

Exkursionsführer zur Geologie des Unteren Buntsandsteins (Untertrias) zwischen Harz und Thüringer Wald

Fabian KÄSBOHRER, Jochen KUSS und Thomas VOIGT

43 Abbildungen

Abstract

KÄSBOHRER, F., KUSS, J., VOIGT, T.: Field guide to the geology of the Lower Buntsandstein (Lower Triassic) in Central Germany. - *Hercynia N. F.* 54/1 (2021): 1 – 64.

We present a geological field guidebook where important and actual outcrops of the Lower Buntsandstein (Lower Triassic) in Central Germany are documented. It is mainly written for geoscientists interested in sedimentary geology. The field guide documents the sedimentary succession of the Lower Buntsandstein Subgroup (Calvörde and Bernburg formations) within the lacustrine basin facies in the vicinity of the Harz Mountains, where rhythmically intercalated oolites and stromatolites represent unique features within a normally sand- and clay-dominated succession. In addition, a marginal lacustrine facies in the eastern parts of the Thuringian Basin is documented. Important outcrops are measured in detail, including a documentation of the most striking lithologic characteristics; the latter are also demonstrated at (ancient) buildings where oolites and/or stromatolites of the Lower Buntsandstein were used as building stones. The field guide summarizes the sedimentological features of the Lower Buntsandstein in its lacustrine facies. The latter are described with detailed lithological sections, photos, and location maps.

Key words: Lower Triassic, Lower Buntsandstein, Calvörde Formation, Bernburg Formation, Lacustrine deposits, Oolite, Stromatolite, Playa/playa lake system

1 Einleitung

Das Mitteleuropäische Becken (MEB, auch Germanisches Becken) ist die Typlokalität der Trias. Der Begriff Trias wird heute als internationaler chronostratigraphischer Begriff verwendet. Ablagerungen der Trias bedecken weite Teile von Mittel- und Süddeutschland und werden im lithostratigraphischen Kontext in die drei Gruppen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper unterteilt. Der Buntsandstein wird überwiegend aus fluviatilen, äolischen und lakustrinen Sedimenten aufgebaut.

Die Untertrias-Kalksteine Mitteldeutschlands sind seit langem als international relevante Lokation zum Studium mikrobiell dominierter Karbonate innerhalb einer gemischt siliziklastisch-karbonatischen Abfolge bekannt. Bereits KALKOWSKY (1908) untersuchte Aufschlüsse im Harzvorland und definierte dort die Begriffe Oolith und Stromatolith. Seitdem wurde eine Vielzahl von Arbeiten veröffentlicht, die sich auf Petrographie, karbonatische und klastische Sedimentologie, Paläontologie, Zyklizität und die Festlegung der Perm-Trias-Grenze (PTB) konzentrieren.

In diesem Exkursionsführer werden die wichtigsten aktuellen Aufschlüsse und Lithofaziestypen des

Unteren Buntsandsteins, inklusive ihrer typischen Sedimentstrukturen und Lagerungsverhältnisse dokumentiert. Besonders hervorzuhebende Lithofaziestypen umfassen Oolithe und Stromatolithe - als mikrobielle Karbonatbildungen - sowie oolithische Sandsteine.

2 Stratigraphie, Paläogeographie und Fazies

2.1 Lithostratigraphie

Der Buntsandstein erhält seinen Namen von den rotbraunen, gelblichen oder grünlichgrauen Sandsteinen, Tonsteinen und Kalksteinen, die in bunter Folge wechselgelagert sind. Die lithostratigraphische Unterteilung der Buntsandsteingruppe in die Untergruppen Oberer, Mittlerer und Unterer Buntsandstein folgt der STD (2016), wobei der Untere Buntsandstein in die basale Calvörde-Formation und die überlagernde Bernburg-Formation unterteilt wird (Abb. 1). Die namensgebenden Typuslokalitäten liegen auf der Scholle von Calvörde sowie bei Bernburg (Saale) (LEPPER 1993). Als Unterscheidungsmerkmale zur Zweiteilung des Unteren Buntsandsteins werden lithologische Kriterien verwendet: In der Calvörde-Formation dominieren Sandsteine mit massig-bröckeligen Schichtungstypen und rotbraunen Gesteinsfärbungen; die untergeordnet vorkommenden Kalksteine sind oolithisch. Die Sandsteine der Bernburg-Formation sind durch Linsen- und Flaserschichtung und vielfarbige Gesteinsfärbungen gekennzeichnet; hier treten Oolithe und Stromatolithe auf (PAUL & PERYT2000).

Die Calvörde-Formation wird in zehn Kleinzyklen gegliedert, die Bernburg-Formation in elf Kleinzyklen. Diese werden als Sohlbankzyklen definiert und repräsentieren fining-upward-Zyklen. Die feinstratigraphische Unterteilung erfolgte mit der Messung der natürlichen Gammastrahlung (NGR) und Horizonten von oolithischen Kalksteinen und (oolithischen) Sandsteinen im Basisbereich der Kleinzyklen (SZURLIES 2001). Danach ist die Basis eines Kleinzyklus durch einen Oolith-Horizont definiert, 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. 1). Alle Oolith-Horizonte sind beckenweit verfolgbar und erlauben eine Feinkorrelation über größere Entfernungen (PAUL 1982, SZURLIES 2001).

2.2 Biostratigraphie

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). Damit wird eine Unterteilung in zehn Biozonen für den Unteren und Mittleren Buntsandstein möglich; die Kombination mit geomagnetischen Daten (SZURLIES et al. 2003) ermöglichte stratigraphische Vergleiche mit globalen Skalen.

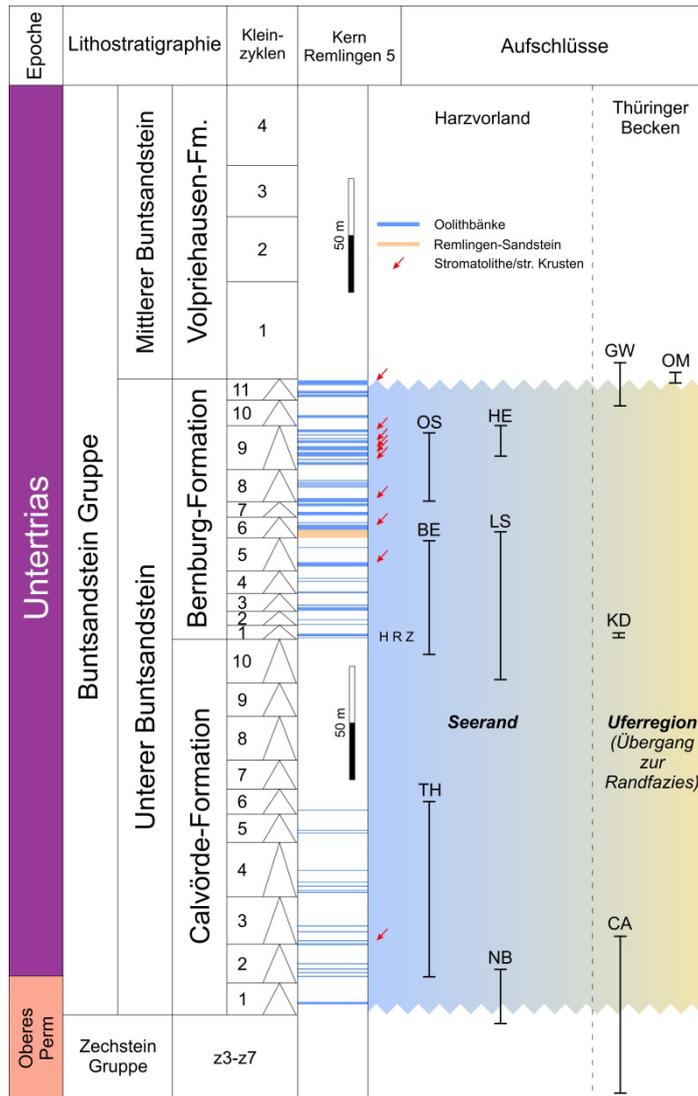


Abb. 1 Stratigraphische Tabelle des Unteren Buntsandsteins in Mitteldeutschland. Gehäuftes Auftreten von Oolithen und Stromatolithen in der Bohrung Remlingen 5 nach PAUL & KLARR (1988) und KÄSBOHRER & KUSS (2019). Die Bohrung Remlingen 5 gilt als Referenz für den Unteren Buntsandstein in Beckenfazies. Lokationen der Aufschlüsse in Abb. 4. HRZ: Hauptrogensteinzone.

Fig. 1 Stratigraphy of the Lower Buntsandstein in Central Germany. Oolitic-clastic cycles are defined from core Remlingen 5 after PAUL & KLARR (1988) and KÄSBOHRER & KUSS (2019). Studied outcrops are lithostratigraphically correlated to the reference core, based on their approximate stratigraphic position and on the spacing of the oolitic/stromatolitic layers. HRZ: Hauptrogenstein-Zone.

2.3 Paläogeographie

Bereits im Perm wird der Sedimentationsraum des intrakontinentalen Mitteleuropäischen Beckens (MEB) angelegt. Er reicht von Frankreich und Luxemburg im Westen bis nach Polen und Weißrussland im Osten. Die Nord-Süd-Ausdehnung erstreckt sich von Skandinavien und der Nordsee bis zur Schweiz (Abb. 2). Zur Zeit der Untertrias lag das MEB zwischen 15° und 25° nördlicher Breite im Bereich des nördlichen Trockengürtels (PARRISH 1999). Grundgebirgsmassive bilden den Beckenrahmen und stellen gleichzeitig das Liefergebiet des klastischen Detritus dar. Zahlreiche tektonisch bedingte Schwellen und Senken durchziehen das MEB und streichen NNE-SSW. Im Detail lassen sich innerhalb des Beckens mehrere Paläohochgebiete erkennen. Paläo-Strömungsrichtungen sowie Schwermineralanalysen ermöglichen eine Rekonstruktion der Transportrichtungen und Liefergebiete. Sedimente des südlichen MEB werden hauptsächlich vom Zentralmassiv im Westen und Südwesten und von der Vindelizisch-Böhmischen Masse im Südosten und Osten geschüttet. Das Rynkobing-Fyn-Hoch liefert die Sedimente des nördlichen MEB (AUGUSTSSON et al. 2018).

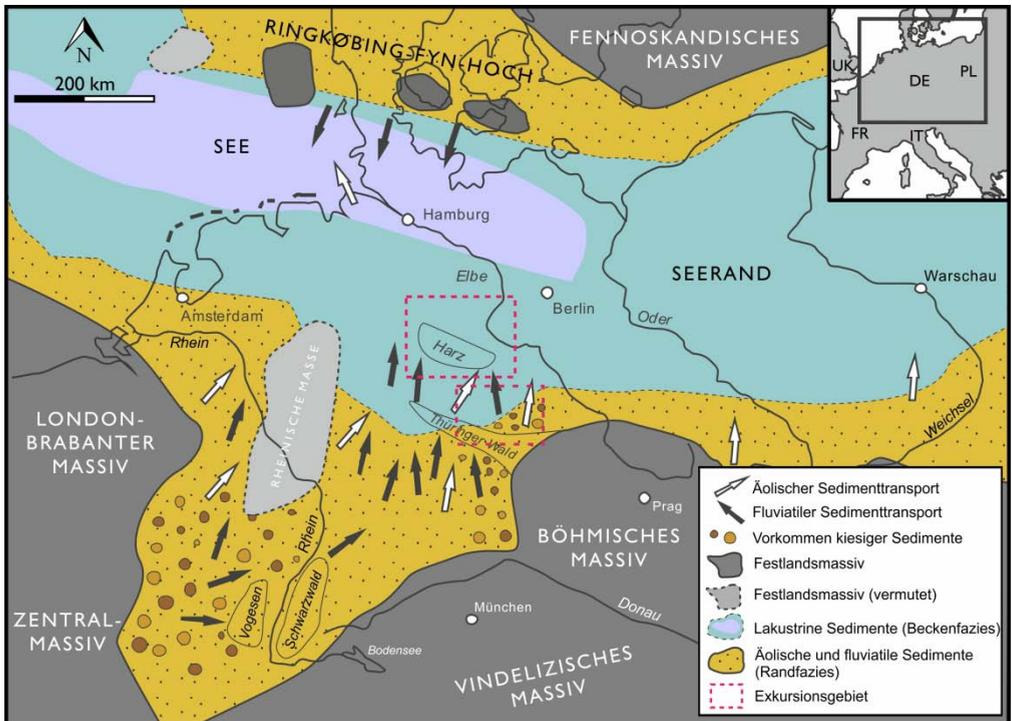


Abb. 2 Paläogeographie des Mitteleuropäischen Beckens zur Zeit des Unteren Buntsandsteins verändert nach GELUK (2005) und AUGUSTSSON et al. (2018). Das Exkursionsgebiet liegt am südlichen Rand des lakustrinen Buntsandsteinbeckens und erstreckt sich vom Nordrand des Harzes bis in die südöstlichen Ausläufer des Thüringer Beckens.

Fig. 2 Extent of the Central European Basin (CEB) and faciesmap of the Lower Buntsandstein including the Harz Mountains modified after GELUK (2005) and AUGUSTSSON et al. (2018). Red stippled areas comprise here studied regions (compare Fig. 4).

2.4 Lithofazies

Die Lithofazies des Unteren Buntsandsteins variiert mit der paläogeographischen Position im Becken (SCHOLZE et al. 2017, VOIGT 2017). In der proximalen Randfazies des endorheischen Beckens wurden sandige und kiesige Ablagerungen eines braided river system und äolische Sande abgelagert. Nach Norden geht diese Randfazies in die distale Beckenfazies über (SCHOLZE et al. 2017, Abb. 2). Die Beckenfazies ist durch Heterolithe aus Tonsiltstein-Wechsellagerungen und eingeschalteten oolithischen/stromatolithischen und feinsandigen Lagen gekennzeichnet (KÄSBOHRER & KUSS 2021). Die cm- bis dm-mächtigen oolithischen Lagen wurden küstennah in Ooid-Barren bzw. spill-over lobes als Sturm-induzierte, hochenergetische Akkumulationen abgelagert (PALERMO et al. 2008, VOIGT 2017). Die stromatolithischen Lagen werden niedrigerenergetischen Bildungsräumen zugeordnet, assoziiert mit flachen Wasserspiegeln und episodischem Trockenfallen (KÄSBOHRER & KUSS 2021). Innerhalb der stromatolithischen Lagen kann zwischen Stromatolithen, stromatolithischen Krusten und Ooid-Aggregaten unterschieden werden. Die oolithischen Lagen werden unterteilt in oolithische Kalksteine (Abb. 3) und oolithische Sandsteine (PAUL & PERYT 2000, PALERMO et al. 2008, KÄSBOHRER & KUSS 2021). Ooide haben einen Kern, dieser wird umwachsen von einem Cortex aus konzentrischen, radialstrahligen oder mikritischen Kalzitkristallen. Der Kern besteht aus Quarz- oder Glimmerkörnern, einem Kalzitkristall oder einer Ostrakodenschale (KALKOWSKY 1908, VOIGT et al. 2011, KÄSBOHRER & KUSS 2019, KÄSBOHRER & KUSS 2021). Der Cortex ist selten primär erhalten. Meist verändern Rekristallisation oder Dolomitisierung die primäre Struktur. Sowohl konzentrische als auch radialstrahlige Kalzitkristalle können zusammen in einem Ooid auftreten (Abb. 3 B). Oft sind die äußeren Lagen des Cortex konzentrisch, während die Lagen zum Nukleus hin radialstrahlig ausgebildet sind (KÄSBOHRER & KUSS 2019). Ooide erreichen meist Durchmesser von 0,2 bis 3,5 mm, können in der Bernburg-Formation aber Durchmesser bis zu 10 mm erreichen (PAUL et al. 2011). Diese als *Rogensteine* bekannt gewordenen Oolithe sind aus in der Erdgeschichte ungewöhnlich großen Ooiden aufgebaut (PAUL 1982). Innerhalb der Verteilungsloben (spill-over lobes) treten Mischgesteine aus Ooiden und Quarzsanden auf, die als oolithische Sandsteine bezeichnet werden.

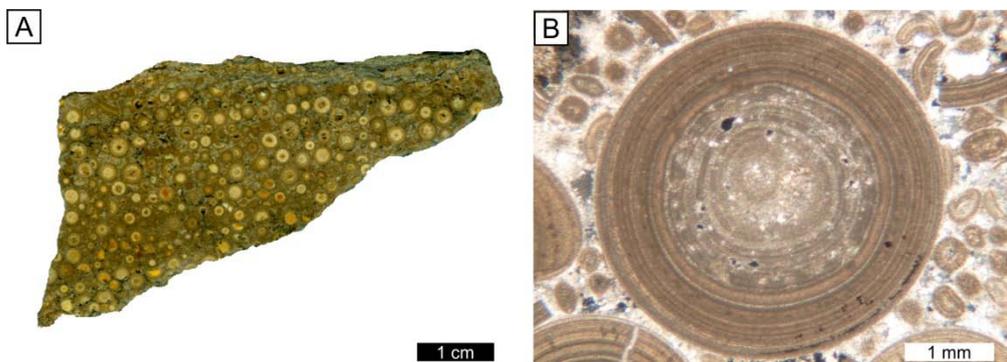


Abb. 3 Makroskopische und mikroskopische Ansichten eines Ooliths aus dem Aufschluss Südbahneinschnitt Thale (TH, Calvörde-Formation) verändert nach KÄSBOHRER & KUSS (2019). A) Poliertes Handstück eines Ooliths mit zwei-phasigen Ooiden. B) Dünnschliffaufnahme eines zwei-phasigen Ooids. Die innere Lage ist mikritisch und zeigt Lösungsspuren, während die äußere Lage aus radial-konzentrischen Calcitlagen aufgebaut ist.

Fig. 3 Macro- and microscopic view of an oolite from the outcrop Thale (TH, Calvörde Formation) modified after KÄSBOHRER & KUSS (2019). A) Polished specimen of an oolite exhibiting two-phased ooids. B) Photomicrograph of a two-phased ooid. The inner cortex is composed of micrite, while the outer cortex shows radial cortical layers.

In der Bernburg-Formation treten an der Oberkante der Oolithbänke oft dm- bis m-mächtige Stromatolithe auf (PAUL 1982, PAUL et al. 2011, KÄSBOHRER & KUSS 2021). Stromatolithe sind halbkugel- oder blumenkohlartige Strukturen aus feinen Kalzit-Laminae. Die Bindung von karbonatischen Sedimentpartikeln oder die Ausfällung wird mit mikrobiellem Wachstum (Cyanobakterien) in Verbindung gebracht (PAUL & PERYT 2000). Die geographische Verbreitung der mächtigsten stromatolithischen Bildungen ist mit einer Schwelle im Mitteleuropäischen Becken, der Eichsfeld-Altmark-Schwelle verknüpft (Abb. 4, vgl. PAUL 1982, PAUL & PERYT 2000).

Die Ablagerungsbedingungen des Unteren Buntsandsteins sind Gegenstand einer andauernden Kontroverse. Zahlreiche Autoren unterstützen eine nicht-marine Bildung der Abfolge am Rande eines brackisch bis hypersalinen, endorheischen Playasees im MEB. Bei vorherrschend ariden bis semi-ariden Klima wurde der Binnensee von peripheren Flüssen gespeist, sodass während niederschlagsreichen Perioden eine stärkere Aussüßung auftrat. In niederschlagsarmen Perioden dampfte der Binnensee ein, wobei weite ausgedehnte Tonebenen die Landschaft prägten. Typisch sind Evaporitbildungen wie Steinsalzkristalle und Sulfatknollen, oft als Pseudomorphosen oder Abdrücke erhalten (SZURLIES 2001). Faziale Merkmale der Oolithe und Stromatolithe sprechen für eine Ablagerung in einem schizohalinen See mit stark schwankenden Wasserspiegeln, begleitet von zwischenzeitlichem Trockenfallen (KÄSBOHRER & KUSS 2021).

Das häufige Auftreten von Trockenrissen, gekappten Wellenrippeln sowie Interferenz- und Oszillationsrippeln weist auf häufiges Trockenfallen, geringe Wassertiefen und Sturm- bzw. Wind-induzierten Sedimenttransport hin. Cm- bis dm-mächtige äolische Sand- und Siltsteine sind deshalb oft in Zwischenlagen anzutreffen. Wiederholte Austrocknung und eine zunehmende Versalzung der flachen Wasserflächen lassen nur eine artenarme Fauna zu. Die mitunter individuenreich auftretenden Conchostraken und glattschaligen Ostrakoden werden als Anzeiger für ein brackisch-lakustrines Milieu gewertet (REIBLE 1962, DE DECKKER 1983). Ein weiteres Indiz für einen Playasee wird in der „gegenphasigen Lage“ tethyalen Sequenzgrenzen im Vergleich mit der gleichalten germanischen Trias gesehen, die sehr gut durch das „aquifer eustasy model“ (z.B. LI et al. 2018) erklärt werden kann. Dieses beinhaltet eine Gegenüberstellung der globalen Meeresspiegelschwankungen mit den Schwankungen des kontinentalen Wasserspeichers des MEB und verdeutlicht einen zeitversetzten, dynamischen Wasseraustausch zwischen kontinentalen und ozeanischen Wassermassen.

Die Interpretationen lakustrin-kontinentaler Ablagerungsbedingungen werden von einigen Autoren zugunsten randmariner Verhältnisse im MEB während der Untertrias favorisiert: WEIDLICH (2007) unterstützt dies durch geochemische Interpretationen, SZULC (2019) durch paläogeographische Vergleiche mit gleichalten Serien in Polen und HEUNISCH & RÖHLING (2016) durch palynologische Interpretationen.

3 Untersuchungsgebiet

Das Exkursionsgebiet liegt im nördlichen und östlichen Harzvorland (Abb. 4A) zwischen Braunschweig und Halle (Saale), sowie in den südöstlichen Ausläufern des Thüringer Beckens (Abb. 4B). Das Nördliche Harzvorland reicht von Braunschweig im Nordwesten und dem Salzgitter-Höhenzug im Westen bis nach Quedlinburg im Südosten und Oschersleben im Osten. Richtung Harz wird das Gebiet durch die Städte Langelsheim, Bad Harzburg und Thale begrenzt. Die paläozoischen Gesteine des Harzes ragen mehrere 100 m über das im Mittel 200 m NN hohe Nördliche Harzvorland hinaus. Der Naturraum des Nördlichen Harzvorlandes ist geprägt durch eine Vielzahl an bewaldeten Höhenzügen, die sich über das überwiegend ebene Gebiet erheben. Zu den markantesten dieser Bergrücken gehören der Elm bei Königslutter sowie der Huy nördlich von Halberstadt. Richtung Aschersleben beginnt das schmale Nordöstliche Harzvorland, ehe zwischen Sangerhausen und Halle (Saale) das Östliche Harzvorland beginnt. Das Östliche Harzvorland ist eine wellig-hügelige Wald- und Ackerlandschaft, die von 320 m NN im Südwesten auf 120 m NN im Osten Richtung Halle (Saale) abfällt. Die hohen kegelförmigen Halden des (ehemaligen) Kali- und Kupferschieferbergbaus prägen das Landschaftsbild.

Geologisch wird das nördliche Harzvorland durch das Subherzynie Becken geprägt, welches durch die Harznordrandstörung im Süden und die Allertal-Störungszone im Nordosten (südwestlich der Flechtinger-Roßlauer Scholle) abgegrenzt wird. Das Subherzynie Becken stellt ein Teilbecken des MEB dar.

Der Salzaufstieg aus dem unterlagernden Zechstein bewirkt an Überschiebungszonen die Bildung von schmalen Sätteln (z.B. Harly, Abb. 5), über Aufwölbungen bilden sich breite Sättel (z.B. Elm, Huy). Die in herzynischer Richtung (WNW-ESE) streichenden, landschaftsgliedernden Sättel sind im Kern aus Zechsteinkalken und -salzen aufgebaut. An den Flanken stehen die schräg einfallenden Schichten der triassischen Gruppen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper an.

In der Aufrichtungszone am Harznordrand sind die Gesteine des Mesozoikums steilgestellt und teilweise überkippt (Abb. 5), bedingt durch schräge Kompressionstektonik in der Oberkreide. Ab dem Coniacium wird die vorherrschende Dehnungstektonik durch eine kompressive Tektonik abgelöst, bereits angelegte Störungen z.B. an Grabenstrukturen werden als Aufschiebungen reaktiviert. Im Zuge dieser Inversionstektonik wurde der Harz an der Nordrandstörung mehrfach gehoben (VOIGT et al. 2004). Vom Santonium bis zum Campanium erfolgte die Steilstellung der bereits sedimentierten Schichten, wobei die Sedimentation während der Aufschiebungsbewegungen anhielt, erkennbar an mehreren Diskordanzen innerhalb der Schichtabfolge (Abb. 5). Der Abschluss der Heraushebung wird durch fast horizontal lagernde Ablagerungen des Obercampaniums markiert, die diskordant auf den älteren, steilgestellten Sedimenten liegen. Während des Tertiärs werden die Harznordrandstörung sowie andere Störungssysteme erneut reaktiviert (VOIGT et al. 2006, VON EYNATTEN et al. 2008) Als Folge wurden die Schollen erneut um Beträge bis zu mehreren hundert Metern herausgehoben und bilden die heutigen Mittelgebirge.

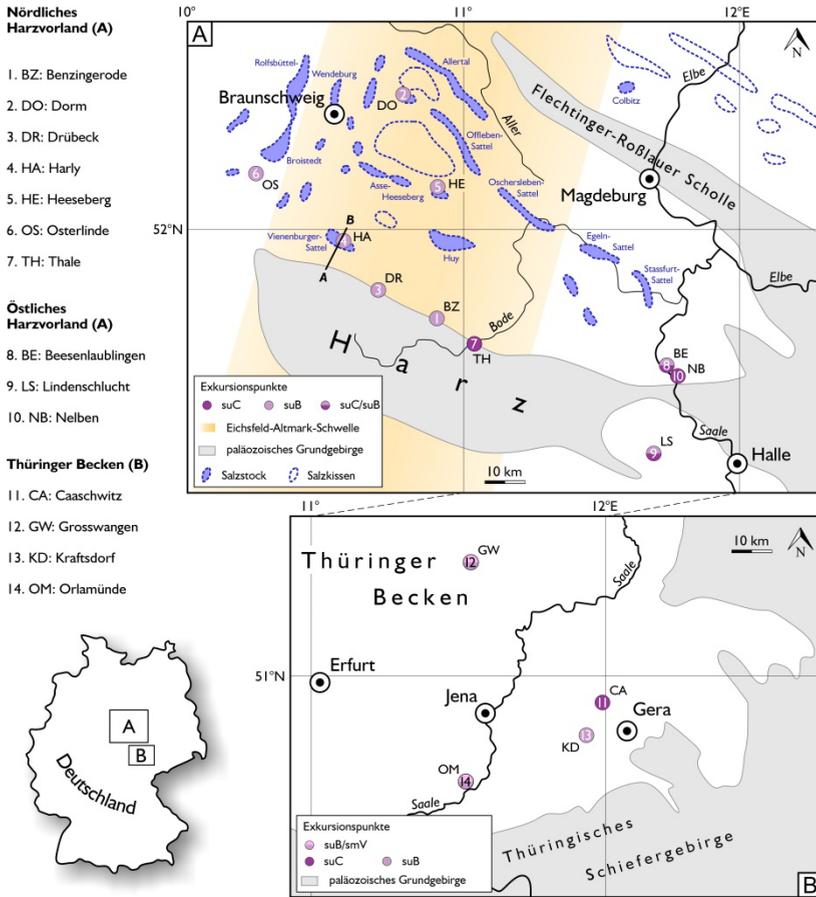


Abb. 4 Übersichtskarte der Exkursionsgebiete zwischen Harz und Thüringer Wald. A) Nördliches und Östliches Harzvorland zwischen Braunschweig und Halle (Saale) verändert nach SZURLIES et al. (2003). Salzstöcke und Saltzissen verändert nach WALTER (1995). Verzeichnet sind Exkursionspunkte in der Calvörde-Formation (suC), Bernburg-Formation (suB) sowie formationsübergreifende Aufschlüsse (suC/suB). Das Exkursionsgebiet wird von den Grundgebirgseinheiten Flechtinger-Roßlauer Scholle im Nordosten und dem Harz im Süden eingegrenzt. Das Ausstreichen von Unteren Buntsandstein an der Erdoberfläche ist überwiegend an Salzstöcke des Zechsteins sowie an die Harznordrandstörung gebunden. Die paläogeographische Hebungstruktur Eichsfeld-Altmark-Schwelle verläuft von SSW über den Westharz Richtung NNE (PAUL & PERYT 2000). Profilline A-B zeigt Lage des geologischen Profils in Abb. 5. B) Südöstliches Thüringer Becken zwischen Erfurt und Gera verändert nach PUFF (1994), SEIDEL et al. (2002), RAPPILBER (2003) und SEIDEL (2003).

Fig. 4 Map of both excursion areas between the Harz Mountains and the Thuringian Forest. A) Northern and eastern Harz foreland between Braunschweig and Halle (Saale) modified after SZURLIES et al. (2003). Distribution of salt domes and salt pillows modified after WALTER (1995). Excursion points within the Calvörde Formation (suC), Bernburg Formation (suB) as well as outcrops in both formations (suC/suB) are recorded. The northern areas are bounded by Variscan bedrock units of the Flechtinger-Roßlauer Scholle in the northeast and the Harz Mountains in the south. The NNE-running Eichsfeld-Altmark swell is drawn schematically. Line A-B marks location of geological cross-section in Fig. 5. B) Map of the southeastern Thuringian Basin between Erfurt and Gera modified after PUFF (1994), SEIDEL et al. (2002), RAPPILBER (2003) and SEIDEL (2003).

Das Ausstreichen des Unteren Buntsandsteins an der Oberfläche ist im Exkursionsgebiet überwiegend an Salzstrukturen des Zechsteins im Bereich von Störungen und die damit verbundene Bildung von Sattelstrukturen gebunden. Daneben schließt die Steilstellung der mesozoischen Schichten im Zuge der Aufschiebungsbewegungen des Harzes den Unteren Buntsandstein entlang des Harznordrands auf.

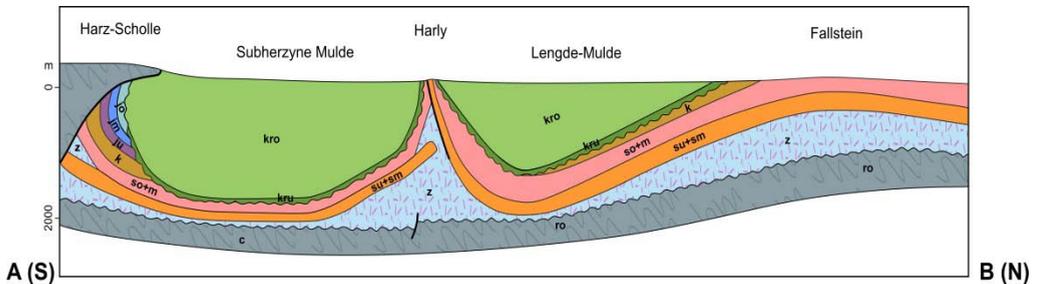


Abb. 5 Geologisches Profil A-B (Lage in Abb. 4) vom Harznordrand (S) in Richtung des Höhenzugs Harly (N) verändert nach BALDSCHUHN et al. (2001). Das Profil quert im S die Harznordrandstörung; hier sind die Schichten des Mesozoikums steilgestellt und teilweise überkippt. Entlang einer Überschiebung sind im Bereich des Harly die Salze des Zechsteins aufgestiegen und bedingen die Bildung des schmalen Vienenburger Sattels (vgl. Abb. 4).

Fig. 5 Geological cross-section (for location see Fig. 4) in the Subhercynian Basin modified after BALDSCHUHN et al. (2001).

4 Exkursionspunkte

4.1 Benzingerode (BZ)

Lokation

Der ehemalige Steinbruch liegt südöstlich von Benzingerode am Harznordrand. Von der Ortsmitte kommend befährt man die Ziegeleistraße in Richtung Südosten. Der Steinbruch befindet sich linker Hand einer geschotterten Forststraße, die Richtung Süden weiter in den Harz führt (Abb. 6).

Koordinaten BZ: 51.825401, 10.887002

Geologische Situation

Der Aufschluss befindet sich in der Aufrichtungszone am Harznordrand (Abb. 4, Abb. 6). Unmittelbar südlich des Aufschlusses verläuft die Harznordrandstörung (vgl. Abb. 5). Die Schichten des Mesozoikums wurden im Zuge der Heraushebung des Harzes steilgestellt. Sie fallen im Bereich des Aufschlusses in Richtung NE ein (vgl. VOIGT et al. 2004). Der Aufschluss zeigt eindrucksvoll die größten bekannten Stromatolithen (2,5 m Höhe) der Bernburg-Formation (Abb. 7).



Abb. 6 Anfahrtskizze zum Aufschluss BZ. Der Aufschluss liegt zwischen Benzingerode und Heimbürg am Harznordrand. Der Aufschluss wird aus Benzingerode kommend über die Ziegeleistraße erreicht, an einer Gabelung führt ein geschotterter Forstweg Richtung Süden zu den Ausläufern des Harzes. Etwa 300 m von der Gabelung entfernt liegt der Aufschluss in einem schmalen Graben.

Fig. 6 Route sketch of the BZ outcrop, located between Benzingerode and Heimbürg at the northern rim of the Harz Mountains.

Stratigraphie

Der Stromatolith wird in die Bernburg-Formation eingeordnet, vermutlich befand sich der Abbau im höheren Teil der Bernburg-Formation (Abb. 1). Im Aufschluss stehen nur isolierte Stromatolithe an, daher gestaltet sich eine präzise stratigraphische Einordnung schwierig. Der große Stromatolith verblieben zusammen mit einigen kleineren Exemplaren im Steinbruch, da sie als Baustein üblicherweise nicht zu gebrauchen waren.

Sedimentologie

Der etwa 2,50 m mächtige, kuppelförmige Stromatolith kann aus der Ferne betrachtet in drei Einheiten unterteilt werden, die durch zwei auffällige Bankfugen (Abb. 7 A) voneinander getrennt werden. Bei makroskopischer Betrachtung können im strukturellen Aufbau drei stromatolithische Lithofaziestypen unterschieden werden: Mikritisch und massig (M, Abb. 7 E), mikritisch und laminiert (ML, Abb. 7 C, E) sowie verzweigt säulenförmig (BC, Abb. 7 D, E). Untergeordnet können dünne Tonsteinlinsen (CL) und Ooide (OO) im Bereich der Bankfugen beobachtet werden. Die Oberfläche des Stromatolithen ist geprägt durch abgerundete Rillen und Furchen (Abb. 7 C).

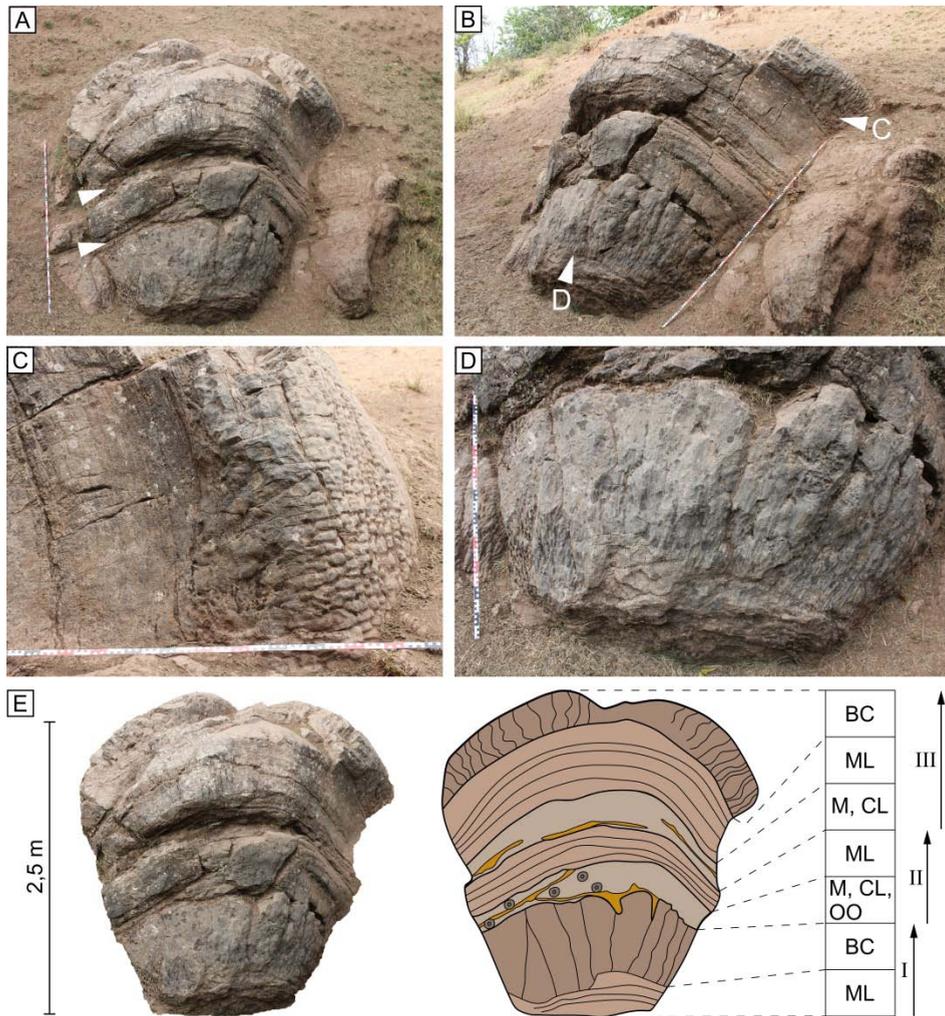


Abb. 7 Ansichten des Stromatoliths im ehemaligen Steinbruch bei Benzingerode. A) Der kuppelförmige Stromatolith ist mit einer Mächtigkeit von etwa 2,50 m der größte jemals nachgewiesene Stromatolith im Unteren Buntsandstein. Er wird durch zwei Bankfugen (Pfeile) in drei Einheiten unterteilt. B) Seitenansicht des Stromatoliths mit Lage der folgenden Detailansichten. C) Übergang von einem mikritisch laminierten (ML, vgl. E) Intervall (linke Bildhälfte) hin zum verzweigt säulenförmig (BC, vgl. E) ausgebildeten Top (rechte Bildhälfte). Auffällig sind abgerundete Rillen und Furchen an der Oberfläche. D) Säulenförmige Struktur (BC, vgl. E) an der Basis des Stromatoliths, wobei mehrere Säulen zu einzelnen größeren Säulen verschmelzen können. E) Wachstumsphasen und Lithofaziestypen des Stromatoliths. Drei Wachstumsphasen (I bis III) bilden den mächtigen kuppelförmigen Stromatolith. M: Mikrit, massig. ML: Mikrit, laminiert. BC: Verzweigt säulenförmig. CL: Tonsteinlagen. OO: Ooide.

Fig. 7 Different views of the giant stromatolite in the former quarry near Benzingerode. A) The dome-shaped stromatolite reaches a thickness of about 2.50 m, and is the largest stromatolite ever recorded in the Lower Buntsandstein. Two horizontal seams (arrows) allow to subdivide the stromatolite into three units. B) Side view of the stromatolite with location of the following detailed views. C) Transition from a micritic laminated (ML, cf. E) interval (left half of picture) to a branched columnar (BC, cf. E) top (right half of picture). Note conspicuous rounded grooves and furrows on the surface. D) Columnar structure (BC, cf. E)

at the base of the stromatolite, where several columns may merge to form single larger columns. E) Growth phases and lithofacies types of the stromatolite. Three growth phases (I to III) form the thick dome-shaped stromatolite. M: micrite, massive. ML: Micrite, laminated. BC: Branched columnar. CL: Claystone layers. OO: Ooid.

Interpretation

Die drei durch Verwitterungsfugen (Abb. 7 A) getrennten Einheiten des Stromatoliths (Abb. 7 E; I, II, III) werden drei unterschiedlichen Wachstumsphasen zugeordnet. Daneben wurden fünf Lithofaziestypen innerhalb des Stromatoliths beobachtet (BC, M, ML, CL, OO - Abb. 7 E). Die Basis jeder stromatolithischen Wachstumsphase bilden in der Regel mikritische- (M) bzw. mikritisch laminierte Intervalle (ML), die makroskopisch strukturlos erscheinen. Dünne Tonsteinlagen (CL) sowie Ooide (OO) können eingeschaltet sein. Es folgen laminierte Mikrite (ML), die untergeordnet säulenförmiges Wachstum zeigen können. Am Top einer Wachstumsphase steht verzweigt säulenförmiges Wachstum (BC), gefolgt von Rillen und Furchen an der Oberfläche.

Die Tonsteinlagen in Assoziation mit Ooiden zeigen einen verstärkten Sedimenteintrag und Unterbrechung der mikrobiellen Karbonatproduktion und damit des Stromatolithenwachstums an. Die unregelmäßige Oberfläche der Stromatolithe kann auf Lösung durch wechselnden Seewasser-Chemismus oder aber auf subaerische Überprägung im Zuge eines Trockenfallens zurückgeführt werden.

4.2 Dorm (DO)

Lokation

Der Aufschluss (DO) befindet sich südöstlich von Beienrode unmittelbar am ehemaligen Schacht Beienrode II an der Nordwestspitze des Höhenzugs Dorm (Abb. 8). Der Aufschluss ist über den Schachtweg zu erreichen, der von der Beienroder Hauptstraße abzweigt. Nach etwa 400 m geht linker Hand ein Schotterweg ab, der vorbei an einer Abraumhalde direkt zum ehemaligen Schacht führt. Ein umgewidmeter Wasserturm ist das einzige noch erhaltene Bauwerk des ehemaligen Kalisalz-Bergwerks Beienrode. In einem Waldstück südwestlich liegt der Schacht Beienrode II sowie der im folgenden beschriebene Aufschluss.

Koordinaten DO: 52.287687, 10.851271

Geologische Situation

Der Höhenzug Dorm ist ein Schmalsattel nördlich des Elms und entstand durch aufsteigende Zechsteinsalze des 4,5 km langen und 1,5 km breiten Salzstocks Beienrode/Dorm (vgl. Abb. 4). Die Flanken des Sattels werden aus Schichten der Trias aufgebaut, die herzynisch streichen. Im Aufschluss fällt der Untere Buntsandstein mit 20° bis 30° in Richtung SW ein, demnach befindet sich der Aufschluss an der Südwestflanke des Schmalsattels. Das Zechsteinsalz wurde bis 1926 in den Schächten Beienrode I und Beienrode II abgebaut. In den vorangegangenen Jahren waren die Schächte Beienrode III und Beienrode IV aufgrund von Wassereintrüben aufgegeben worden, nachdem auch eine Sumpfung nicht gelang.

Im Jahr 1926 wurde der Abbau wegen zu geringer Qualität der gefördertten Salze eingestellt. An die Zeit

des Kalibergbaus erinnern heute nur noch die betonierten Schachtabdeckungen von Beienrode I & II sowie ein Wasserturm (Abb. 9 B, C). In der Salzgewinnungsphase wurde überwiegend sulfatischer Abraum auf eine Halde verbracht, die heute ein Biotop mit einer seltenen halophilen Flora darstellt (Abb. 9 A).



Abb. 8 Anfahrtsskizze zum Aufschluss DO. Aus Beienrode kommend wird die Beienroder Hauptstraße nach rechts auf den Schachtweg verlassen. Nach etwa 400 m zweigt nach links ein Schotterweg ab, der nach etwa 200 m beschränkt ist. Er führt zum ehemaligen Schacht Beienrode I und einem Wasserturm. Im Waldstück dahinter befinden sich der ehemalige Schacht Beienrode II sowie der Aufschluss DO.

Fig. 8 Route sketch to the DO outcrop. Coming from Beienrode, leave the Beienrode main road to the right onto the road Schachtweg.

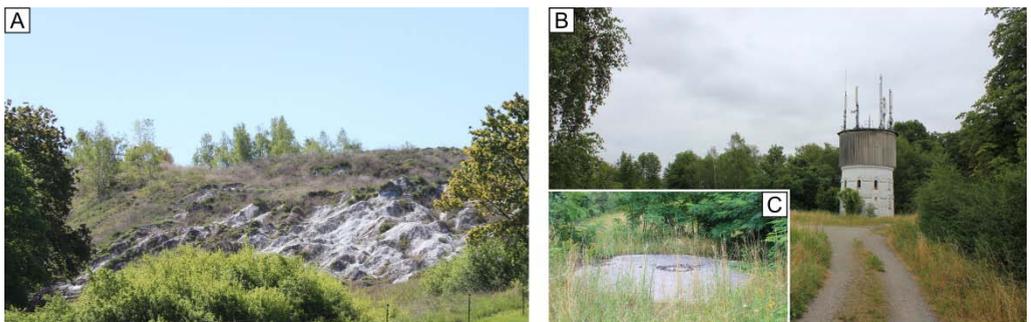


Abb. 9 Relikte des Kalibergbaus in Beienrode. A) Abraumhalde aus überwiegend sulfatischem Material. Die Salzhalde ist Biotop für mehr als 200 Pflanzenarten. Pflanzen, die sonst fast ausschließlich an den Meeresküsten wachsen, können hier beobachtet werden. Dazu gehören z.B. die Strand-Aster und der

Queller. B) Umgewidmeter Wasserturm beim ehemaligen Schacht Beienrode I. C) Betonierte Schachtabdeckung des ehemaligen Schachtes Beienrode II unweit vom Aufschluss DO.

Fig. 9 Relics of potash mining at Beienrode. A) Salt dump of predominantly sulfatic waste material. The salt dump is a biotope for more than 200 plant species. Plants that otherwise grow almost exclusively on the seashores can be observed here. These include, for example, the beach aster and the glasswort. B) Converted water tower at the former Beienrode I mine shaft. C) Concreted shaft cover of the former Beienrode II shaft near the DO outcrop.

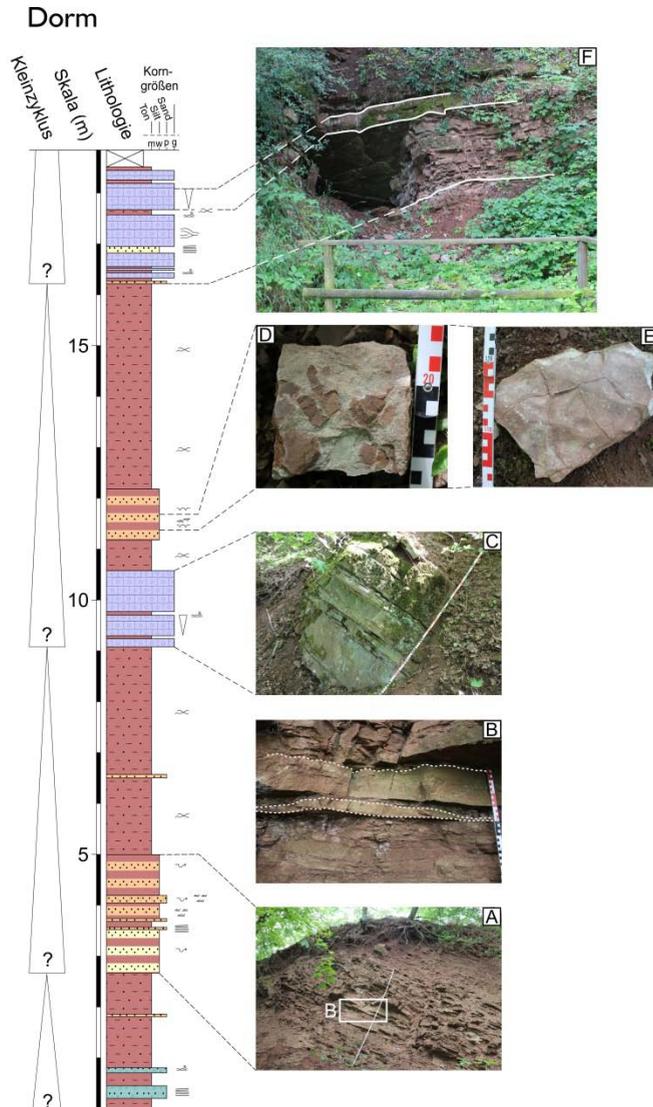


Abb. 10 Lithologisches Profil Dorm (DO). Dem etwa 18 m mächtigen Profil werden drei unvollständige Kleinzyklen zugeordnet, die feinstratigraphisch nicht sicher eingeordnet werden können. Vermutlich handelt es sich um eine Abfolge innerhalb der höheren Bernburg-Formation. A) Wechsellagerungen zwischen Feinsand-, Silt- und Tonsiltsteinen. Die Feinsand- und Siltsteinbänke bilden schildförmige Körper, können erosive Basen aufweisen und zeigen flache Schrägschichtung. B) Plankonvexe, dünne

Feinsandsteinbank wird überlagert von einer Feinsandsteinbank mit ebener Basis und Wellenrippeln am Top. C) Dezimeter-mächtige Oolithe getrennt durch feine Tonzwischenmittel, es können eine Grädierung der Ooide (coarsening upward) sowie Wellenrippeln am Top der Bänke beobachtet werden. D) Eckige Tongerölle (Tonscherben) auf glimmerführender Siltstein-Schichtfläche. E) Mit Siltstein gefüllte, polygonale Trockenrisse an der Unterseite einer Schichtfläche. F) Cm- bis dm-mächtige Oolithe, die neben symmetrischen Wellenrippeln auch Beulenschichtung (HCS) zeigen. Die ausgeprägte Bankung ist auf sehr feine tonig-siltige Bankfugen zurückzuführen, die im Profil nicht aufgelöst werden. Legende siehe Abb. A1.

Fig. 10 Lithological section Dorm (DO). The section is roughly 18 m thick and is subdivided into three incomplete oolitic-clastic cycles. Stratigraphically, the section was correlated with the upper Bernburg Formation. A) Intercalations of fine sandstones, siltstones and clayey siltstones. The fine-grained sand- and siltstone beds are often shield-shaped, may show erosional bases, and low-angle cross bedding can be observed. B) Plano-convex, thin fine-grained sandstone bed is overlain by a fine sandstone layer showing a flat base and ripples at top. C) Dm-thick oolites separated by thin clay layers, grading of ooids (coarsening upward) and ripples at top of beds. D) Clayey rip-up clasts on mica-bearing siltstone bedding plane. E) Polygonal desiccation cracks filled with siltstone at the bottom of a bedding surface. F) Cm- to dm-thick oolites showing hummocky cross-stratification (HCS) and symmetrical ripples. See Fig. A1 for figure legend.

Stratigraphie

Der Aufschluss zeigt Abfolgen der Bernburg-Formation. Dem etwa 18 m mächtigen Profil wurden drei unvollständige Kleinzyklen zugeordnet (Abb. 10), als Sohlbankzyklen wird ihre Basis an Sandsteine und Oolithe gelegt. Eine feinstratigraphische Einordnung der Kleinzyklen ist nicht möglich. Unmittelbar südwestlich wurde die Grenze gegen den Mittleren Buntsandstein gezogen (HARBORT 1914), dementsprechend ist die aufgeschlossene Abfolge im höheren Teil der Bernburg-Formation anzusiedeln, sollte kein Versatz durch Störungen vorliegen (HARBORT 1918).

Sedimentologie

Das verwitterte Profil ist über weite Strecken von Tonsilt- und Feinsandsteinen geprägt, Oolithe treten geringmächtig in zwei Oolith-Horizonten zutage. Stromatolithe bzw. stromatolithische Krusten treten nicht auf. Im unteren Teil des Profils tritt in einem etwa 2 m mächtigen Intervall eine Wechsellagerung zwischen Feinsand-, Silt- und Tonsiltsteinen hervor, wobei einzelne dünne Feinsandsteinbänke deutlich herauswittern (Abb. 10 A). Die Feinsand- und Siltsteine können erosive Basen zeigen und keilen rasch aus. Zudem können plankonvexe Feinsandsteinbänke mit flacher Schrägschichtung beobachtet werden (Abb. 10 B). Einige Tonsilt- und Feinsandsteinbänke zeigen am Top großdimensionale Rippelstrukturen (Abb. 11 B).

Im oberen Teil des Profils können in einer Wechsellagerung aus Feinsandsteinen und Tonsiltsteinen vereinzelt Tonscherben und Trockenrisse beobachtet werden (Abb. 10 D, E). Die oolithischen Kalksteine sind dm-mächtig und werden durch feine Tonzwischenmittel getrennt (Abb. 10 C). Die einzelnen Bänke sind intern homogen und können gradiert sein. Die Oberkanten zeigen oftmals Wellenrippeln, untergeordnet kann Beulenschichtung beobachtet werden (Abb. 11 A).

Interpretation

Das sandreiche Intervall im unteren Teil des Profils wird Sandbarren zugeordnet, die bei niedrigeren Wasserständen anstelle von Ooidbarren entstehen. Typisch für Sandbarren sind flache, plankonvexe

Feinsandsteinkörper mit interner, feiner Schrägschichtung und dm-mächtige, wellengerippte Feinsandsteine. Die Bänke gruppieren sich zu meter-mächtigen Intervallen und sind isoliert in Tonsiltsteine eingeschaltet.

Im Zuge eines Seespiegelanstiegs bilden sich mit Einsetzen des 3. Zyklus (Abb. 10) Ooidbarren. Wellenrippeln am Top der Bänke sowie Beulenschichtung (HCS) sind Zeugen einer wind- bzw. sturminduzierten Umlagerung von Ooiden in einem bewegten, flachen Wasserkörper. Inverse Gradierung der Ooide in den Oolithbänken deutet auf abnehmende Wassertiefe und gleichzeitig zunehmende Wasserbewegung hin (shoaling). Die Oolithe sind durch cm- bis mm-mächtige Tonsiltsteine getrennt. Diese wiederkehrenden pelitischen Absätze in flachem Stillwasser unterbrechen die Karbonatproduktion und verhindern stromatolithisches Wachstum auf den Ooidsanden.

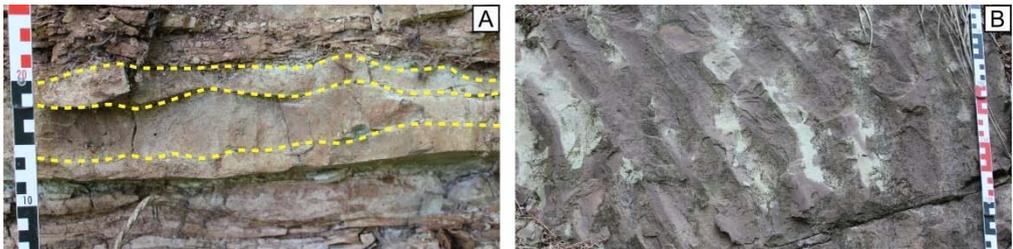


Abb. 11 Auswahl an Sedimentstrukturen aus dem Aufschluss DO. A) Beulenschichtung in einer dünnen Oolithbank. B) Schichtfläche eines Tonsiltsteins mit symmetrischen Wellenrippeln. Die Rippeln vergabeln sich, die Rippelkämme sind undeutlich abgerundet.

Fig. 11 Selection of sedimentary structures visible at outcrop DO. A) Hummocky cross-stratification observed within a thin oolite bed. B) Bedding plane of a clayey siltstone showing symmetrical ripples.

4.3 Drübeck (DR 1 & DR 2)

Lokation

Kloster Drübeck mit der Klosterkirche St. Vitus (DR 1, Abb. 13 A, B) ist ein ehemaliges Benediktinerinnenkloster aus dem späten 10. und frühen 11. Jahrhundert im Ilsenburger Ortsteil Drübeck am Harznordrand. Die Anlage kann über die Ilsenburger Straße erreicht werden, die zwischen Ilsenburg und Darlingerode verläuft. Auf dem Karrberg (DR 2, Abb. 14 A) zwischen Drübeck und dem Harz sind geringmächtige Oolithe aufgeschlossen. Der Karrberg wird über die Oehrenfelder Straße in Richtung Oehrenfeld erreicht (Abb. 12).

Koordinaten DR 1: 51.856331, 10.714680
DR 2: 51.849834, 10.719657

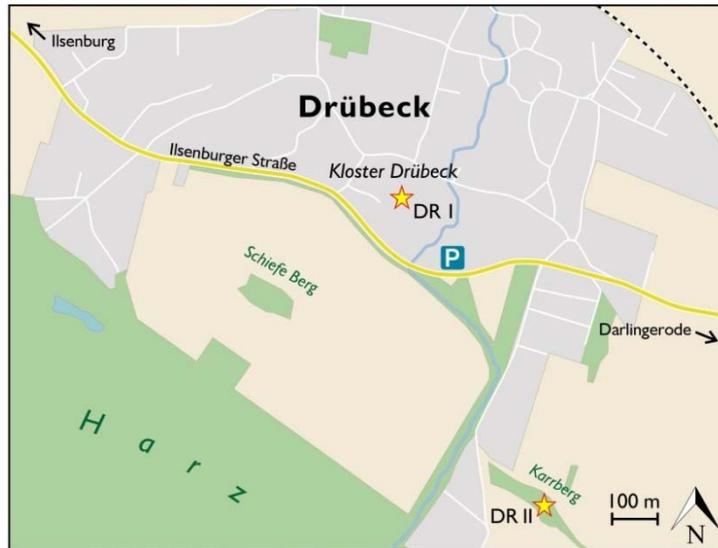


Abb. 12 Anfahrtsskizze zu den Exkursionspunkten DR 1 und DR 2 bei Drübeck am Harznordrand. Das Kloster Drübeck (DR 1) kann über die Ilsenburger Straße erreicht werden, der Klosteranlage sind Parkplätze angeschlossen. Der Karrberg (DR 2) wird über die Oehrenfelder Straße erreicht, Richtung Oehrenfeld/Harz führt vor einer Gabelung ein Feldweg links den Karrberg hinauf.

Fig. 12 Route sketch to excursion points DR 1 and DR 2 near Drübeck at the northern rim of the Harz Mountains. The Drübeck monastery (DR 1) can be reached via Ilsenburger Straße. The Karrberg (DR 2) is reached via Oehrenfelder Straße.

Geologische Situation

Unmittelbar südlich von Drübeck verläuft die Harznordrandstörung (vgl. Abb. 4), nördlich dieser Überschiebung streichen steilgestellte Schichten des Mesozoikums aus (vgl. Abb. 5). Zwischen den bewaldeten Höhenrücken des Harzes und Drübeck verläuft ein etwa 400 m breiter Buntsandsteinzug (NW-SE-Erstreckung), der aus Unterem und Mittleren Buntsandstein aufgebaut ist. Die sanften, dem Harz vorgelagerten Höhenzüge des Karrbergs und Schiefe Bergs sind aus Unterem Buntsandstein aufgebaut (Abb. 14), wobei am Karrberg (DR 2) neben Oolith-Lesesteinen auch wenige, dünne Oolithbänke anstehen.

Stratigraphie

Die Steinbrüche, in denen ab dem Mittelalter die gut bearbeitbaren Oolithe des Unteren Buntsandsteins abgebaut wurden, sind heute nicht mehr erhalten. Die wenigen aufgeschlossenen Bänke am Karrberg reichen für eine sichere stratigraphische Einordnung nicht aus. Dementsprechend gestaltet sich die feinstratigraphische Einstufung der Bausteine schwierig. Da im Mauerwerk auch Bausteine aus Stomatolithen beobachtet werden können (Abb. 13 E), ist eine Zuordnung in die Bernburg-Formation wahrscheinlich.

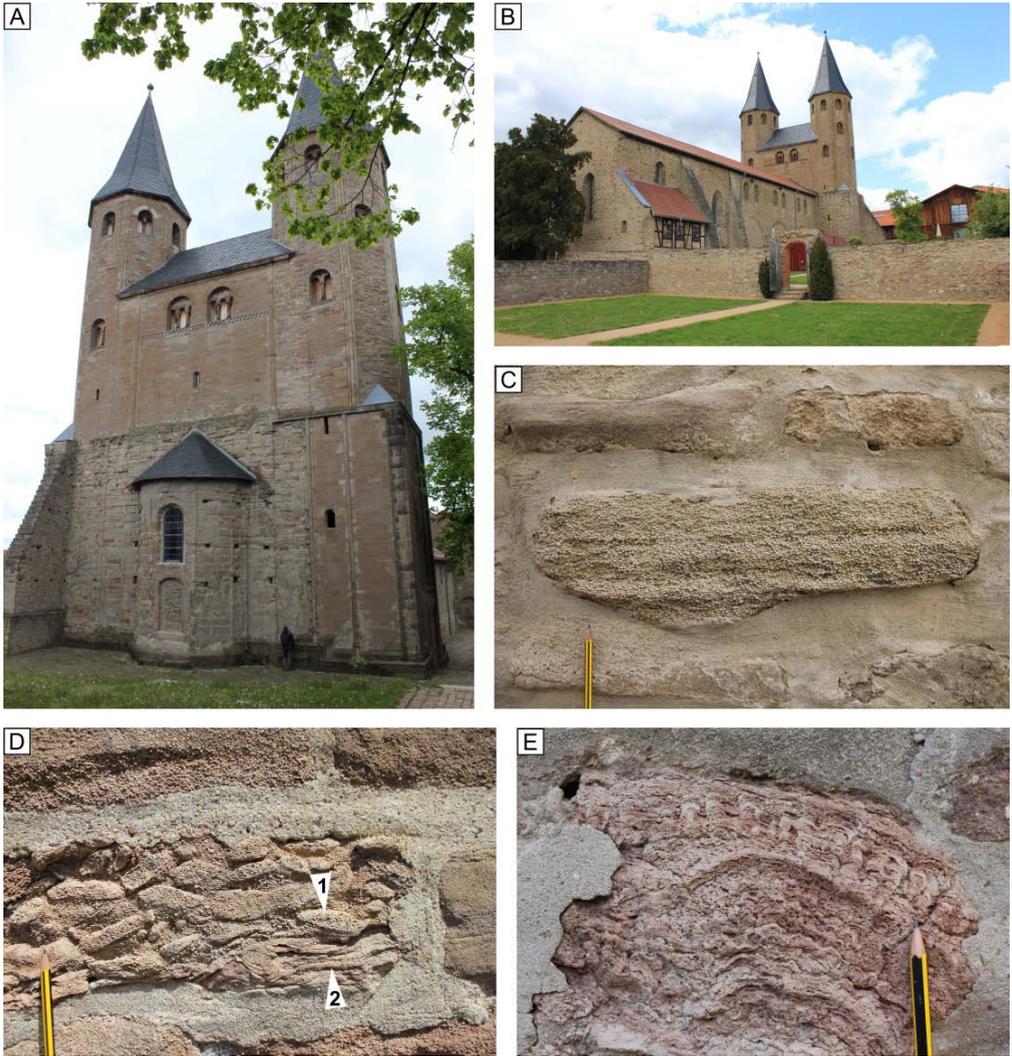


Abb. 13 Klosteranlage Drübeck und dessen typische Bausteine der unverputzten Mauerwerke. A) Westwerk mit weithin sichtbaren Türmen der Klosterkirche St. Vitus. B) Rückseitige Ansicht der flachgedeckten Basilika St. Vitus mit Klostersgarten (Garten der Stiftsdamen) im Vordergrund. C) Oolith mit bimodaler Verteilung der Ooid-Durchmesser als Baustein mit bis zu 3 mm großen Ooiden. D) Stromatolithisch umkrustete Ooid-Intraklasten (1) und stromatolithische Krusten (2) als Baustein. E) Kissenförmiger Stromatolith als ungewöhnlicher Baustein, meist wurden die Stromatolithe für Mauerwerke nicht verwendet.

Fig. 13 Drübeck monastery and characteristic building stones. A) West front with towers of the monastery church St. Vitus. B) Rear view of the basilica St. Vitus with monastery garden in the foreground. C) Oolite with bimodal distribution of ooid diameters used as building stones, showing ooids up to 3 mm in diameter. D) Ooid intraclasts (1) and stromatolitic crusts (2) observed in building blocks. E) Pillow-shaped stromatolite as unusual building stone.

Sedimentologie

Die Bausteine der Mauerwerke zeigen Oolithe und Stromatolithe, zwei für die Beckenfazies des Unteren Buntsandsteins typische Lithofaziestypen. Die Bausteine wurden vermutlich im Bereich zwischen Drübeck und Oehrenfeld gebrochen, allerdings ist der Steinbruchbetrieb schon seit mehreren hundert Jahren eingestellt. Dementsprechend sind heute keine mächtigeren Abfolgen mehr aufgeschlossen. Am Karrberg können wenige anstehende Oolithbänke sowie Lesesteine beobachtet werden, möglicherweise wurden in diesem Bereich früher auch Bausteine im Unteren Buntsandstein gebrochen. Die Oolithe im Mauerwerk (Abb. 13 C, D) zeigen Ooiddurchmesser von 1 bis 3 mm und können sowohl unimodal als auch bimodal verteilt sein. Vereinzelt wurden stromatolithisch umkrustete Ooid-Intraklasten beobachtet (Abb. 13 D), die von KALKOWSKY (1908) als „Ooidbeutel“ bezeichnet wurden. Nur selten wurden Stromatolithe im Mauerwerk verbaut, die meist kissen- bis kuppelförmig ausgebildet sind und eine agglutinierte Makrostruktur zeigen (Abb. 13 E).



Abb. 14 Höhenzüge zwischen Drübeck und Oehrenfeld am Harz. A) Blick vom Schiefe Berg in Richtung SE auf den Karrberg (Pfeil, vgl. Abb. 12). Die Hügelkette wird von einem Buntsandsteinzug aufgebaut, der annähernd NW-SE streicht. B) Blick vom Karrberg auf den aus paläozoischen Gesteinseinheiten aufgebauten Harz. Brocken (1141 m) mit Sendeanlagen im Hintergrund.

Fig. 14 Range of hills between Drübeck and Oehrenfeld at the northern rim of the Harz Mountains. A) View from the Schiefe Berg in SE direction to the Karrberg (arrow, compare Fig. 12). The range of hills is formed by sediments of the Buntsandstein. B) View from the Karrberg to the Harz Mountains, formed by Palaeozoic rocks (highest peak: Brocken, 1141 m, lies in the background).

Interpretation

Die bimodale Verteilung der Ooide in einigen oolithischen Kalksteinen wird durch Zusammenschwemmen unterschiedlich großer Ooide aus benachbarten Bildungsgebieten erklärt. Ooide mit geringen Durchmessern werden höheren Seespiegelständen zugeschrieben, während größere Ooid-Durchmesser in einem flacheren, stärker mit Kalziumkarbonat gesättigten Seebereich gebildet wurden. Durch Stürme wurden beide Ooid-Varietäten schließlich zusammengeschwemmt. Die beobachteten „Ooidbeutel“ sensu KALKOWSKY (1908) sind Teil eines Kontinuums, welches von Ooiden über Polyooide, „Ooidbeutel“ und schließlich mm-mächtigen stromatolithischen Lagen reicht (KÄSBOHRER & KUSS 2021). Das Kontinuum spiegelt vermutlich den Wechsel von oolithischer Sedimentation in bewegtem Wasser hin zu stromatolithischem Wachstum im flachen Stillwasser wider. Bei fortgesetztem stromatolithischen Wachstum können bspw. dm-mächtige, agglutinierte Stromatolithe entstehen.

4.4 Harly (HA 1 & HA 2)

Lokation

Die Steinbrüche (HA 1) befinden sich im Osten des Höhenzugs Harly nördlich des Vienenburger Sees bei Vienenburg. Ein kleinerer Aufschluss (HA 2), versehen mit einer Infotafel, befindet sich nordwestlich des Vienenburger Sees unmittelbar an einer Wohnsiedlung. Beide Lokationen sind über die östlich von Vienenburg verlaufende BAB 36 und folgend über die Bundesstraße 241 Richtung Vienenburg zu erreichen. HA 1 kann über die Straße Schacht I und eine Forststraße erreicht werden, HA 2 liegt am Hercyniaweg (Abb. 15) und wurde hier nicht berücksichtigt.

Koordinaten HA 1: 51.962284, 10.558638
 HA 2: 51.962581, 10.549272



Abb. 15 Anfahrtsskizze zu den Aufschlüssen HA 1 (Abb. 16) und HA 2 im östlichen Harly nördlich des Vienenburger Sees. HA 1 wird vom Schacht Vienenburg I kommend über eine geschotterte Forststraße (Lärchenweg) erreicht. Nach einer S-Kurve befinden sich die Aufschlüsse unmittelbar südlich der Forststraße. Das Gebiet ist stellenweise steil und unwegsam, es besteht Absturzgefahr. HA 2 befindet sich direkt am Hercyniaweg gegenüber einer Siedlung.

Fig. 15 Route sketch to outcrops HA 1 (Fig. 16) and HA 2 in the eastern Harly Hills, north of Vienenburg Lake. HA 1 is reached from the Vienenburg I mine shaft via a gravelled forest road. The outcrops are located immediately south of the forest road. Note that the area is steep and impassable in places, there is a danger of falling. HA 2 is located directly near the Hercyniaweg.

Geologische Situation

Der Harly stellt einen Schmalsattel im nordwestlichen Subherzynen Becken dar. Diese als Vienenburger Sattel (vgl. Abb. 4, 5) bekannte Hebungstruktur streicht in herzynischer Richtung (WNW-ESE), erstreckt sich über eine Länge von 6 km, bei etwa 4 km N-S Erstreckung. Der Schmalsattel ist durch Halokinese des unterlagernden Zechsteinsalzes entlang einer WNW-ESE verlaufenden Störung entstanden. Im Harly sind schräg einfallende Schichten vom Zechstein über die Trias bis zur Oberkreide aufgeschlossen. Die nördliche Sattelflanke ist aus Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper aufgebaut und wird diskordant von Sedimenten der Kreidezeit überlagert (Abb. 5). Das Zechsteinsalz des Salzstocks von Vienenburg wurde an der Südflanke in den Schachtanlagen Vienenburg I-III von der

Gewerkschaft Hercynia abgebaut. Im Jahr 1930 fand der Kalibergbau bei Vienenburg durch einen katastrophalen Wassereinbruch ein jähes Ende. Die Schächte I und II sind heute noch zum Teil erhalten, an Schacht III erinnert lediglich eine Abdeckung aus Beton.

Stratigraphie

Die von PAUL & PERYT (2000) beschriebene, über 100 m mächtige Abfolge ist heute nicht mehr anzutreffen. Vielmehr ist nur noch eine ca. 56 m mächtige, lückenhafte Abfolge anzutreffen (Abb. 16). In zwei ehemaligen Steinbrüchen (HA 1) sind Sedimente der Bernburg-Formation aufgeschlossen, wobei die stratigraphische Einordnung auf der vergleichsweise hohen kumulativen Mächtigkeit der Oolithe im Profil beruht. Zudem sind an der Oberkante einiger Oolithbänke stromatolithische Krusten ausgebildet. Die Abfolge enthält drei, durch starke Überwachsung gekennzeichnete Aufschlusslücken, die bis zu 15 m Mächtigkeit erreichen können, die Schichten fallen mit etwa 35° bis 45° in Richtung N ein. Lückenübergreifend wurden dem Profil vier vollständige Kleinzyklen zugeordnet. Die feinstratigraphische Einordnung der Kleinzyklen wird durch die Aufschlusslücken und nicht vorhandene Messungen der natürlichen Gammastrahlung erschwert. Die Kleinzyklen werden an der Basis typischerweise von Oolithen aufgebaut (Oolith-Horizonte) und gehen zum Top hin in Feinsand- und Siltsteine über, die mit Tonsiltsteinen wechselgelagert sein können.

Sedimentologie

Die überwiegend sandreiche Abfolge besteht aus wechselgelagerten Feinsand- und Siltsteinen, untergeordnet treten Tonsiltsteine auf (Abb. 16). Oolithe sind dm-mächtig und erreichen nur selten Mächtigkeiten von bis zu einem Meter. Oolithe können eine Gradierung aufweisen, sind homogen aufgebaut und zeigen keine Tonzwischenlagen (Abb. 16 B). Eine Besonderheit sind Stromatolithe an der Oberkante von Oolithbänken (Abb. 16 C, F). Eine über mehrere Quadratmeter aufgeschlossene Schichtfläche mit großen Wellenrippeln gehört zu einer Oolithbank, die blumenkohlformigen, isolierten Stromatolithen darauf sind in diesem Aufschluss des Unteren Buntsandsteins einzigartig erhalten (Abb. 16 F, G).

In der Profilabfolge konnten gut erhaltene Sedimentstrukturen dokumentiert werden. Die Feinsand- und Siltsteine zeigen flache, kleindimensionale Schrägschichtungen und Trogschrägschichtungskörper (Abb. 17 A). An der Basis der Bänke können Sohlmarken ausgebildet sein, am Top sind symmetrische Wellenrippel vorherrschend. Zwischengeschaltete Tonsiltsteine sind durch wellig vergabelte Flaserschichtung gekennzeichnet (Abb. 17 C), bei steigendem Tonsteingehalt innerhalb der Tonsiltsteine kann ein Übergang hin zu einer welligen Linsenschichtung beobachtet werden. Die Oolithe können am Top symmetrische Wellenrippeln sowie cm-mächtige, horizontale stromatolithische Krusten (Abb. 16 C, Abb. 17 D) und isolierte, kuppelförmige Stromatolithen (Abb. 16 F, G) zeigen.

Harly (HA I)

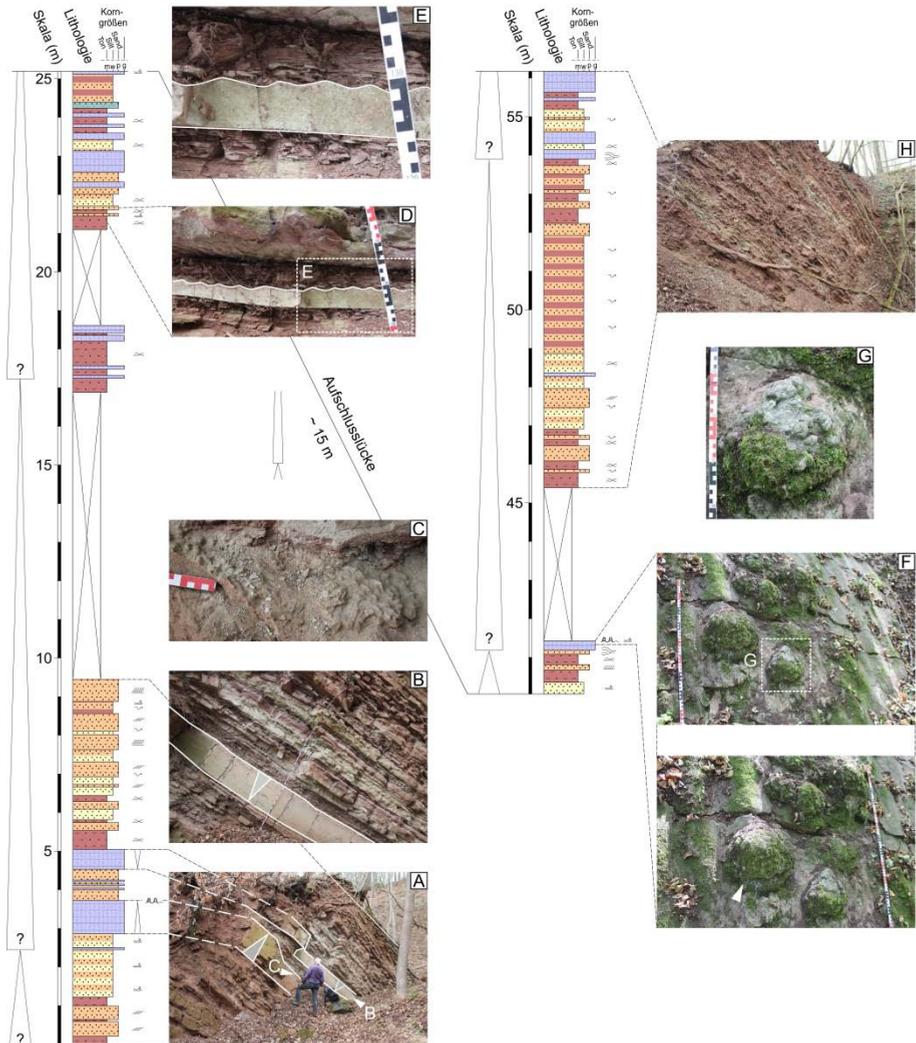


Abb. 16 Lithologisches Profil Harly (HA I) in der Bernburg-Formation mit stratigraphisch nicht zugeordneten Kleinzyklen. Zu beachten ist die etwa 15 m mächtige Aufschlusslücke, die vermutlich eine weitere Zyklengrenze beinhaltet. A) Gradierte, dm-mächtige und homogene Oolithbänke in einer durch fluviale Feinsand- und Siltsteine geprägten Abfolge. Die Feinsandsteine sind häufig kleindimensional schrägeschichtet und zeigen Trogschrägschichtung. Häufig kann eine erosive Basis beobachtet werden. B) Oolithbank mit coarsening-upward der Ooide wird von Tonsiltsteinen und Feinsandstein-Siltstein-Wechsellagerungen überlagert. C) Cm-mächtige stromatolithische Lage an der Oberkante einer Oolithbank mit fining-upward der Ooide. D) Cm-mächtige Sandsteinbänke in Wechsellagerung mit flasergeschichteten Tonsiltsteinen. E) Wellenrippeln an der Oberkante einer dünnen Sandsteinbank mit ebener Basis. Die Rippeln sind symmetrisch, die Rippelkämme sind abgerundet. F) Blick auf eine Schichtfläche mit isolierten, kuppelförmigen Stromatolithen (Pfeil) auf wellengeripptem, beulengeschichteten (HCS) Oolith. G) Unregelmäßige Oberfläche eines kuppelförmigen Stromatoliths. H) Fluviale Sand- und Siltsteine mit zwischengelagerten Tonsiltsteinen und dm-mächtigen Oolithbänken mit HCS. Legende siehe Abb. A 1.

Fig. 16 Lithological section Harly (HA I) within the Bernburg Formation and stratigraphically not assigned oolitic-clastic cycles. Note that an additional cycle boundary can probably not be observed, because the outcrop is covered. A) Graded, dm-thick, and homogeneous oolite beds intercalated in a sequence dominated by fluviatile fine-grained sandstones and siltstones. The fine-grained sandstones commonly exhibit cross-lamination and trough-cross bedding. Erosional scours at the base may be observed. B) Oolite bed with coarsening-upward is overlain by clayey siltstones and alternating fine-grained sandstone and siltstone beds. C) Cm-thick stromatolitic crust at top of an oolite bed displaying fining-upward of ooids. D) Cm-thick sandstone beds alternate with flaser-bedded clayey siltstones. E) Ripples at top of thin sandstone bed. The ripples are symmetrical, ripple crests are rounded. F) View of bedding plane showing isolated, dome-shaped stromatolites (arrow) on wave-rippled, hummocky cross-stratified (HCS) oolite. G) Irregular surface of dome-shaped stromatolite. H) Fluvial sandstones and siltstones with intercalated clayey siltstones and dm-thick oolite beds showing HCS. See Fig. A1 for figure legend.

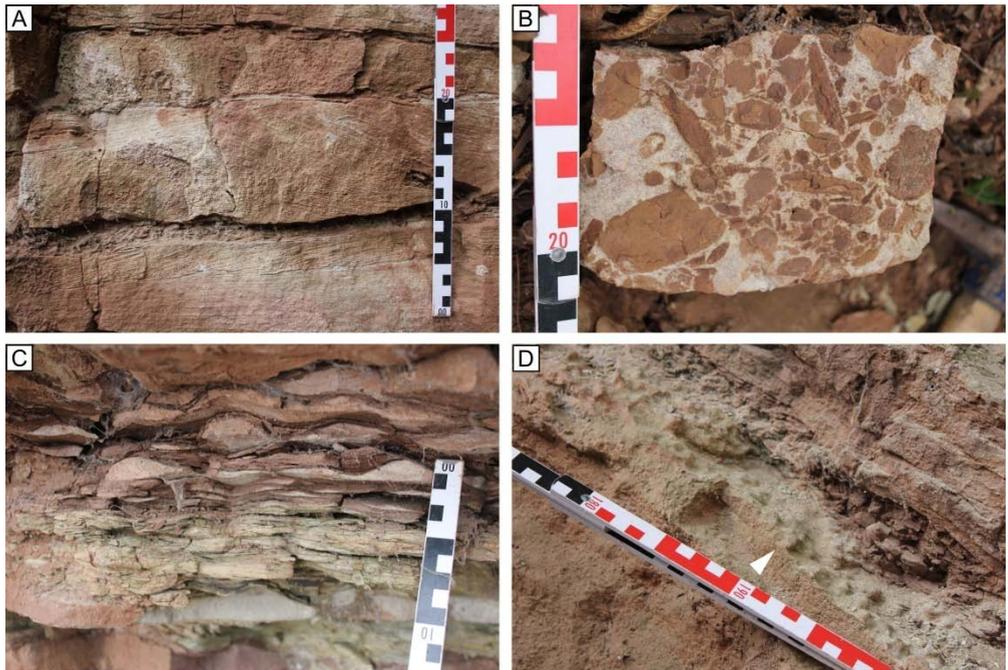


Abb. 17 Auswahl typischer Sedimentstrukturen im Aufschluss HA 1. A) Dm-mächtige Trogschrägschichtungs-Serien in Feinsandsteinbänken. B) Aufgearbeitete Tongerölle auf einer Siltstein-Schichtfläche. Die Tonscherben sind teilweise abgerundet. C) Tonsiltsteine mit wellig vergabelter Flaserschichtung. D) Cm-mächtige stromatolithische Lage (Pfeil) an der Oberkante einer Oolithbank (vgl. Abb. 16 C). Die Oberfläche ist unregelmäßig.

Fig. 17 Selection of typical sedimentary structures in outcrop HA 1. A) Dm-thick trough cross-bedding observed on fine-grained sandstone beds. B) Reworked clayey rip-up clasts, partly rounded, on a bedding plane of siltstone. C) Clayey siltstones with wavy flaser bedding. D) Cm-thick stromatolitic layer (arrow) on top of an oolite bed (compare Fig. 16 C). Note the irregular surface.

Interpretation

Die bis zu einem Meter mächtigen, horizontal- und schräggeschichteten sowie häufig gradierten Oolithbänke werden Ooid-Barren zugeordnet, die bei hohen Seespiegelständen durch wind- bzw. sturminduzierte Wasserbewegung in flachen Wasserflächen zu Barren zusammengeschwemmt wurden. Die beobachtete Beulenschichtung (hummocky cross-stratification; HCS) belegt einen sturminduzierten Sedimenttransport. Gezeitenströme als Ursache sind – wenn man von einem marinen Bildungsraum ausgeht – auszuschließen, da die Tidenhübe in randmarinen Becken zu gering sind, um derartige Sedimentstrukturen zu erzeugen. Die beobachtete inverse Gradierung innerhalb der Oolithbänke deutet auf abnehmende Wassertiefe und gleichzeitig zunehmende Wasserbewegung hin (shoaling). Stromatolithe an der Oberkante der Oolithbänke spiegeln Stillwasser und niedrigste Seespiegelstände wider. Die unregelmäßige Oberfläche der Stromatolithe kann auf Lösung durch wechselnden Seewasser-Chemismus (PAUL & PERYT 2000) oder aber auf subaerische Überprägung im Zuge eines Trockenfallens zurückgeführt werden.

Die aufgeschlossene Abfolge des Harly ist reich an fluviatilen Feinsand- und Siltsteinlagen. In Verbindung mit dem Auftreten von autochthon gebildeten Oolithen weist dies auf eine effektive Verteilung der Sande über Deltas und windinduzierte Strömungen in den flachen See hin. Die Feinsandstein-Tonsiltstein-Wechselagerungen mit kleindimensionalen Schrägschichtungen und vereinzelt eingeschalteten, dezimeter-mächtigen Rinnenkörpern mit Trogschrägschichtung sind Ausdruck einer erhöhten Sandfracht der verzweigten Flusssysteme, die aus Süden über verzweigte Deltarinnen in einen flachen See vorbauen. Die vergleichsweise geringe kumulative Mächtigkeit der Oolithe im Profil sowie die geringen Mächtigkeiten der einzelnen Bänke zeigen, dass nur selten und nur über kurze Zeiträume hohe Seespiegelstände herrschten, die die Ooidbarren vor feinklastischem Eintrag abschirmten. Die Oolithbänke werden im Profil häufig von Tonsiltsteinen und Feinsandsteinen überlagert, was eine direkte Unterbrechung der Karbonatproduktion zur Folge hat und auf fallende Seespiegel bzw. erhöhte Festlandseinträge zurückgeführt wird. Die symmetrischen Wellenrippeln an der Oberkante von Feinsandsteinen und Oolithen stellen Oszillationsrippeln dar, die bei leichter Wasserbewegung im Flachwasser entstanden. In Verbindung mit der verbreiteten Flaserschichtung belegen sie eine welleninduzierte Sandumlagerung in einem stehenden Wasserkörper.

4.5 Heeseberg (HE)

Lokation

Der Heeseberg liegt im Nördlichen Harzvorland westlich von Jerxheim und nördlich von Beierstedt, erreichbar über die B 244. Von Jerxheim aus führt eine schmale Zuwegung Richtung Westen zu einem Parkplatz bei der Gaststätte „Heese 5“ (Abb. 18). Die drei ehemaligen Steinbrüche (HE 1-3) werden über Wanderwege entlang eines ausgewiesenen Geopfads erreicht. Die ehemaligen Steinbrüche liegen im Naturschutzgebiet Heeseberg und sind somit geschützt, es ist verboten Steine aus der Steinbruchwand zu klopfen oder zu lösen. Der ehemalige Steinbruch HE 1 wurde 2006 als Nationales Geotop gewürdigt und hat für die kalkreiche Ausprägung der Unteren Buntsandstein-Subgruppe internationale Bedeutung.

Koordinaten HE 1: 52.083694, 10.856708
HE 2: 52.084048, 10.863730
HE 3: 52.084010, 10.865532

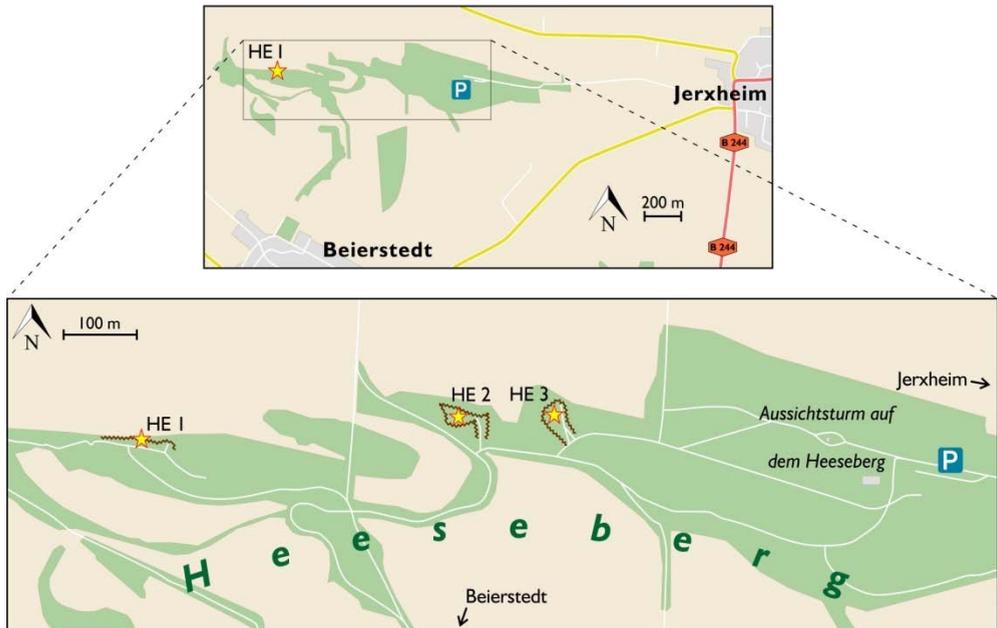


Abb. 18 Anfahrtsskizze zu den Aufschlüssen HE 1-3. Der Heeseberg liegt westlich von Jerxheim. Am Ortsausgang in Richtung Beierstedt zweigt rechts eine Straße ab, die zu einem Parkplatz an der Gaststätte führt. Von dort aus können die Aufschlüsse – darunter das Nationale Geotop HE 1 – fußläufig erreicht werden.

Fig. 18 Route sketch to the outcrops HE 1-3, within walking distance from a car park. The Heeseberg Hill is located west of Jerxheim.

Geologische Situation

Der Heeseberg liegt im zentralen Bereich des Subherzynen Beckens und bildet den südöstlichen Teil des Asse-Heeseberg-Höhenzugs (Abb. 4). Die in WNW-ESE-Richtung streichende Asse-Heeseberg-Struktur stellt eine durch Halokinese entstandene Sattelstruktur dar. In der Jura- und Kreidezeit stiegen die im Untergrund lagernden Zechsteinsalze entlang von Schwächezonen im Deckgebirge auf, dies führte zu einer Aufwölbung der auflagernden mesozoischen Schichten. Die Struktur wird in Richtung Norden durch die Schöppstedter Mulde, nach Süden durch die Remlinger Mulde begrenzt.

Stratigraphie

Vergleiche der bis zu 12 m mächtigen Profile am Heeseberg mit der benachbarten Bohrung Remlingen 5 (vgl. Abb. 1) zeigen, dass sie am wahrscheinlichsten mit dem oolith- und stromatolithreichen Intervall im Kleinzyklus 9 (Kleinzyklus 4 in der veralteten Nomenklatur von PAUL & KLARR (1987)) der Bernburg-Formation zu korrelieren sind (KÄSBOHRER & KUSS 2021, Abb. 21).

Sedimentologie

Der ehemalige Steinbruch am Heeseberg (HE 1) stellt einen der besten Aufschlüsse innerhalb der

stromatolithischen Fazies des Unteren Buntsandsteins dar. Über etwa 7 m dominieren mikrobielle Karbonate, die von einer etwa 5 m mächtigen siliziklastisch-karbonatischen Wechsellagerung überlagert werden (Abb. 20, Abb. 21). In der karbonatischen Abfolge dominieren gradierte Oolithe, in die insgesamt 5 stromatolithische Lagen (A-E, Abb. 21) eingeschaltet sind. Die auffälligste stromatolithische Lage E am Top der karbonatischen Abfolge (Abb. 19 A, Abb. 21) wird vollständig aus bis zu 1 m mächtigen Stromatolithen gebildet. Darüber folgen Tonsiltsteine, die mit dünnen Feinsandsteinen und Oolithbänken wechsellagern (Abb. 19 B). Die Ooide können Durchmesser von bis zu 1,5 cm erreichen, der Großteil der Ooide zeigt allerdings Durchmesser zwischen < 1 mm und 3 mm. Die Oolithbänke sind häufig intern gradiert sowie schräggeschichtet. An der Oberfläche können Wellenrippeln beobachtet werden. In einigen Lagen treten Ooidbeutel auf. Untergeordnet sind dünne Tonzwischenmittel eingeschaltet. Die stromatolithischen Lagen zeichnen sich durch eine große Vielfalt an Formen aus. Es dominieren kuppelförmige (Abb. 19 C) sowie fächerförmige Stromatolithen. Untergeordnet treten kissenförmige Stromatolithen sowie stromatolithische Krusten (Abb. 19 D) auf. Die internen Laminae sind meist gewellt und bilden konvexe Bögen aus.

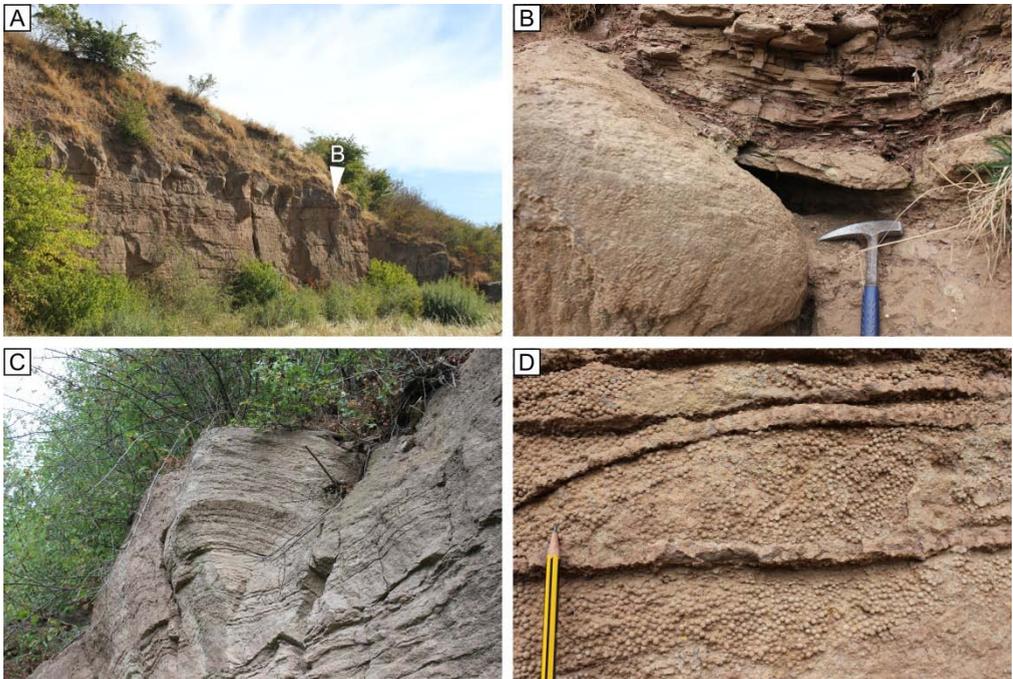


Abb. 19 A) Ehemaliger Steinbruch HE 1 am Heeseberg, Blick von West nach Ost. Deutlich zu erkennen sind Stromatolithen am Top der karbonatischen Abfolge (stromatolithische Lage E, vgl. Abb. 21). B) Dm-mächtiger, kuppelförmiger Stromatolith wird überlagert von Tonsiltsteinen und dünnen Feinsandsteinen. C) Stromatolith mit welliger interner Lamination; HE 2. D) Stromatolithische Krusten wachsen einem Oolith auf; HE 2.

Fig. 19 A) Ancient quarry HE 1 at Heeseberg Hill, view from west to east. Note conspicuous stromatolites at the top of the carbonatic sequence (stromatolitic layer E, compare Figs. 21). B) Dm-thick dome-shaped stromatolite is overlain by clayey siltstones and thin fine-grained sandstones. C) Stromatolite with wavy internal lamination; HE 2. D) Stromatolitic crusts grow on top of oolites; HE 2.

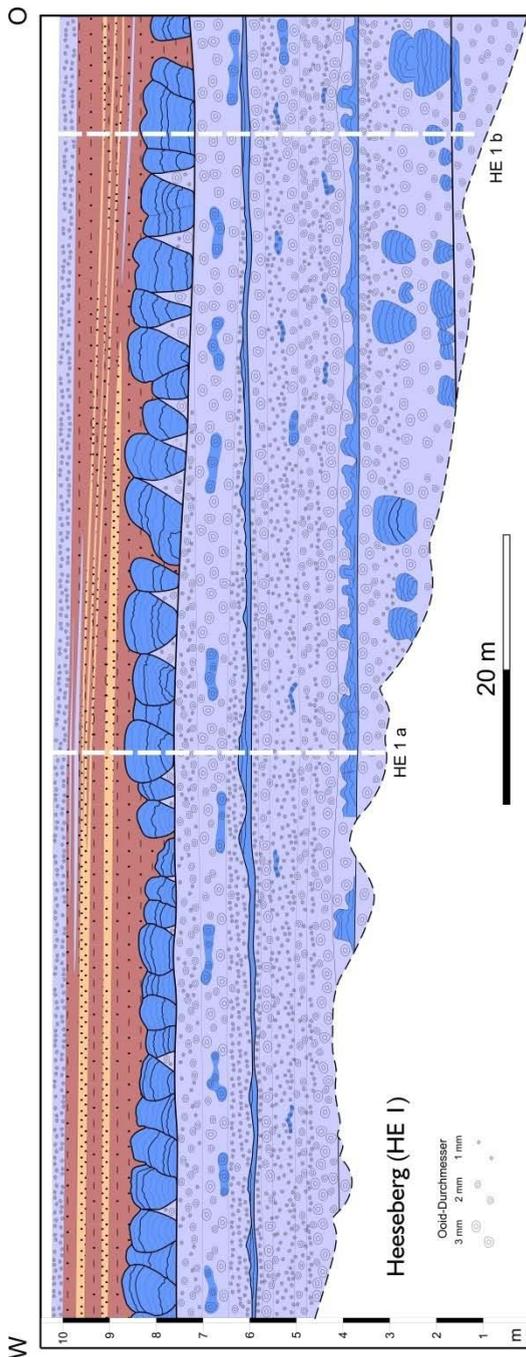


Abb. 20 Übersichtsskizze des Aufschlusses HE 1 am Heeseberg verändert und ergänzt nach KOLATSCHEK (2016). Die in Abb. 21 aufgeführten lithologischen Profile sind in der Zeichnung als HE 1 a und HE 1 b markiert. Legende siehe Abb. A1.

Fig. 20 Drawing of the quarry wall HE 1 at Heeseberg modified and complimented after KOLATSCHEK (2016). The lithological sections of Fig. 21 are marked as HE 1 a and HE 1 b in the drawing. See Fig. A1 for figure legend.

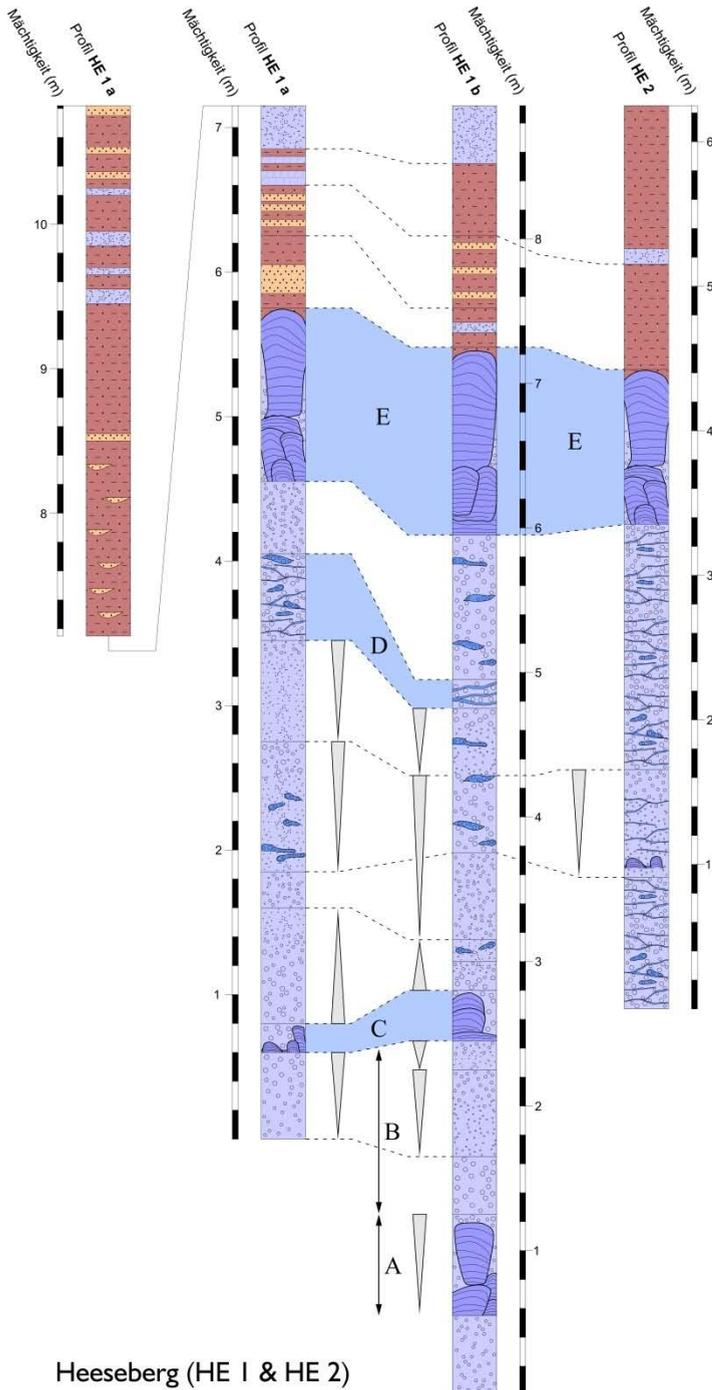


Abb. 21 Lithologische Profile der Aufschlüsse HE 1 und HE 2 am Heeseberg (vgl. Abb. 18). Im Aufschluss HE 1 wurden zwei Profile (a, b – vgl. Abb. 20) aufgenommen. Die bis zu 11 m mächtigen Profile zeigen gradierte Oolithe und insgesamt fünf stromatolithische Lagen (A-E), die in den oberen Profilm Metern von Tonsiltsteinen mit eingeschalteten Feinsandstein- und Oolithbänken überlagert werden. Legende siehe Abb. A1.

Fig. 21 Lithological sections HE 1 and HE 2 at Heeseberg (cf. Fig. 18). In outcrop HE 1 two sections (a, b - cf. Fig. 20) were measured. The sections, up to 11 m thick, with graded oolites and a total of five stromatolitic layers (A-E), which are overlain by clayey siltstones with intercalated thin fine-grained sandstone beds and oolites. See Fig. A1 for figure legend.

Interpretation

Die aufgeschlossenen Kalksteine - bestehend aus Oolithen und Stromatolithen - entstanden während eines bedeutenden Seespiegelanstiegs. Das häufig zu beobachtende coarsening-upward der Ooide spiegelt eine kurzzeitige Abnahme der Wassertiefe verbunden mit verstärkter Wasserbewegung wider, dies ist ein typisches Merkmal von Barrensyste-men (shoals). Die Stromatolithe wurden vermutlich in flachem Stillwasser gebildet, geprägt durch episodisches Trockenfallen. Je länger die Stromatolithen vor eingeschwemmten Ooiden oder siliziklastischem Detritus abgeschirmt waren, desto größer konnten die Stromatolithen wachsen. Die mächtigste stromatolithische Lage am Top der karbonatischen Abfolge (E) wuchs vermutlich in flachstem Stillwasser, gefolgt von pelitischen Absätzen eines sehr niedrigen Seespiegels. Die Tonsiltsteine bedecken die mikrobiellen Matten und verhindern so weiteres phototrophes Wachstum der Stromatolithe.

4.6 Osterlinde (OS)

Lokation

Die ehemaligen Steinbrüche (OS) liegen südöstlich Salzgitter-Osterlinde im nordwestlichen Salzgitter-Höhenzug (Lichtenberge). Die Steinbrüche werden aus Osterlinde kommend über die Straße „Zu den Specken“ erreicht. Sobald die Revierförsterei Osterlinde am Waldrand passiert wird, befinden sich die Aufschlüsse nach etwa 300 m links im Waldgebiet (Abb. 22).

Koordinaten OS: 52.124617, 10.262980



Abb. 22 Anfahrtsskizze zum Aufschluss OS, südöstlich von Salzgitter-Osterlinde. Aus Osterlinde kommend wird der Aufschluss über die Straße Zu den Specken erreicht. Am Waldrand befindet sich die Revierförsterei Osterlinde, etwa 300 m dahinter befinden sich die benachbarten, ehemaligen Steinbrüche links im Waldgebiet.

Fig. 22 Route sketch to outcrop OS, southeast of Salzgitter-Osterlinde.

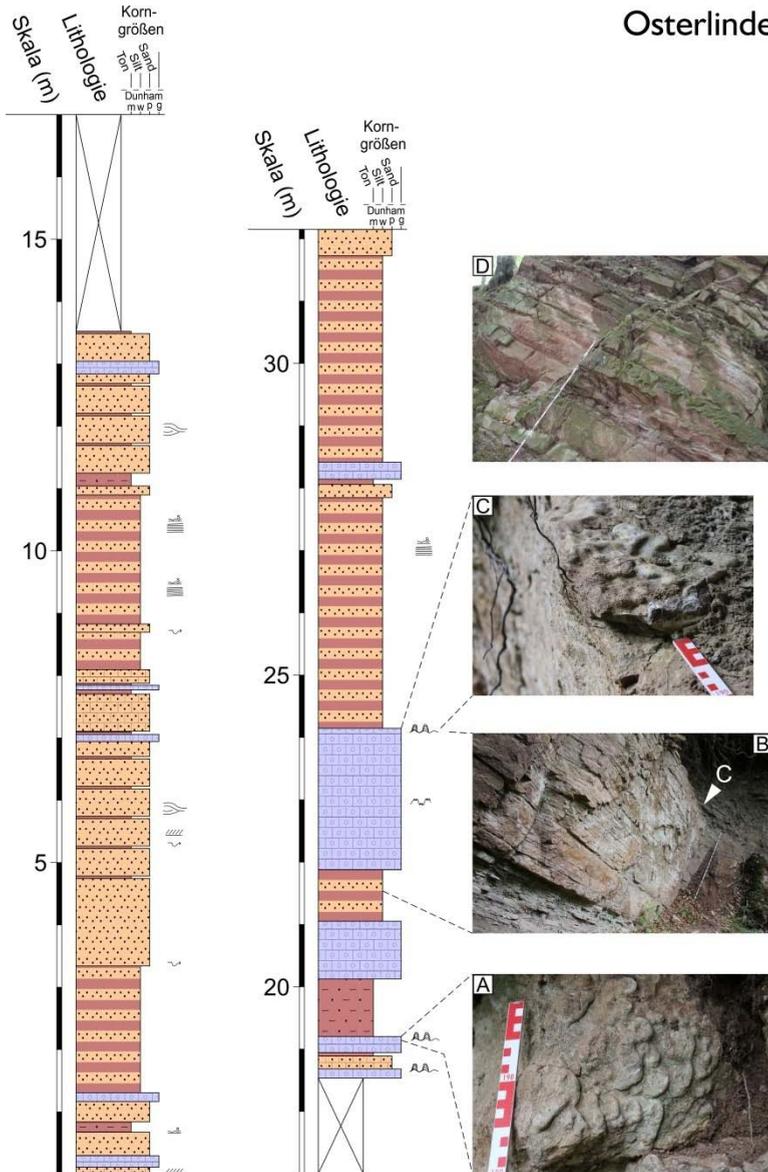


Abb. 23 Lithologisches Profil Osterlinde (OS) innerhalb der Bernburg-Formation. Das Profil ist in zwei benachbarten Steinbrüchen aufgeschlossen, unterbrochen durch eine Aufschlusslücke. A) Cm- bis dm-mächtige stromatolithische Lagen am Top eines Ooliths. B) Über 2 m mächtige Oolithbank zeigt dünne Bankfugen und Stylolithe. C) Dünne stromatolithische Lage am Top der Oolithbank. D) Dickbankige Feinsandsteine getrennt durch dünne Tonsiltsteine im unteren Bereich des Profils. Legende siehe Abb. A1.

Fig. 23 Lithological section Osterlinde (OS) within the Bernburg Formation. The section is exposed in two adjacent quarries. A) Cm- to dm-thick stromatolitic layers at the top of an oolite. B) Meter-thick oolite bed shows thin seams and conspicuous stylolites. C) Thin stromatolitic layer at the top of the oolite bed. D) Thick fine-grained sandstones, separated by thin clay siltstones, near the base of the section. See Fig. A1 for figure legend.

Geologische Situation

Der Salzgitter-Höhenzug stellt einen bogenförmigen Schmalsattel dar, der durch den kreidezeitlichen Aufstieg von Zechsteinsalzen entstanden ist. Der Kern des Schmalsattels wird aus Unterem Buntsandstein aufgebaut, an den Sattelflanken sind Schichten der Trias, des Jura bis hin zur Oberkreide (Turonium) anstehend. Die Schichten fallen Richtung SSO ein, dementsprechend befindet sich der Aufschluss innerhalb der Südflanke des Schmalsattels.

Stratigraphie

Das aufgeschlossene Profil ist 32 m mächtig, einschließlich einer etwa 5 m umfassenden Aufschlusslücke (Abb. 23) und wird aufgrund der hohen Bankmächtigkeiten der Oolithe und makroskopisch erkennbarer stromatolithischer Krusten der Bernburg-Formation zugeordnet. Eine feinstratigraphische Einstufung in Kleinzyklen gestaltet sich aufgrund fehlender magnetostratigraphischer Messungen sowie der Aufschlusslücke schwierig. Eine lithostratigraphische Korrelation mit der Bohrung Remlingen 5 legt eine Einordnung in den 8. und 9. Kleinzyklus der Bernburg-Formation nahe.

Sedimentologie

Die aufgeschlossene Gesteinsabfolge wird von dm- bis m-mächtigen Feinsandsteinbänken aufgebaut, die durch dünne Tonzwischenmittel getrennt werden (Abb. 23 D); zudem liegen mächtige Wechsellagerungen zwischen Tonsiltsteinen und cm-mächtigen Feinsandsteinen vor. Im unteren Teil des Profils sind cm-dünne Oolithbänke eingeschaltet, während im oberen Bereich dm- bis m-mächtige Oolithbänke (Abb. 23 B) mit Stromatolithen und stromatolithischen Krusten auf der Schichtfläche (Abb. 23 A, C) zu beobachten sind, vergleichbar mit den stromatolithischen Krusten und Stromatolithen im Aufschluss Harly (HA 1 - Abb. 16 C, F, G).

Die dm- bis m-mächtigen Feinsandsteine können erosive Basisflächen aufweisen und zeigen planare Schrägschichtung sowie Beulenschichtung. Die cm- bis untergeordnet dm-mächtigen Feinsandsteinbänke in Wechsellagerung mit Tonsiltsteinen zeigen gehäuft symmetrische Wellenrippeln und horizontale Lamination. Die Oolithe können Styloolithe aufweisen und sind häufig intern durch tonige Bankfugen gegliedert.

Interpretation

Die dm- bis m-mächtigen Feinsandsteinbänke mit erosiven Basisflächen und planaren Schrägschichtungen werden als fluviatile Rinnenablagerungen interpretiert, die in Richtung eines flachen Sees vorbauen. Pelitische Absätze trennen die Rinnenkörper und stellen eine zeitliche Unterbrechung der Sandschüttungen dar, bevor das Delta reaktiviert wird und eine weitere Schüttung folgt. Die eingetragenen Sandkörper wurden im See durch Wellen- bzw Sturm-induzierten Sedimenttransport umgelagert. Die Wechsellagerungen aus cm-mächtigen Feinsandsteinen und mächtigen Tonsiltsteinen werden auf geringen Sandeintrag über flachen Deltaebenen interpretiert, wobei die Sande durch Strömung und Wellen weiträumig im Flachwasser verteilt werden.

Auffällig ist die lithofazielle Ähnlichkeit zum Aufschluss Harly (HA 1, Abb. 4), dies trifft besonders auf die relativ mächtigen Sandbänke in der Abfolge sowie auf die Ausprägung des stromatolithischen Wachstums zu. Leider ist nicht eindeutig zu klären, ob beide Aufschlüsse demselben stratigraphischen Niveau entsprechen.

4.7 Thale (TH)

Lokation

Der Aufschluss Südbahneinschnitt (TH) liegt an der stillgelegten Bahnstrecke Blankenburg-Quedlinburg am Kirchberg. Als Ausgangspunkt wird die Ecke Roßtrappenstraße/Rübchenstraße in Thale empfohlen. An einer kleinen Parkfläche wird eine Böschung Richtung Norden überwunden, darauf beginnt das ehemalige Gleisbett, welches direkt zum Aufschluss führt (Abb. 24).

Koordinaten TH: 51.755280, 11.027261



Abb. 24 Anfahrtskizze zum Aufschluss TH. Am nordwestlichen Rand von Thale liegt der Ausgangspunkt an der Ecke Roßtrappenstraße/Rübchenstraße. Hinter einer kleinen Parkfläche befindet sich eine Böschung, darauf beginnt das ehemalige, geschotterte Gleisbett. Es führt direkt zum Bahneinschnitt, an dem die Schichten des Unteren Buntsandsteins aufgeschlossen sind.

Fig. 24 Route sketch to outcrop TH. The former railroad cut is situated in the northwestern part of Thale.

Geologische Situation

Unmittelbar südlich des Aufschlusses verläuft die Harznordrandstörung, an der die gesamte Schichtenfolge des Mesozoikums im Zuge der Harzaufriechung steilgestellt und teilweise überkippt wurde (vgl. Abb. 5). Infolgedessen fallen die Schichten des Unteren Buntsandsteins im Aufschluss mit etwa 60 – 80° steil nach NNE ein.

Thale

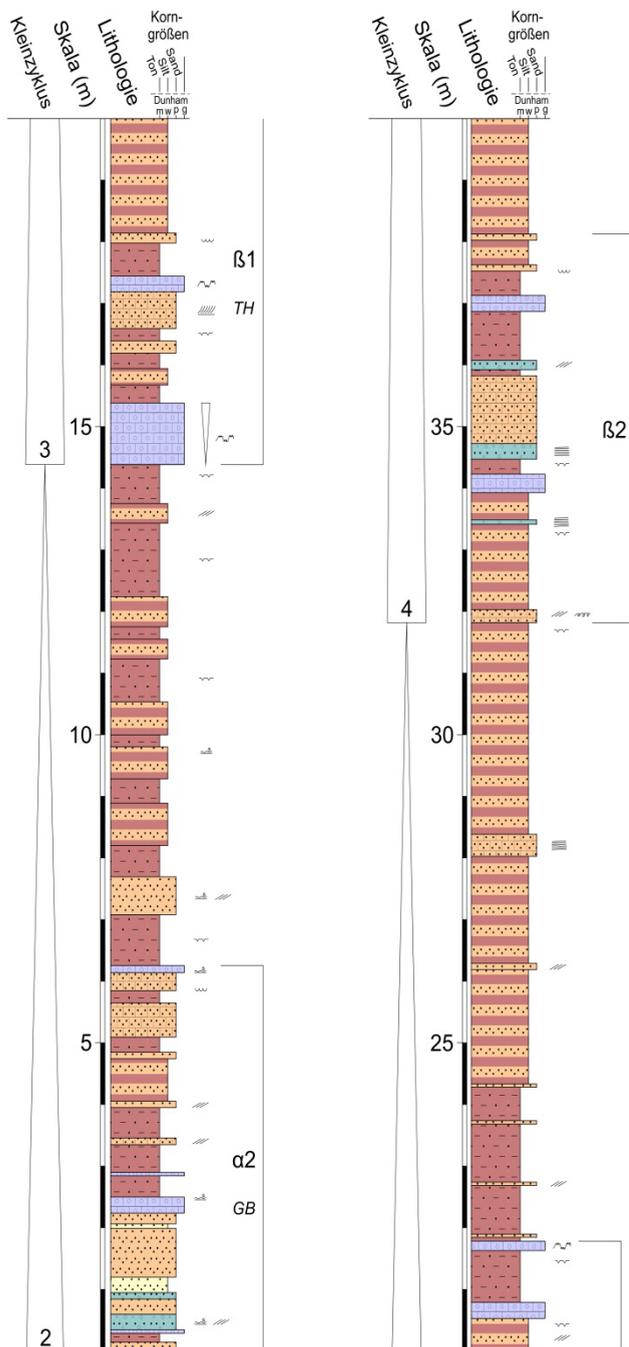


Abb. 25 Lithologisches Profil Süd-bahneinschnitt Thale (TH) innerhalb der Calvörde-Formation. Das Profil umfasst lediglich 40 m der insgesamt etwa 70 m mächtigen Abfolge, zeigt allerdings das gesamte Inventar an Lithofaziestypen und Sediment-strukturen. Zusätzlich wird der zyklische Aufbau der Abfolge deutlich. Das Profil beginnt im Oolith-Horizont $\alpha 2$ und reicht bis zum Oolith-Horizont $\beta 2$ an der Basis des 4. Kleinzyklus. Es setzt sich überwiegend aus rotbraunen Tonsiltsteinen mit Feinsandstein-Tonsiltstein-Wechsel-lagerungen, zyklisch eingeschalteten Oolithen und oolithischen Feinsandsteinen zusammen. GB: Graubankbereich, TH: Thale-Horizont. Legende siehe Abb. A1.

Fig. 25 Lithological section of the Thale (TH) outcrop within the Calvörde Formation. The here presented section covers only 40 m of the total 70 m thick sequence, but shows the whole inventory of lithofacies types and sedimentary structures. In addition, the cyclic deposition of the strata is illustrated. The measured section ranges from the $\alpha 2$ oolite horizon at the base up to the $\beta 2$ oolite horizon. The sequence is composed predominantly of clayey siltstones with alternating fine-grained sandstone and clayey siltstone beds. Additionally, rhythmically intercalated oolites, oolitic sandstones and calcareous fine-grained sandstones are observed. GB: Graubank horizon, TH: Thale horizon. See Fig. A1 for figure legend.

Stratigraphie

Das etwa 70 m mächtige Profil schließt die untere bis mittlere Calvörde-Formation auf und umfasst nach SZURLIES (2001) die Kleinzyklen 2 bis 6 (vgl. Abb. 1). Die Gesteinsabfolge beginnt mit dem oberen Teil des Oolith-Horizonts α_2 an der Basis von Kleinzyklus 2, der als Graubankbereich (GB) bekannt ist. Zudem ist der Oolith-Horizont β_1 an der Basis von Kleinzyklus 3 aufgeschlossen, der nach diesem Aufschluss als Thale-Horizont (TH) benannt wurde. Das im Rahmen dieses Exkursionsführers aufgenommene, 40 m mächtige Profil beginnt im Liegenden in Kleinzyklus 2 und reicht bis zum Oolith-Horizont β_2 an der Basis des 4. Kleinzyklus (Abb. 25).

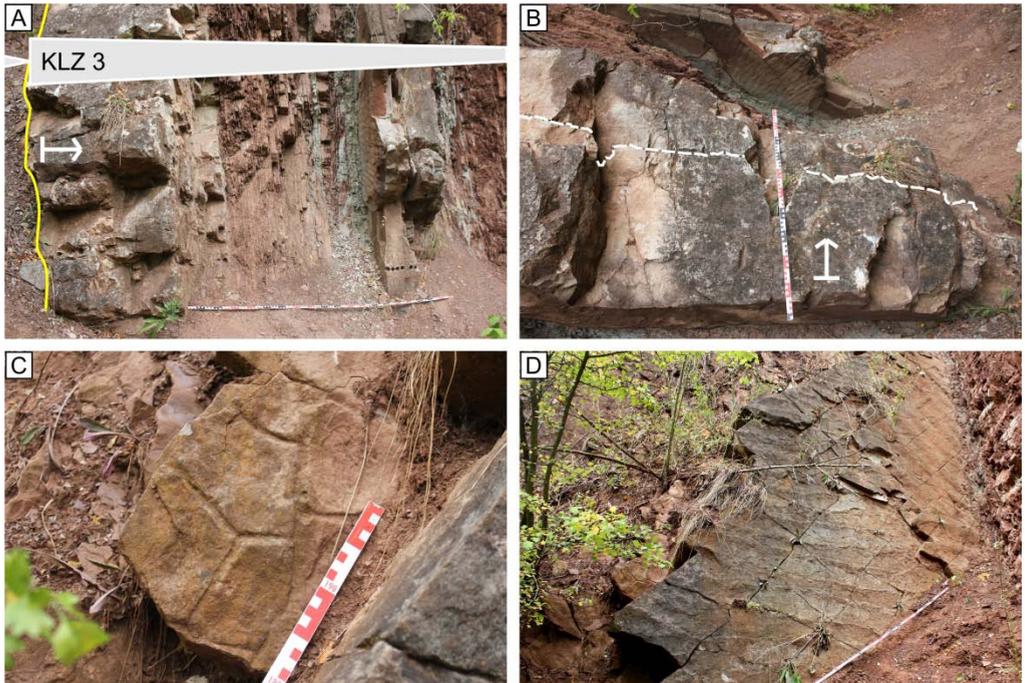


Abb. 26 Thale-Horizont (β_1) und Auswahl einiger Sedimentstrukturen im Aufschluss TH. A) Grenze zwischen Kleinzyklus 2 und 3 (gelb), mit einem etwa 0,9 m mächtigen Oolith beginnt der 3. Kleinzyklus (KLZ). Bild um 90° gedreht. B) Oolith an der Basis des 3. Kleinzyklus (vgl. Abb. 25, Profilmeter 14,5). Im oberen Drittel der Oolithbank verläuft ein Stylolith. C) Polygonale Trockenrisse auf einer Feinsandstein-Schichtfläche. D) Schichtflächen von Feinsandsteinen mit symmetrischen Wellenrippeln. Die Rippeln vergabeln sich, die Rippelkämme sind abgerundet. Bemerkenswert ist die Änderung der Kammrichtung auf den sich überlagernden Schichtflächen.

Fig. 26 Thale horizon (β_1) and selection of some sedimentary structures visible in the outcrop TH. A) Boundary between oolitic-clastic cycles 2 and 3 (yellow), marked by an oolite at the base of cycle 3. Picture turned 90 degrees. B) Oolite at the base of cycle 3 (cf. Fig. 26 A, Fig. 25, at 14.5 m). Note stylolites in the upper part of the oolite bed. C) Polygonal desiccation cracks on a fine-grained sandstone bedding plane. D) Bedding planes of fine-grained sandstone showing symmetrical ripples. The ripple crests are rounded. Note the change in current direction on the overlapping bedding planes.

Sedimentologie

Die Abfolge der Calvörde-Formation wird von mächtigen Tonsiltsteinen und Feinsandsteinlagen gebildet, die häufig in Wechsellagerung auftreten und vielfach Trockenrisse (Abb. 26 C), symmetrische Wellenrippeln (Abb. 26 D) und Schrägschichtung zeigen. Untergeordnet sind oolithische Lagen (Oolithe, oolithische und karbonatische Feinsandsteine) zyklisch eingeschaltet (Abb. 25, Abb. 26 A). Die oolithischen Kalksteine können intern gradiert sein und zeigen Styllolithe (Abb. 26 B).

Der Aufschluss eignet sich hervorragend, um die zyklischen Einschaltungen der oolithischen Lagen zu beobachten. Die feinstratigraphische Gliederung des Unteren Buntsandsteins in Kleinzyklen und Oolith-Horizonte wird im Aufschluss deutlich. Die Oolith-Horizonte (bspw. Thale-Horizont, $\beta 1$) wittern im Gelände als dm-mächtige Bänke heraus und bilden jeweils die Basis eines Kleinzyklus (Abb. 26 A). Es folgt der tonig-siltige Dachbereich, der im Gelände deutlich zurücktritt. Die Kleinzyklen des Unteren Buntsandsteins sind asymmetrische Sohlbankzyklen, können also in Bezug auf die Korngröße als fining upward-Zyklen begriffen werden.

Interpretation

PALERMO et al. (2008) ordnen die oolithischen Lagen des Unteren Buntsandsteins hohen Seespiegelständen zu, während die Tonsiltsteine niedrige Seespiegel widerspiegeln. Eine klimatische Steuerung mit wechselnd humiden bzw. ariden Bedingungen und damit verbundenen Anstiegen bzw. Abfällen des Seespiegels wird von CLEMMENSEN et al. (1994), GELUK & RÖHLING (1997), SZURLIES (2001, 2003) und BACHMANN & KOZUR (2004) favorisiert. Die Kleinzyklen der Calvörde-Formation werden aufgrund der sehr wahrscheinlichen klimatischen Steuerung als Milanković-Zyklen interpretiert, die möglicherweise ~100.000 Jahre Exzentrizitäts-Schwankungen widerspiegeln (GELUK & RÖHLING 1999, SZURLIES 2001, BACHMANN & KOZUR 2004). Dabei stellen die oolithischen Lagen Anzeiger für einen beginnenden Anstieg des Seespiegels (base-level rise) dar, während die Sandsteinlagen innerhalb der Tonsiltsteine als beginnendes Signal eines sinkenden Seespiegels (base-level fall) interpretiert werden; letztere schneiden bei niedrigem Seespiegelstand als fluviatile Rinnen weitläufig in die Tonebene ein oder kommen im Bereich von Sandbarren zur Ablagerung (BECKER 2005, PALERMO et al. 2008).

4.8 Beesenlaublingen (BE)

Lokation

Der ehemalige Tontagebau Beesenlaublingen der Firma Schwenk Zement KG befindet sich südlich von Beesenlaublingen unmittelbar nördlich der Saale. Die Zuwegung zum Tontagebau wird über die L85 von Zweihausen kommend Richtung Könnern erreicht (Abb. 27). Der Abbau von Tonsteinen als Zuschlagmittel für die Zementherstellung wurde eingestellt, in den letzten Jahren wurden Oolithe als Pflastersteine im Tagebau gewonnen. Dementsprechend sind die Oolith-führenden Abfolgen im Tagebau ausgezeichnet aufgeschlossen, während die stratigraphisch höheren Bereiche zusehends verfallen.

Koordinaten BE: 51.695942, 11.704823



Abb. 27 Anfahrtsskizze zum Aufschluss BE im Tontagebau Beesenlaublingen. Aus Richtung Zweihausen kommend wird der Aufschluss über die L85 Richtung Könnern erreicht. Auf der rechten Seite zweigt eine Zuwegung ab, die direkt zum beschränkten Haupteingang führt. Alternativ kann ein parallel zur Saale verlaufender Radweg von Zweihausen aus befahren werden.

Fig. 27 Route sketch to the BE outcrop situated in the Beesenlaublingen open pit mine. Coming from Zweihausen, the outcrop is reached via the L85 in the direction of Könnern.

Geologische Situation

Der Tontagebau Beesenlaublingen befindet sich im südöstlichen Subherzynen Becken auf der Oschersleben-Bernburger Scholle im Bereich der Kampfberg-Mulde; nordwestlich des Aufschlusses verläuft parallel zur Muldenachse der Salzstock Beesenlaublingen-Lebendorf. Der Gipshut ist Relikt eines Salzdiapirs mit Anhydrit, der im Zuge des Aufstiegs ausgelaugt wurde. An den Flanken dieses Diapirs gelangte der Untere Buntsandstein an die Oberfläche und fällt im Tagebau mit schwankenden Einfallrichtungen um etwa 10° nach SSW ein. Die Schichten werden von kleineren Störungen durchsetzt, wobei ein orthogonales, in NW-SE und NE-SW streichendes Kluftsystem beobachtet werden kann (HAUSCHKE & SZURLIES 2006).

Stratigraphie

Im Tontagebau Beesenlaublingen sind Schichten der obersten Calvörde-Formation sowie der unteren bis mittleren Bernburg-Formation aufgeschlossen. Während Szurlies (2001) ein 55 m mächtiges, die Kleinzyklen 1 bis 5a der Bernburg-Formation umfassendes Profil angibt, sind heute nur noch etwa 47 m aufgeschlossen, wobei durch Verschüttungen und starken Bewuchs mehrere Aufschlusslücken bestehen (Abb. 28). Die obersten 6 m des Kleinzyklus 10 der Calvörde-Formation sowie die Kleinzyklen 1 bis 4b der Bernburg-Formation sind aufgeschlossen - die Grenze zwischen Calvörde- und Bernburg-Formation ist durch eine Aufschlusslücke verdeckt. An der Basis von Kleinzyklus 1 der Bernburg-Formation treten Oolithbänke über ein Intervall von 4 bis 5 m gehäuft auf und bilden den Oolith-Horizont Zeta, der im

südöstlichsten Subherzynen Becken als Hauptrogenstein-Zone (HRZ) bezeichnet wird (Abb. 28 C, Abb. 29). Im Westen des Subherzynen Beckens enthält Oolith-Horizont Zeta weniger Oolithe als andere Zyklen.

Sedimentologie

Die obersten Meter der Calvörde-Formation zeigen teilweise entschichtete Tonsilt- und Tonsteine und lagig eingeschaltete Dolocretes (Abb. 28 A). Eine Besonderheit im Profil ist die sehr gut aufgeschlossene Hauptrogenstein-Zone (HRZ) an der Basis der Bernburg-Formation, mit mehreren Oolithbänken und dünnen oolithischen Sandsteinen (Abb. 28 C, Abb. 29). Die dm-mächtigen Oolithe sind meist homogen, können aber intern feine Tonzwischenlagen aufweisen, die rasch auskeilen. Innerhalb der HRZ werden die Oolithbänke durch cm- bis dm-mächtige Tonsiltsteine getrennt. Die einzelnen Oolithbänke können im Aufschluss über mehrere 10er Meter lateral verfolgt werden, ohne signifikante Änderung der Bankmächtigkeit. Stromatolithe oder stromatolithische Krusten können nicht beobachtet werden. Der Großteil des darüber folgenden Profils besteht aus mächtigen Siltstein-Tonstein-Paketen mit wechselndem Feinsandanteil (Abb. 28 F) und zyklisch eingeschalteten, dünnen Dolomiten und Feinsandsteinen. Die Basis der folgenden Kleinzyklen wird von diesen Dolomiten und Sandsteinen gebildet, die im Gelände markant herauswittern.

An den frischen Steinbruchwänden sind eine Reihe von sehr gut erhaltenen Sedimentstrukturen erkennbar. In den unteren Profilm Metern können cm-mächtige Aufwölbungen (teepe structures) beobachtet werden, die mit Dolocretes assoziiert sind (Abb. 28 A, B). In der überlagernden Hauptrogenstein-Zone sind Oolithe und untergeordnet oolithische Sandsteine mit Wellenrippeln an der Oberkante und mit ebener Basis typisch (Abb. 28 C, D). Die Oolithe können gradiert sein. Die flasergeschichteten Tonsiltsteine zwischen den Oolithbänken enthalten vielfach Trockenrisse, Tonscherben und Ooidfahnen. Vereinzelt können Feinsand- und Siltsteinbänke mit Beulenschichtung (HCS) beobachtet werden (Abb. 28 G). In den oberen Profilm Metern ist eine Flaserschichtung mit wechselnden Anteilen von Feinsand-, Silt- und Tonsteinen vorherrschend (Abb. 28 F), bei steigenden Tonsteinanteilen ist ein fließender Übergang zur Linsenschichtung (lenticular bedding) möglich, wobei die Feinsandstein-Rippeln in einer Tonstein-Matrix isoliert werden.

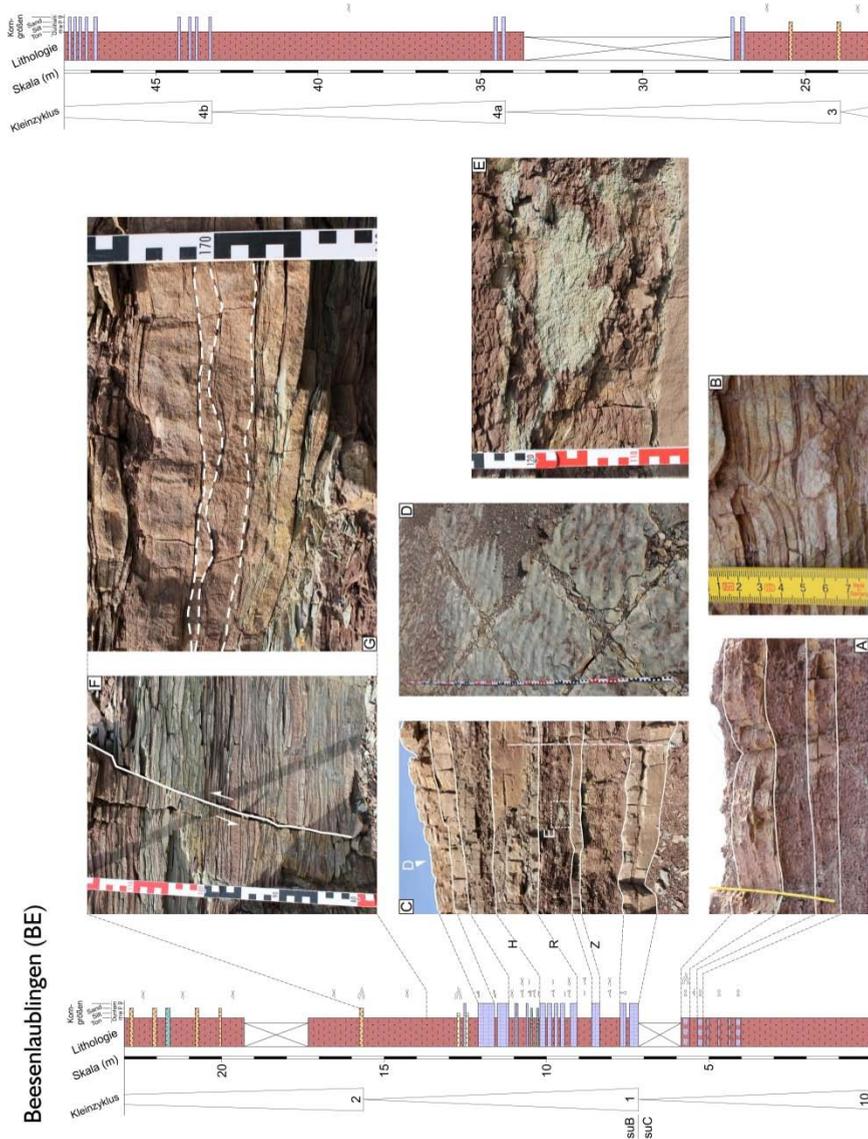


Abb. 28 Lithologisches Profil Beesenlaublingen (BE, Abb. 3). Das Profil umfasst die obersten Meter des Kleinzyklus 10 der Calvörde-Formation (suC) sowie die Kleinzyklen 1 bis 4b der Bernburg-Formation (suB). HRZ: Hauptrogenstein-Zone. A) Entschichtete Tonsiltsteine mit Lagen von cm- bis dm-mächtigen Dolocretes, assoziiert mit Aufwölbungen. B) Kleindimensionale Aufwölbung (teepee structure) von Dolocrete-Lagen (hell) und feinen Tonzwischenlagen (rot) – Detail aus suC. C) Abfolge der Hauptrogenstein-Zone mit Wellenrippeln an der Oberkante (D) und ooid-führenden Auskolkungen (E) in rötlichen Tonsiltsteinen. D) Schichtfläche einer Oolithbank mit symmetrischen Wellenrippeln. Die Rippelkämme sind abgerundet und die Rippeln vergabeln sich. Auffällig ist das orthogonale Kluftsystem. E) Auskolkung gefüllt mit grauem Ton und Ooiden liegt in rötlichen Tonsiltsteinen. F) Sand- und Siltsteine in flasergeschichteter Wechsellagerung mit Tonsteinen. Mittig verläuft eine Abschiebung mit geringem Versatz. G) Beulenschichtung (HCS) in einer dünnen Feinsandsteinbank. Legende siehe Abb. A1.

Fig. 28 Lithological section Beesenlaublingen (BE, fig. 3). The section includes the uppermost beds of cycle 10 of the Calvörde Formation (suC) and cycles 1 to 4b of the Bernburg Formation (suB). HRZ: Hauptrogenstein-Zone. A) Destratified clayey siltstones with layers of cm- to dm-thick dolocretes associated with teepee structures. B) Small teepee structure of dolocrete layers (light) and thin clay interbeds (red). C) Succession of the Hauptrogenstein-Zone shows ripples on a bedding plane (D) and scouring filled with ooids (E) in reddish clayey siltstones. D) Bedding plane of an oolite bed with symmetrical ripples. The ripple crests are rounded. Note the conspicuous orthogonal joint sets. E) Reddish clayey siltstones are scoured and filled with grayish clay and ooids. F) Flaser-bedded sandstones, siltstones and claystones. G) Hummocky cross-stratification (HCS) observed in a thin fine-grained sandstone bed. See Fig. A1 for figure legend.

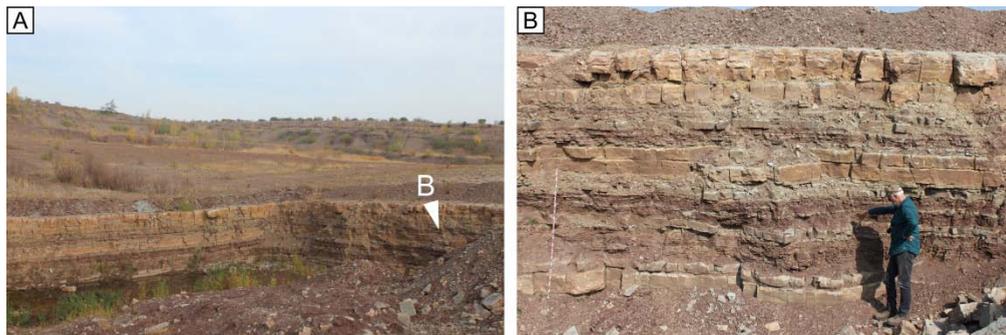


Abb. 29 A) Übersicht des ehemaligen Tontagebaus Beesenlaublingen mit aufgeschlossener Hauptrogenstein-Zone (HRZ). Der aufgeschlossene Bereich zeigt die Horizontbeständigkeit der Oolithe und vermittelt einen Eindruck der im Unteren Buntsandstein vorherrschenden „layer-cake“-Architektur (PALERMO et al. 2008). B) Detailansicht eines NW-SE verlaufenden Stoßes in der HRZ. Die Oolithbänke sind beige bis blassgelb gefärbt, dezimeter-mächtig und wittern aus den grünlich-rötlichen Tonsiltsteinen hervor. Größe der Person ca. 2 m.

Fig. 29 A) Overview of the former Beesenlaublingen open pit mine with the exposed Hauptrogenstein-Zone (HRZ). The outcrop illustrates well the "layer-cake" architecture of the Lower Buntsandstein (PALERMO et al. 2008). B) Detailed view of a NW-SE trending quarry wall in the HRZ. Height of the person approx. 2m.

Interpretation

Die Horizontbeständigkeit und Mächtigkeitsbeständigkeit der aufgeschlossenen Oolithbänke in der HRZ ist im Tontagebau Beesenlaublingen besonders bemerkenswert. Dies bestätigt, dass eine Feinkorrelation der horizontbeständigen oolithischen Horizonte zwischen Bohrungen und Aufschlüssen über mehrere 10er km Entfernung mithilfe von GR-Logs möglich ist. Insbesondere die Oolith-reiche HRZ zeichnet sich im GR-Log aufgrund der gehäuften Kalke mit einer starken Abnahme der natürlichen Gammastrahlung

ab, während tonreiche Intervalle eine Zunahme der natürlichen Gammastrahlung im GR-Log verursachen (PAUL & KLARR 1988, KRETSCHMER et al. 2015). Der Aufschluss zeigt charakteristische Merkmale der „layer-cake“-Architektur (PALERMO et al. 2008) mit weiträumig konstanten und gleichbleibend mächtigen oolithischen Intervallen, die eine langsame, gleichförmige Subsidenz in einem abgeschlossenen Becken mit geringem, fast vernachlässigbarem Relief widerspiegelt.

Die HRZ mit ihren zahlreichen Oolithbänken, getrennt durch zwischengelagerte Tonsiltsteine, stellt mehrere kurze Transgressionen an der Basis der Bernburg-Formation dar. Die Tonsiltsteine enthalten vielfach Ooide, Ooid-Fahnen oder Auskolkungen, die mit grünlichem Tonstein und Ooiden gefüllt sind

(Abb. 28 E). Die Auskolkungen können auf kleinere Eddys zurückzuführen sein, entstanden durch auf-/ablandige Winde (VOIGT et al. 2011). Außerdem sind Mischgesteine aus Ooiden und Quarzsanden (oolithische Sandsteine) eingeschaltet. Die aufgezählten Merkmale sprechen für einen (sturm-induzierten) Transport von Ooiden aus einer benachbarten Schwelle, die als Hauptbildungsbereich der Ooide vermutet wird. Die oolithischen Sandsteine werden dabei im Bereich von Verteilungsloben (spill-over lobes) der Barrensande angesiedelt.

Neben dem beschriebenen Inventar an Sedimentstrukturen des Unteren Buntsandsteins können vereinzelte Aufwölbungen (teepee structures) in Dolocretes beobachtet werden (Abb. 28 B). Sie lagen ursprünglich als Calcretes vor, die unter ariden Bedingungen im trockengefallenen See durch kapillare Grundwässer oder lakustrine Restwässer gebildet wurden. Das kapillar zur Oberfläche aufsteigende Wasser lässt die gelösten mineralischen Bestandteile im tonig-siltigen Sediment durch Verdunstung zurück. Später wurden die Calcretes im Verlauf der Diagenese zu Dolocretes umgewandelt. Die Evaporation der kapillaren Wässer an der Oberfläche bedingt eine Ausdehnung der Lagen in Folge des Kristallisationsdrucks bis hin zu Brüchen oder Aufwölbungen, die kleindimensional in den Dolocretes beobachtet werden können.

4.9 Lindenschlucht (LS)

Lokation

Der Aufschluss Lindenschlucht befindet sich im Mansfelder Land nördlich des Süßen Sees zwischen Seeburg und Wormsleben. Die Lindenschlucht liegt im Naturschutzgebiet „Lämmerberg und Vockenwinkel“ und wird aus Seeburg kommend über die Straße Nordstrand erreicht, die von Ost nach West am Nordufer des Süßen Sees entlangführt (Abb. 30). Da die Abfolge in einem Naturschutzgebiet liegt, ist es verboten Steine aus der Steinbruchwand zu klopfen oder zu lösen.

Koordinaten LS: 51.504133, 11.663467

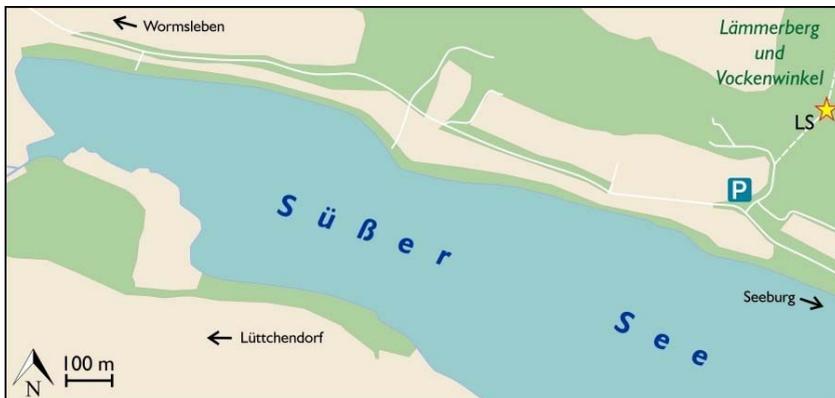


Abb. 30 Anfahrtskizze zum Aufschluss LS. Der Aufschluss liegt im Seegebiet Mansfelder Land zwischen Wormsleben und Seeburg. Die Lindenschlucht liegt im NSG „Lämmerberg und Vockenwinkel“ und wird aus Seeburg kommend über die Straße Nordstrand erreicht.

Fig. 30 Route sketch to outcrop LS which is located between Wormsleben and Seeburg. The Lindenschlucht (LS) is situated in the nature reserve (NSG) "Lämmerberg und Vockenwinkel".

Geologische Situation

Der Aufschluss liegt an der Südwestflanke der Mansfelder Mulde im Östlichen Harzvorland. Die Mansfelder Mulde wird durch die paläozoischen Grundgebirgseinheiten des Hornburger Sattels (SW) und der Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke (N) begrenzt. Der Muldenkern wird aus Ablagerungen des Buntsandsteins aufgebaut, während an den äußersten Flanken der Mulde Ablagerungen des Zechsteins mit Kupferschieferflözen an der Basis zutage treten. Die Lindenschlucht entstand als glaziale Schmelzwasserrinne, die in Nord-Süd-Richtung das NSG durchläuft (BAIER & TISCHEW 2004). Das Kerbtal schneidet sich in Richtung des Süßen Sees tief ein und schließt an Steilhängen die Abfolge im Unteren Buntsandstein auf. Die Schichten fallen im Aufschluss flach mit 10-20° nach NO ein.

Die Subrosion von Zechsteinsalzen im Untergrund bedingte ein Einbrechen des darüberliegenden Deckgebirges, was in der Folge zur Bildung des Süßen Sees führte (Abb. 30). Anders als der Name angibt, ist das Seewasser - wie auch bei den anderen noch bestehenden Mansfelder Seen - salzig.

Stratigraphie

Das 64 m mächtige Profil schließt –ähnlich wie im Profil Beesenlaubingen- Schichten der oberen Calvörde-Formation sowie der unteren bis mittleren Bernburg-Formation auf. Beginnend mit dem oberen Teil des Kleinzyklus 9 sowie Kleinzyklus 10 (Calvörde-Formation) sind in der Bernburg-Formation darüber die Kleinzyklen 1-5 aufgeschlossen (Abb. 31). Die Grenze zwischen Calvörde- und Bernburg-Formation konnte nicht beobachtet werden, sie ist durch eine Aufschlusslücke verdeckt. An der Basis von Kleinzyklus 1 der Bernburg-Formation treten Oolithbänke über ein Intervall von 2 bis 3 m gehäuft auf und bilden den Oolith-Horizont Zeta, der im südöstlichsten Teil des Subherzynen Beckens auch als Hauptrogenstein-Zone (HRZ) bezeichnet wird.

Sedimentologie

Die Abfolge wird überwiegend von Tonsiltsteinen aufgebaut, die mit Feinsandsteinen wechselgelagert sein können (Abb. 31 A). Cm- bis dm-mächtige Oolithe (Abb. 31 B-D) und Dolomite sind eingeschaltet, wobei die Oolithe in einem 2 bis 3 m mächtigen Intervall gehäuft auftreten und als Hauptrogenstein-Zone (HRZ) die Basis der Bernburg-Formation bilden (Abb. 31). Im Gelände tritt die HRZ als deutliche Geländestufe hervor (Abb. 31 C). In den folgenden Profilm Metern sind ausschließlich dünne Oolithe, Dolomite und Feinsandsteine zyklisch in Tonsiltsteine eingeschaltet und bilden die Basis der weiteren Kleinzyklen.

Die oftmals flasergeschichteten Tonsiltsteine zeigen im Bereich der Calvörde-Formation rotbraune Färbungen (Abb. 31 A), in der Bernburg-Formation dominieren graubraune Färbungen. Dünne Feinsandsteine und Oolithe zeigen häufig Wellenripplstrukturen, in Feinsandsteinen wurde flache Schrägschichtung beobachtet.

Interpretation

Die Lindenschlucht (LS) stellt den südlichsten Übertagesaufschluss der HRZ im Unteren Buntsandstein dar. Das stratigraphische Niveau ist annähernd vergleichbar mit der aufgeschlossenen Abfolge im ehemaligen Tontagebau Beesenlaubingen (BE). Im Vergleich zwischen BE und LS fällt auf, dass die kumulative Mächtigkeit der Oolithe innerhalb der Hauptrogenstein-Zone in BE höher ist als in LS. Dies ist auf die proximale Lage von LS innerhalb des lakustrinen Beckens zurückzuführen (vgl. Abb. 2). Der

Hauptbildungsbereich der Ooide lag vermutlich weiter nordwestlich.

Lindenschlucht

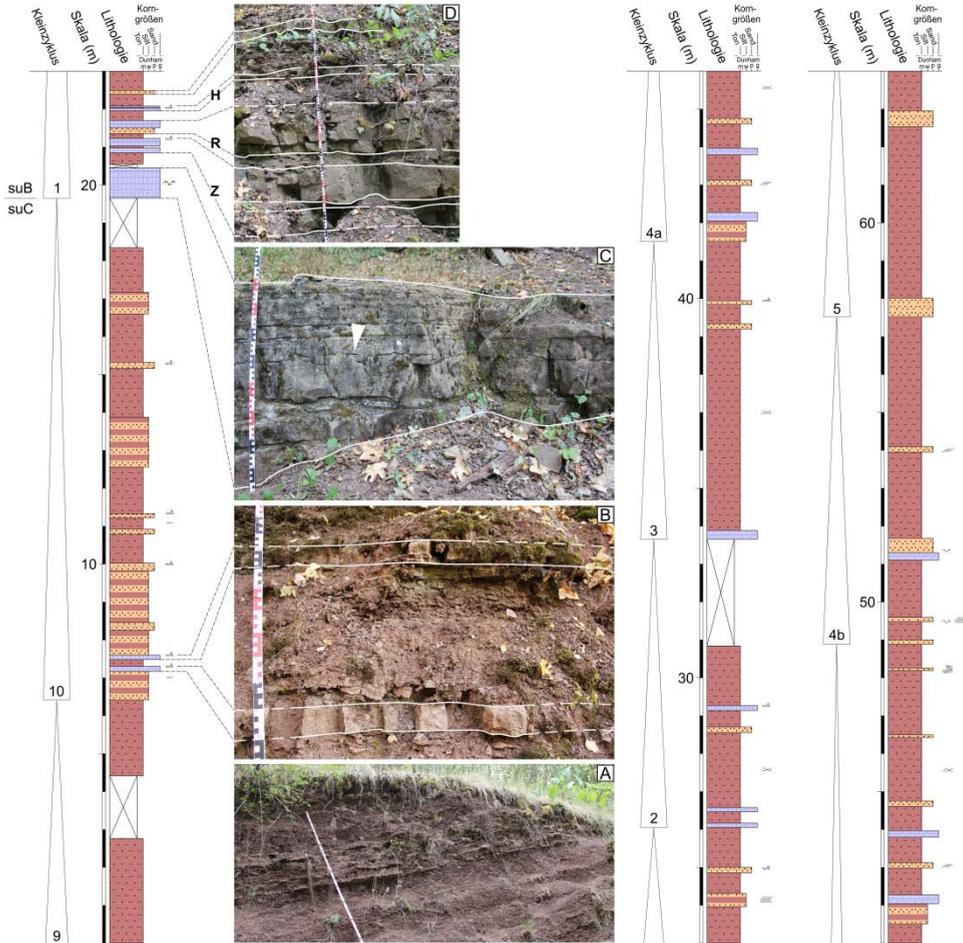


Abb. 31 Lithologisches Profil Lindenschlucht (LS). Das Profil umfasst den oberen Teil des Kleinzyklus 9 sowie den gesamten Kleinzyklus 10 der Calvörde-Formation (suC) und die Kleinzyklen 1 bis 5 der Bernburg-Formation (suB). HRZ: Hauptrogenstein-Zone. A) Rötlich-braune Tonsiltsteine in Wechsellagerung mit dünnen Feinsandsteinen, Calvörde-Formation. B) Dünne Oolithe an der Basis von Kleinzyklus 10 der Calvörde-Formation. C) Oolithbank an der Basis der HRZ, mittig Stylolith (Pfeil). D) Oberer Bereich der HRZ, aufgebaut aus cm - dm- mächtigen Oolithen und karbonatischen Sandsteinen, Ton-Siltsteine sind zwischengelagert. Legende siehe Abb. A1.

Fig. 31 Lithological section Lindenschlucht (LS). The section includes the upper strata of cycle 9 as well as cycle 10 of the Calvörde Formation (suC) and cycles 1 to 5 of the Bernburg Formation (suB). HRZ: Hauptrogenstein-Zone. A) Reddish-brown clayey siltstones interbedded with thin fine-grained sandstones, Calvörde Formation. B) Thin oolites mark the base of cycle 10, Calvörde Formation. C) Conspicuous

oolite bed forms the base of the HRZ, note a stylolite in the center of the bed (arrow). D) Upper part of the HRZ, composed of cm - dm thick oolites and calcareous sandstones with intercalated clayey siltstones. See Fig. A1 for figure legend.

4.10 Nelben (NB)

Lokation

Die ehemalige Tongrube an der Saalebrücke bei Nelben liegt etwa 1 km westlich von Könnern. Aus Nelben kommend überquert man die Saale auf der L 154 und biegt anschließend in einer leichten Rechtskurve links in die Straße „Freie Feldlage“ ein. Ein Rad- und Fußweg führt unter einer Bahntrasse hindurch, darauf rechter Hand weglos durch dichten Bewuchs zur stillgelegten Tongrube (Abb. 32).

Koordinaten NB: 51.671786, 11.743715



Abb. 32 Anfahrtsskizze zum Aufschluss NB bei Nelben nahe der Saalebrücke. Aus Nelben kommend verlässt man die L 154 in einer leichten Rechtskurve nach links in die Straße Freie Feldlage. Ein geteilter Fuß- und Radweg führt unter einer Bahntrasse hindurch. Der Aufschluss NB befindet sich rechter Hand im Waldstück.

Fig. 32 Route sketch to outcrop NB. The outcrop is located near Nelben close to the Saale bridge.

Geologische Situation

Der Aufschluss liegt nördlich der Nordrandverwerfung des Hettstedter Sattels (Szurlies 2001). Die Schichten fallen mit etwa 50-60° nach NNW ein.

Stratigraphie

Das etwa 22 m mächtige Grenzprofil schließt die obersten Meter der Fulda-Formation des Zechsteins (z7) und die Kleinzyklen 1 und 2 der Calvörde-Formation auf (Abb. 33). Das Profil umfasst die Oolith-Horizonte $\alpha 1$ und $\alpha 2$, wobei der Graubankbereich (GB) in typischer lithologischer Ausprägung an der Basis des 2. Kleinzyklus sehr gut zu beobachten ist. Die ehemalige Tongrube gehört zu den wenigen Aufschlüssen in dem die Grenze zwischen Zechstein und Buntsandstein beobachtet werden kann. Zusätzlich wird in diesem Grenzbereich die Festlegung der Perm-Trias-Grenze (PTB) diskutiert.

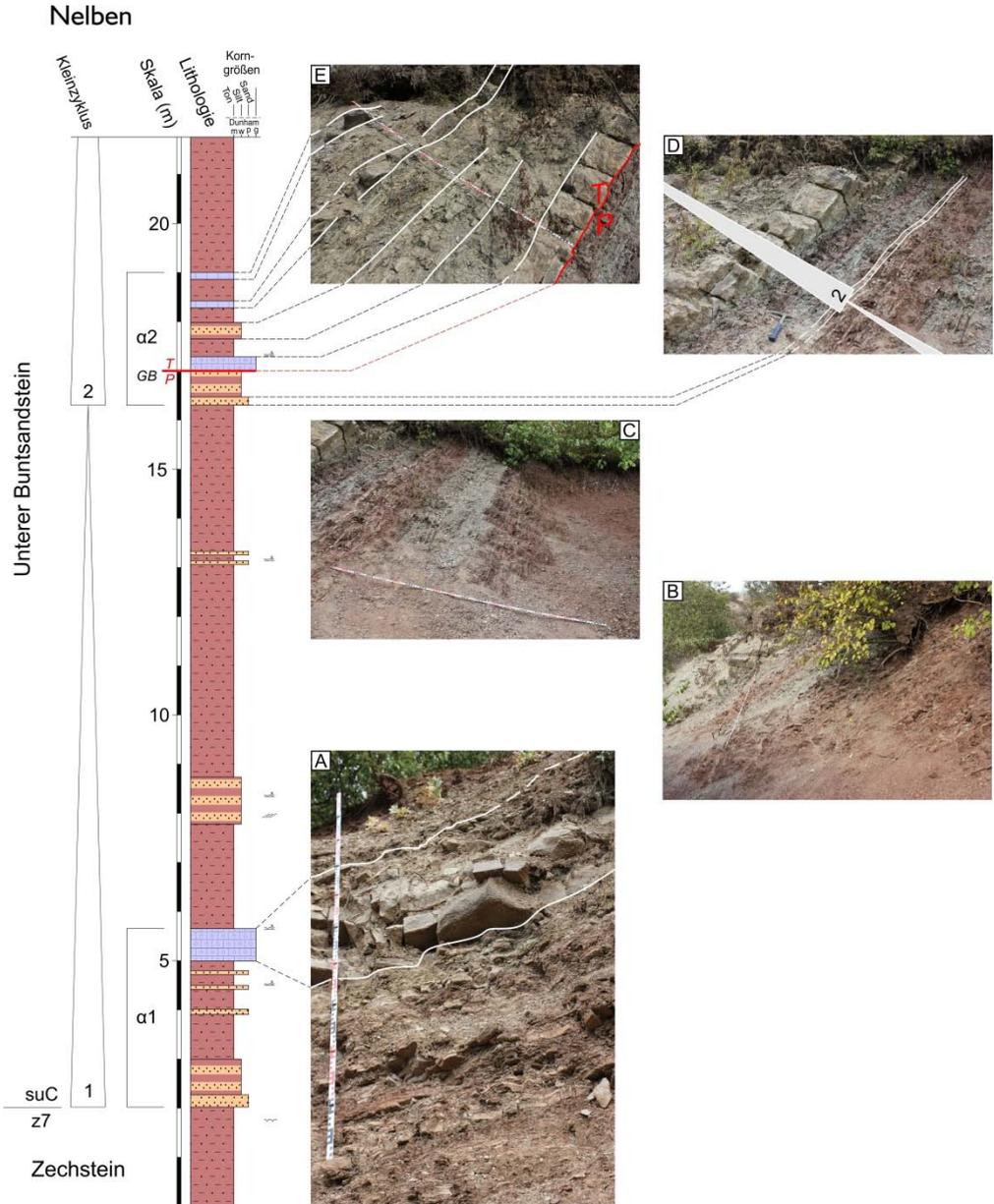


Abb. 33 Lithologisches Profil Nelben (NB) im Grenzbereich zwischen der Fulda-Formation des Zechsteins (z7) und der Calvörde-Formation des Buntsandsteins (suC). A) Ausschnitt aus dem Oolith-Horizont $\alpha 1$. B) Tonig-siltiger Dachbereich des Kleinzyklus 1, im Hintergrund ist der Oolith-Horizont $\alpha 2$ zu sehen. C) Wechsellagerung zwischen rötlich-braunen und gräulichen Tonsiltsteinen. D) Die Basis des 2. Kleinzyklus wird von einem Feinsandstein gebildet. Diese feinstratigraphische Gliederung folgt SZURLIES (2001), ein weiterer Ansatz (SCHOLZE et al. 2017) legt die Basis des 2. Kleinzyklus an die Basis des Ooliths im Hangenden. E) Oolith-Horizont $\alpha 2$, der aufgrund seiner lithologischen Ausprägung die zusätzliche Bezeichnung Graubankbereich (GB) trägt. Die Basis der ersten Oolithbank markiert nach KORTE & KOZUR (2005) die Perm-Trias-Grenze (PTB). Legende siehe Abb. A1.

Fig. 33 Lithological section Nelben (NB), exposing the boundary between the Fulda Formation (z7) of the Zechstein Group and the Calvörde Formation (suC) of the Buntsandstein Group. A) Oolite horizon $\alpha 1$ intercalated between silt- and sandstones. B) Upper strata of cycle 1 is characterized by alternating reddish and greyish clayey siltstones. Oolite horizon $\alpha 2$ is visible in the background. C) Conspicuous alternating layers of reddish-brown and grayish clayey siltstones. D) The base of cycle 2 is formed by a fine-grained sandstone, following the stratigraphic subdivision of SZURLIES (2001); another approach of SCHOLZE et al. (2017) places the base of cycle 2 at the base of the overlying oolite. E) Oolite horizon $\alpha 2$, also known as Graubankbereich (GB: "grey beds") due to its characteristic colour. The base of the first oolite bed marks the Permian-Triassic boundary (PTB) according to KORTE & KOZUR (2005). See Fig. A1 for figure legend.

Sedimentologie

Die Abfolge wird von Wechsellagerungen aus bräunlich-roten und gräulichen Tonsiltsteinen dominiert (Abb. 33 B, C), in die untergeordnet Oolithe und dünne Feinsandsteine eingeschaltet sind (Abb. 33 A, D, E). Die obersten Meter der Fulda-Formation zeigen rötliche Ton- und Tonsiltsteine. Ein auffälliges Merkmal ist der häufige Farbwechsel in den Sedimentgesteinen zwischen bräunlich-roten und hellgrauen Farbtönen, dies wird besonders in den Tonsiltsteinen des 1. Kleinzyklus deutlich (Abb. 33 C). Die Oolithe sind dezimeter-mächtig und bilden zusammen mit gehäuften Feinsandstein-Einschaltungen die Oolith-Horizonte $\alpha 1$ und $\alpha 2$, welche die Basis der Kleinzyklen 1 und 2 der Calvörde-Formation darstellen.

Interpretation

Der Aufschluss ist Gegenstand einer Diskussion über die Festlegung der Perm-Trias-Grenze (PTB). KORTE & KOZUR (2005) legen die PTB mithilfe chemostratigraphischer Interpretationen an die Basis des Ooliths in $\alpha 2$ (suC) (Abb. 33 E, Abb. 34), während SCHOLZE et al. (2017) mit einem multistratigraphischen Ansatz die PTB in den tieferen Bereich der oberen Fulda-Formation (z7) legen. Vergleiche hierzu auch Abb. 36, wo die PTB im Steinbruch Caaschwitz diskutiert wird.

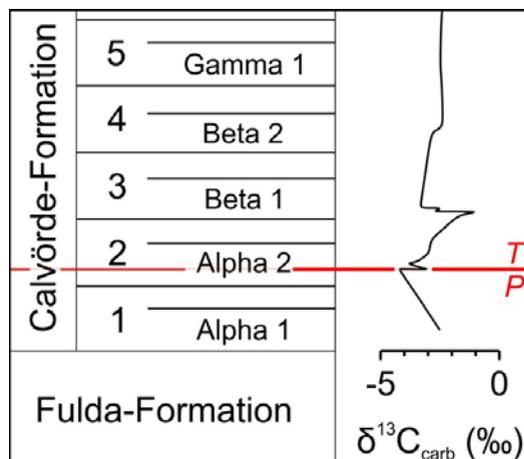


Abb. 34 Ausschnitt aus der stratigraphischen Tabelle des Unteren Buntsandsteins in Mitteldeutschland. Oolith-Horizonte nach SCHULZE (1969) und RADZINSKI (2008), Kleinzyklen nach SZURLIES (2001). $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse gemessen an Karbonaten der Profile NB und TH nach KORTE & KOZUR (2005). Die Perm-Trias-Grenze (P-T) wird an die Basis der ersten Oolithbank im Oolith-Horizont $\alpha 2$ gelegt.

Fig. 34 Detail of the stratigraphic table of the Lower Buntsandstein in Central Germany. Oolite horizons after SCHULZE (1969) and RADZINSKI (2008), oolitic-clastic cycles after SZURLIES (2001). $\delta^{13}\text{C}$ stable isotope ratios were measured on carbonates in sections NB and TH after KORTE & KOZUR (2005). The Permian-Triassic boundary (PTB) is placed at the base of the first oolite bed within the $\alpha 2$ oolite horizon.

Einen weiteren Diskussionspunkt stellen die im Profil auffälligen Farbwechsel dar, die sich im Oolith-Horizont $\alpha 2$ als Graubankbereich manifestieren. Vermutlich entstehen die gräulich-grünlichen Sedimentgesteine unter dauerhafter Wasserbedeckung und deuten so auf reduzierende Bedingungen und erhöhte Organik-Gehalte hin. Die braun-rot gefärbten Sedimentgesteine werden geringen bis fehlenden organischen Anteilen und oxidierenden Bedingungen in einem semiariden, wechselfeuchten Klima zugeschrieben.

4.11 Caaschwitz (CA)

Lokation

Der ehemalige Dolomitbruch Caaschwitz liegt nordwestlich des Ortes Caaschwitz. Aus Caaschwitz kommend wird die B7 in Richtung Crossen befahren, etwa 500 m nach dem Ortsausgang Caaschwitz befindet sich linker Hand die Abzweigung auf die Landstraße in Richtung Seifartsdorf (Abb. 35). Der ehemalige Tagebau ist von der Landstraße aus weithin sichtbar. Der Abbau des Dolomits wurde übertägig eingestellt und im März 2013 der Martina-Stollen angeschlagen, der eine Gewinnung des Dolomits im Tiefbau ermöglicht.

Koordinaten CA: 50.953169, 11.975663

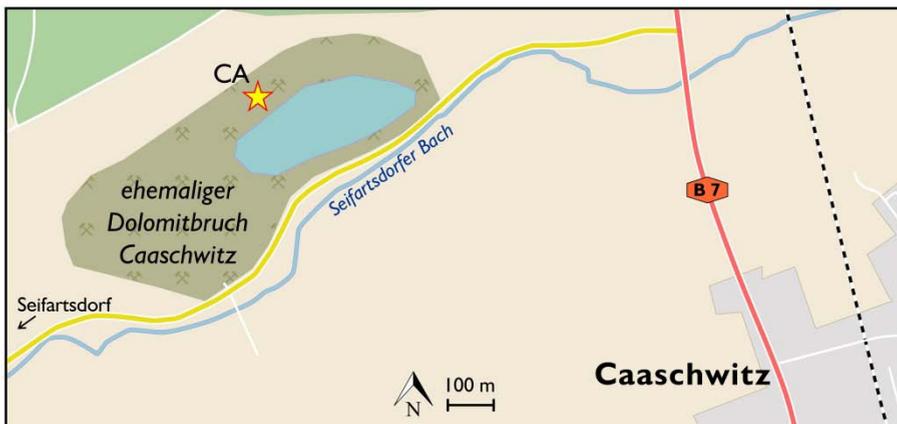


Abb. 35 Anfahrtskizze zum Aufschluss CA. Der ehemalige Steinbruch befindet sich westlich der Ortschaft Caaschwitz unmittelbar neben der Landstraße in Richtung Seifartsdorf. Der ehemalige Steinbruch ist heute nicht mehr begehbar, jedoch erhält man von der Straße nach Seifartsdorf einen sehr guten Einblick in die Schichtenfolge (Abb. 36).

Fig. 35 Route sketch to outcrop CA. The former quarry is located west of Caaschwitz, however, the quarry is no longer accessible. Good overviews of the succession are possible from the road to Seifartsdorf (Fig. 36).

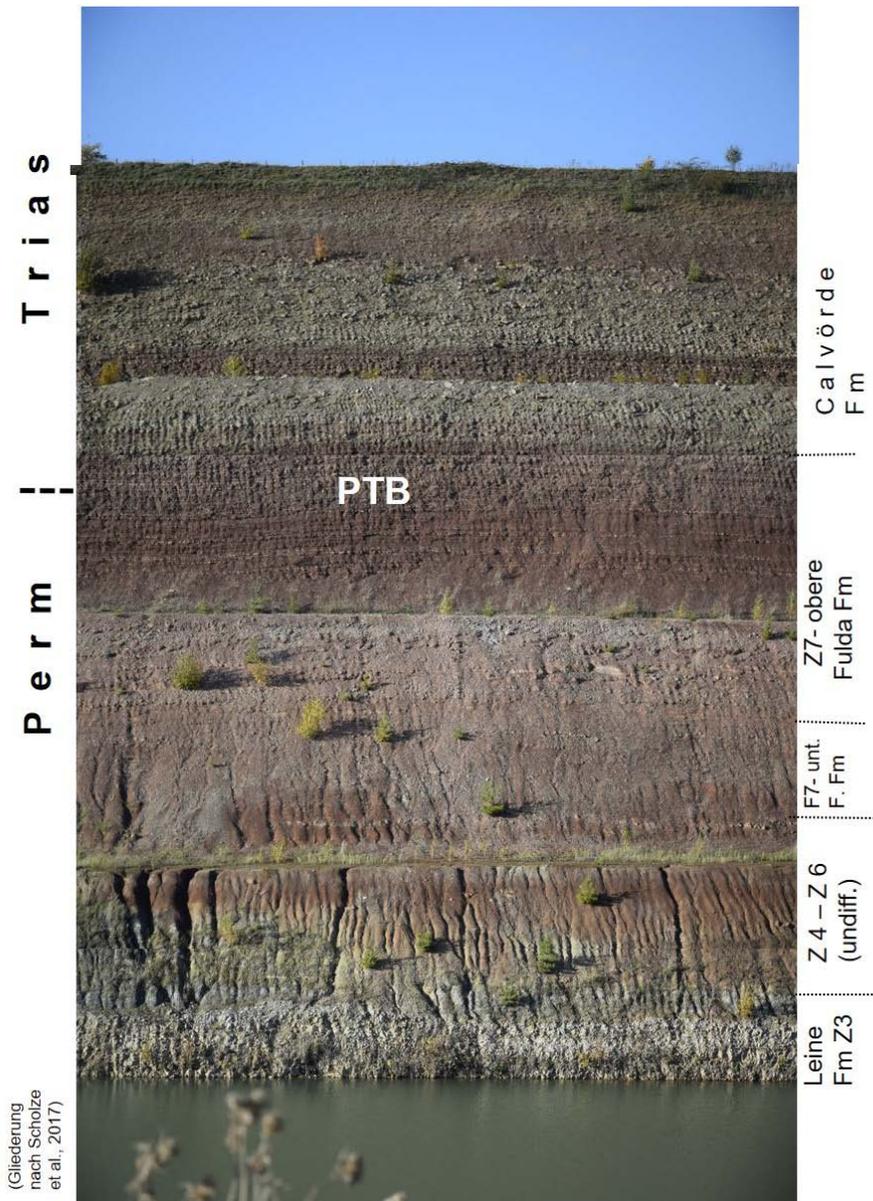


Abb. 36 Der steile Anriss des ehemaligen Steinbruches Caaschwitz bietet einen hervorragenden Einblick in die Schichtenfolge des Perm-Trias-Grenzbereiches am Südostrand der Thüringer Mulde. Die lithologischen (rechts) bzw. stratigraphischen Grenzen (links) erfolgen in Anlehnung an SCHOLZE et al. (2017).

Fig. 36 The steep quarry wall of the former Caaschwitz open-pit mine offers an excellent insight into the Permian-Triassic boundary sequence. The lithological (right) and stratigraphic (left) boundaries are based on SCHOLZE et al. (2017).

Geologische Situation

Der Aufschluss liegt im Südosten des Thüringer Beckens auf dem südöstlichen Teil der Hermundurischen Scholle. Etwa 3 km in Richtung WSW verläuft die Eisenberger Störung, die Teil der Finne-Störungszone ist und die Hermundurische Scholle im SW abgrenzt.

Stratigraphie

Der ehemalige Dolomitbruch Caaschwitz (Abb. 36) repräsentiert ein überregional bedeutendes, etwa 70 m mächtiges Grenzprofil des oberen Zechsteins und des tieferen Buntsandsteins, aufgeschlossen vom Plattendolomit der Leine-Formation (z3D) über die Fulda-Formation bis zur tieferen Calvörde-Formation (Kleinzyklus 2). Der Plattendolomit an der Basis des Profils wittert im Aufschluss besonders markant hervor. Im Grenzprofil wird – wie auch im Grenzprofil Nelben (NB) – die Festlegung der Perm-Trias-Grenze (Permian-Triassic boundary, PTB) diskutiert.

Sedimentologie

Über den ungeschichteten sandigen, teilweise Gipsknollen führenden Tonsteinen der Zechsteinletten (15 m) folgen 60 m Wechsellagerungen aus Sandsteinen und Tonsteinen. Sie bilden 5 deutlich abgegrenzte Zyklen von 7 bis 15 m Mächtigkeit, die an der Basis sandig sind (Äquivalente der Bröckelschiefer). Der unterste Zyklus wird noch zum Zechstein gerechnet (orangerote Farben). Höher dominieren weinrote und graue Farbtöne. Wellenrippeln, Schrägschichtung, Tonklasten und Trockenrisse sind häufig. Besonders markant ist der sogenannte Graubankbereich an der Basis des 2. Kleinzyklus der Calvörde-Formation. Dort treten bereits Ooide auf.

Interpretation

Der im Tagebau gewonnene Plattendolomit kam im Bereich einer flachmarinen, schwach hypersalinen Karbonat-Plattform zur Ablagerung. Die Zechsteintone werden als terrestrische Bildungen eines vermutlich langzeitlich hypersalinen Playa-Systems gedeutet. Die Grenze zwischen Zechstein und Buntsandstein wird unterschiedlich diskutiert (Überblick bei HECHT 1980, Stratigraphie Perm/Trias: KOZUR & SEIDEL 1983, SZURLIES et al. 2003, SCHOLZE et al. 2017). Problematisch erscheint die Zuordnung des ersten lakustrinen Zyklus zum Zechstein („obere Bröckelschiefer“), die eindeutig eine Buntsandsteinfazies aufweisen.

Innerhalb der Calvörde-Formation wird bei älteren Interpretationen einen Wechsel von fluviatilen Rinnen zu Ablagerungen der Überflutungsebene postuliert. Im Gegensatz dazu sprechen Ooide, Wellenrippeln, Flaserschichtung und laminierte Tonsteine für ein lakustrines Ablagerungsmilieu der gesamten Calvörde-Formation.

4.12 Grosswangen (GW)

Lokation

Der ehemalige Steinbruch Grosswangen liegt unmittelbar westlich des Ortes Grosswangen an einem Prallhang der Unstrut. Von Grosswangen bzw. Nebra kommend wird die L212 in Richtung Memleben befahren, etwa 50 m nach dem Ortsausgang Grosswangen befindet sich das Steinbruchgelände linker Hand im Waldstück (Abb. 37).

Koordinaten GW: 51.268034, 11.538871



Abb. 37 Anfahrtsskizze zum Aufschluss GW. Der ehemalige Steinbruch befindet sich unmittelbar nach dem Ortsausgang Grosswangen in Richtung Memleben.

Fig. 37 Route sketch to outcrop GW. The former quarry is located west of the village of Grosswangen.

Geologische Situation

Der Aufschluss befindet sich im nordöstlichen Thüringer Becken auf dem nordwestlichen Teil der Hermundurischen Scholle. Die Scholle ist etwa 10-12 km breit und verläuft in Richtung Nordwesten vom Geraer Vorsprung bis zum Südharz, sie wird von der Finne-Störung im Südwesten und der Kyffhäuser-Nordrand-Störung im Nordosten begrenzt. Oberflächennah streichen im nord-westlichen Teil der Scholle überwiegend Schichten des Buntsandsteins aus. Seit Jahrhunderten wurden an den Steilhängen der Unstrut im Raum Nebra Sandsteine des Buntsandsteins in Steinbrüchen abgebaut.

Oberhalb von Kleinwangen ist auf der gegenüberliegenden Talseite eine vergleichbare Buntsandsteinabfolge anzutreffen, die von der Bernburg-Formation (Unterer Buntsandstein) bis in die Solling-Formation (Mittlerer Buntsandstein) reicht und den Mittelberg einschließt. Am Mittelberg ist die Fundstelle der Himmelsscheibe von Nebra verortet, die in Sandsteinen der Hardeggen-Formation (Mittlerer Buntsandstein) liegt (KLATT & STELTER 2019).

Stratigraphie

Im ehemaligen Aufschluss ist die Schichtgrenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein erschlossen. Das Grenzprofil ist knapp 19 m mächtig (Abb. 38). Die Bernburg-Formation des Unteren Buntsandsteins wird im Aufschluss aus Dolomitischen Sandsteinen (suBDS) aufgebaut, die am Top von Tonsiltsteinen („Rotbraune Rippelschichten“ sensu HEINZELMANN (1969)) abgelöst werden. Darauf folgt der Mittlere Buntsandstein in Form der Quickborn-Formation (?), im Hangenden folgen Sandsteine der Volpriehausen-Formation (smV).

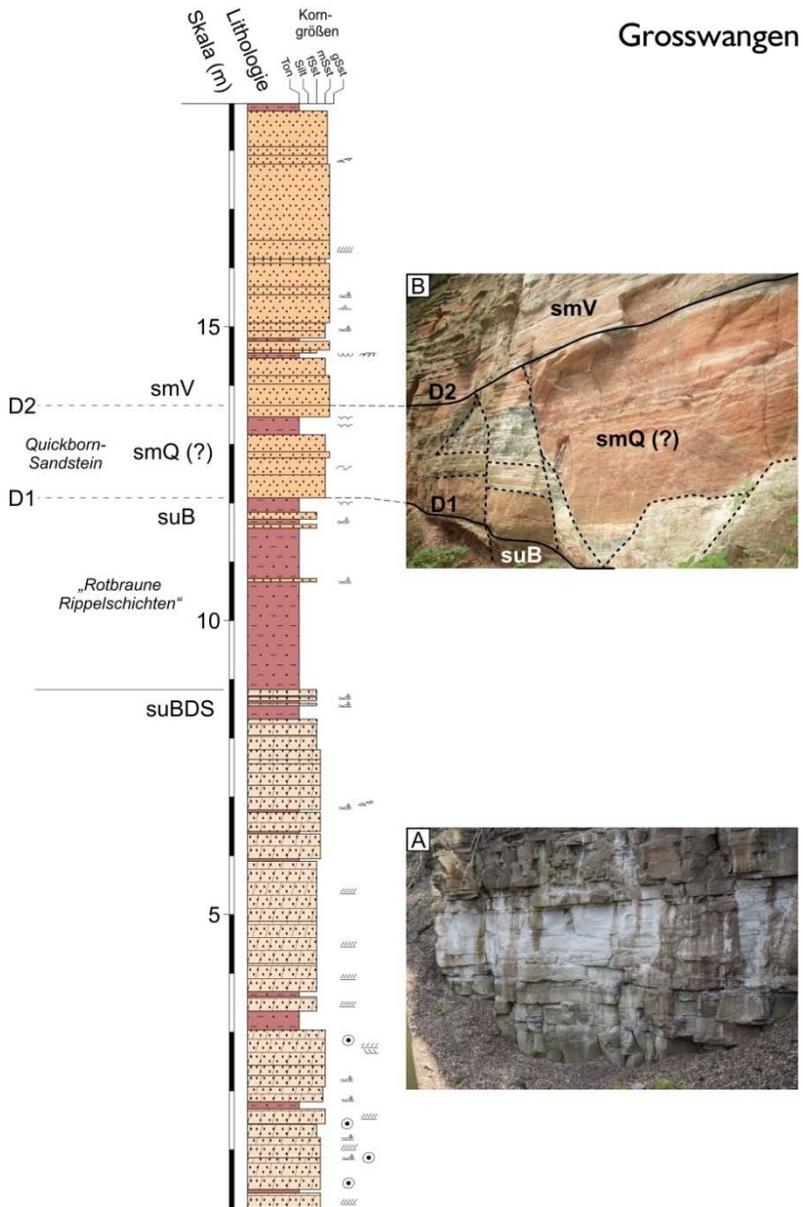


Abb. 38 Lithologisches Profil Grosswangen (GW) im Grenzbereich zwischen Unteren und Mittleren Buntsandstein (Bernburg-Formation suB zu Volpriehausen-Formation smV). A) Das Profil beginnt mit den Dolomitischen Sandsteinen (suBDS), im Hangenden schließen Tonsiltsteine der „Rotbraunen Rippelschichten“ (HEINZELMANN 1969) die Bernburg-Formation ab. B) Es folgt ein Intervall mit synsedimentär angelegten Grabenbrüchen und Deformationsgefügen, welches vermutlich mit dem Quickborn-Sandstein(smQ) des Mittleren Buntsandsteins gleichzusetzen ist. Das Profil wird von bunten Mittel- bis Grobsandsteinen der Volpriehausen-Formation (smV) abgeschlossen. Lithologisches Profil verändert nach ROMAN (2004).Legende siehe Abb. A 1.

Fig. 38 Lithological section Grosswangen (GW) exposes the boundary between Lower and Middle Buntsandstein (Bernburg Formation suB to Volpriehausen Formation smV). A) The section starts with dolomitized oolitic sandstones (suBDS), followed by clayey siltstones with wave ripples (“Rotbraune Rippelschichten” - HEINZELMANN 1969). B) Synsedimentary normal faults and deformational structures at the base of smV might be correlated to the Quickborn Sandstone(smQ) of the Middle Buntsandstein. The upper section is composed of medium- to coarse-grained sandstones of the Volpriehausen Formation (smV). Lithological section modified after ROMAN (2004). See Fig. A1 for figure legend.

Sedimentologie

Die hellgrauen bis schwach bräunlichen Sandsteine der Bernburg-Formation (Abb. 38 A) sind fein- bis mittelkörnig und dolomitisch-calcitisch zementiert. Im Dünnschliff sind reliktsche, dolomitisierte Ooide zwischen Quarz- und Feldspatkörnern nachweisbar. Großdimensionale planare Schrägschichtungskörper sind neben asymmetrischen Wellenrippeln an Bankoberkanten die dominierenden Schichtungsgefüge. Seltener tritt gegensätzlich einfallende, kleindimensionale Schrägschichtung (Fischgrätenschichtung) auf. Dünne pelitische Absätze sowie flache Erosionsdiskordanzen sind zwischengelagert. Die Dolomitischen Sandsteine werden von 2-3 m mächtigen, rotbraunen Tonsiltsteinen überlagert. Dünne Feinsandsteinlagen mit Wellenrippeln sind in die fein laminierten Pelite eingeschaltet. Mit der von HEINZELMANN (1969) informell als „Rotbraune Rippelschichten“ bezeichneten Wechsellagerung schließt die Bernburg-Formation ab.

Im Hangenden folgt im höheren Teil des Steinbruchs ein knapp 2 m mächtiges Intervall aus rötlichen Mittel- bis Grobsandsteinen und Tonsiltsteinen. In diesem Paket sind mehrere synsedimentär angelegte, gestaffelte Grabenbrüche im dm-Bereich zu sehen. Im Liegenden wird das synsedimentär strukturierte Intervall durch eine flache Winkeldiskordanz (D1) und im Hangenden durch eine Fläche (D2) begrenzt; die darüber folgenden Sandsteine zeigen keine synsedimentären tektonischen Versätze (Abb. 38 B). Das zwischen D1 und D2 liegende Sandsteinpaket weist neben den erwähnten Störungen und Diskordanzen auch Kleinfalten entlang und in Fortsetzung der Störungsbahnen auf. Diese Falten werden im Zusammenhang mit der synsedimentären Deformation von unverfestigten Sanden im wassergesättigten Zustand gedeutet (soft-sediment deformation structures). Die Tonsiltsteine zeigen Trockenrisse.

In Mitteldeutschland gibt es für die D1-D2 Abfolge, die zwischen Bernburg- und Volpriehausen-Formation liegt, keine vergleichbaren Vorkommen. Im großregionalen stratigraphischen Vergleich wird dieses Paket deshalb als Äquivalent des Quickborn Sandstein interpretiert.

Der Volpriehausen-Sandstein (smVS) darüber ist aus einer bunten (rot bis braun, grüngrau, gelbgrau, hellgrau) Wechselfolge, überwiegend ebenschichtiger Mittel- bis Grobsandsteine mit vereinzelt Tonzwischenlagen (vorwiegend grüngrau) aufgebaut. Flaserige Feinschichtung ist charakteristisch, dünne Sandsteinbänke zeigen an der Oberkante gelegentlich Oszillationsrippeln, auch Deformationsgefüge können beobachtet werden. Zudem treten dünne Schrägschichtungseinheiten, Deflationshorizonte sowie mattierte Quarze auf. Im nicht mehr zugänglichen Teil der Aufschlusswand steht das tonige Zwischenmittel des Volpriehausen-Sandsteins an.

Interpretation

Aufgrund der dolomitisierten Ooide können die Dolomitischen Sandsteine als oolithische Sandsteine angesprochen werden. Reliktische Ooide und eingeschaltete Tonsiltsteine belegen eine lakustrine Sedimentation. Die oolithischen Sandsteine kamen vermutlich in der Verlandungszone eines Playasees zur Ablagerung (VOIGT & GAUPP 2000). Fehlende flachwinklige Schrägschichtung bei gleichzeitig

dominierender planarer Schrägschichtung spricht gegen eine Ablagerung im Strandbereich als Uferbarre, jedoch für eine seewärts vorgelagerte Ablagerung im Bereich einer Sandbarre zwischen sandigem Uferbereich und distalen Ooidbarren. Die Ooide wurden über Verteilungsloben (spill-over lobes) aus den nördlichen, distalen Bildungsbereichen der Ooide (vgl. Nördliches und Östliches Harzvorland) in den Verlandungsbereich des Playasees eingeschwemmt. Die Erosion und Umlagerung der Ooide fand bei Sturmwettersituationen statt, in der Folge fand eine Vermengung mit küstennahen Sanden statt. Der Verlandungsbereich des Playasees war dabei über eine längerfristige Phase stationär (VOIGT & GAUPP 2000).

Die Tonsiltsteine der „Rotbraunen Rippelschichten“ kamen als pelitische Absätze im Flachwasser zur Ablagerung und werden einem Rückgang des Seespiegels zugeschrieben. Nach Starkniederschlägen wurden episodisch Feinsande vom Seerand eingetragen, die im windbewegten Flachwasser des Playasee überformt wurden und die cm-dicken Feinsandsteinlagen mit symmetrischen Wellenrippeln bilden.

Der synsedimentär gestaffelte Grabenbruch mit synsedimentärer Deformation der Sedimente in unverfestigtem Zustand wird aufgrund kleintektonischer Messungen auf eine Reaktivierung der Kyffhäuser-NE-Rand-Störung zurückgeführt. Eine buntsandsteinzeitliche Reaktivierung der Störung wird nahegelegt (SCHÜLER et al. 1989). Die Diskordanzen (D1, D2) werden von VOIGT & GAUPP (2000) als zeitlich getrennte Aktivitätsphasen angesehen. Die Sedimentdeformationen werden als Seismite interpretiert, also als eine in situ stattfindende Schock-Deformation im Zuge eines Erdbebens. Das Schichtpaket zwischen den Diskordanzen ist vermutlich ein Äquivalent des Quickborn-Sandsteins (VOIGT et al. 2001, ROMAN 2004).

Die Ablagerungen der Volpriehausen-Formation werden als Ablagerungen einer flachen Überflutungsebene gedeutet. Auf der Überflutungsebene befanden sich temporäre, kleinere Wasserkörper. Flaserschichtung und verschiedene Deformationsgefüge sprechen für evaporitische Ablagerungsbedingungen auf einer salinaren Sand-Ton-Ebene. Äolischer Transport wird durch Deflationshorizonte, mattierte Quarze und Schrägschichtungseinheiten belegt, die als Relikte kleinerer Dünen interpretiert werden (VOIGT & GAUPP 2000).

4.13 Kraftsdorf (KD)

Lokation

In der Gegend um Kraftsdorf bei Gera befinden sich eine Vielzahl an offenen, heute stillgelegten Steinbrüchen. Sie wurden im Zuge des Baus der Eisenbahnstrecke zwischen Weimar und Gera im späten 19. Jahrhundert angelegt (FENSTERER & VOIGT 2009). Kraftsdorf wird aus Gera kommend über die L1070 erreicht. Die Steinbrüche mit ihren dickbankigen und festen Werksteinen liegen unmittelbar nördlich des Ortes (Abb. 39).

Koordinaten KD: 50.879406, 11.934121

Geologische Situation

Der Aufschluss liegt im Südosten des Thüringer Beckens auf der Münchenbernsdorfer Teilscholle (NE-Teil der Saale-Elster-Sandsteinplatte) innerhalb der Bleicherode-Stadtrodaer Scholle. Die Bleicherode-Stadtrodaer Scholle wird im Nordosten durch die Finne-Störung und im Südwesten durch die Schlotheim-Leuchtenburg-Störungszone abgegrenzt. Nordwestlich wird die Scholle gegen die

Ohmgebirgs-Grabenzone abgesetzt.



Abb. 39 Anfahrtsskizze zum Aufschluss KD nordöstlich des Kraftsdorfer Bahnhofs. In diesem Aufschluss wurden Profil und Fotos aufgenommen, daneben existieren noch mindestens 8 weitere Aufschlüsse in der Umgebung von Kraftsdorf.

Fig. 39 Route sketch to outcrop KD northeast of the Kraftsdorf railroad station. The section and photos were taken at KD; at least 8 further outcrops are situated in the vicinity of Kraftsdorf.

Stratigraphie

In den ehemaligen Steinbrüchen um Kraftsdorf ist die Basis der Bernburg-Formation in Form des bis zu 30 m mächtigen Kraftsdorfer Sandsteins (suBS) bzw. Basissandsteins der Bernburg-Formation aufgeschlossen. Der Kraftsdorfer Sandstein soll mit der Hauptrogenstein-Zone (HRZ) des nördlichen und östlichen Harzvorlandes (vgl. Aufschlüsse BE, LS) zeitlich korrelieren. Eine Zweiteilung des Kraftsdorfer Sandsteins wird durch eine etwa 1 m mächtige Sandstein-Tonstein-Wechselagerung bedingt, die als „Lettig“ bezeichnet wird. Es ist unklar, ob die Basis des Kraftsdorfer Sandsteins zugänglich ist.

Sedimentologie

Die Brüche zeigen in der Regel ein recht einheitliches Profil. Als tiefste Einheit sind laminierte oder schräggeschichtete, ooidführende Sandsteine aufgeschlossen (Abb. 41 A). Als Trennlagen zwischen den zwischen 20 und 80 cm mächtigen Sandsteinbänken bilden dünne Pelithorizonte, die häufig sehr viel Glimmer und Trockenrisse enthalten. Die ooidführenden, teilweise dolomitisch zementierten Sandsteine sind entweder schräggeschichtet oder flachwinklig laminiert. Sie zeigen an der Basis nur selten Erosion. Häufig treten Einheiten mit gegensätzlich einfallender, kleindimensionaler SchrägSchichtung auf (Fischgräten-Schichtung). Die Leeblätter der SchrägSchichtungen sind in der Regel mit Glimmern belegt. In den tonig-sandigen Horizonten („Lettig“, Abb. 41 B) finden sich gerippte Tonsilt- sowie Sandsteinlagen. Vereinzelt tritt Linsen- und Flaserschichtung auf, wobei isolierte Feinsand-Rippeln als „Hunger-Rippeln“ unter Welleneinfluss geformt wurden (FENSTERER & VOIGT 2009) Die Tonsteine enthalten zahlreiche Conchostraken. Trockenrisse sind selten.

Die von FENSTERER & VOIGT (2009) ausgeführten Paläoströmungsmessungen (Abb. 40) zeigen überwiegend nord- bis nordwestwärts (beckenwärts) gerichtete Schrägschichtungseinheiten, wobei die Messungen auch Schwankungen in den Strömungsrichtungen zeigen.

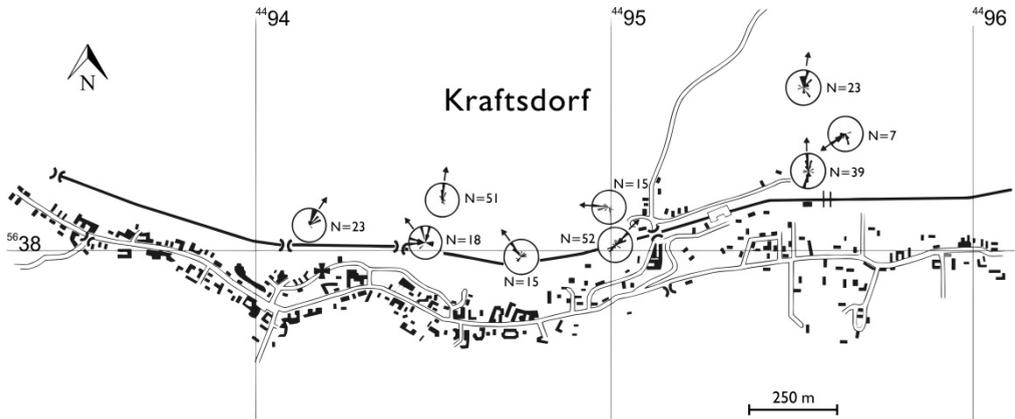


Abb. 40 Paläoströmungsrichtungen in den ehemaligen Steinbrüchen um Kraftsdorf gemessen an flachwinkligen Schrägschichtungskörpern aus FENSTERER & VOIGT (2009). Generell ist ein Trend des Einfallens in nördliche Richtung festzustellen.

Fig. 40 Paleocurrent directions in the former quarries around Kraftsdorf measured on low-angle cross stratification from FENSTERER & VOIGT (2009).

Interpretation

Auffällig ist die petrographische sowie fazielle Ähnlichkeit des Kraftsdorfer Sandsteins (suBS) zu den Dolomitischen Sandsteinen (suBDS) bei Grosswangen (GW), wobei die in Grosswangen aufgeschlossenen Dolomitischen Sandsteine in die oberste Bernburg-Formation eingeordnet werden. Ooide, flachwinklige Schrägschichtung und mächtige Tonhorizonte belegen einen lakustrinen Sedimentationsraum der oolithischen Sandsteine. Die flachwinklige Schrägschichtung und charakteristische gewölbte Sandsteinkörper mit planarer Basis sind für eine Ablagerung im Strandbereich als Uferbarre typisch.

Die gemessenen Schwankungen in den Schrägschichtungseinheiten (Abb. 40) zeigen variierende Strömungsbedingungen an, die vermutlich auf einen Wechsel zwischen Sturm- und Schönwetter zurückgeführt werden können. Im Zuge von Stürmen wurden Ooide in den nördlichen, distal gelegenen Bildungsbereichen der Ooide erodiert und über Verteilungsloben (spill-over lobes) in den sandigen Strandbereich eingeschwemmt.

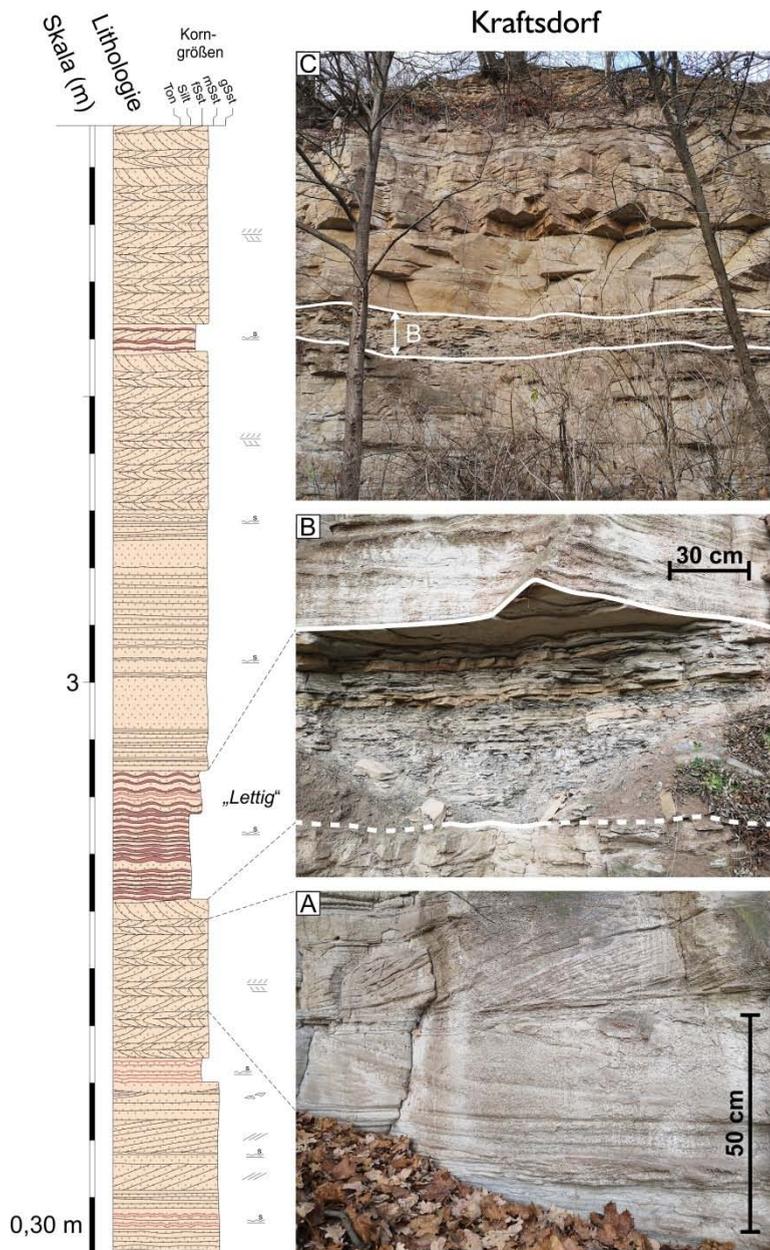


Abb. 41 Lithologisches Profil Kraftsdorf (KD) im Basisbereich der Bernburg-Formation (suB). A) Typische Abfolge mit gegensätzlich einfallender, kleindimensionaler Schrägschichtung (Fischgräten-Schichtung) in dolomitisch zementierten, oolithischen Sandsteinen. B) Tonig-sandige Wechselfolge („Lettig“) mit gerippten Tonsilt- sowie Feinsandsteinlagen. C) Übersicht des ehemaligen Steinbruchs nordöstlich des Kraftsdorfer Bahnhofs (vgl. Abb. 39). Die tonig-sandige Wechsellagerung des „Lettig“ (vgl. B) ist aus der Ferne deutlich zu erkennen und kann in den umliegenden Steinbrüchen als Leithorizont herangezogen werden. Legende siehe Abb. A1.

Fig. 41 Lithological section Kraftsdorf (KD) within the lower Bernburg Formation (suB). A) Herringbone cross-stratification occurs in oolitic sandstones, cemented by dolomite. B) Alternating clayey-sandy interval ("Lettig") characterized by rippled clayey siltstone and fine-grained sandstone beds. C) View over the former quarry northeast of the Kraftsdorf railroad station (see Fig. 39). Alternating clayey-sandy beds of the "Lettig" (cf. B) are clearly visible from a distance and can be used as a marker bed. See Fig. A1 for figure legend.

Da der Kraftsdorfer Sandstein mit der Hauptrogenstein-Zone an der Basis der Bernburg-Formation gleichgesetzt wird (KOZUR & SEIDEL 1983), repräsentiert der Kraftsdorfer Sandstein den vermutlich weitesten Vorstoß der Uferlinie des Playa-Sees nach Südosten, wobei die Uferlinie – ähnlich wie im Aufschluss Grosswangen (GW) – längerfristig stationär war (FENSTERER & VOIGT 2009). Die Sandstein-Tonstein-Wechselagerung des „Lettig“ wird als Ablagerung eines flachen, vom ausgedehnten Hauptsee abgetrennten Playa-Sees interpretiert.

4.14 Orlamünde (OM)

Lokation

Ein tief eingeschnittener Hohlweg schließt ehemalige Steinbrüche auf dem Weg von der Unterstadt Orlamündes (Naschhausen) zur Oberstadt auf (OM 1 - Abb. 42). An den Felsenkellern in Naschhausen können rote Seeablagerungen der Bernburg-Formation beobachtet werden (OM 2 - Abb. 42). Der örtlich gewonnene Sandstein wurde unter anderem beim Bau der Kemenate Orlamünde verwendet. Orlamünde ist aus Jena kommend über die B88 zu erreichen.

Koordinaten OM 1: 50.775911, 11.528141
OM 2: 50.775563, 11.536840



Abb. 42 Anfahrtsskizze zu den Aufschlüssen OM 1 und OM 2 in Naschhausen (Orlamünde).

Fig. 42 Route sketch to OM 1 and OM 2 outcrops in Naschhausen (Orlamünde).

Geologische Situation

Der Aufschluss liegt im Süden des Thüringer Beckens auf der Mühlhausen-Orlamünder Scholle im Bereich der westlichen Saale-Elster-Sandsteinplatte. Die Mühlhausen-Orlamünder Scholle wird im Nordosten durch die Schlotheim-Leuchtenburg-Störungszone und im Südwesten durch die Eichenberg-Gotha-Saalfelder Störungszone abgegrenzt. Nordwestlich wird die Scholle gegen die Ohmgebirgs-Grabenzone abgesetzt.

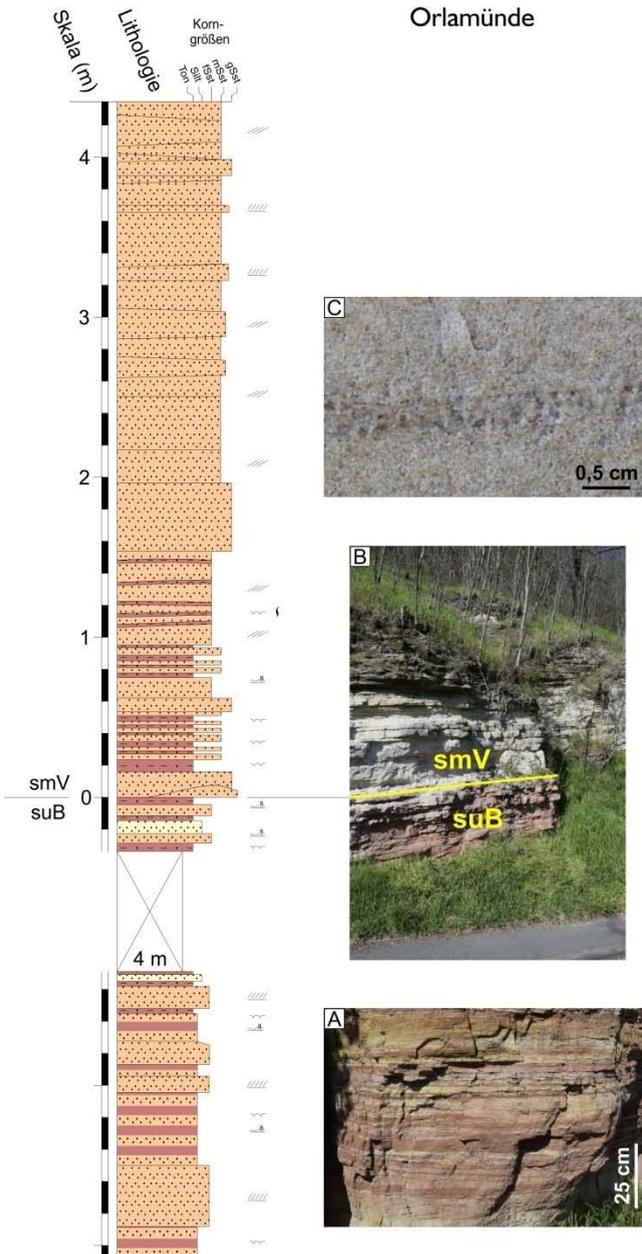


Abb. 43 Lithologisches Profil Orlamünde (OM) im Grenzbereich zwischen Unteren und Mittleren Buntsandstein (Bernburg-Formation suB zu Volpriehausen-Formation smV). A) Das Profil beginnt mit der Oberen Sandstein-Tonstein-Wechselagerung der Bernburg-Formation (suBW), B) darauf folgen im höheren Teil des Profils helle, grobkörnige Sandsteine der Volpriehausen-Formation (smV). C) Die hellen, dickbankigen Sandsteine der Volpriehausen-Formation führen äolische Lagen (Pfeil). Legende siehe Abb. A1.

Fig. 43 Lithological section Orlamünde (OM), exposing the boundary between Lower and Middle Buntsandstein (Bernburg Formation suB to Volpriehausen Formation smV). A) The section starts with inter-bedded sandstones and claystones of the Bernburg Formation (suBW), B) overlain by light-colored, coarse-grained sandstones of the Volpriehausen Formation (smV). C) The light-colored, thick-bedded sandstones of the Volpriehausen Formation occasionally include aeolian layers (arrow). See Fig. A1 for figure legend.

Stratigraphie

Im Hohlweg Orlamünde ist ein etwa 30 m mächtiges Grenzprofil zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein aufgeschlossen. Die Grenze zwischen der rötlichen, Oberen Sandstein-Tonstein-Wechselagerung der Bernburg-Formation (suBW) und den hellen Sandsteinen der Volpriehausen-Formation (smV) ist im Gelände deutlich zu erkennen (Abb. 43).

Sedimentologie

Im oberen Teil des Profils ist die Grenze zum Basis-Sandstein der Volpriehausen-Formation aufgeschlossen. Diese Farbgrünze verläuft diffus, das Einsetzen dickerer Sandsteinbänke, das auch mit dem Auftreten von kleinen Geröllen und Grobsanden gekennzeichnet ist, geht mit einem deutlichen Rückgang der Tonanteile im Profil einher. Die obere Bernburg-Formation besteht aus einer überwiegend rotfarbenen Sandstein-Tonstein-Wechselagerung (Abb. 43 A). Die Sandsteine sind dünnbankig und meist feinkörnig, Rippeln, Schrägschichtung und Trockenrisse sind häufig. Gelegentlich treten Rinnen auf. In einigen Sandsteinbänken weisen Karbonatgehalt und runde Poren auf gelöste Ooide hin.

Interpretation

Die Merkmale der Abfolge sprechen für einen raschen Wechsel der Ablagerungsbedingungen von lakustrinen, äolischen und fluviatilen Prozessen. Als Ablagerungsbereich kann das Ufer eines Sees und die angrenzende Sandebene angenommen werden. Letztere wurde vermutlich von zahlreichen kleinen Rinnen eines terminalen Fächers durchzogen. Die Existenz von Ooiden spricht für einen ausgedehnten See und schließt die Ablagerung in temporären Seen praktisch aus.

5 Zusammenfassung

KÄSBOHRER, F., KUSS, J., VOIGT, T.: Exkursionsführer zur Geologie des Unteren Buntsandsteins (Untertrias) zwischen Harz und Thüringer Wald. - Hercynia N. F. 54/1 (2021): 1 – 64.

Dieser geologische Exkursionsführer wendet sich vorwiegend an Geowissenschaftler/innen, die fachlichen Anforderungen sind im Wesentlichen auf diese Zielgruppe zugeschnitten. Dennoch ist der Exkursionsführer auch interessierten Laien zu empfehlen. Der Exkursionsführer dokumentiert die sedimentäre Abfolge des Unteren Buntsandsteins (Calvörde- und Bernburg-Formation) innerhalb der lakustrinen Beckenfazies im nördlichen und östlichen Harzvorland. Zusätzlich wird die lakustrine, stärker siliziklastisch geprägte Randfazies im Thüringer Becken dokumentiert.

Die Aufschlüsse des kontinentalen Unteren Buntsandsteins offenbaren eine vielfältige, zyklische Sedimentation, die sowohl siliziklastisch als auch karbonatisch geprägt ist. Kennzeichnend für Sedimente eines flachen Sees sind flasergeschichtete Ton- und Siltsteine mit zwischengeschalteten Oolithen und Stromatolithen, während an der Küstenlinie des Sees oolithische Sandsteine innerhalb sandiger Uferbarren zur Ablagerung kommen. Diese Uferlinie ist in den Sedimenten des Unteren Buntsandsteins äußerst selten erhalten, was auf stark schwankende Seespiegel aufgrund klimatischer Variationen zurückgeführt wird. Die randliche Fazies des Unteren Buntsandsteins ist geprägt von fluviatilen Sanden perennierender, ephemerer Zopfströme sowie äolischer Sedimentation in Form von Dünen und Sandebenen.

Die mikrobiell geprägte Karbonatfazies mit Oolithen und Stromatolithen ist im Unteren Buntsandstein des Harzvorlands besonders spektakulär aufgeschlossen. Wichtige Aufschlüsse umfassen den Heeseberg bei Jerxheim, Harly bei Vienenburg sowie Beesenlaublingen. Diese in klastisch dominierten Abfolgen zwischengeschalteten Kalksteine sind Gegenstand einer andauernden wissenschaftlichen Diskussion, bezüglich ihrer marinen bzw. lakustrinen Entstehung. Die Frage nach dem Ablagerungsmilieu vermag der vorliegende Exkursionsführer nicht eindeutig zu klären. Allerdings favorisieren die Autoren ein Ablagerungsmodell, das auf Grund zahlreicher sedimentologischer Befunde, am besten mit randlichen Seengebieten verglichen werden kann. In Zukunft besteht Bedarf an weiterer multidisziplinärer Forschung im Unteren Buntsandstein des gesamten Mitteleuropäischen Beckens, um eine präzise Rekonstruktion dieses komplexen Ablagerungssystems zu erreichen.

Obwohl die hier beschriebenen Einzelprofile nur Teilabschnitte des Unteren Buntsandsteins darstellen, sind sie gut in das regionale stratigraphische Gerüst einzuordnen. Zudem ist mit den Profilen Nelben und Caaschwitz der Übergang zwischen Perm und Trias aufgeschlossen.

Überaus vielfältige Lithologien, Sedimentstrukturen und damit verknüpfte Ablagerungssysteme machen die Aufschlüsse des Unteren Buntsandsteins zu exzellenten Exkursionszielen für Lehre und Forschung. Oolithe und Stromatolithe – in karbonatischen Abfolgen weltweit von großer Bedeutung – sind im Unteren Buntsandstein Mitteldeutschlands so anschaulich ausgebildet wie sonst nirgends in Deutschland.

6 Danksagung

Dieser Dokumentation bedeutender Aufschlüsse gingen über 10 Jahre Forschungen im Buntsandstein voraus, die von der Arbeitsgruppe Geochronologie der Universität Bremen und der Arbeitsgruppe Sedimentologie der Friedrich-Schiller-Universität Jena durchgeführt wurden. Zahlreiche Studenten dieser Arbeitsgruppen unterstützten durch Profilaufnahmen von Oberflächenaufschlüssen sowie detaillierte Faziesarbeiten die Schaffung einer soliden Datenbasis. Besonders bedanken möchten wir uns bei Daniel Döpke, Niklas Springfeld, Jakob Brauner, Maria Fensterer und Vanessa Kolatschek. Wir danken Josef Paul für die äußerst sorgfältige und kritische Begutachtung des Manuskriptes. Monika Partzsch sei für die redaktionelle Betreuung des Manuskriptes gedankt.

7 Literaturverzeichnis

- AUGUSTSSON, C., VOIGT, T., BERNHART, K., KREIBLER, M., GAUPP, R., GÄRTNER, A., HOFMANN, M., LINNEMANN, U. (2018): Zircon size-age sorting and source-area effect: the German Triassic Buntsandstein Group. - *Sed. Geol.* 375: 218 – 231.
- BACHMANN, G. H., KOZUR, H. W. (2004): The Germanic Triassic: Correlations with the international chronostratigraphic scale, numerical ages and Milankovitch cyclicality. - *Hall. Jb. Geowiss.* 26: 17 – 62.
- BAIER, A., TISCHEW, S. (2004): Naturschutz-Management auf Xerothermrassenstandorten in Sachsen-Anhalt – Gefährdungsanalyse und Entwicklungsstrategien am Beispiel des Naturschutzgebietes „Lämmerberg und Vockenwinkel“. - *Hercynia N. F.* 37: 201 – 230.
- BALDSCHUHN, R., BINOT, F., FLEIG, S., KOCKEL, F. (2001): Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor. - *Geol. Jahrbuch* 153: 1 – 95.
- 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.

- 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.
- FENSTERER, M., VOIGT, T. (2009): Petrographie und Fazies des Kraftsdorfer Sandsteins (Unterer Buntsandstein) in Ostthüringen. - *Beitr. Geol. Thür.* 16: 117 - 143.
- GELUK, M. C. (2005): Stratigraphy and tectonics of Permo-Triassic basins in the Netherlands and surrounding areas. - Diss. University, Utrecht.
- 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.
- HARBORT, E. (1914): "Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten" und Nachfolgewerke; [Neue Nr. 3731]; Süpplingen; Gradabteilung 42, Blatt 46. - Kraatz, Berlin.
- HARBORT, E. (1918): Beiträge zur Geologie der Umgebung von Königslutter und zur Tektonik des Magdeburg-Halberstädter Beckens. - *Jb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt* 34: 1 - 73.
- 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.
- HEINZELMANN, W. (1969): Der untere und mittlere Buntsandstein auf Blatt Nebra. - *Hallesches Jb. für Mitteldeutsche Erdgeschichte* 9: 132-160.
- 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.
- KALKOWSKY, E. (1908): Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. - *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 60: 68 - 125.
- KÄSBOHRER, F., KUSS, J. (2019): Sedimentpetrographische Untersuchungen der Calvörde-Formation (Unterer Buntsandstein, Untertrias). - *Hall. Jb. Geowiss.* 42: 1 - 24.
- KÄSBOHRER, F., KUSS, J. (2021): Lower Triassic (Induan) stromatolites and oolites of the Bernburg Formation revisited - microfacies and palaeoenvironment of lacustrine carbonates in Central Germany. - *Facies* 67: 1 - 31.
- KLATT, S., STELTER, S. (2019): Geologisch-naturräumliche Kartierungen im Raum Kleinwangen-Ziegelrodaer Forst - Schacht Wendelstein. - In: Meller, H., Borg, G. (Hrsg.): *Im Dialog mit der Erde - geologische Begleitforschung im Umfeld der Himmelsscheibe von Nebra*. - *Forsch.ber. d. Landesmuseums f. Vorgeschichte Halle*, 55 - 122.
- 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.
- KOLATSCHEK, V. (2016): Stromatolithen im Unteren Buntsandstein des Heesebergs bei Jerxheim. - Bachelorarb. Uni Jena.
- KORTE, C., KOZUR, H. W. (2005): Carbon isotope trends in continental lake deposits of uppermost Permian to Lower Olenekian Germanic Lower Buntsandstein (Calvörde and Bernburg Formations). - *Hall. Jb. Geowiss. B, Beiheft* 19: 87 - 94.
- 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., 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.
- LEPPER, J. (1993): Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenzen Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zu Neubennungen im Unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 11: 687 - 692.

- LI, M., HINNOV, L. A., HUANG, C., OGG, J. G. (2018): Sedimentary noise and sea levels linked to land–ocean water exchange and obliquity forcing. - *Nat. Commun.* 9: 1004.
- PALERMO, D., AIGNER, T., GELUK, M., POEPELREITER, 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.
- PARRISH, J. T. (1999): Pangaea und das Klima der Trias. - In: Hauschke, N., Wilde, V. (eds.): *Trias, eine ganz andere Welt.* - Pfeil Verlag, München.
- 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.
- PAUL, J., PERYT, T. M., BURNE, R. V. (2011): Kalkowsky's Stromatolites and Oolites (Lower Buntsandstein, Northern Germany). - In: Reitner, J., Queric, N. V., Arp, G. (eds.): *Advances in Stromatolite Geobiology.* - Springer Spektrum, Heidelberg.
- PUFF, P. (1994): Thüringen - Geologische Übersicht 1 : 400 000. - Perthes, Gotha.
- 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.* - *Schr.R. Dt. Ges. Geowiss.* 69: 421 – 448.
- 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.
- RAPPSILBER, I. (2003): Struktur und Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens (Sachsen-Anhalt): Geophysik und Geologie. - *Diss. Uni Halle-Wittenberg.*
- RÖHLING, H.-G. (2013): Der Buntsandstein im Norddeutschen Becken – regionale Besonderheiten. - In: Lepper, H.-G., Röhling, H.-G. (eds.): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein.* - *Schr.R. Dt. Ges. Geowiss.* 69: 269 – 384
- REIBLE, P. (1962): Die Conchostraken (Branchiopoda, Crustacea) der germanischen Trias. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 114 (2): 169 – 244.
- 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.
- 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.
- SEIDEL, G., KÄSTNER, H., WIEFEL, H., HEUSE, T., HUCKRIEDE, H., KATZSCHMANN, L., WUCHER, K., SCHRÖDER, A., KÜMPEL, P., GÜNTHER, M., HAGEMEISTER, H. (2002): *Geologische Übersichtskarte von Thüringen 1:200 000.* - 1. ed. - Thür. Landesamt Umwelt Geologie, Jena.
- SEIDEL, G. (2003): *Geologie von Thüringen.* - Schweizerbart, Stuttgart.
- SZULC, J. (2019): Lower Triassic marine Buntsandstein deposits in the Central European Basin. - *Z. Dt. Ges. Geowiss.* 170: 311 – 320.
- SZURLIES, M. (2001): *Zyklische Stratigraphie und Magnetostratigraphie des Unteren Buntsandsteins in Mitteldeutschland.* - *Diss. Uni Halle-Wittenberg.*
- 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.
- VOIGT, T., GAUPP, R. (2000): Die fazielle Entwicklung an der Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein im Zentrum der Thüringer Senke. - *Beitr. Geol. Thüringen* 7: 55 – 71.
- VOIGT, T., VON EYNATTEN, H., FRANZKE, H.-J. (2004): Late Cretaceous unconformities in the Subhercynian Cretaceous Basin (Germany). - *Acta Geol. Polon.* 54/4: 673 – 694.
- VOIGT, T., WIESE, F., VON EYNATTEN, H., FRANZKE, H.-J., GAUPP, R. (2006): Facies evolution of syntectonic Upper Cretaceous deposits in the Subhercynian Cretaceous basin and adjoining areas (Germany). - *Z. Dt. Ges. Geowiss.* 157: 203 – 244.
- 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.
- VON EYNATTEN, H., VOIGT, T., MEIER, A., FRANZKE, H.-J., GAUPP, R. (2008): Provenance of Cretaceous clastics in the Subhercynian Basin: constraints to exhumation of the Harz Mountains and timing of inversion tectonics in Central Europe. - *Int. J. Earth. Sci.* 97: 1315 – 1330.
- WALTER, R. (1995): *Geologie von Mitteleuropa*. - Schweizerbart, Stuttgart.
- 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.

Manuskript angenommen: 1. Mai 2021

Anschrift der Autoren:

M.Sc.Fabian Käsbohrer

Fakultät für Geowissenschaften und Geographie, Georg-August-Universität Göttingen,
Goldschmidtstraße 3, 37077 Göttingen

E-Mail: fabian.kaesbohrer@uni-goettingen.de

Prof. Dr. Jochen Kuss

Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Klagenfurter Straße, 28359 Bremen

E-Mail: kuss@uni-bremen.de

Dr. Thomas Voigt

Institut für Geowissenschaften, Friedrich-Schiller-Universität Jena, Burgweg 11, 07749 Jena

E-Mail: thomas.voigt@uni-jena.de

Anhang

Abb. A1 Symbole in den lithologischen Profilen.

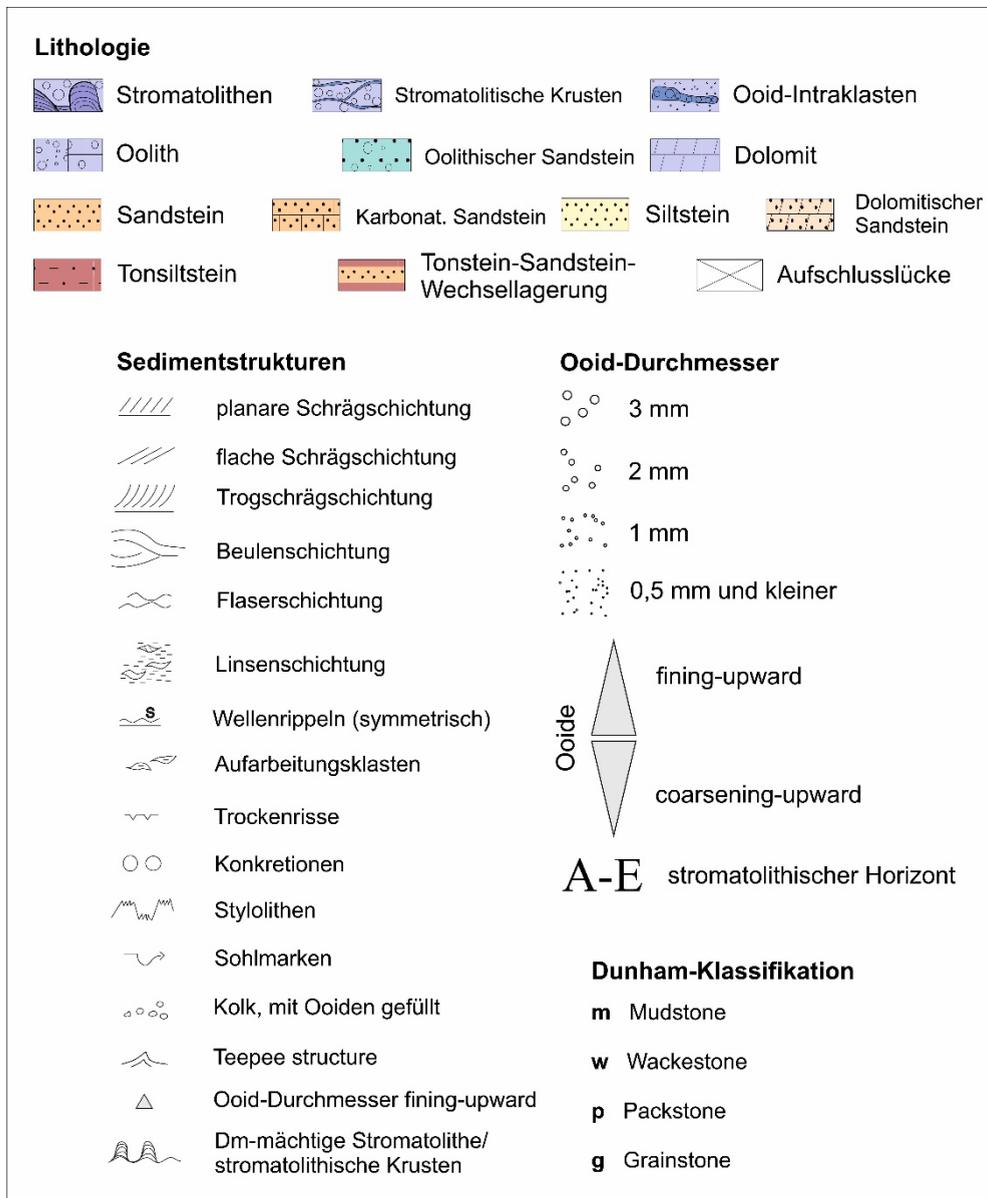


Fig. A1 Symbols used in figures and illustrations.

