geol.*, 314: 60–74.
- HEUNISCH, C. & RÖHLING, H.-G. (2016): Early Triassic phytoplankton episodes in the Lower and Middle Buntsandstein of the Central European Basin. *Z. Dt. Ges. Geowiss.*, 167: 227–248.
- HIETE, M., BERNER, U., HEUNISCH, C. & RÖHLING, H.-G. (2006): A high-resolution inorganic geochemical profile across the Zechstein-Buntsandstein boundary in the North German Basin. *Z. Dtsch. Ges. Geowiss.*, 157: 77–106.
- HIETE, M., RÖHLING, H.-G., HEUNISCH, C. & BERNER, U. (2013): Facies and climate changes across the Permian-Triassic boundary in the North German Basin: insights from a high-resolution organic carbon isotope record. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 376: 549-574.
- HOEHNEL, D., REIMOLD, W.U., ALTENBERGER, U., HOFMANN, A., MOHR-WESTHEIDE, T., OZDEMIR, S. & KOEBERL, C. (2017): Petrographic and Micro-XRF analysis of multiple archean impact-derived spherule layers in drill core CT3 from the northern Barberton Greenstone Belt (South Africa), *J. Afr. Earth Sci.*, 138: 264-288.
- KNAUST, D. & HAUSCHKE, N. (2005): Living conditions in a Lower Triassic playa system of Central Germany: evidence from ichnofauna and body fossils. *Hall. Jb. Geowiss.*, 19: 95-108.
- KOZUR, H. & SEIDEL, G. (1983a): Revision der Conchostraken-Faunen des unteren und mittleren Buntsandsteins. Teil I. *Z. geol. Wiss.*, 11: 289-417.
- KOZUR, H. W. & BACHMANN, G. H. (2008b): Updated correlation of the Germanic Triassic with the Tethyan scale and assigned numeric ages. In: KRYSZYN, L., MANDL, G. W., (eds.): *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, 76: 53-58.
- KOZUR, H. W. & WEEMS, R. E. (2010): The biostratigraphic importance of conchostracans in the continental Triassic of the northern hemisphere. In: Lucas, S. G. (eds.): *The Triassic timescale*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 334: 315-417.
- KROONENBERG, S., BADYUKOVA, E.N., STORMS, J., IGNATOV, E. & KASIMOV, N.S. (2000): A full sea-level cycle in 65 years: Barrier dynamics along Caspian shores. *Sediment. Geol.*, 134: 257-274.
- MAASS, K., VOIGT, T. & GAUPP, R. (2010): Äolische und fluviatile Sedimentation im Unteren Buntsandstein (Calvörde-Formation) Ost-Thüringens. *Beitr. Geol. Thüringen*, 17: 169-199.
- MOLINA, J.M., RUIZ-ORTIZ, P.A. & VERA, J.A. (1997): Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordilleras, Southern Spain). *Sediment. Geol.*, 109: 95-110.
- NICHOLS, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. 432 S., Wiley-Blackwell, Hoboken.
- NOFFKE, N., GERDES, G., KLENKE, T. & KRUMBEIN, W. E. (2001): Microbially induced sedimentary structures – a new category within the classification of primary sedimentary structures. *J. Sediment. Res.*, 71: 649-656.
- OVEREEM, I., VELDKAMP, A., TEBBENS, L. & KROONENBERG, S. (2003): Modelling Holocene stratigraphy and depocentre migration of the Volga delta due to Caspian Sea-level change. *Sediment. Geol.*, 159: 159-175.
- PALERMO, D., AIGNER, T., GELUK, M., POEPPELREITER, M. & PIPPING, K. (2008): Reservoir potential of a lacustrine mixed carbonate/siliciclastic gas reservoir: The Lower Triassic Rogenstein in the Netherlands. *J. Petrol. Geol.*, 31: 61-96.
- PAUL, J. (1982): Der Untere Buntsandstein des Germanischen Beckens. *Geol. Rdsch.*, 71/3: 795-811.

- PAUL, J. & KLARR, K. (1987): Feinstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in der Bohrung Remlingen 5. Ges. Strahlen Umweltforsch., GSF-Ber., 8/87: 117 S., München.
- PAUL, J. & PERYT, T. M. (2000): Kalkowsky's stromatolites revisited (Lower Triassic Buntsandstein, Harz Mountains, Germany). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 161: 435-459.
- PEDONE, V. A. & NORGAUER, C. H. (2002): Petrography and geochemistry of recent ooids from the Great Salt Lake, Utah. In: Gwynn, J. W. (eds.): *Great Salt Lake – An Overview of Change: 33-41*, Utah Department of Natural Resources, Special Publication.
- PICARD, A., GARTMAN, A., CLARKE, D. R., GIRGUIS, P. R. (2018): Sulfate-reducing bacteria influence the nucleation and growth of mackinawite and greigite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 220: 367-384.
- PUFF, P. & RADZINSKI, K.-H. (2013): Der Buntsandstein in der Thüringischen Senke. In: LEPPER, H.-G. & RÖHLING, H.-G. (eds.): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 421-448*, Schriftenreihe Dt. Ges. Geowiss. 69.
- RADZINSKI, K.-H. (2008): Buntsandstein. In: BACHMANN, G.H., EHLING, B.-C., EICHNER, R. & SCHWAB, M. (eds.): *Geologie von Sachsen-Anhalt: 180-200*, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- ROMAN, A. (2004): Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). Diss. MLU Halle-Wittenberg: 247 S., Halle (Saale).
- RÖHLING, H.-G. (1991): A lithostratigraphic subdivision of the Lower Triassic in the northwest German lowlands and the German sector of the North Sea based on gamma-ray and sonic logs. *Geol. Jb.*, 119: 3-24.
- RÖHLING, H.-G., (2013): Der Buntsandstein im Norddeutschen Becken – regionale Besonderheiten. In: Lepper, H.-G. & Röhling, H.-G. (eds.): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 269-384*, Schriftenreihe Dt. Ges. Geowiss. 69.
- RUPKE, A. & McDONALD, A. (2012): Great Salt Lake brine chemistry database, 1966–2011, Utah Geological Survey Open-File Report 596.
- SANDBERG, P. A. (1975): New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient non-skeletal carbonate mineralogy. *Sedimentology*, 22: 497-537.
- SCHOLZE, F. (2016): Sedimentary structures and facies interpretation of the continental Permian-Triassic boundary section in the Caaschwitz Quarries (Eastern Thuringia, central Germany). In: NIEBUHR, B., WILMSEN, M., KUNZMANN, L., STEFEN, C. (eds.): *87th Annual Conference of the Paläontologische Gesellschaft e.V. Dresden September 11–15 2016*. Saxoprint GmbH Dresden, Dresden, 140 S.
- SCHOLZE, F., WANG, X., KIRSCHER, U., KRAFT, J., SCHNEIDER, J. W., GÖTZ, A., JOACHIMSKI, M. M. & BACHTADSE, V. (2017): A multistratigraphic approach to pinpoint the Permian-Triassic boundary in continental deposits: The Zechstein-Lower Buntsandstein transition in Germany. *Glob. Planet. Ch.*, 152: 129-151.
- SCHULZE, G. (1969): Der Untere Buntsandstein der Scholle von Calvörde und benachbarter Gebiete. *Geologie*, 8: 5–20.
- STARKOVA, M., MARTÍNEK, K., MIKULÁŠ, R. & ROSENAU, N. (2015): Types of soft-sediment deformation structures in a lacustrine Ploužnice member (Stephanian, Gzhelian, Pennsylvanian, Bohemian Massif), their timing, and possible trigger mechanism. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 104: 1277-1298.
- STEPHAN, H.-J. (1970): Zur Diagenese des Mittleren Buntsandsteins in Südoldenburg (Nieder-

- sachsen). *Meyniana*, 20: 39-82.
- SZURLIES, M. (1999): *Zyklusstratigraphie und Gamma-Ray-Log-Korrelation im Unteren Buntsandstein (Untere Trias) des nördlichen Harzvorlandes*. *Hall. Jb. Geowiss.*, 21: 35-53.
- SZURLIES, M. (2001): *Zyklische Stratigraphie und Magnetostratigraphie des Unteren Buntsandsteins in Mitteldeutschland*. *Diss. MLU Halle-Wittenberg*: 153 S., Halle (Saale).
- SZURLIES, M. (2004): *Magnetostratigraphy: the key to a global correlation of the classic Germanic Trias – case study Volpriehausen Formation (Middle Buntsandstein), Central Germany*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 227: 395-410.
- SZURLIES, M. (2007): *Latest Permian to Middle Triassic cyclo-magnetostratigraphy from the Central European Basin, Germany: Implications for the geomagnetic polarity timescale*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 261: 602-619.
- SZURLIES, M., BACHMANN, G. H., MENNING, M., NOWACZYK, N. R. & KÄDING, K.-C. (2003): *Magnetostratigraphy and high-resolution lithostratigraphy of the Permian–Triassic boundary interval in Central Germany*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 212: 263-278.
- SZURLIES, M., GELUK, M. C., KRIJGSMAN, W. & KÜRSCHNER, W. M. (2012): *The continental Permian–Triassic boundary in the Netherlands: implications for the geomagnetic polarity time scale*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 317–318: 165–176.
- TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. (2008): *Carbonate Sedimentology*. 482 S., Oxford University Press, Oxford.
- VOIGT, T., GAUPP, R. & RÖHLING, H.-G. (2011): *Lake deposits of the Early Triassic Buntsandstein in Central Germany: Type localities of oolites and stromatolites*. In: *Proceedings of the 5th International Limnogeological Congress ILIC 2011*: 191-211, Konstanz.
- VOIGT, T. (2017): *Die Ablagerungssysteme des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in Thüringen*. *Geowiss. Mitt. Thüringen*, 14: 39-95.
- WEIDLICH, O. (2007): *PTB mass extinction and earliest Triassic recovery overlooked? New evidence for a marine origin of Lower Triassic mixed carbonate–siliciclastic sediments (Rogenstein Member), Germany*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 252: 259-269.