

Der Hauptrogenstein (Bernburg-Formation, Unterer Buntsandstein) im Tontagebau Beesenlaublingen (Sachsen-Anhalt)

SOPHIE KRETSCHMER, GERHARD H. BACHMANN & NORBERT HAUSCHKE

Institut für Geowissenschaften und Geographie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von-Seckendorff-Platz 3, D-06120 Halle/Saale, Germany; kretschmer.sophie@aol.de; gerhard.bachmann@geo.uni-halle.de; norbert.hauschke@geo.uni-halle.de

Schlüsselwörter: Hauptrogenstein, Bernburg-Formation, Unterer Buntsandstein, Oolith, Rogenstein, Playa-Playasee-System, Milankovitch-Zyklen, Conchostraken

Keywords: Main Rogenstein, Bernburg Formation, Lower Buntsandstein, oolite, roestone, playa/playa lake system, Milankovitch cycles, conchostracans

Zusammenfassung

Der etwa 4 m mächtige Hauptrogenstein (Unterer Buntsandstein) an der Basis der Bernburg-Formation im Tontagebau Beesenlaublingen bei Könnern (Sachsen-Anhalt) wird im Detail beschrieben. Es werden drei Hauptlithofaziestypen definiert: 1) Oolithe (Rogensteine), 2) siltige Tonsteine und 3) kalkige Siltsteine. Einige dieser Lithofaziestypen lassen sich weiter in Subtypen untergliedern. Die Befunde legen ein ephemeres lakustrines Ablagerungsmilieu (Playa-Playasee-System) nahe. Die Bildung der Oolithe (Rogensteine) erfolgte im Verlauf von Playasee-Phasen. Übersalzung und Kalziumkarbonat-Übersättigung führten bei starker Wasserbewegung zur Bildung von Kalkooiden mit Durchmessern von $\leq 0,5 - 3$ mm. Die Ooide bestanden bereits ursprünglich aus Calcit. Es lassen sich Ooide mit Radial- und Lagenstruktur unterscheiden sowie Ooide mit Spindel- oder Kegelstrukturen, Walzenooide und Ooid-Viellinge. Innerhalb der Rogensteinbänke konnten wiederholt oben-fein- und oben-grob-Trends beobachtet werden. Tonig-siltiges Sedimentmaterial wurde im Verlauf relativ regenreicher bzw. humider Intervalle in den Ablagerungsraum eingeschwemmt. Auffällig ist Rotfärbung bei den pelitischen Gesteinen, häufig verbunden mit Trockenrissbildung. Der häufige Wechsel von Playa- und Playasee-Phasen legt wechselfeuchte Klimabedingungen nahe. Der Hauptrogenstein wird aufgebaut aus mehreren Sohlbankzyklen im Dezimeter- bis Meterbereich, mit Rogenstein-Bänken im basalen und überwiegend Tonsiltsteinen im höheren Teil, was sich auch im Gamma-Ray-Log an einer zunehmenden Strahlung widerspiegelt. Postulierte Milankovitch-Zyklen legen für den Hauptrogenstein eine Entstehungszeit von rund 50.000 Jahren nahe. Conchostraken sind relativ häufig und unterstreichen die kontinentalen Ablagerungsbedingungen. Der Hauptrogenstein ist das

kalksteinreichste Intervall im Unterer Buntsandstein des östlichen Sachsen-Anhalt.

Abstract

A detailed description of the 4-m-thick Main Rogenstein (Lower Buntsandstein) of the Beesenlaublingen open pit near Könnern, Sachsen-Anhalt, Germany, is given. Three Main lithofacies types are defined: 1) Oolites ("Rogenstein", roestone), 2) silty claystones, and 3) calcareous siltstones. Some of these lithofacies types can be subdivided into different subtypes. The results indicate an ephemeral lacustrine depositional environment (playa / playa lake systems). The oolites formed during phases of extensive playa lakes. High salinities, supersaturation with calcium carbonate and wave action led to the growth of calcite ooids with diameters of ≤ 0.5 mm to more than 3 mm. Different types of ooids can be distinguished: ooids with concentric and radial structures; ooids with spindle or cone structures; elongated and composite ooids. Fining-upwards and also coarsening-upwards oolithe beds are present. Pelitic sediments were transported into the playa during rainy or more humid periods, respectively. The pelitic sediments are mostly red and are characterised by desiccation cracks. Such points to long-lasting playa phases. Frequently alternating playa and playa lake phases indicate rapidly changing wet and dry climatic conditions. The Main Rogenstein consists of several fining-upwards cycles of decimetre to metre scale, with basal oolitic limestone beds and predominantly pelitic sediments in the upper parts. This trend is also reflected in the gamma ray log. Postulated Milankovitch cycles imply a duration of about 50,000 years for the Main Rogenstein. Conchostracans are relatively frequent and point to a continental setting. The Main Rogenstein is the most limestone-rich interval of the Lower Buntsandstein in eastern Sachsen-Anhalt.

1. Einleitung

1.1 Geographischer und regionalgeologischer Rahmen

Der Tontagebau Beesenlaublingen der Firma Schwenk (Zementwerk Bernburg) befindet sich an der Bundesstraße B 6 zwischen Könnern und Alsleben (Saale) im Salzlandkreis von Sachsen-Anhalt (Abb. 1, GK 25, Blatt 4336 Könnern: R: 4479820, H: 5729160). Er liegt südlich der Ortschaft Beesenlaublingen, einem Ortsteil der Stadt Könnern. Von Könnern aus führt die B 6 rund 5 km in nord-westliche Richtung, bis auf der linken Seite ein Fahrweg abzweigt. Dieser Weg führt nach ca. 800 m zum beschränkten Haupteingang des Tagebaus nahe dem Saaleufer. Das Material des Tagebaus wurde früher als Zuschlagmittel für die Zementherstellung ins Zementwerk Bernburg verbracht. Aktuell wird nur noch der Rogenstein abgebaut, der somit gut erschlossen ist, während die anderen Profilverteile zusehends verfallen (HAUSCHKE

2014).

Regionalgeologisch befindet sich der Tagebau Beesenlaublingen im nördlichen Harzvorland, welches auch als Subherzyn-Mulde oder Subherzyn bezeichnet wird, und zwar auf der sog. Oschersleben-Bernburg-Scholle (RADZINSKI 2008). Der Tagebau liegt südlich des etwa 12 km langen und 1 km breiten, WSW-ENE verlaufenden Gipsstocks Beesenlaublingen, dem abgelaugten Rest eines einstigen Salzstocks (HERRMANN 1934). Die Schichten im Tagebau fallen deshalb teilweise in unterschiedliche Richtungen ein, generell mit bis zu 5–10° nach SSW, und sind von kleineren Störungen durchsetzt. Auffällig ist dabei ein orthogonales Kluftsystem (HAUSCHKE & SZURLIES 2006).

1.2 Stratigraphie

Der Tontagebau Beesenlaublingen erschließt Teile des Unteren Buntsandsteins, welcher die Calvörde- und die Bernburg-Formation umfasst. Die Calvörde-Formation ist im Subherzyn 150–175 m mächtig und wird



Abb. 1 Lage des Tontagebaus Beesenlaublingen zwischen Könnern und Alsleben (roter Pfeil).

Periode/ System	Stufe/ Unter- stufe Ma	Gruppe	Formation	Subherzyn-Mulde SE Harzvorland	Oolith- horizonte	Klein- zyklen	
Untere Trias	Olenekium Smithium 251	Unterer Buntsandstein	V-Diskordanz	Dolomitische Sandsteine 0-30 m	λ	9	
					κ	8	
					ι	7	
					θ	5-6	
					η	4	
					ζ	1-3	
	Indusium Gangedium 251,6		Bernburg- Formation 100-165 m suB	Obere Wechsellagerung 60-120 m	Sandige Tonsteine 95-115 m	ε	10
						δ	9
							8
						γ3	7
						γ2	6
						γ1	5
Perm Changhsingium 252,6	Calvörde- Formation 150-175 m suC	Untere Wechsellagerung 45-55 m		β2	4		
				β1	3		
				α2	2		
				α1	1		

Abb. 2 Gliederung des Unteren Buntsandsteins nach SCHULZE (1969) und RADZINSKI (1999), Chronostratigraphie und Alter nach BACHMANN & KOZUR (2004). Nach BACHMANN et al. (2008), verändert. Der Haupttrogenstein wird hier als „Rogensteinzone“ bezeichnet.

aus dünn-schichtigen rot- bis violettbraunen siltigen Tonsteinen und Sandsteinen aufgebaut (RADZINSKI 2008), wovon hier aber nur etwa die obersten 10 m aufgeschlossen sind. In der Schichtenfolge finden sich wiederholt Einschaltungen oolithischer Kalksteinbänke, sog. Rogensteine. Die Bernburg-Formation umfasst im Subherzyn 100–165 m und ist gekennzeichnet durch Wechsellagerungen von Silt- und Tonsteinen,

in die ebenfalls Feinsandstein- und Oolithbänke eingeschaltet sind (RADZINSKI 2008). Die Basis der Bernburg-Formation markiert der „Haupttrogenstein“, auch als „Haupttrogenstein-Zone“ bezeichnet, in dem Oolithbänke dicht geschart auftreten (Abb. 2). Die basalen Teile der Bernburg-Formation sind im Tagebau Beesenlaublingen mit etwa 50 m aufgeschlossen und bilden einen Teil des Typusprofils dieser Formation (SZURLIES

1999, 2001).

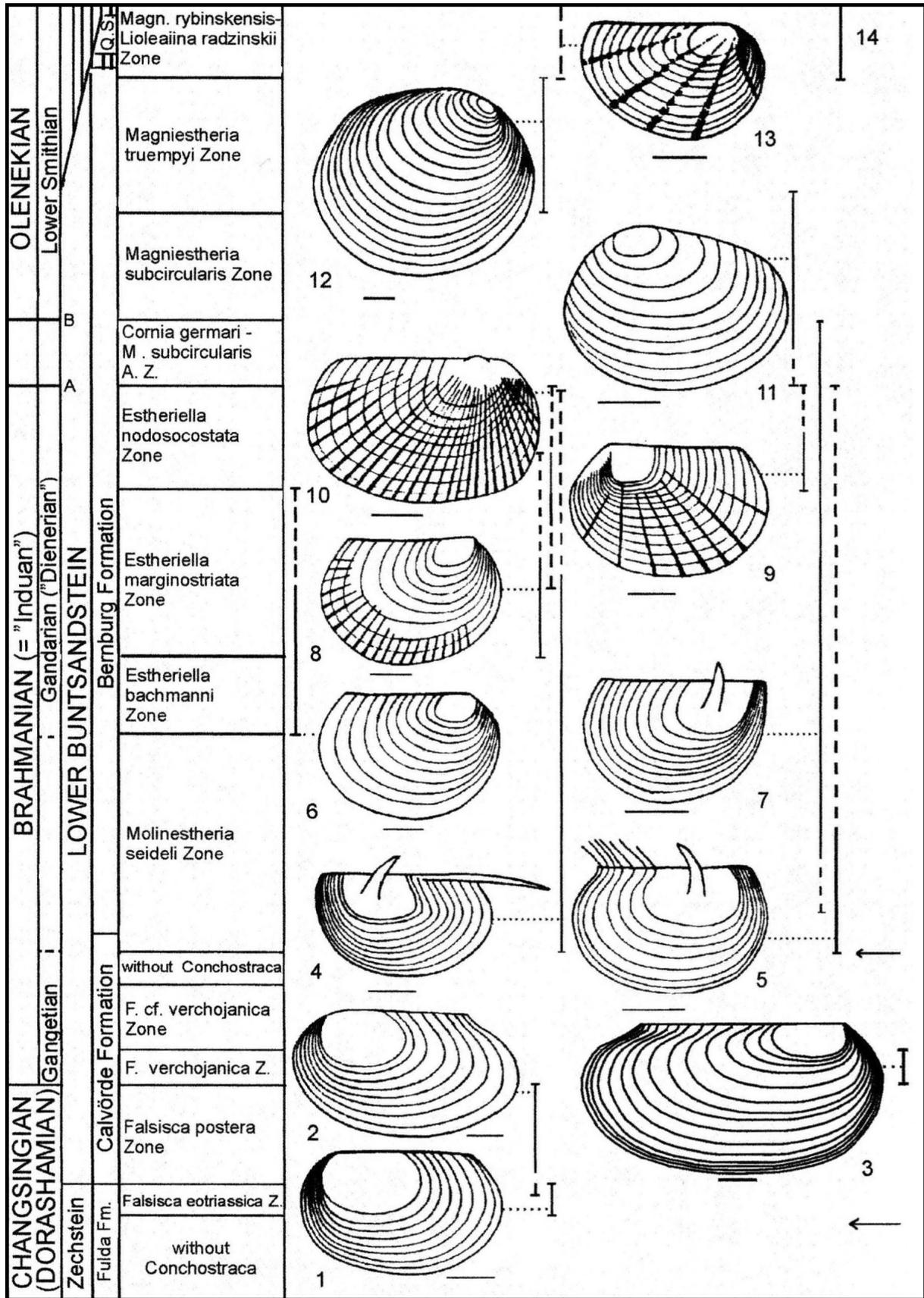
Die Calvörde-Formation wird traditionell untergliedert durch die Oolith-Horizonte α bis ϵ , die Bernburg-Formation durch die Oolith-Horizonte ζ bis λ , wobei der Hauptrogenstein dem Oolith-Horizont ζ entspricht (SCHULZE 1969, RADZINSKI 1999). Dieser ist im Subherzyn meist 5–12 m mächtig (RADZINSKI 2008), im Tontagebau Beesenlaublingen und in der Umgebung von Bernburg jedoch nur etwa 4 m (NIESLUCHOWSKI 1960). Der Hauptrogenstein streicht im Mittelteil des Tagebaus großflächig aus. Zum Zeitpunkt der Untersuchungen (KRETSCHMER 2011) wurde der Hauptrogenstein hier zur Gewinnung von Pflastersteinen abgebaut und war deshalb nach längerer Zeit wieder sehr gut aufgeschlossen. Seine detaillierte Beschreibung ist Gegenstand der vorliegenden Arbeit. Abb. 2 zeigt den untersten Teil der Bernburg-Formation mit dem Hauptrogenstein (Oolith-Horizont ζ).

Es handelt sich derzeit um den einzigen Hauptrogenstein-Abbau in der Region. Früher waren zwischen Bernburg und Beesenlaublingen und darüber hinaus eine Vielzahl von Steinbrüchen vorhanden (KEILHACK 1913, KEILHACK & DAMMER 1913, NIESLUCHOWSKI 1960), welche Kleinpflaster, Mauersteine und Einfassungssteine lieferten, die bis heute noch das Bild der Dörfer und Städte in der Umgebung prägen. KEILHACK (1913) und KEILHACK & DAMMER (1913) gaben auch die traditionellen Steinbrechernamen für die einzelnen Bänke an. Die Mächtigkeit des Hauptrogensteins betrug in diesen Aufschlüssen zumeist knapp 4 m, jedoch war der Anteil an Rogensteinbänken höher als in Beesen-

laublingen.

Der Untere Buntsandstein gilt generell als fossilarm (z. B. HOPPE 1965, PAUL & KLARR 1988). Eine Ursache ist in dem globalen Massenaussterben im Bereich der Perm/Trias-Grenze zu sehen (z. B. KOZUR 1998, BACHMANN & KOZUR 2004). Hinzu kommen in einem Playa-Playasee-System eher ungünstige Lebensbedingungen und zusätzlich ein vergleichsweise geringes Fossilisationspotential. Trotzdem konnten in den letzten beiden Jahrzehnten neben Conchostraken auch andere Tiergruppen, wie Fische und verschiedene andere Arthropoden, darunter Limuliden und Triopsiden, besonders auch im Tontagebau Beesenlaublingen, nachgewiesen werden (HAUSCHKE & WILDE 2000, KNAUST & HAUSCHKE 2004, 2005, KOZUR & HAUSCHKE 2008, HAUSCHKE 2014). Das Faunenspektrum lässt sich aufgrund körperlich erhaltener Fossilfunde, aber auch von Lebensspuren rekonstruieren. Während sich in der Calvörde-Formation noch vergleichsweise wenige Lebensspuren finden, nimmt die Häufigkeit und Vielfalt in der Bernburg-Formation deutlich zu (KNAUST & HAUSCHKE 2005). KOZUR & SEIDEL (1983a, b) stellten fest, dass Conchostraken im Unteren Buntsandstein relativ häufig und biostratigraphisch von großer Bedeutung sind. Mithilfe von Conchostraken lässt sich der Untere Buntsandstein chronostratigraphisch der Zeit vom späten Changhsingium (spätes Perm) bis ins Indusium und frühe Olenekium (frühe Trias) zuordnen (BACHMANN & KOZUR 2004). Nach ersten biostratigraphischen Ansätzen einer Zonengliederung mithilfe von Conchostraken (KOZUR & SEIDEL 1983a,

Abb. 3 Conchostraken-Zonen des Unteren Buntsandsteins im Germanischen Becken (nach BACHMANN & KOZUR 2004, verändert). Maßstab: 1 mm. Der Hauptrogenstein umfasst den basalen Teil der *Molinesitheria seideli*-Zone. 1 = *Falsisca eotriassica* KOZUR & SEIDEL, 2 = *Falsisca postera* KOZUR & SEIDEL, 3 = *Falsisca verchojanica* (NOVOZHILOV), 4 = *Molinesitheria seideli* KOZUR, 5 = *Vertexia tauricornis* (LJUTKEVIĆ), 6 = *Estheriella bachmanni* KOZUR & HAUSCHKE, 7 = *Cornia germari* (BEYRICH), 8 = *Estheriella marginostriata* KOZUR, 9 = *Estheriella nodosocostata* (GIEBEL), 10 = *Estheriella costata* WEISS, 11 = *Magniestheria subcircularis* (CHERNYSHEV), 12 = *Magniestheria truempyi* KOZUR & SEIDEL, 13 = *Lioliaiina radzinskii* KOZUR & SEIDEL, 14 = *Magniestheria rybinskensis* (NOVOZHILOV)



b) im Unteren Buntsandstein wurden von BACHMANN & KOZUR (2004) weitere Zonen unterschieden (Abb. 3). Durch KOZUR & WEEMS (2007, 2010) erfolgte eine weitere Präzisierung. Die untere Calvörde-Formation ist danach durch die *Falsisca postera*-Zone und die *Falsisca verchojanica*-Zone gekennzeichnet, wobei *F. verchojanica* in Deutschland sehr selten ist. In der Bernburg-Formation unterscheidet man mehrere weitere Conchostraken-Zonen (Abb. 3). Der Hauptrogenstein fällt in den unteren Teil der *Molinesitheria seideli*-Conchostraken-Zone (Abb. 3). Im Profil Beesenlaublingen konnte die Leitform *M. seideli* bislang jedoch nicht nachgewiesen werden.

2. Profil

Das detailliert aufgenommene Schichtprofil setzt sich aus zwei getrennt aufgenommenen Profilen zusammen (Teilprofile 1 und 2), die ca. 40 m voneinander entfernt liegen. Sie befinden sich im Südosten des ca. 300 x 700 m großen Geländes. Zusammen erschließen sie den obersten Teil der Calvörde-Formation und die Basis der Bernburg-Formation mit dem Hauptrogenstein. Abb. 4 zeigt ein Panoramafoto des Profils im feinstratigra-

phisch aufgenommenen Hauptrogenstein. Das zusammengesetzte Gesamtprofil mit den eingetragenen Schichtgrenzen und -nummern sowie Gamma-Ray-Log und Zyklen ist in Abb. 5 dargestellt.

2.1 Lithofaziestypen

(Taf. 1, Fig. 1–9 und Taf. 2, Fig. 1)

Der Hauptrogenstein ist als Schicht etwa 4 m mächtig (Abb. 5). Es konnten drei Hauptlithofaziestypen unterschieden werden: (2.1.1) Oolithe (Rogensteine), (2.1.2) siltige Tonsteine und (2.1.3) kalkige Siltsteine. Diese Lithofaziestypen konnten aufgrund besonderer Merkmale weiter in Subtypen untergliedert werden.

2.1.1 Oolithe (Rogensteine)

Beschreibung: Oolithe, welche im Buntsandstein traditionell auch als Rogensteine bezeichnet werden (KALKOWSKY 1908), treten im Hauptrogenstein mit ca. 50 % am häufigsten auf. Die einzelnen Ooide sind unterschiedlich groß und variieren von $\leq 0,5$ mm bis 3 mm. Sie kommen in einigen der Bänke massenhaft und in anderen nur vereinzelt vor. Die Kalksteine sind grau, im verwitterten Zustand aber gelblich gefärbt. Die Gesteine

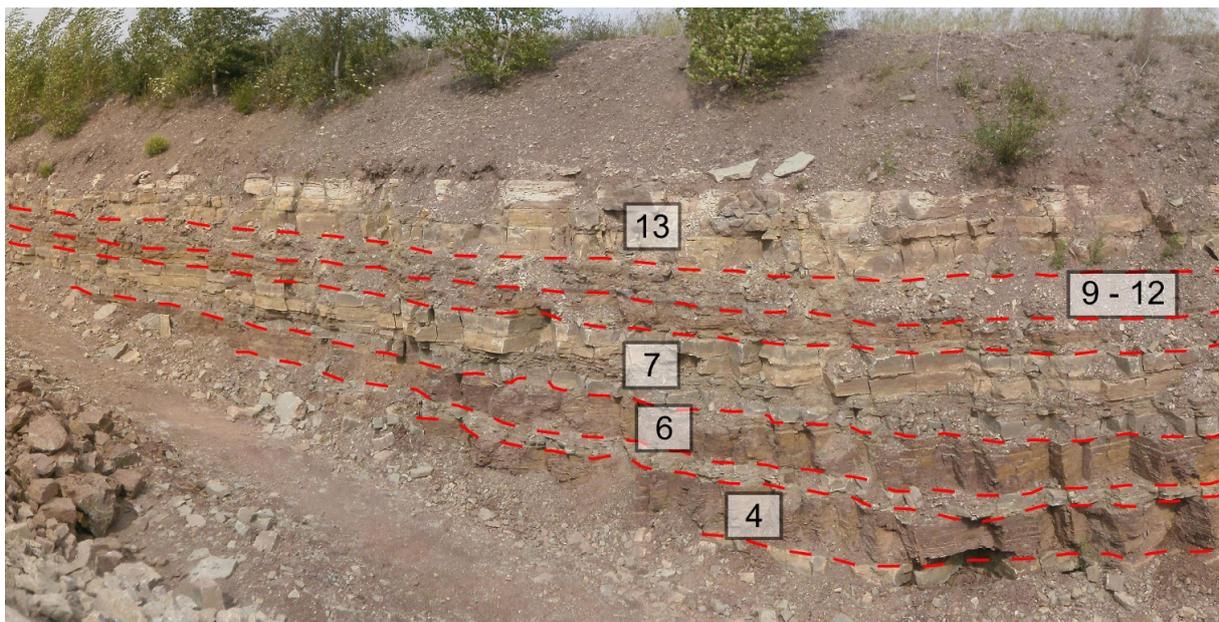


Abb. 4 Profil des Hauptrogensteins mit markierten Schichtgrenzen und -nummern (Person als Maßstab: 1,9 m).

sind von zahlreichen Klüften und Trennfugen durchzogen. Relativ häufig sind auf den Bankoberseiten Rippelmarken ausgebildet (Taf. 1, Fig. 8). Es handelt sich um Oszillationsrippeln mit überwiegend symmetrischen und gerundeten Kämmen, die besonders gut in Horizont 5c und Schicht 9 entwickelt sind. Die Rippelabstände sind dabei zumeist größer als in den kalkigen Siltsteinen mit Ooiden. In Horizont 5c weisen die Oszillationsrippeln Abstände von ca. 16–30 cm und Kammhöhen von 1–3 cm auf, in Schicht 9 20–23 cm bzw. 0,6–2 cm. Trockenrisse treten ebenfalls auf. Mitunter finden sich auch Einlagerungen grüngrauer intraformationeller Tongerölle, die bis zu einigen Zentimetern Länge erreichen können (Taf. 1, Fig. 9).

Interpretation: Die Oolithe wurden in Endseen (Playaseen) abgelagert, wobei die Wassertiefe maximal nur wenige Meter betragen haben dürfte (FÜCHTBAUER 1988). Das Wasser des Playasees muss bei dem herrschenden Klima warm, an Kalziumkarbonat übersättigt und zum Teil übersalzen gewesen sein. Bei den symmetrischen Rippeln handelt es sich um Oszillationsrippeln, die sich bei leichter Wellenbewegung bildeten. Zudem geben die

Rippeln Hinweis auf Flachwasserbedingungen. Trockenrisse belegen ferner ein häufiges Trockenfallen der Playaseen mit nachfolgenden Playa-Phasen. Die recht häufigen intraformationellen Tongerölle in den Oolithen weisen auf Aufarbeitung trocken gefallener und mit Trockenrissepolygonen überzogener Schlammflächen durch zuströmende Wässer hin. Dabei wurden massenhaft verfügbare Tonscherben aufgenommen, während des Transports teilweise zu Tongeröllen gerundet und teilweise in den oolithischen Lagen resedimentiert.

2.1.1.1 Subtyp: Gradierte Oolithe

Beschreibung: Drei Oolithbänke des Profils weisen eine deutliche Gradierung auf, zwei davon (1a, 7g) einen oben-grob-Trend (coarsening upwards) und eine weitere (3) einen oben-fein-Trend (fining upwards). Schicht 1a mit einem oben-grob-Trend ist etwa 25 cm mächtig. Die Ooide an der Basis dieser Kalksteinbank sind $\leq 0,5$ mm groß und nehmen zum Hangenden hin an Größe kontinuierlich zu, bis sie am Top der Bank Durchmesser von bis zu 2 mm erreichen. Schicht 3 ist 20 cm mächtig und durch einen oben-fein-Trend



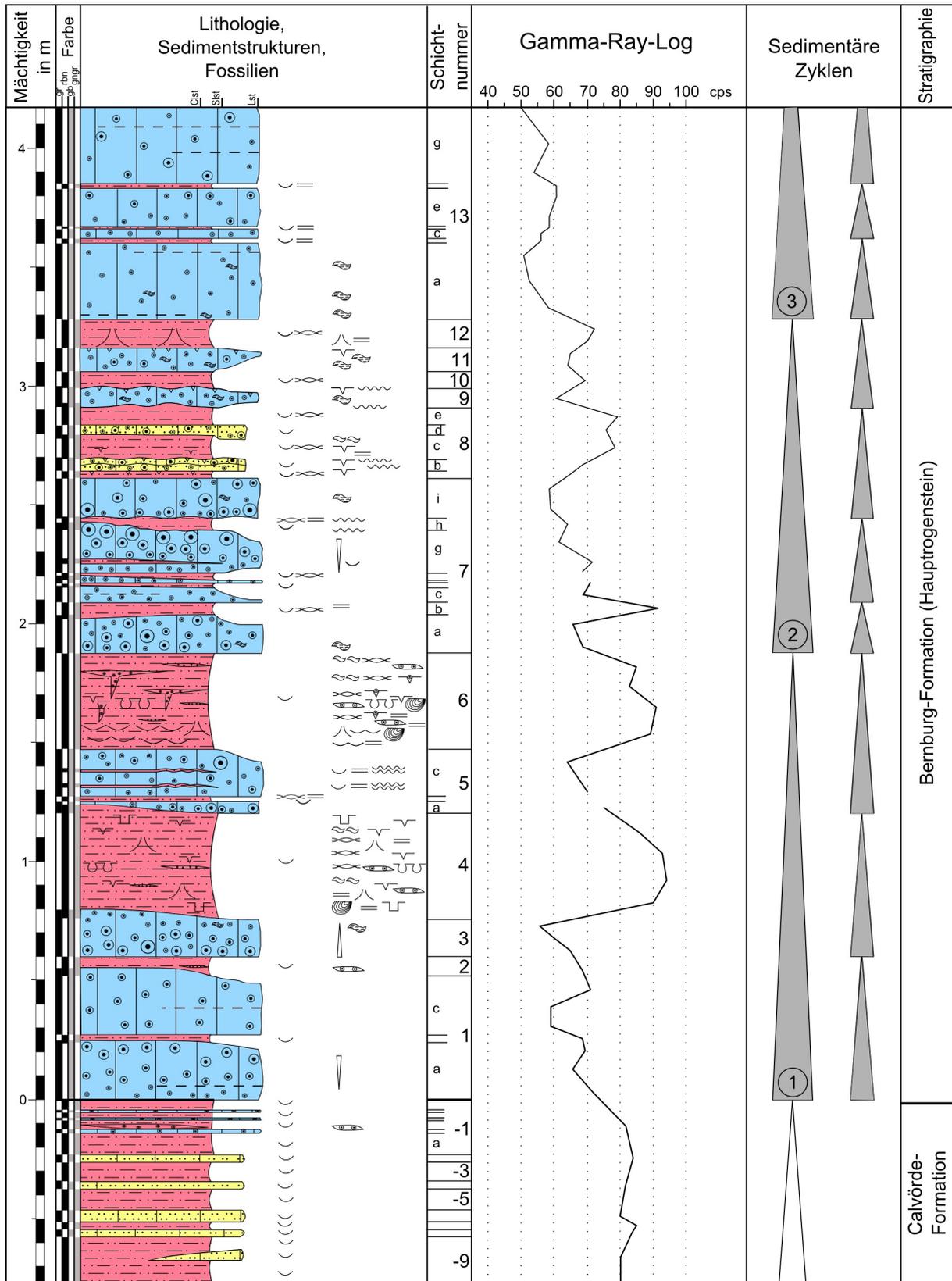
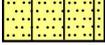


Abb. 5 Detailliertes Schichtprofil des Hauptrogensteins mit Schichtnummern, Gamma-Ray-Log, sedimentären Zyklen und stratigraphischer Einstufung. Durch drei sedimentäre Zyklen, die als 1, 2 und 3 (nicht vollständig aufgeschlossen) bezeichnet werden und desweiteren durch zahlreiche untergeordnete Zyklen, lässt sich der Hauptrogenstein weiter untergliedern.

Legende

	Oolith (Rogenstein)		Trockenrisse
	Siltiger Tonstein		Trockenrisse gefüllt mit grauem Ton und Ooiden (≤ 2 mm)
	Kalkiger Siltstein		Aufwölbungen
			Trennfuge
Clst	Tonstein		Tonlinse
Slst	Siltstein		Glimmerführung
Lst	Kalkstein		
gr	grau		oben-grob-Trend in Oolithbänken
rbn	rotbraun		oben-fein-Trend in Oolithbänken
gb	gelb		
gngr	grüngrau		
	frische Anschlagfarbe		Ooid
	Verwitterungsfarbe		2,1 - 3 mm
	feinsandige Laminae		1,1 - 2 mm
	konvolute Schichtung		0,6 - 1 mm
	Linsenschichtung		$\leq 0,5$ mm
	Flaserschichtung		Sohlbankzyklen
	Wellenrippeln		Conchostraken
	Belastungsmarken		
	Gegenstandsmarken		
	graue Tonlagen mit Ooiden (≤ 2 mm)		

charakterisiert. Im basalen Bereich befinden sich Ooide mit Durchmesser von bis zu 2 mm, die zum Hangenden hin bis auf $\leq 0,5$ mm abnehmen. Die Oolithbank, die Schicht 7g repräsentiert, weist ebenfalls eine Ooidvergrößerung zum Hangenden hin auf (Taf. 2, Fig. 1). In dieser Kalksteinbank sind die Ooide schlecht sortiert. An der Basis wurden die kleinsten Ooide von $\leq 0,5$ mm abgelagert, im oberen Bereich befinden sich Ooide mit bis zu 3 mm. Auf der Bankoberseite des Horizonts 7g treten zudem Oszillationsrippeln auf. Diese Rippelmarken sind symmetrisch und haben runde Kämme. Die Wellenlängen betragen bis zu 70 cm bei Kammhöhen von 2 – 4 cm.

Interpretation: Rogensteine treten zumeist an der Basis sedimentärer Kleinzyklen auf. Sie repräsentieren generell längere und an-

dauernde Phasen der Wasserbedeckung und damit Zeiten mit stärkeren Niederschlägen und resultierenden Zuflüssen an Süßwasser. Es handelt sich bei den Zyklen um obentrockener-Zyklen (drying upwards) bei denen der Wasserspiegel absank.

Die Größe von Ooiden hängt von mehreren physikalischen und chemischen Faktoren ab (SUMNER & GROTZINGER 1993). Dazu gehören: Sättigung an Kalziumkarbonat, Menge der zur Verfügung stehenden Kerne, Wasserbewegung und Bildungsdauer. Man kann annehmen, dass auch Mikroorganismen direkt oder indirekt einen wichtigen Anteil an der Fällung des Karbonats hatten. Vermutlich waren Änderungen des Kalziumkarbonatgehalts und die Bildungsdauer der Ooide im Playasee für die Ausbildung der Gradierung besonders wichtig.

Mit bis zu 4 cm Kammhöhe wurden in Horizont 7g die größten Wellenrippeln des gesamten Profils registriert. Nach HUNGER (1950) beweist dies, dass die Wassertiefe bei der Bildung insgesamt gering war. Es darf deshalb, bezogen auf diesen Lithofaziestyp, davon ausgegangen werden, dass die Rippelmarken mit den größten Amplituden und Kammhöhen den höchsten Wasserstand innerhalb des gesamten aufgenommenen Profils repräsentieren. Die eingelagerten Tonscherben und -gerölle in Schicht 3 deuten auf trocken gefallene Tonschlammflächen während der Playa-Phasen hin (s. o.).

2.1.2 Siltige Tonsteine

Beschreibung: Die siltigen Tonsteine sind im Hauptrogenstein meist lagig bis feinsplattig ausgebildet, ganz im Gegensatz zu den zumeist bröckelig zerfallenden Peliten in der unmittelbar im Liegenden folgenden Calvörde-Formation. Sie nehmen ca. 40 % des Schichtprofils ein und sind damit sehr dominant. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen ca. 1 cm und maximal bis zu 45 cm. Sie sind rotbraun bis grüngrau gefärbt. Auffallend ist ein sehr hoher Gehalt an hellen Glimmern. Die siltigen Tonsteine lassen sich weiter in Subtypen untergliedern.

Interpretation: Die siltigen Tonsteine wurden durch zufließende Süßwässer in die Playa eingetragen und setzten sich in relativ kurz dauernden Playasee-Phasen ab, während denen es aber nicht zur Bildung von Rogensteinen kam. Der hohe Anteil an detritischen Glimmern lässt sich in diesem Sinne interpretieren. Während der Playa-Phasen führten Oxidationsprozesse unter wechselseuchten Klimabedingungen zur Rotfärbung der pelitischen Gesteine.

2.1.2.1 Subtyp: Siltige Tonsteine mit Einschaltungen ooidreicher Tonlagen

Beschreibung: Siltige Tonsteine mit Einschaltungen ooidreicher Tonlagen treten sowohl in der Calvörde-Formation in Schicht -1c, als auch in der Bernburg-Formation in Schicht 2 auf. Sie sind überwiegend bröckelig ausgebildet. Die grau gefärbten Ton-

steinlagen enthalten Ooide mit Durchmessern von bis zu 2 mm.

Interpretation: Die Graufärbung der Tonsteinlagen kann auf ein kurzzeitig reduzierendes Diagenesemilieu hindeuten. Die locker eingestreuten Ooide wurden sicherlich nicht an Ort und Stelle gebildet, sondern wurden von einem entfernten Bildungsort eingeschwemmt.

2.1.2.2 Subtyp: Siltige Tonsteine mit feinsandigen Einschaltungen (Linsen- und Flaserschichtung)

Beschreibung: In die siltig-tonigen Schichten sind wiederholt feinsandige Lagen oder mehrere Zentimeter mächtige Bereiche eingeschaltet, die durch Linsen- und Flaserschichtung gekennzeichnet sind. Eine Klassifikation von Linsen- und Flaserschichtung geben REINECK & WUNDERLICH (1968). Tondominierte Schichten, in die Lagen mit Sandlinsen eingeschaltet sind, werden als Linsenschichtung bezeichnet. In sanddominierten Schichten werden neben- und übereinander eng miteinander verzahnte Sandlinsen durch dünne Tonfasern voneinander getrennt (Flaserschichtung; Taf. 1, Fig. 1). Linsenschichtung, die teilweise in wellige Wechschichtung (REINECK & WUNDERLICH 1969) übergehen kann, zeigt Taf. 1, Fig. 2 (untere Hälfte). An der Obergrenze solcher Schichten (z. B. 7h, 8e) treten gelegentlich Oszillationsrippeln mit runden Kämmen auf. Generell ist zu beobachten, dass in den siltig-tonigen Schichten Trockenrisse relativ häufig sind.

Interpretation: Die Bildung von Linsen- bzw. Flaserschichtung hängt wesentlich von den jeweils angelieferten Mengen an siltig-tonigem bzw. sandigem Sedimentmaterial ab. Höhere Sandanteile führen im wellenbewegten Flachwasser zur Ausbildung von Flaserschichtung (flaser bedding; REINECK & WUNDERLICH 1968). Hier bleibt der Tonanteil auf Tonfasern beschränkt, die die Sandlinsen voneinander trennen und so den linsigen Charakter dieser Einheiten betonen. Ist der Tonanteil hingegen dominant, bilden sich innerhalb der siltig-tonigen Lagen nur isolierte Lagen von Sandlinsen heraus, die von

REINECK & WUNDERLICH (1968) als Linsenschichtung (*lenticular bedding*) bezeichnet werden. Die Übergänge zwischen Linsen- und Flaserschichtung können fließend sein. Häufig treten am Top sandigerer Schichten Oszillationsrippeln mit symmetrischen Kämmen auf. Mitunter können auch Rippeln mit leicht asymmetrischen Kämmen beobachtet werden, die auf gerichtete Bewegungen, ausgelöst zum Beispiel durch Windaktivität, hindeuten. Oszillationsrippeln (Taf. 1, Fig. 4 und 8) werden, wie Linsen- und Flaserschichtung, unter vergleichbaren Ablagerungsbedingungen gebildet. Wie bereits REINECK & WUNDERLICH (1968) zeigen konnten, ist Linsen- und Flaserschichtung nicht nur ein typisches Schichtungsphänomen tidaler Ablagerungen, sondern tritt auch häufig in flachen Seen, wie Playaseen, auf. Im wellenbewegten Flachwasser werden siltig-tonige und sandige Sedimentanteile voneinander getrennt und kommen im bewegten Wasser in Form von Sandlinsen und unter ruhigeren Bedingungen als Tonfasern zur Ablagerung. Häufige Trockenrisse und die Rotfärbung der tonig-siltigen Sedimente geben Hinweise auf oxidierende Bedingungen, wenn die flachen Playaseen wiederholt austrockneten.

2.1.2.3 Subtyp: Siltige Tonsteine mit Deformationsgefügen (Aufwölbungen, „load casted ripples“) und Gegenstandsmarken

Beschreibung: Dieser Subtyp tritt in verschiedenen Schichten auf. Es handelt sich um siltige Tonsteine, die durch geringmächtige sandige Lagen bis flache Sandlinsen oder Rippelzüge gegliedert werden.

Auffallend sind Lagen mit Schichtdeformationen in Form von Aufwölbungen (Taf. 1, Fig. 5), die im gesamten aufgeschlossenen Bereich beobachtet werden konnten. Die Abstände zwischen benachbarten Aufwölbungen bewegen sich von etwa 15–20 cm. Die in Taf. 1, Fig. 6 abgebildete Schichtdeformation weist im zentralen Bereich eine sich keilförmig zum Top der Struktur verjüngende, schräg verlaufende Sandinjektion auf, die sich zum Liegenden fortzusetzen scheint, allerdings

durch eine Sandlage unterbrochen wird.

Weitere Schichtdeformationen sind an Rippelzüge gebunden. Es handelt sich dabei um „load casted ripples“ (Taf. 1, Fig. 4), also um Belastungsmarken, die in engem Zusammenhang mit der Deformation von Rippeln stehen (z. B. DŹULYŃSKI 2001).

Auch zwischen Trockenrissen können Schichtdeformationen in Form schüsselförmiger Aufwölbungen auftreten (Taf. 1, Fig. 2).

An Schichtunterseiten von sandigen Lagen, die von tonig-siltigen Sedimenten unterlagert werden, sind gelegentlich Gegenstandsmarken (*tool marks*) zu beobachten.

Interpretation: Die Schichtdeformationen treten in den Horizonten 4 und 12, untergeordnet auch an der Basis von Horizont 6 auf. Das sich über den gesamten Aufschlussbereich erstreckende Vorkommen dieser Deformationen wird auf seismische Ereignisse zurückgeführt. Hier wäre von Interesse zu untersuchen, ob sich diese Deformationen auch über größere, kilometer- oder gar zehnerkilometer große Distanzen verfolgen lassen oder ob sie eher kleinräumig auftreten. Leider reichen die heutigen Aufschlussverhältnisse dafür nicht mehr aus. Die Annahme, dass es sich um seismisch induzierte Verformungen handeln könnte, wird unterstrichen durch die als klastische Gänge (*clastic dikes*) oder Entwässerungsstrukturen interpretierten Injektionen (Taf. 1, Fig. 5 und 6), die offensichtlich vom Liegenden zum Hangenden erfolgt sind (z. B. REIMNITZ & MARSHAL 1965, HESSE & READING 1978).

„Load casted ripples“ entstehen durch gravitativ bedingtes Einsinken von Rippeln in das unterlagernde, noch plastisch reagierende pelitische Sediment, wie es besonders gut in Taf. 1, Fig. 4 zu erkennen ist. Der Grad der Deformation kann dabei, sogar zwischen benachbarten Rippeln, sehr unterschiedlich sein. So lässt sich im linken Teil des abgebildeten Rippelzuges noch die gerippte Oberfläche deutlich erkennen, während die Schichtdeformationen in Form von „load casted ripples“ nur in Ansätzen ausgebildet

sind. Rechts davon sind die Rippeln fast vollständig in das Unterlager eingesunken. Beispiele für „load casted ripples“ gibt DŻUŁYŃSKI (2001).

Die an Trockenrissepolygone gebundene schüsselartige Aufwölbung der überwiegend pelitischen Schichten, die besonders zu den Rändern hin deutlich in Erscheinung tritt (Taf. 1, Fig. 2), ist ein verbreitetes Phänomen auf trockengefallenen Schlammflächen. Die aufgewölbten dünnen Lagen werden durch interne Trockenrissebildung weiter zerteilt und bei flächenhaftem Abtrag von zufließenden Wässern als Tonscherben (clay chips, REINECK 1984) aufgenommen und weitflächig resedimentiert.

Gegenstandsmarken (tool marks), die wiederholt auf Schichtunterseiten siltiger bis sandiger Lagen beobachtet wurden, können im hier behandelten Kontext entstehen, wenn die trockengefallene Playa erneut geflutet wird. Dabei mitgeführte Gegenstände, wie Äste oder Tonscherben, können durch Bodenberührung erosiv wirken unter Bildung von Rillen, die später mit Silt oder Sand verfüllt werden und so als Marken erhalten bleiben.

2.1.2.4 Subtyp: Siltige Tonsteine mit Trockenrissen

Beschreibung: Trockenrisse treten nicht selten in siltig-tonigen Schichtabschnitten auf, z. B. in den Horizonten 4, 6, 8, 9 und 11. Verbunden damit ist in der Regel Rotfärbung. Besonders gut sind Trockenrisse im Profil erkennbar, wenn diese von oben mit Sand verfüllt wurden (Taf. 1, Fig. 2 und 3). Wie Taf. 1, Fig. 7 zeigt, können Trockenrisse auch mit Ooiden verfüllt worden sein.

Interpretation: Die Bildung von Trockenrissen markiert das zunehmende Austrocknen der Playa, wobei die Oberfläche von Rissepolygonen überzogen wird. Die Risse, die die einzelnen Polygone markieren, werden im Verlauf der nächsten Überflutung oft mit Sand verfüllt (Taf. 1, Fig. 2). Solche Trockenrissfüllungen in der Aufsicht zeigt Taf. 1, Fig. 3. Die Verfüllung einzelner Trockenrisse mit Ooiden (Taf. 1, Fig. 7) zeigt,

dass nach Austrocknung des Playasees und Trockenrissebildung mit erneuter Flutung der Playa offenbar bald die Ooidsedimentation einsetzte. Fraglich bleibt allerdings, ob die Ooide, mit denen die Trockenrisse verfüllt wurden, von weither antransportiert oder an Ort und Stelle gebildet wurden.

2.1.3 Kalkige Siltsteine

Beschreibung: Kalkige Siltsteine treten verbreitet in der Calvörde-Formation auf. Im Hauptrogenstein ließ sich dieser Lithofaziestyp hingegen nur selten nachweisen, dann allerdings stets zusammen mit Ooiden. Die Mächtigkeiten von 3–5 cm bleiben im Allgemeinen gering. Die grauen und im verwitterten Zustand gelblich gefärbten Siltsteine sind horizontal feingeschichtet; sie weisen einen hohen Anteil an Hellglimmern auf und sind stark karbonatisch. Im Hauptrogenstein treten kalkige Siltsteine mit Ooiden in den Schichten 8b und 8d auf. Es konnten Ooid-Durchmesser von $\leq 0,5$ –1,5 mm gemessen werden. Trockenrisse treten häufiger auf, während Oszillationsrippeln auf den Horizont 8 beschränkt bleiben. Die symmetrischen Rippeln weisen gerundete Kämme auf und Wellenlängen von etwa 8 cm bei Rippelhöhen von 0,5–1 cm.

Interpretation: Die Hellglimmer wurden im Verlauf kurzer humider Phasen als Detritus in den Ablagerungsraum eingetragen, zusammen mit anderen feinklastischen Komponenten, wie Quarzen. Die Siltsteine wurden wahrscheinlich während der Diagenese kalkig zementiert.

2.2 Gamma-Ray-Log

Mithilfe eines Szintillometers wurde die natürliche Radioaktivität (Gamma-Strahlung, GR) im Gestein gemessen. Die Strahlung wird beim Zerfall des Kalium⁴⁰-Isotops und der radioaktiven Elemente Uran²³⁵, Uran²³⁸ und Thorium²³² erzeugt. In Sedimenten mit einem hohen Tonmineralanteil, wie Tonsteinen oder siltigen Tonsteinen, ist der Kaliumgehalt entsprechend höher als in tonarmen Gesteinen,

wie Sand- oder Kalksteinen, was sich in den höheren Intensitäten der Gamma-Strahlung ausdrückt. Pelite lassen sich danach aufgrund höherer Strahlungsintensitäten, ausgedrückt in Zählimpulsen pro Sekunde (counts per second, cps), von Kalk- oder Sandsteinen unterscheiden, die eine entsprechend niedrigere Intensität der Gamma-Strahlung aufweisen.

Abb. 6 stellt das Messprinzip nach HECKEMANN & KRÄMER (1989) dar. Die sog. „Hegersonde“ wurde bei den Messungen 5 Sekunden lang dicht an das jeweilige Gestein des Aufschlusses gehalten, bis das Messgerät den Messwert anzeigte. Um eine korrekte Durchführung der Messungen gewährleisten zu können, musste die Sonde an möglichst glatte Gesteinsflächen gehalten werden, um Strahlungsverluste durch Luftzwischenräume zu vermeiden. Da diese Voraussetzungen nicht immer gegeben waren, ließen sich an einigen Schichten keine Messungen durchführen; damit sollten zu niedrige und damit falsche Messwerte vermieden werden. Die Messungen wurden an jedem Messpunkt dreimal wiederholt, wobei der höchste ermittelte Wert bei der Erstellung des Gamma-Ray-Logs

Verwendung fand. Der Abstand zwischen den einzelnen Messpunkten betrug 8–10 cm. Bei geringmächtigeren Schichten wurden zumeist Abstände von 5 cm eingehalten.

Das Gamma-Ray-Log zeigt deutlich die Ausschläge zu höheren Messwerten bei tonreicheren Intervallen im Profil an (Abb. 5). Der höchste Zählimpuls lag bei 94 cps in der tonreichen Schicht 4. Die Rogensteine hingegen ergaben erwartungsgemäß deutlich weniger Impulse pro Sekunde; der niedrigste gemessene Wert lag dabei bei 50 cps. Betrachtet man das gesamte Gamma-Ray-Log, so lässt sich vom Liegenden zum Hangenden eine generelle Abnahme in der Gamma-Strahlung feststellen, was eine Abnahme des Tongehalts, verbunden mit einer Zunahme von Oolithbänken im Profil widerspiegelt. Dies deckt sich mit den Gamma-Ray-Daten von SZURLIES (2001) im etwa 20 km südlich gelegenen Haupttrogenstein-Profil Lindenschlucht am Süßen See und in der Bohrung Höhnstedt 2/67. Der Haupttrogenstein war im Tontagebau Beesenlaublingen seinerzeit (SZURLIES 2001) nur unzureichend aufgeschlossen und konnte deshalb nicht vermessen werden.

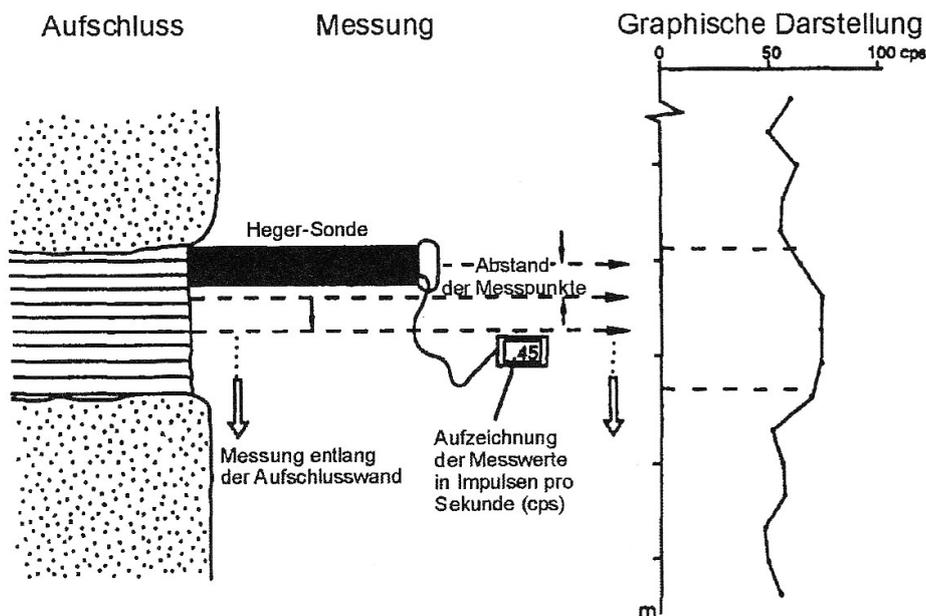


Abb. 6 Schema der Messung der natürlichen Gamma-Strahlung im Schichtprofil mit der „Hegersonde“ (nach HECKEMANN & KRÄMER 1989).

2.3 Zyklen

Die Oolithhorizonte sind Bestandteile von jeweils 10–11 Kleinzyklen (SZURLIES 1999, BACHMANN & KOZUR 2004), welche zur weiteren Gliederung der Calvörde- und Bernburg-Formation dienen. Sedimentäre Zyklen wurden bereits von PAUL & KLARR (1988), RÖHLING (1991) und SZURLIES (1997, 2001) aus dem Unteren Buntsandstein des Subherzyns beschrieben, auch im Tontagebau Beesenlaublingen (SZURLIES 1997, 2001). SZURLIES stufte dabei den Hauptrogenstein als die Basis des Kleinzyklus 1 der Bernburg-Formation ein. Dank der aktuell exzellenten Aufschlussituation war nunmehr eine detaillierte Profilaufnahme des Hauptrogensteins in Beesenlaublingen und dessen Gliederung in die drei sedimentären Kleinzyklen 1, 2 und 3 möglich (Abb. 5). Auf die kleinzyklische Gliederung im ganz ähnlich ausgebildeten Hauptrogenstein südlich von Bernburg wies aufgrund der Größenverteilung der Ooide bereits NIESLUCHOWSKI (1960) hin, ohne dass seine Ergebnisse im Einzelnen nachvollzogen werden können.

Der sedimentäre Zyklus 1 ist 1,9 m mächtig. Er setzt an der Grenze Calvörde-/Bernburg-Formation (Abb. 7) mit Schicht 1 ein und endet mit Schicht 6. Es folgt der 1,4 m mächtige Zyklus 2, der die Schichten 7 bis 12 umfasst. Von Zyklus 3 war nur der unterste Teil, die ca. 0,85 m mächtige Schicht 13, aufgeschlossen. Nach SZURLIES (2001) folgen darüber noch Ton- und Siltsteine sowie Feinsandsteine. Deutlich erkennbar ist, dass an der Basis eines jeden dieser drei sedimentären Zyklen stets auch Oolithe auftreten, während den oberen Teil siltige Tonsteine prägen. Es handelt sich somit um typische Sohlbank-Zyklen (fining upwards), die sich weiter in untergeordnete Zyklen im Dezimeterbereich unterteilen lassen. Auch diese Zyklen beginnen mit Rogenstein-Bänken und enden mit siltigen Tonsteinen. Dabei handelt es sich aber vermutlich nur um lokale Zyklen, die nicht weiter aushalten.

Anhand der Zyklen lassen sich die wechselnden Ablagerungsverhältnisse im Playasee nachvollziehen (SZURLIES 2001). Dabei wurde die Sedimentation der unterschiedlichen Lithofaziestypen entscheidend durch das Klima bestimmt. Die vorliegenden Sohl-

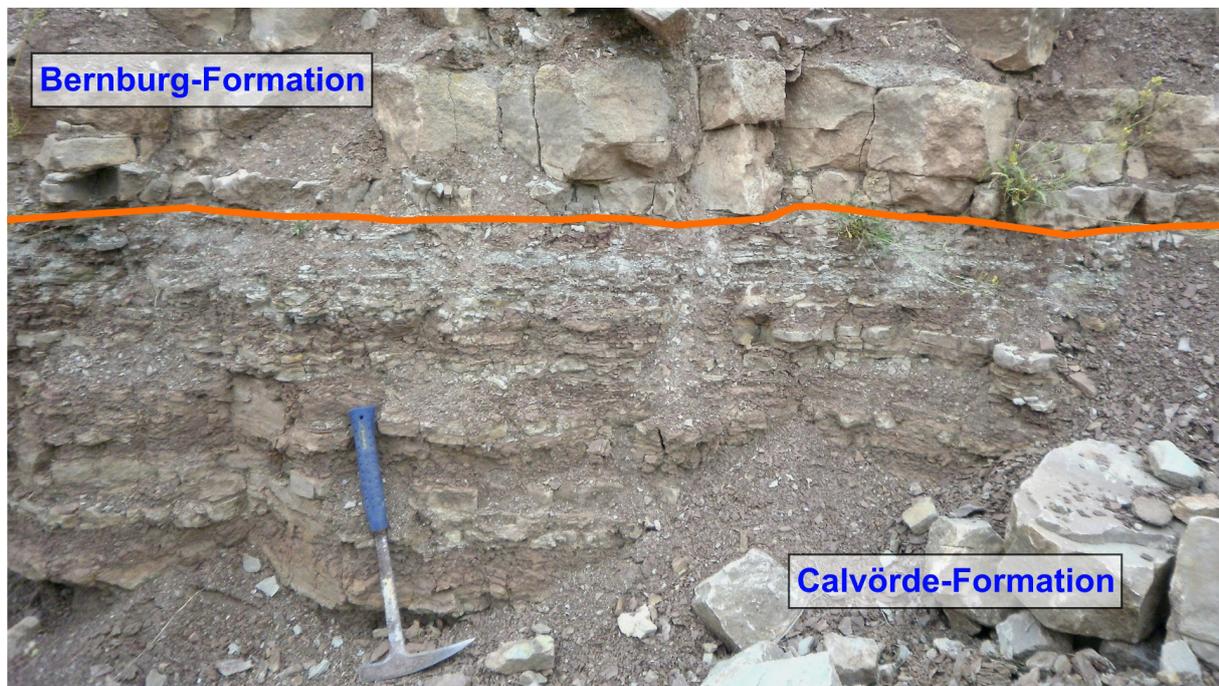


Abb.7 Grenzbereich zwischen Calvörde- und Bernburg-Formation. Die basale oolithische Kalksteinbank (Rogenstein) des Hauptrogensteins (Oolith-Horizont ζ) markiert die Basis der Bernburg-Formation (Hammerlänge: 41 cm).

bankzyklen zeigen zunächst generell einen relativ hohen Wasserspiegelstand des Playasees an, auf welchen mehr oder weniger starke Eindunstung und Sedimenteintrag infolge von Niederschlagsereignissen und daraus resultierenden Zuflüssen erfolgte. Zu Beginn eines jeden Zyklus hatte der Playasee eine Wassertiefe von einigen Metern, zumeist wohl nur 1–2 m (FÜCHTBAUER 1988), wodurch im klaren, an Karbonat gesättigten Wasser die Ooidbildung stattfand. Zwischenzeitlich, vor allem aber gegen Ende des Zyklus, kam es bei wechselfeuchten Klimabedingungen (Mega-Monsun, PARRISH 1999) immer wieder zum Eintrag von siltigen Tonschlammern. Den Beginn eines Zyklus markieren somit niederschlagsreichere Klimaintervalle, die über längere Zeit hin die Existenz von Playaseen ermöglichten. Zum Ende eines Zyklus hin nahmen die Niederschlagsereignisse ab, so dass der Seespiegel infolge hoher Verdunstungsraten sukzessive sank, womit auch die Ooidbildung aussetzte, während siltig-tonige Sedimente im Verlauf von Niederschlagsereignissen auch weiterhin den Ablagerungsraum erreichten. Zwischenzeitlich fiel der Playasee wiederholt trocken, was Trockenrisse und Rotfärbung der Sedimente belegen.

Die jeweils 10–11 Kleinzyklen der Calvörde- und Bernburg-Formation werden als Milankovitch-Zyklen interpretiert. Sie werden kurzen Exzentrizitäts-Zyklen zugeordnet, denen eine Zeitdauer von etwa 100.000 Jahren zugrunde gelegt wird (GELUK & RÖHLING 1997, SZURLIES 2001, BACHMANN & KOZUR 2004). Diese Zyklen lassen sich in 4 oder 5 untergeordnete Zyklen weiter untergliedern, welche jeweils als Präzessionszyklen mit einer Dauer von ~20.000 Jahren interpretiert werden. Nach SZURLIES (2001) umfasst der Hauptrogenstein im Tontagebau Beesenlaublingen mit seiner gesamten Mächtigkeit von 4 m etwa die Hälfte des Kleinzyklus 1 der Bernburg-Formation. Unter Annahme einer Dauer der einzelnen Milankovitch-Zyklen von ~100.000 Jahren entspräche dies etwa 50.000 Jahren, was

mit der Dauer der sedimentären Zyklen 1, 2 und 3 gut übereinstimmen würde. Dies entspräche einer durchschnittlichen Sedimentationsgeschwindigkeit von knapp 0,01 mm/Jahr, wobei die Kompaktion nicht mit berücksichtigt ist.

Der Hauptrogenstein ist zumindest im süd-östlichen Sachsen-Anhalt das karbonatreichste Intervall des Unteren Buntsandsteins mit der beständigsten Wasserbedeckung und den größten Wassertiefen. AIGNER & BACHMANN (1992) nehmen deshalb an, dass es sich sequenzstratigraphisch um die sog. „Maximale Überflutung“ (maximum flooding surface, mfs) der ersten Buntsandstein-Sequenz handelt.

3. Dünnschliffuntersuchungen an Oolithen (Rogensteinen)

(Taf. 2, Fig. 2 – 6)

Für eine genauere Analyse der Oolithe wurden aus neun ausgewählten Schichten Dünnschliffe mit dem Polarisationsmikroskop untersucht.

KALKOWSKY (1908) ist der Namensgeber für den Begriff „Ooid“ (z. B. PAUL et al. 2011, HAUSCHKE et al. 2012). Es handelt sich dabei um kleine sphärische Körper aus Calcit, die früher für versteinerten Fischrogen gehalten wurden (BURNE et al. 2012). Die aus Ooiden aufgebauten Gesteine selbst, die Oolithe, werden deshalb traditionell auch als Rogensteine bezeichnet. KALKOWSKY unterschied fünf Wachstums- und Verwachsungsformen von Ooiden: Ooide mit konzentrischer Lagenstruktur, Radialstruktur, Kegelstruktur, Walzenooide und Ooidviellinge. Auch USDOWSKI (1962) beschrieb sehr ausführlich die unterschiedlichen Innenstrukturen der Ooide sowie deren Entstehung.

Die häufigsten Ooidtypen im Hauptrogenstein sind Ooide mit Radial- und Lagenstruktur. Walzenooide (Taf. 2, Fig. 3), Ooidzwillinge sowie Ooidviellinge (beide auf Taf. 2, Fig. 4) und Ooide mit Spindel- bzw. Kegelstrukturen (Taf. 2, Fig. 5) sind dagegen seltener und treten nie gesteinsbildend auf.

Die Größe der im Hauptrogenstein von

Beesenlaublingen auftretenden Ooide variiert zwischen $\leq 0,5 - 3$ mm. In dem gesamten aufgenommenen Profil treten in drei Schichten bzw. Horizonten erkennbare Gradierungen auf (siehe Kap. 2.1.1.1). Die übrigen Rogensteinbänke enthalten unterschiedlich große Ooide, die sich keinem Trend zuordnen lassen. Jedoch ist auffällig, dass in den höheren Profilteilen, ab einschließlich Schicht 8, keine größeren Ooide mehr beobachtet werden konnten; die Ooid-Durchmesser betragen hier nur noch maximal 1,5 mm. Überwiegend existieren in den genannten Gesteinen Ooide mit Durchmessern von etwa 0,5 mm. Bei diesen Ooiden handelt es sich ausschließlich um Einzelooide mit radialstrahliger Internstruktur (Taf. 2, Fig.2), nur selten, wie in Schicht 13, kommen vereinzelt auch konzentrische Lagenstrukturen vor.

Die Rogensteine des Hauptrogensteins sind überwiegend Oosparite. Teilweise besitzen die Oolithe aber auch eine Quarzsiltmatrix mit Glimmer, Calcit und gelegentlich mikritischen Partikeln. Die Grundmasse der Oosparite besteht aus spätem Calcit-Zement. Nach FOLK (1959) wird der aus Calcitkristallen bestehende Zement als Sparit bezeichnet, wenn die Calcitkristalle eine Größe von 10 μm bis über 100 μm besitzen. Die Kalziumkarbonat-Kristalle gingen aus Porenlösungen hervor und lagerten sich mit zunächst kleinen Kristallen an die Ooide an. Dieser feinkristalline Sparit wird gewöhnlich als Spat A bezeichnet. Relativ häufig wurde zwischen den radiallyfaserigen Ooiden und dem Spat A Gitterkontinuität beobachtet, was bedeutet, dass der Spat A gleichzeitig mit den Calcitfasern der einzelnen Ooide auslöscht. Dies unterstreicht die Annahme, dass die Ooide primär aus (Mg-)Calcit bestanden (RICHTER & ZINKERNAGEL 1981). Darauf weisen auch die subtil erhaltenen Internstrukturen der Ooide hin, die primären Aragonit ausschließen, welcher bei der Diagenese aufgelöst worden wäre.

Nach Abscheidung von Spat A wurden offen gebliebene Hohlräume im Verlauf der weiteren Diagenese mit einer

zweiten Zementgeneration gefüllt, dem grobkristallinen Spat B (Taf. 2, Fig. 2). Zwei Zementgenerationen sind z. B. auch im Muschelkalk häufig (BACHMANN 1973).

Sehr häufig sind Oolithe von Stylolithen durchzogen, wodurch einzelne Ooide eng miteinander verzahnt sind (Taf. 2, Fig. 6). Stylolithen bilden sich durch Drucklösung nach Verfestigung der Gesteine (WAGNER 1913). Dies wird auch dadurch unterstrichen, dass die Stylolithen Sparitzemente durchsetzen. DUNNINGTON (1967) geht davon aus, dass eine Mindestlast von 600–900 m Gestein zur Stylolithenbildung notwendig ist. Durch den Druck wurde Karbonat aufgelöst und unlösliche Komponenten, wie z. B. Tonminerale, angereichert.

Die Dünnschliffmikroskopie ergab keine Hinweise auf marine Fossilien (z. B. marine Muscheln). Selbst Ostracodenschalen fehlen, obwohl diese sonst in Rogensteinen nicht selten sind (z. B. WEIDLICH 2007).

4. Conchostraken

(Taf. 3, Fig. 1 – 3)

Der Hauptrogenstein enthält verschiedene Conchostraken-Taxa. Nach KOZUR & SEIDEL (1983) sind Conchostraken besonders im Unteren Buntsandstein von großer biostratigraphischer Bedeutung. Die Kurzlebigkeit einzelner Arten sowie die unterschiedliche Ausprägung der Skulptur – und damit die Unterscheidbarkeit – machen sie zu wichtigen Leitfossilien (z. B. KOZUR 1982, BACHMANN & KOZUR 2004, HAUSCHKE 2014). In Beesenlaublingen ließen sich nur in den Schichten 4 und 6 des Hauptrogensteins Conchostraken nachweisen. Conchostraken sind typische Bewohner ephemerer Gewässer (z. B. TASCH 1969, ZIEGLER 1998), wie sie Playaseen darstellen.

Conchostraken in Schicht 4

In Schicht 4 treten Conchostraken in den basalen 8 cm massenhaft auf. Sie besitzen meist Carapax-Längen von 2–2,5 mm. Die Conchostraken wurden von Dr. H. W. KOZUR (2011, schriftliche Mitteilung) als *Cornia germari* (BEYRICH) und *Vertexia tauricornis*

(LJUTKEVIČ) bestimmt.

Cornia germari (BEYRICH) ist die häufigere der beiden Arten. Eine Rückbiegung am Dorsalrand tritt bei dieser Conchostraken-Art nicht mehr auf. Bei dem abgebildeten Exemplar ist der Umbonalstachel abgebrochen; dessen einstige Lage wird aber durch den Stachelansatz markiert (Taf. 3, Fig. 2).

Seltener als *Cornia germari* (BEYRICH) tritt *Vertexia tauricornis* (LJUTKEVIČ) in Schicht 4 auf. Das abgebildete Exemplar (Taf. 3, Fig. 1) zeigt einen nicht deformierten Umriss des Carapax. Der abgebrochene Umbonalstachel liegt auf dem freien Umbonalfeld (Pfeil). Die äußeren Anwachsstreifen am posterodorsalen Rand sind konkav rückgebogen (KOZUR 1982).

Conchostraken in Schicht 6

Die Schicht 6 führt an der Basis sowie im mittleren Teil nur vereinzelt Conchostraken. Der Erhaltungszustand ist generell schlechter als in Schicht 4. So konnten zumeist nur fragmentarisch erhaltene Exemplare geborgen werden. Vollständigere Exemplare (Taf. 3, Fig. 3) weisen Carapax-Längen von ca. 3 mm auf und konnten als *Euestheria oertlii* KOZUR bestimmt werden (KOZUR 2011, schriftliche Mitteilung).

Die für den Unteren Buntsandstein des Germanischen Beckens definierten Conchostraken-Zonen sind in Abb. 3 wiedergegeben. Die beiden Conchostraken-Arten *Vertexia tauricornis* (LJUTKEVIČ) und *Cornia germari* (BEYRICH), die im Hauptrogenstein als Leitformen auftreten, sind mit den Ziffern 5 und 7 versehen. Als Grund dafür, dass *Cornia germari* deutlich häufiger als *Vertexia tauricornis* auftritt, wird angegeben, dass in der stratigraphischen Abfolge ein Übergang von *Vertexia tauricornis* zu *Cornia germari* stattfindet (KOZUR 1982). Nach KOZUR (1982) wird im Laufe der Evolution die Rückbiegung am posterodorsalen Ende vollständig zurückgenommen und auch die Ausbildung von Dorsalstacheln tritt zurück. Der Umbonalstachel auf der freien Wirbelfläche bleibt hingegen zunächst erhalten. *Euestheria*

oertlii, die in Schicht 6 gefunden wurde, kommt hauptsächlich in der unteren Hälfte der Bernburg-Formation vor, ist aber auch in der oberen Bernburg-Formation zu finden (KOZUR 2011, schriftliche Mitteilung). Die Zonenleitform des Hauptrogensteins, *Molinesstheria seideli* KOZUR, konnte leider nicht gefunden werden.

5. Dank

Die vorliegende Arbeit basiert auf der Bachelorarbeit von S. KRETSCHMER (2011), welche von den beiden Mitverfassern angeregt und betreut wurde.

Unser Dank gilt der Firma SCHWENK Zementwerk Bernburg für die Möglichkeit, im Tontagebau Beesenlaublingen geologische Untersuchungen durchführen zu können und Proben zu nehmen. Besonders sei an dieser Stelle den Herren HEINZE, WETSCHKE und FABIAN gedankt. Herr G. BERTHOLD, Institut für Geowissenschaften und Geographie der MLU in Halle, stellte die Dünnschliffe her. Diese wurden in den Geologisch-Paläontologischen Sammlungen des Instituts unter Nr. MLU.BScKre2011.1-13 hinterlegt. Weiterer Dank gilt Herrn Dr. H. W. KOZUR, Budapest († 2013), für die Bestimmung der Conchostraken. Herrn Prof. Dr. I. LERCHE, Halle, danken wir für die Durchsicht des englischsprachigen Abstracts, Herrn Prof. Dr. J. PAUL, Göttingen, für die Begutachtung des Manuskripts und zahlreiche hilfreiche Hinweise.

6. Literatur

- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1992): Sequence stratigraphic framework of the German Triassic. *Sediment. Geol.*, 80: 115–135; Amsterdam.
- BACHMANN, G. H. (1973): Die karbonatischen Bestandteile des Oberen Muschelkalkes (Mittlere Trias) in Südwest-Deutschland und ihre Diagenese. *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F.*, 68, 1–99; Stuttgart.
- BACHMANN, G. H., EHLING, B.-C., EICHNER, R., SCHWAB, M., Hrsg. (2008): *Geolo-*

- gie von Sachsen-Anhalt, 689 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- BACHMANN, G. H. & KOZUR, H. W. (2004): The Germanic Triassic: Correlation with the international chronostratigraphic scale, numerical ages, Milankovitch cyclicity. *Hallesches Jb. Geowiss.*, B 26: 17–62; Halle (Saale).
- BURNE, R. V., EADE, J. C. & PAUL, J. (2012): The Natural History of Oolites: Franz Ernst Brückmann's treatise of 1721 and its significance for the understanding of oolites. *Hallesches Jb. Geowiss.*, 35: 93–114; Halle (Saale).
- DUNNINGTON, H. V. (1967): Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs. 7th World Petrol. Congr. Mexico, 3, 339–352; Mexico City.
- DŻUŁYŃSKI, St. (2001): Atlas of sedimentary structures from the Polish Flysch Carpathians. Material for 12th-Meeting of the Association of European Geological Societies.: 132 pp.; Kraków (Institute of Geological Sciences Jagiellonian University).
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Americ. Assoc. Petrol. Geol.*, 43, 1–38; Tulsa.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine, Sediment-Petrologie, Teil 2: 1141 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GELUK, M. C. & RÖHLING, H.-G. (1999): High-resolution sequence stratigraphy of the Lower Triassic Buntsandstein: A new tool for basin analysis. *Zbl. Geol. Paläontol.*, Teil I, 1998: 727–745; Stuttgart.
- HAUSCHKE, N. (2014): Conchostraken als Zeitmarken und Faziesanzeiger in kontinentalen Ablagerungen der Trias: Fallbeispiele aus Sachsen-Anhalt und dem östlichen Niedersachsen. *Abh. Ber. Naturkd.*, 34: 19–55; Magdeburg.
- HAUSCHKE, N., LANGE, J.-M., ERLER, D., MERTMANN, D. & RÖHLING, H.-G. (2012): Ernst Kalkowsky (1851-1938) – Porträt eines bedeutenden Geowissenschaftlers und des Erforschers von „Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein“. *Geohist. Blätter*, 22: 1–27; Berlin.
- HAUSCHKE, N. & SZURLIES, M. (2006): Kontinentale Perm-Trias-Grenze und Buntsandstein nördlich von Halle (Saale) – Fazies, Bio-, Log-, Zyklen- und Magnetostratigraphie (Exkursion M am 22. April 2006). *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, N.F., 88: 427–452; Stuttgart.
- HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (2000): Limulidenreste aus dem Unteren Buntsandstein (Bernburg-Formation) von Beesenlaublingen (Sachsen-Anhalt). *Hallesches Jb. Geowiss.*, B22: 87–90; Halle (Saale).
- HECKEMANNS, W. & KRÄMER, F. (1989): Radiometrie und Sedimentationscharakteristik der Trifels-Schichten (sT) im Raum Wilgartswiesen (Pfälzer-Wald). *Oberrhein. geol. Abh.*, 35: 245–257; Stuttgart.
- HERRMANN, R. (1934): Der Gipsstock von Beesenlaublingen im Saalekreis. *Jh. Hall. Verband Erforsch. mitteldtsch. Bodenschätze*, N. F., 13: 213–240; Halle (Saale).
- HESSE, R. & READING, H. G. (1978): Subaqueous clastic fissure eruptions and other examples of sedimentary transposition in the lacustrine Horton Bluff Formation (Mississippian, Nova Scotia, Canada). *Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.*, 2: 241–257; Oxford.
- HOPPE, W. (1965): Die Fossilien im Buntsandstein Thüringens sowie ihre stratigraphische und ökologische Bedeutung. *Geologie*, 14: 272–323; Berlin.
- HUNGER, R. (1950): Großrippeln auf Rogensteinbänken bei Könnern (Saale) und die Frage der Rogensteinbildung. *Mitt. Mus. Naturkde. Vorges.*, naturwiss. Arbeitskreis, 2, 6: 53–63; Magdeburg (Rat der Stadt Magdeburg, Kulturamt).
- KALKOWSKY, E. (1908): Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. *Z. dtsh. geol. Ges.* 60, 68–125; Berlin.
- KEILHACK, K. (1913): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 177, Blatt Güsten, 95 S.; Berlin (Königl.

- Geol. Landesanst.).
- KEILHACK, K. & DAMMER, B. (1913): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 177, Blatt Bernburg, 114 S.; Berlin (Königl. Geol. Landesanst.).
- KNAUST, D. & HAUSCHKE, N. (2004): Trace fossils versus pseudofossils in Lower Triassic playa deposits, Germany. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 215: 87–97; Amsterdam.
- KNAUST, D. & HAUSCHKE, N. (2005): Living conditions in a Lower Triassic playa system of Central Germany: evidence from ichnofauna and body fossils. *Hallesches Jb. Geowiss, B, Beiheft 19*: 95–108; Halle (Saale).
- KOZUR, H. (1982): Beiträge zur Taxonomie und stratigraphischen Auswertung der untertriassischen Conchostraken. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 11: 355–398; Innsbruck.
- KOZUR, H. W. (1998): Some aspects of the Permian-Triassic boundary and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 143, 227–272; Amsterdam.
- KOZUR, H. & SEIDEL, G. (1983a): Revision der Conchostraken-Faunen des unteren und mittleren Buntsandsteins. Teil I. *Z. geol. Wiss.*, 11, 289–417; Berlin.
- KOZUR, H. & SEIDEL, G. (1983b): Die Biostratigraphie des unteren und mittleren Buntsandsteins des Germanischen Beckens unter besonderer Berücksichtigung der Conchostracen. Teil II zur Revision der Conchostracen-Faunen des unteren und mittleren Buntsandsteins. *Z. geol. Wiss.*, 11: 429–464; Berlin.
- KOZUR, H. W. & HAUSCHKE, N. (2008): *Estheriella bachmanni* n.sp., the ancestral form of the radially ribbed Triassic *Estheriella* WEISS. *Hallesches Jb. Geowiss.*, B30: 11–20; Halle (Saale).
- KOZUR, H. W. & WEEMS, R. E. (2007): Upper Triassic conchostracan biostratigraphy of the continental rift basins of eastern North America: its importance for correlating Newark Supergroup events with the Germanic Basin and the international geologic time scale. In: LUCAS, S. G. & SPIELMANN, J. A. (eds.), *The Global Triassic*, New Mexico Museum of Natural History and Science, Bull., 41: 137–188; Albuquerque.
- KOZUR, H. W. & WEEMS, R. E. (2010): The biostratigraphic importance of conchostracans in the continental Triassic of the northern hemisphere. In: LUCAS, S. G. [ed.]: *The Triassic timescale*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 334: 315–417; London
- KRETSCHMER, S. (2011): Der Hauptrogenstein (Unterer Buntsandstein) im Tagebau Beesenlaublingen (Sachsen-Anhalt): Lithofazies-, Gamma-Ray-Log- und Dünnschliff-Untersuchungen. BSc-Arbeit Institut für Geowissenschaften und Geographie, MLU Halle-Wittenberg: VIII + 88 S.; Halle (Saale) [Unveröff.].
- NIESLUCHOWSKI, P. (1960): Feinstratigraphische Ergebnisse aus der Hauptrogensteinzone (ob. Unterer Buntsandstein) südwestlich von Bernburg. *Geologie*, 9: 156–176; Berlin.
- PARRISH, J. T. (1999): Pangaea und das Klima der Trias. In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. [Hrsg.], *Trias. Eine ganz andere Welt. Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter*, 37–42; München (Pfeil).
- PAUL, J. & KLARR, K. (1988): Feinstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in der Bohrung Remlingen 5. Ges. Strahlen- u. Umweltforsch., GSF-Ber., 8/87, 117 S.; München.
- PAUL, J., PERYT, T. M. & BURNE, R. V. (2011): Kalkowsky's Stromatolites and Oolites (Lower Buntsandstein, Northern Germany). In: REITNER, J., QUÉRIC, N.-V. & ARP, G. [eds.]: *Advances in Stromatolite Geobiology*. Lecture Notes in Earth Sciences, 131: 13–28; Berlin (Springer).
- RADZINSKI, K.-H. (1997): Das Typusprofil der Calvörde-Folge (Unterer Buntsandstein). *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, 3: 5–16; Halle (Saale).

- RADZINSKI, K.-H. (1999): Zur lithostratigraphischen Gliederung der Bernburg-Formation (Unterer Buntsandstein) im mittleren und nördlichen Teil von Sachsen-Anhalt. *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, 5: 73–93; Halle (Saale).
- RADZINSKI, K.-H. (2008): Buntsandstein; Untere Buntsandstein – In: BACHMANN, G. H., EHLING, B.-C., EICHNER, R. & SCHWAB, M. [Hrsg.]. *Geologie von Sachsen-Anhalt*: 689 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- REIMNITZ, E. & MARSHALL, N. F. (1965): Effects of the Alaska earthquake and tsunami on recent deltaic sediments. *J. Geophys. Res.*, 70: 2363–2376; Richmond.
- REINECK, H.-E. (1984): *Aktuo-Geologie klassischer Sedimente*. 348 S.; Frankfurt am Main (Waldemar Kramer).
- REINECK, H.-E. & WUNDERLICH, F. (1968): Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11: 99–104; Amsterdam, London, New York.
- RICHTER, D. K. & ZINKERNAGEL, U. (1981): Zur Anwendung der Kathodolumineszenz in der Karbonatpetrographie. *Geol. Rdsch.*, 70, 1276–1302; Stuttgart.
- 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.*, A 119: 3–24; Hannover.
- SCHOLZE, E., SCHNEIDER, J. W. & ELICKI, O. (2010): Dokumentation von Bohrungen und Übertage-Aufschlüssen von Zechstein-Buntsandstein Übergangsprofilen in Sachsen-Anhalt: 62 S.; Halle (Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt) und Freiberg/Sachsen (Bergakademie Freiberg) [Unveröff.].
- SCHULZE, G. (1969): Der Untere Buntsandstein der Scholle von Calvörde und benachbarter Gebiete. *Geologie*, 8: 5–20; Berlin.
- SUMNER, D. Y. & GROTZINGER, J. P. (1993). Numerical modeling of ooid size and the problem of Neoproterozoic giant ooids. *J. Sediment. Petrol.*, 63: 974–982; Tulsa.
- SZURLIES, M. (1997): Magnetostratigraphie und zyklische Stratigraphie im Unteren Buntsandstein des nördlichen und nordöstlichen Harzvorlandes (Sachsen-Anhalt). *Dipl.-Arb. Univ. Hannover*, 85 S.; Hannover [Unveröff.].
- SZURLIES, M. (1999): *Zyklusstratigraphie und Gamma-Ray-Log-Korrelation im Unteren Buntsandstein (Untere Trias) des nördlichen Harzvorlandes*. *Hallesches Jb. Geowiss.*, Reihe B, 21, 35–53; Halle (Saale).
- SZURLIES, M. (2001): *Zyklische Stratigraphie und Magnetostratigraphie des Unteren Buntsandsteins in Mitteldeutschland*. *Diss. MLU Halle-Wittenberg*: 116 S.; Halle (Saale). <http://digital.bibliothek.uni-halle.de/hs/content/titleinfo/1810250>
- TASCH, P. (1969): Branchiopoda. In: MOORE, R. C. [ed.]: *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part R, Arthropoda 4*. R129–R191; Lawrence.
- USDOWSKI, H.-E. (1962): Die Entstehung der kalkoolithischen Fazies des norddeutschen Unteren Buntsandsteins. *Beitr. Mineral. Petrol.*, 8: 141–179; Heidelberg.
- WAGNER, G. (1913): *Stylolithen und Drucksuturen*. *Geol. Paläont. Abh.*, N.F., 11, 101–128, Jena.
- 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. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252: 259–269; Amsterdam.
- ZIEGLER, B. (1998): *Einführung in die Paläobiologie, Teil 3. Spezielle Paläontologie: Würmer, Arthropoden, Lophophoraten, Echinodermen*: 666 S.; Stuttgart (Schweizerbart).

Tafeln

Tafel 1

Fig. 1: Siltige Tonsteine mit feinsandigen Einschaltungen (untere Hälfte), die Flaserschichtung aufweisen. Einzelne Sandlinsen werden durch Tonfasern voneinander getrennt. Schicht 10. Bildbreite: 19 cm.

Fig. 2: Linsenschichtung, die partienweise in wellige Wechschichtung übergeht, prägt einen siltigen Tonstein-Horizont. Im mittleren Bildteil treten zwei mit Feinsandstein verfüllte Trockenrisse auf (in Seitenansicht); der Riss links läuft zum Liegenden hin keilförmig aus. Zwischen den Rissen sind die Schichten zum Rand hin aufgewölbt. Schicht 4. Bildbreite: 25,5 cm.

Fig. 3: Mit Feinsandstein verfüllte Trockenrisse in der Aufsicht. Lesestück. Bildbreite: 26,5 cm.

Fig. 4: Siltiger Tonstein-Horizont mit einem Oszillationsrippelzug in der unteren Hälfte. Die Rippeln sind in unterschiedlichem Grad deformiert („load casted ripples“), besonders deutlich ausgeprägt bei den Belastungsstrukturen in der rechten Hälfte, wo zwei ehemalige Rippeln als „load casted ripples“ fast vollständig in den tonigen Siltstein eingesunken sind. Schicht 6. Bildbreite: 19,5 cm.

Fig. 5: Siltiger Tonstein-Horizont mit geringmächtigen feinsandigen Einschaltungen, der Schichtdeformationen in Form von Aufwölbungen aufweist. In den zentralen Bereichen der Aufwölbungen sind Sandinjektionen erkennbar. Schicht 6. Bildbreite: 32,5 cm.

Fig. 6: Aufwölbung mit schräg geneigter Sandinjektion im zentralen Teil. Schicht 12. Bildbreite: 17 cm.

Fig. 7: Siltiger Tonstein-Horizont mit geringmächtigen feinsandigen Einschaltungen im unteren Teil und lagigen Anreicherungen von Ooiden besonders im mittleren und oberen Teil. Bemerkenswert sind zwei mit Ooiden verfüllte Trockenrisse, die zum Hangenden hin jeweils an einer oolithischen Einschaltung enden. Schicht 6. Bildbreite: 12,5 cm.

Fig. 8: Rogenstein-Bank (Oolith), bei der im mittleren Teil Oszillationsrippeln ausgebildet sind. Schicht 5. Bildbreite: 39 cm.

Fig. 9: Rogenstein-Bank (Oolith) mit eingelagerter Tonlinse (intraformationelles Geröll; links). Schicht 13. Bildbreite: 13 cm.



Tafel 2

Fig. 1: Rogenstein-Bank (Oolith), bei der eine deutliche Gradierung der Ooide erkennbar ist. Hier ist ein oben-grob-Trend (coarsening upwards) erkennbar. Schicht 7g. Bildbreite: 21 cm.

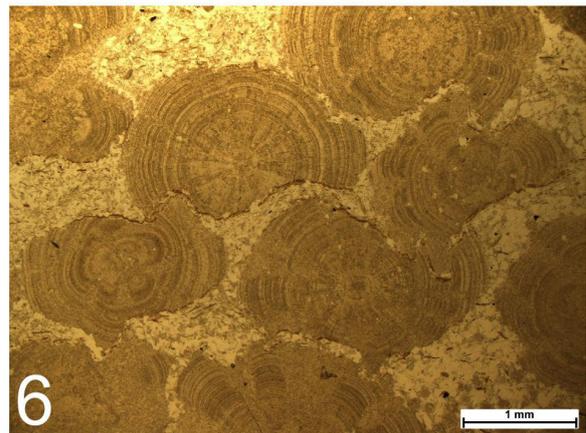
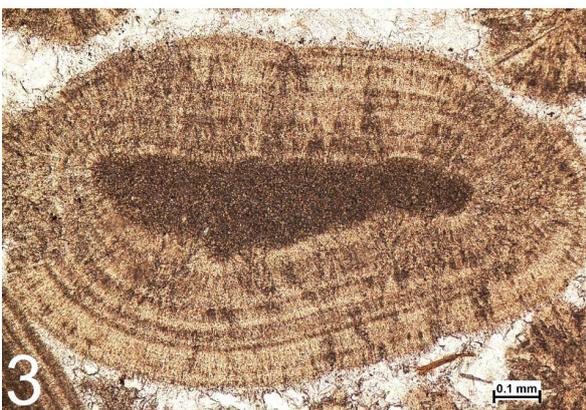
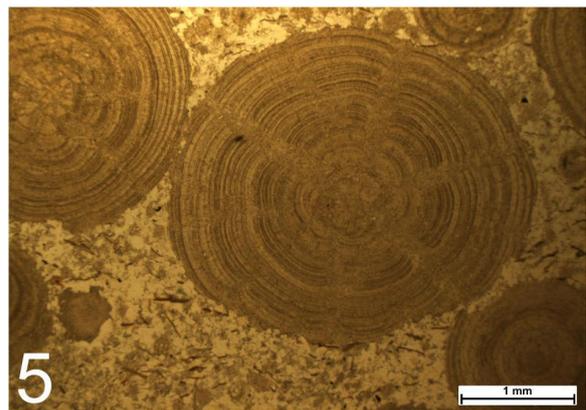
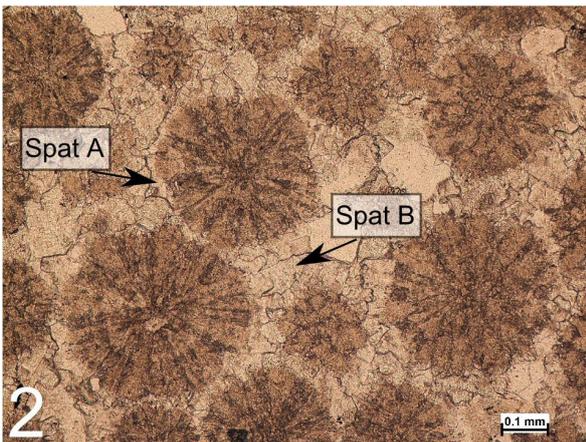
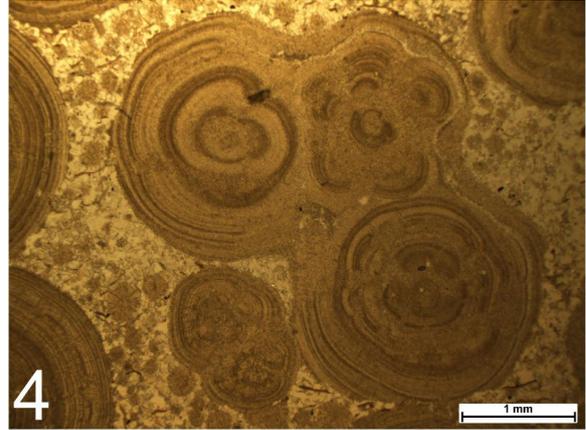
Fig. 2: Radialstrahlige Ooide, die mit Sparit zementiert sind (Oosparit); linear polarisiertes Durchlicht. Spat A und Spat B sind gekennzeichnet. Schicht 7a.

Fig. 3: Walzenoid mit interner Lagenstruktur in einem Oosparit; linear polarisiertes Durchlicht. Schicht 3.

Fig. 4: Ooidzwilling (Mitte unten) und Ooidvielling (rechts); randlich sind Einzeloide mit Lagenstruktur erkennbar. Die Ooide sind in eine Quarzsiltmatrix eingebettet; linear polarisiertes Durchlicht. Schicht 7g

Fig. 5: Das Einzelooid im Zentrum zeigt neben einer Kegelstruktur auch eine lagige Internstruktur. Die Einbettung erfolgte in einer Quarzsiltmatrix; linear polarisiertes Durchlicht. Schicht 7g.

Fig. 6: Ooide, die durch Drucklösung mit resultierender Stylolithenbildung unregelmäßig angeschnitten sind. Der unlösliche Rückstand, bei dem es sich im Wesentlichen um Tonminerale handelt, reicherte sich entlang der Stylolithenflächen an; linear polarisiertes Durchlicht. Schicht 1a.



Tafel 3

Verschiedene Conchostraken aus siltigen Tonsteinen des Hauptrogensteins.

Fig. 1: *Vertexia tauricornis* (LJUTKEVIČ). Seitenansicht von rechts. Der Pfeil zeigt auf den abgebrochenen Umbonalstachel auf der freien Wirbelfläche. Schicht 4.

Fig. 2: *Cornia germari* (BEYRICH). Seitenansicht von links. Schicht 4.

Fig. 3: *Euestheria oertlii* KOZUR; Seitenansicht von rechts. Schicht 6.

