

HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

BEIHEFT 37



A. MÜLLER, G. H. BACHMANN, K. SCHUBERTH & S. WANSA

GEOLOGIE DES UNSTRUTTALS ZWISCHEN NEBRA UND FREYBURG (SACHSEN-ANHALT)

26. JAHRESTAGUNG DES THÜRINGISCHEN GEOLOGISCHEN VEREINS IN NAUMBURG
20. – 22. MAI 2016



HALLE (SAALE) 2016

Titelbild: Blick auf die Türme des Naumburger Doms und die Stadt.
Foto: Dipl.-Ing. R. GILLNER, Leipzig.

HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

Herausgeber

Institut für Geowissenschaften und Geographie
der Martin - Luther Universität Halle-Wittenberg

G. BORG M. FRÜHAUF
C. GLÄSSER H. HEINISCH C. LEMPP
H. PÖLLMANN P. WYCISK

Schriftleitung

D. MERTMANN T. DEGEN S. STÖBER

BEIHEFT 37

Halle (Saale) 2016

Institut für Geowissenschaften und Geographie
der Martin - Luther Universität Halle-Wittenberg



Anschrift von Herausgebern und Schriftleitung:

Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Institut für Geowissenschaften und Geographie
Von Seckendorff - Platz 3/4
D-06120 Halle (Saale)

e-mail: hjg@geo.uni-halle.de

Schriftleitung:

D. Mertmann T. Degen S. Stöber

P-ISSN: 2193-1313, E-ISSN: 2196-3622

© 2016 im Selbstverlag des Instituts für Geowissenschaften und Geographie
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Alle Rechte vorbehalten

Der Naumburger Dom

ROBERT SOBOTT

Labor für Baudenkmalpflege, Domplatz 1, D-06618 Naumburg, lfbd-sobott@t-online.d

Schlüsselwörter: Naumburg, Dom, Freyburg, Schaumkalk, Romanik, Gotik, Wechselburger Garbenschiefer, Verwitterung

1. Einleitung

Naumburg an der Saale liegt ca. 14 km vom Zentrum des Geo-Naturparks Saale-Unstrut-Triasland entfernt (MÜLLER et al. 2016, dieser Band). In dieser Region erfolgte seit Jahrhunderten die Gewinnung von Sandstein und Kalkstein, die als Naturwerksteine zum Bau sakraler und profaner Bauten verwendet wurden. Die Sandsteine entstammen der Bernburg-, Hardeggen- und Solling-Formation des Unteren bzw. Mittleren Buntsandsteins. Die Werksteinbänke der Schaumkalkzone des Unteren Muschelkalks, die an den Hängen des Unstruttals zwischen Freyburg und Balgstädt anstehen, lieferten das Baumaterial für den Naumburger Dom und zahlreiche andere Sakral- und Profanbauten der Region. Der Abbau von Schaumkalk in einem Steinbruch bei Balgstädt ist durch eine Urkunde des Klosters Pforte aus dem Jahre 1152 belegt, in welcher Ulrich von Balgstädt dem Bischof Wichmann gestattet, Steine für den Dombau aus seinen Steinbrüchen zu entnehmen (SOBOTT 2013). KOCH et al. (1999) beschreiben ausführlich Fazies, Diagenese und Qualität des sog. „Freyburger Schaumkalks“ als Baustein des Naumburger Doms.

2. Naumburger Dom

Der Naumburger Dom ist einer der bedeutendsten mittelalterlichen Kirchenbauten Deutschlands (SCHUBERT 2008). Er steht ca. 25 m über dem Saalespiegel auf einem Plateau des Oberen Buntsandsteins. Die Gebäude des geschlossenen Domkomplexes gruppieren sich um den Kreuzgang und umfassen von Norden beginnend im Uhrzeigersinn den Dom, die Dreikönigskapelle, die Marienkirche am Dom und die Süd- und Westklausur. Der Zugang erfolgt von Osten über ein Torgebäude zwischen der Dreikönigskapelle und Marienkirche. Der bestehende spätromanische und frühgotische Dom mit zahlreichen späteren Ergänzungen und Umbauten, der in der Zeit von etwa 1210–1260 erbaut wurde, nahm, wie archäologische Grabungen in den Jahren 1961–1965 zeigten, Teile des frühromanischen Vorgängerbaus (1029–1044) in sich auf (LEOPOLD & SCHUBERT 1972). Der älteste erhaltene Teil ist der hochromanische Teil der Ostkrypta, der um 1160/70 in den frühromanischen Dom eingefügt wurde (SCHUBERT 2008). Von herausragender Bedeutung ist der Westchor mit dem Lettner und den berühmten 12 Stifterfiguren. Dieser wurde etwa 1250–1260 vom sogenannten Naumburger Meister geschaffen, einem in Frankreich ausgebildeten Steinbildhauer und Architekten, dem u. a. Werke in Noyon, Amiens, Reims, Mainz, Naumburg und Meißen zugeschrieben werden. Bei den Stifterfiguren handelt es sich um frühgotische, farbig gefasste Bildwerke aus Schaumkalk, deren Außergewöhnlichkeit darin besteht, dass der Bildhauer ihnen durch die Physiognomie, Gestik, Kleidung und Attribute Individualität verliehen und die stereotype Darstellung von Personen in einer höfisch-ritterlichen Welt hinter sich gelassen hat (Abb. 1). Die Präsentation von lebensgroßen Laienfiguren in einem Sakralraum, der eigentlich der Zurschaustellung von Heiligen vorbehalten ist, gab Anlass zur Deutung, dass die Standbilder Ersatz für beim romanischen Neubau des Domes verloren gegangene Grabfiguren der Stifter sind und die Erinnerung an sie auf diese Weise fortbestehen sollte (KUNDE 2011). Der gleichfalls von der Werkstatt des Naumburger Meisters geschaffene Westlettner verschließt den Westchor gegen

das Kirchenschiff. Acht Reliefs in der Lettnerbühne zeigen in expressiver Darstellung von Süden nach Norden die Passion Christi, beginnend mit dem letzten Abendmahl und endend mit Christus unter dem Kreuz. Dieses Bildprogramm findet die Fortsetzung und den Höhepunkt im gekreuzigten, von Maria und Johannes flankierten Christus im Zentrum der beiden Durchgänge des in der Mitte der Lettnerwand befindlichen hervorspringenden Portals (Portalrisalit). Christus als Weg und Pforte zum ewigen Leben wird hier auf eindrückliche Weise durch die Architektur und Bildwerke in Szene gesetzt. Einen beruhigenden Kontrapunkt zu den aufwühlenden heilsgeschichtlichen Darstellungen setzen das Blattfries und die Säulenkapitelle in den jeweils zwei Blendnischen rechts und links vom Portalrisalit. Die Ausarbeitung der Blätter und Blüten von Pflanzen ist so detailgetreu, dass man sie ohne Schwierigkeit als Weinrebe, Hahnenfuß, Feldahorn, Beifuß, Hohlwurz und Haselnuss identifizieren kann.

Zu den Bildwerken des Naumburger Meisters zählen auch das Grabmal von Bischof Dietrich II., dem Bauherrn des Westchores, und ein Leseputz in der Figur eines Diakons im Ostchor. Weitere besondere Ausstattungsstücke des Doms sind die Glasfenster im Westchor, eine Steinplastik der heiligen Elisabeth in der gleichnamigen Kapelle im Erdgeschoss des Nordwestturms, das Chorgestühl im Ostchor sowie zahlreiche Bronze- und Steinepitaphe in den Seitenschiffen. Zeitgenössische Kunstwerke sind die Handläufe der Franziskus- und Paradiestreppe am Ostchor von HEINRICH APEL und drei von NEO RAUCH gestaltete Glasfenster in der Elisabeth-Kapelle. In der Domschatzkammer im Westflügel der Südklausur sind Tafelbilder, Altaraufsätze (Altarretabel), darunter zwei Flügel des Altarwerks für den Westchor von Lucas Cranach dem Älteren und Werkstatt, Urkunden und Skulpturen ausgestellt (KUNDE 2006).

Eine Besonderheit im Westchor ist die Verwendung von „Wechselburger Garbenschiefer“ als Dekorplatten, welche BACHMANN & GLÄSSER (2015) beschreiben. Unmittelbar unter den o. g.



Abb. 1: Farbig gefasste Skulptur des Stifters Graf Syzzo von Schwarzburg-Käfernburg aus „Freyburger Schaumkalk“ (Bildarchiv der Vereinigten Domstifter, Foto: FRIEDHELM WITTCHEN).

Stifterfiguren des 13. Jh. befindet sich zu beiden Seiten ein Chorgestühl aus dem 15. Jh. Über dessen beiden hölzernen Sitzreihen mit je 16 Sitzen ist jeweils eine durchgehende Baldachinreihe (Dorsale) vorhanden. Diese besteht aus romanischen Halbsäulen mit Weinblattkapitellen, welche aus Freyburger Schaumkalk gefertigt sind, und wird ins 13. Jh. datiert (Abb. 2). Die Rückwände zwischen den Säulen bestehen aus Dekorplatten aus Garbenschiefer. Die Platten wurden bereits von SCHUBERT (2008: 76) als „Wechselburger Garbenschiefer“ angesprochen, „dessen blaugrauer Farbton die Festlichkeit des Anblicks erhöhen sollte“. Bei einem Brand im Jahr 1532 hatte auch das Chorgestühl Feuer gefangen, weshalb in den 1870er Jahren ein Teil der Baldachine und der Garbenschiefer-Platten ersetzt werden musste. 1936 wurden dann die Baldachinreihe (und wohl auch die Garbenschiefer-Platten) oben verkürzt. Die Originalplatten selbst haben rötliche Brandspuren und eine raue Oberfläche (SCHUBERT 2008: 76). Der „Wechselburger Garbenschiefer“ ist ein metamorphes Gestein aus der Schieferhülle des Granulitgebirges in Sachsen und wurde dort bis ins 19. Jh. abgebaut (BACHMANN & GLÄSSER 2015). Er hat eine silberglänzende muskovitreiche Grundmasse und unregelmäßig 5–6 cm lange, 0,5–1 cm breite dunkle Mineralneuspaltungen auf den Schieferungsflächen (Abb. 3). Gelegentlich flasern deren Enden garbenartig auf, was dem Gestein den Namen eingetragen hat. Die Sprossungen bestehen aus dunklem Glimmer (Phlogopit). Ursprünglich handelte es sich wohl um Staurolithkristalle, welche pseudomorph umgewandelt wurden.



Abb. 2: Dekorplatten aus Wechselburger Garbenschiefer zwischen den Säulen des Chorgestühls im Westchor. Die Baldachinreihen und die Stifterfiguren (links oben Ekkehard II und Uta von Ballenstedt) bestehen aus farbig gefasstem Freyburger Schaumkalk. Aus BACHMANN & GLÄSSER (2015).

Nicht nur der Innenraum des Doms, auch außen am Bauwerk lassen sich interessante Beobachtungen machen. An der Ostfassade der Dreikönigskapelle befindet sich eine bedeutende hochmittelalterliche Figurengruppe aus Schaumkalk, die Maria mit dem Jesusknaben und die drei Heiligen Könige darstellt. Die beiden östlichen Domtürme zeigen im oberen, oktogonalen Abschnitt den Übergang von der spätromanischen Architektur mit zwei rundbogigen, durch eine Mittelsäule gekuppelte Fenster (Biforien) zur spätgotischen Architektur mit Blendmaßwerk. Bekrönt werden die Türme durch barocke Hauben (vgl. Titelbild). Auf dem Weg zum Westchor mit den Wasserspeiern (Abb. S. 63, dieser Band), die ebenfalls aus der Werkstatt des Naumburger Meisters stammen, lassen sich an der Nordfassade die Schildbögen und Gewölbekonsolen eines abgetragenen Kreuzgangs an der Nordfassade des Langhauses erkennen. Von den beiden Westtürmen, deren Architektur sich eng an den Aufbau der Türme der Kathedrale von Laon und des Bamberger Doms anlehnt, besaß zunächst nur der nordwestliche drei mittelalterliche Geschosse über dem spätromanischen Unterbau mit quadratischem Grundriss (S. 50). Wie in Köln und Ulm erfolgte die Vollendung des Südwestturms erst in der zweiten Hälfte des 19. Jh. (1884). Der Gegensatz zwischen den geschlossenen, nur im Bereich des Glockenstuhls durch Klangarkaden geöffneten Wänden der oktogonalen Obergeschosse der spätromanischen Osttürme und den durch Fenster und Arkaden aufgelösten Wandflächen der quadratischen Obergeschosse der gotischen Westtürme, der durch die unterschiedlichen Dachformen noch betont wird, könnte größer nicht sein.



Abb. 3: Wechselburger Garbenschiefer an der Rückwand des Chorgestühls. Aus BACHMANN & GLÄSSER (2015).

3. Verwitterungsschäden

Besonders an den figürlichen Wasserspeiern des West- und Ostchores tritt die Zerstörung des Schaumkalks durch chemische Verwitterung deutlich in Erscheinung. Die Verbindung von Schwefeldioxid in der Luft als Produkt der Verbrennung schwefelhaltiger Braunkohle mit Wasser führte zur Bildung von schwefliger Säure und – katalytisch – Schwefelsäure, die mit dem Kalkstein unter Gipsbildung reagierte. In regengeschützten Bereichen entstanden auf den Schaumkalk-Oberflächen bis cm-dicke, durch die Inkorporation von Schmutzpartikeln aus der Luft dunkelgraue bis schwarze Gipskrusten. Dadurch resultieren Festigkeitsprofile an den Werksteinoberflächen, bei denen auf eine harte Gipskruste, eine mürbe Kalksteinzone und schließlich der unverwitterte Kern folgt. In der Mürbzone liegt die Trennfläche zwischen der vergipsten Oberfläche und dem intakten Gestein. Ein Verlust der Schale ist damit gleichbedeutend mit dem Verlust der handwerklichen Bearbeitungsspuren und Oberflächengestaltung. Bei Epitaphen werden Inschriften ausgelöscht und sie verlieren die Bedeutung als steinerne Dokumente.

Wie überall in Deutschland erfolgt auch in Naumburg die Restaurierung und Konservierung der historischen Bausubstanz mit dem Ziel, Originalsubstanz an Ort und Stelle zu bewahren, auf dem aktuellen Stand von Wissenschaft und Technik. Der Ausführung von erforderlichen Maßnahmen gehen umfangreiche naturwissenschaftliche Untersuchungen an den zu restaurierenden Gesteinen zur Auswahl bauphysikalisch und bauchemisch kompatibler Reparaturmaterialien und -verfahren voraus. An besonders hochwertiger Bauzier und Bauplastik, wie beispielsweise der Dreikönigsgruppe, kommen moderne, zerstörungsfreie Methoden der Diagnose wie Ultraschallmessungen zur Beurteilung des Verwitterungszustandes und Laser-Reinigung von Steinoberflächen zur Anwendung. Die traditionelle Arbeitsweise der alten Bauhütten mit dem Ausbau und Ersatz von stark zerstörten Werkstücken durch handwerklich hergestellte Kopien besteht auch im 21. Jh. fort.

4. Dank

Den Vereinigten Domstiftern zu Merseburg und Naumburg und dem Kollegiatstift Zeitz sowie dem Stiftsdirektor Herrn Dr. HOLGER KUNDE sei für die freundliche Erlaubnis, das Foto des Grafen Syzzo zu reproduzieren, herzlich gedankt.

5. Literatur

- BACHMANN, G. H. & GLÄSSER, W. (2015): Der historische Gartentisch des Reformators Philipp Melancthon in Wittenberg. *Hall. Jb. Geowiss.*, 56, 122–136, Halle.
- KOCH, R., SOBOTT, R. & LORENZ, H. G. (1999): Der Schaumkalk (Trias, Unterer Muschelkalk) am Naumburger Dom als Baustein: Einfluß von Fazies und Diagenese auf die Gesteinsqualität. In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V., Hrsg., *Trias – Eine ganz andere Welt*, 449 – 471, München (Pfeil).
- KUNDE, C. (2011): Stiftung und Memoria. Der Stifter im Bild. In: KROHM, H. & KUNDE, H., Hrsg., *Der Naumburger Meister. Bildhauer und Architekt im Europa der Kathedralen. Katalog zur Landesausstellung Sachsen-Anhalt, Band 2*, 798 – 810, (Imhof).
- KUNDE, H., Hrsg. (2006): *Der Naumburger Domschatz. Sakrale Kostbarkeiten im Domschatzgewölbe. Kleine Schriften der Vereinigten Domstifter zu Merseburg und Naumburg und des Kollegiatstifts Zeitz*, 198 S. (Imhof).
- LEOPOLD, G. & SCHUBERT, E. (1972): *Die frühromanischen Vorgängerbauten des Naumburger Doms*. 69 S.; Berlin (Akademie-Verlag).
- SCHUBERT, E. (2008): *Der Naumburger Dom*. 216 S.; Halle (Stekovics).

SOBOTT, R. (2013): Schaumkalk – der Werkstein des Naumburger Meisters. In Förderverein Welterbe an Saale und Unstrut, Macht. Glanz. Glaube. Auf dem Weg zum Welterbe. Eine Zeitreise in die hochmittelalterliche Herrschaftslandschaft um Naumburg, 119 – 123; Halle (Stekovics).

Exkursionsführer

Geologie des Unstruttals zwischen Nebra und Naumburg (Sachsen-Anhalt)

ARNOLD MÜLLER¹, GERHARD H. BACHMANN², KONRAD SCHUBERTH³ & STEFAN WANSA³

¹Fockestr. 23, D-04275 Leipzig, geomueller_lz@t-online.de

²Institut für Geowissenschaften und Geographie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von-Seckendorff-Platz 3, D-06120 Halle (Saale), gerhard.bachmann@geo.uni-halle.de

³Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 38, D-06118 Halle (Saale), schuberth@lagb.mw.sachsen-anhalt.de, wansa@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Schlüsselwörter: Unterer Buntsandstein, Mittlerer Buntsandstein, Oberer Buntsandstein, Unterer Muschelkalk, Unstrut, Saale, Mittelpleistozän, Elster-Kaltzeit, Saale-Komplex, Schotterterrassen, Gefecht bei Freyburg 1813

1. Einleitung (Abb. 1, 2)

Die Triaslandschaft des Unstruttals im südlichen Sachsen-Anhalt und angrenzenden Teilen Thüringens gehört sicher zu den eindrucksvollsten Gebieten Mitteldeutschlands. Vom Tiefland um Leipzig–Merseburg (Leipziger Tieflandsbucht) steigt das Gelände nach Süden bis Südwesten allmählich auf Höhen um 220–250 m ü. NN an. Die Hochlagen werden von Plateaus aus Triasgesteinen (überwiegend Muschelkalk) gebildet, den Resten der tertiären Verbnungsfläche, welche durch die jungen Talbildungen von Saale, Unstrut und Nebengewässern in einzelne Blöcke zerlegt worden ist (beispielsweise Rödelhochfläche bei Freyburg oder Querfurter Platte). Im Südwesten bildet der Höhenrücken aus Finne, Schmücke und Schrecke mit maximalen NN-Höhen um 350 m die Grenze zum Thüringer Becken mit seiner sanftwelligen Keuperlandschaft.



Abb 1: Unstruttal bei Laucha–Dorndorf mit Glockens Eck und den Hängen der Dorndorfer Berge unter dem Segelflugplatz (Halt 7). An der Basis des Hangs, direkt über der Aue, ist Glockens Eck zu sehen (Typuslokalität der Glockenseck-Subformation). Der etwas zurückgesetzte Hang dahinter reicht von der Karsdorf-Subformation bis zur Basis des Muschelkalks (Jena-Formation).



Abb 2: Bienen-Ragwurz (*Ophrys apifera*), eine seltene Orchidee xerothermer Standorte auf Kalk.

Bis zur beginnenden Tiefenerosion der Flüsse im späten Tertiär und Quartär war das Gebiet eine relativ monotone Verebnungsfläche mit leichter Neigung zur Leipziger Bucht. Erst im Quartär wurde die landschaftliche Einförmigkeit durch die Talbildung der Flüsse und Bäche beendet. Saale, Unstrut und Weiße Elster, unterstützt durch zahlreiche größere und kleinere Bäche, haben sich tief in die Triasschichten eingeschnitten und großartige Tallandschaften modelliert (Abb. 1). Je nach Gesteinscharakter wechseln breite Talauen mit engen Durchbruchstätern, gesäumt von steilen Felswänden. Dazwischen liegen Hochebenen von eindrucksvoller Kargheit, über die im Herbst der Wind pfeift und auf denen im Sommer die Sonne gnadenlos brennen kann. All diese Reliefformen wechseln auf engem Raum und bilden heute auf relativ begrenzter Fläche eine reich gegliederte Landschaft, deren Oberflächengestalt ganz wesentlich vom geologischen Untergrund und dessen Verwitterungs- und Erosionsformen bestimmt wird – also von den viele hundert Meter mächtigen Gesteinsserien der Trias-Zeit.

Der Name Unstrut wird von der einst stark versumpften Niederung abgeleitet (ahd. *struot* = Sumpf), verstärkt durch die Vorsilbe *un-* (= schlimm; BAHLOW 1985, EISOLD & LAUSCH 1992, BERGER 1993). Ursache ist das relativ geringe Gefälle, in dem sich der einst vielfach ausufernde und zu Hochwasser neigende Fluss träge durch die Niederung bewegt. 1791–95 wurde der Fluss kanalisiert und schiffbar gemacht.

Die Region gehört zu den trockensten und wärmsten Gebieten Deutschlands im Lee von Harz und Eichsfeld-Hügelland und wird deshalb als Mitteldeutsches Trockengebiet bezeichnet. Einige Areale, z. B. das Unstruttal zwischen Artern und Freyburg sowie Teile des Mansfelder Landes als Kernbereiche des Mitteldeutschen Trockengebietes bekommen weniger als 500 mm Jahresniederschlag. Die geringen Niederschläge verbinden sich mit einer hohen Sonnenscheindauer und beides führt zu einem kontinentalen Einfluss im regionalen Klima. Die Winter sind vergleichsweise mild, besonders in den geschützten Tälern, was den Weinbau begünstigt. An sonnenexponierten Hängen kommt es noch zusätzlich zu einer stärkeren Erwärmung. Dort haben sich Xerothermbiotope mit seltener Flora und Pilzflora entwickeln

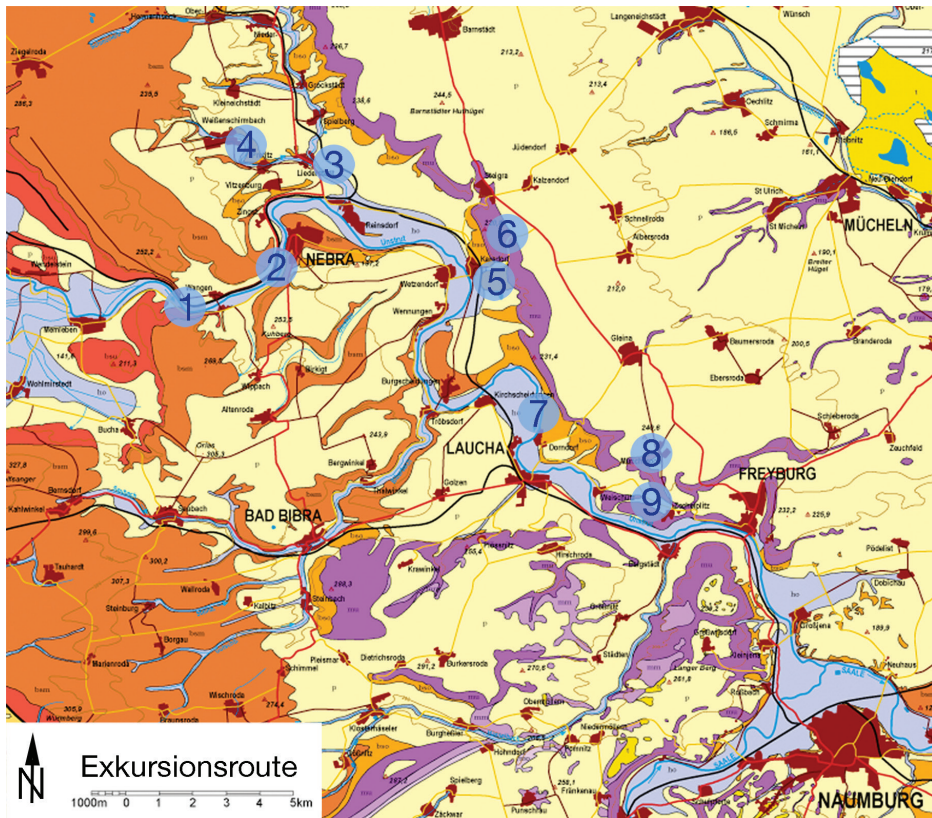


Abb 3: Exkursionsroute mit Aufschlusspunkten (Halt 1 – 9); 1: ehem. Buntsandsteinbrüche Großwangen, 2: ehem. Buntsandsteinbrüche Nebra, 3: Liedersdorf, 4: Weißenschirmbach, 5: Karsdorf, auflässiger Tontagebau des Zementwerks, 6: Karsdorf, Straßeneinschnitt und Aussichtspunkt Kalksteintagebau, 7: Glockens Eck, 8: Müncheroda, ehem. Steinbruch in den Oolithbänken, 9: Zscheiplitz (Karte: Müller 2016).

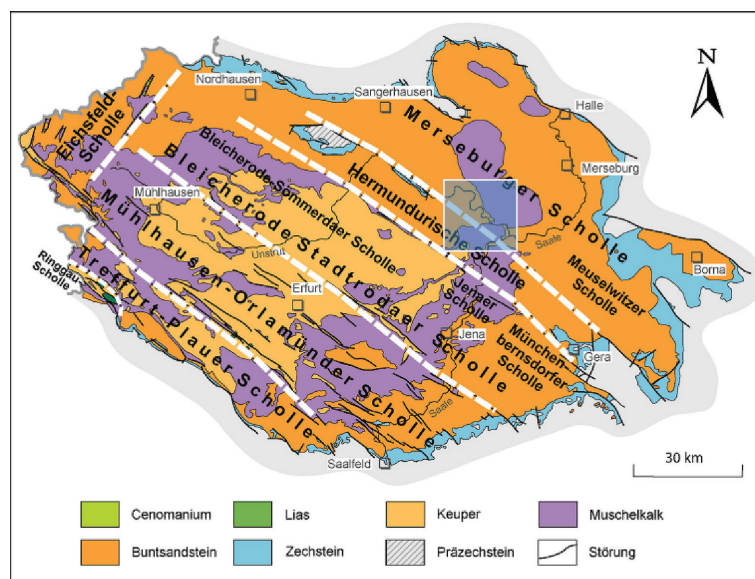


Abb. 32.1 Schollengliederung des Thüringer Beckens
Darstellung ohne kanozoische Bildungen
(nach TGL 34331/01 1983; G. KATZUNG & G. EHMKE/Hrsg. 1993; G. SEIDEL 2003, 2004)

Abb 4: Schollengliederung im Thüringer Becken (aus FRANKE 2015: Abb. 32.1) mit Lage des Exkursionsgebietes (Kasten).

und bis heute erhalten können (Abb. 2).

Meso- und Mikroklima sowie geologischer Untergrund sind ausschlaggebende natürliche Faktoren für die herausragende Position dieses Naturraums in Mitteleuropa. Anhydrite aus dem Zechstein sowie Sandsteine, Tonsteine und Karbonate der Trias bilden landschaftsprägende Gesteinsformationen und bestimmen über ihren Einfluss auf Bodenstruktur und Bodenchemismus die Vegetation und das Relief. Halokinese („Salztektonik“) und Subrosion von Salzen und Anhydrit/Gips aus Zechstein und Röt wirkten als weitere Einflussfaktoren auf die Landschaftsgestaltung ein. Das Zechsteinsalz speist aber auch natürliche Salzquellen als Standorte von Halophytengemeinschaften.

Die reiche Naturausstattung, der Weinbau und die Zeugen einer interessanten Geschichte, wie der Dom zu Naumburg, Burgen, Klöster und alte Profanbauten aus Natursteinen, ließen das Gebiet zu einer der bedeutendsten Geschichts- und Kulturlandschaften Deutschlands werden und heute zu einem wichtigen Naherholungsgebiet im mitteldeutschen Ballungsraum mit den Städten Halle und Leipzig. Aufgrund der bis zur Gegenwart in ihren Grundzügen erhaltenen alten Kulturlandschaft sowie der reichen Naturausstattung ist versucht worden, den UNESCO-Welterbestatus zu erlangen. Diese Bemühungen haben leider nicht zum Erfolg geführt. Die jahrelangen Vorbereitungen auf dieses Ziel haben der Region jedoch einen Schub verliehen, der sich auch weiterhin fruchtbar auswirken wird.

Das Exkursionsgebiet zwischen Wangen und Naumburg (Abb. 3) liegt im Zentrum des Geoparks Saale-Unstrut-Triasland (Karte: RAPPILBER et al. 2012). Strukturgeologisch befindet es sich im Grenzbereich der Hermundurischen Scholle und der Merseburg-Scholle (Abb. 4), welche durch die Kyffhäuser-Nordostrand-Störung getrennt sind. Neben den großen tektonischen Strukturen (andere Störungen, wie die Hornburger Tiefenstörung und die Geiseltal-Störung, sind in Abb. 5 weggelassen) spielen zwei flache Mulden eine wichtige regionalgeologische Rolle: die Querfurt-Mulde und die Naumburg-Mulde. Die Erstere liegt auf der Merseburg-Scholle und enthält im Kern noch Oberen Muschelkalk bis in den Bereich der *spinosus*-Zone. Sie wird auf Salzabwanderung in Richtung Teutschenthal-Sattel zurückgeführt. Die Naumburg-Mulde dehnt sich hauptsächlich auf den südöstlichen Teil der Hermundurischen Scholle aus. Im Muldentiefsten reicht das Profil bis zum basalen Keuper. An der Unstrut zwischen Weischütz und Freyburg ist der Muschelkalk beider Muldenachsen noch miteinander verbunden, so dass an dieser Stelle das eindrucksvolle Durchbruchstal der Unstrut mit seinen Wellenkalk-Steilhängen entstehen konnte. Weitere Angaben zur regionalen Geologie, Stratigraphie und Strukturgeologie finden sich in der „Geologie von Sachsen-Anhalt“ (BACHMANN et al. 2008).

2. Schichtenfolge

2.1 Zechstein

Zechsteinprofile werden von der Exkursion nicht berührt. Die nächsten übertägig zugänglichen Aufschlüsse befinden sich am Wendelstein zwischen Memleben und Roßleben sowie auf dem Bottendorfer Berg NW von Roßleben (z. B. BEUTLER et al. 2006). Im Untergrund spielen die mächtigen Salinarserien aber eine wichtige strukturgeologische Rolle, vor allem die drei älteren Salinarzyklen der **Werra-, Staßfurt- und Leine-Formation**, als das Zechsteinmeer seine weiteste Ausdehnung nach Süden erreichte und mächtige Salzlagerstätten und Anhydritserien hinterließ. Auch der 4. Zyklus (**Aller-Formation**) spielte für das Gebiet noch eine wichtige Rolle mit Anhydritablagerungen. In den jüngeren Salinarzyklen (**Ohre-, Friesland- und Fulda-Formation**) war Mitteldeutschland aber bereits Randgebiet des Zechsteinmeeres. Monotone, äußerst fossilarme und wenig solide Sand-, Silt- und Tonsteine (Bröckelschiefer) markieren den Übergang zu einer kontinentalen Sedimentation und leiten in den Unteren

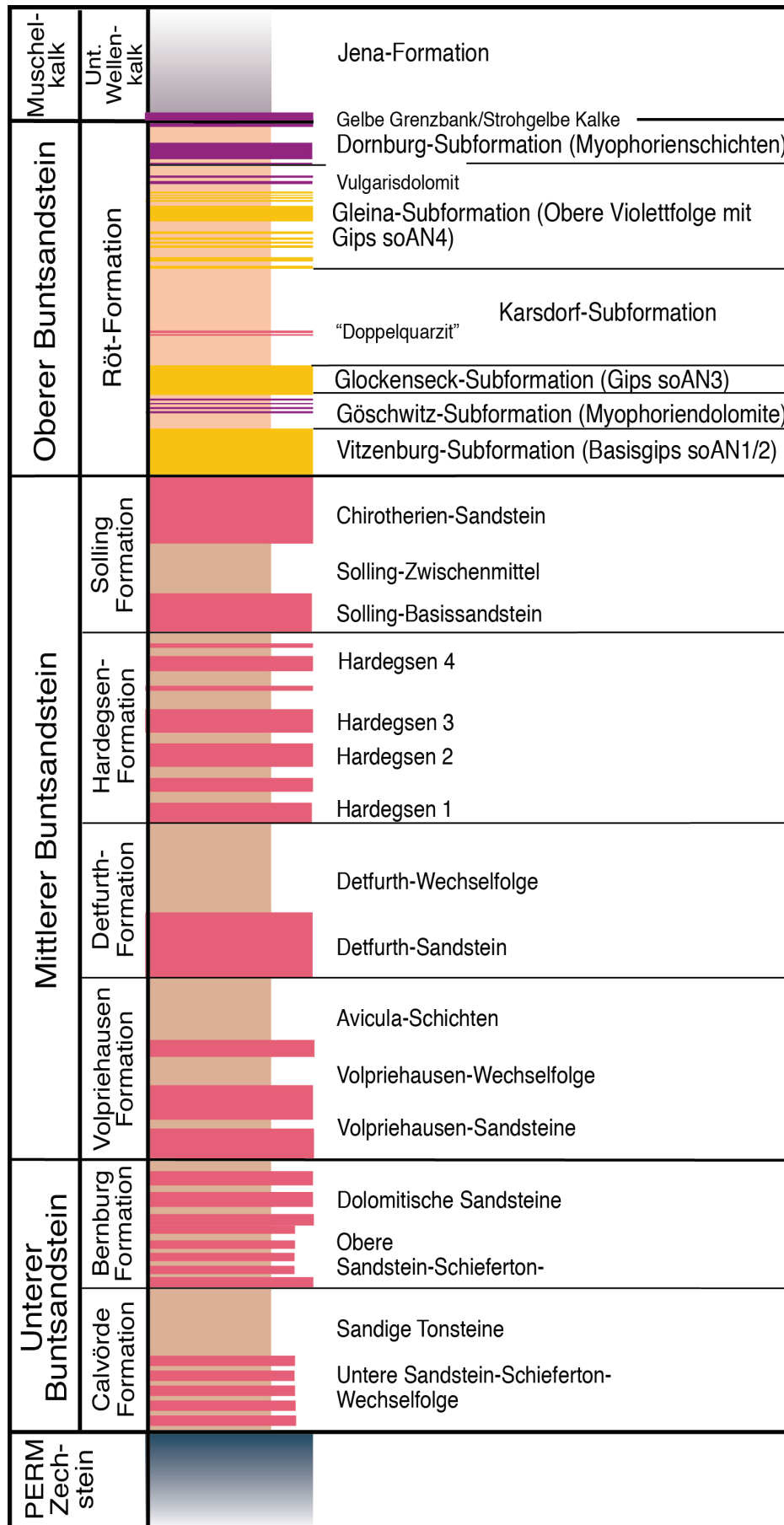


Abb. 5: Schichtenfolge des Buntsandsteins (aus MÜLLER 2014, verändert), Legende s. Abb. 6.

Buntsandstein (Trias) über.

2.2 Buntsandstein (Abb. 5)

Auf den Bröckelschiefer (Fulda-Formation) des oberen Zechsteins folgen die zyklisch aufgebauten Pelit- und Sandsteinserien des Unteren und Mittleren Buntsandsteins. Im Oberen Buntsandstein (Röt) bestimmen unter marinem Einfluss entstandene feinklastische bis hypersalinare Sedimente das Bild (Tonsteine, Gips, Steinsalz, Dolomite, Mergelsteine und Kalksteine). Die Sedimentationszyklen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins sind wegen der Fossilarmut, insbesondere des tieferen Buntsandsteins, lange Zeit die einzige brauchbare Grundlage der Stratigraphie (Lithostratigraphie) gewesen. Inzwischen erlebte die Biostratigraphie deutliche Fortschritte (Conchostraken, Palynomorphen etc.), so dass heute selbst überregionale Korrelationen und Korrelationen mit der globalen Gliederung auf einem wesentlich besseren Fundament angesiedelt sind als noch vor wenigen Jahrzehnten (z. B. BACHMANN & KOZUR 2004, KOZUR & WEEMS 2010).

Die 20–30 m mächtigen sedimentären Zyklen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins beginnen in der Regel mit groben Schüttungen, die nach oben in feinere Klastika übergehen („Sohlbank-Zyklen“ oder „fining upward“-Zyklen). Mehr oder weniger markante Schichtlücken und flache Diskordanzen trennen die einzelnen Formationen. Die Schichtlücken sind in Abhängigkeit von der paläogeographischen Position regional unterschiedlich stark entwickelt, naturgemäß auf Schwellen (z. B. Eichsfeld-Schwelle) kräftiger als in tieferen Beckenbereichen.

Im Unteren und Mittleren Buntsandstein beherrschen kontinentale, häufig rot gefärbte Sandsteine, Siltsteine und Tonsteine das Bild, was früher zur Annahme wüstenartiger Bedingungen führte (WALTHER 1900), wozu auch die Fossilarmut beitrug. Inzwischen werden die Verhältnisse im Buntsandstein aber als viel komplexer angesehen. Ein großer Teil der Sedimente wurde unter aquatischen Bedingungen gebildet. In Norddeutschland dehnte sich ein großer Binnensee mit wechselnden Umrissen aus, dessen Ausläufer häufig bis in den mitteldeutschen Raum reichten. Periodisches Trockenfallen ephemerer Gewässer, Salinität und andere Faktoren erschwerten allerdings die Besiedlung der Gewässer durch anspruchsvollere Organismen. Am besten waren kleine Kiemenfußkrebse aus der Gruppe der Conchostraken diesen wechselhaften Verhältnissen angepasst. Sie spielen eine wichtige Rolle als Leitfossilien (KOZUR & SEIDEL 1983). In einigen Horizonten fanden sich aber auch Characeen-Gyrogonite, Foraminiferen, überwiegend schlecht erhaltene Muscheln und Schnecken sowie Fischreste und Reste großer labyrinthodonter Amphibien.

Die Diversifizierung der Biota vor allem in der Solling-Formation hängt wohl mit mehreren Entwicklungen zusammen: einerseits mit der Erholung der Biosphäre nach dem Perm-Trias-Aussterbeereignis, andererseits mit dem markanten Meeresspiegelanstieg in der oberen Untertrias (oberes Skyth, Olenekium) und der langsamen Transgression des Rötmeeres. Verbreitet kam es jetzt zu deutlich erkennbaren Bodenbildungen (Violetthorizonte) im Gefolge der Vegetation. Ab dem Anisium flutete das Rötmeer langsam große Teile des nordöstlichen Germanischen Beckens. Damit begann dort ein stärker marin geprägter Abschnitt der Germanischen Trias.

Die Transgression des Rötmeeres im Anisium leitete eine grundsätzliche Änderung der Paläogeographie im Germanischen Becken ein. Über die Schlesisch-Mährische Pforte und die Südkarpatische Pforte bekam das Germanische Becken Anschluss an die Tethys und wurde zu einem peritethyalen Becken. Schritt für Schritt drang das Meer von Oberschlesien und Südpolen her allmählich in das Germanische Becken vor und erreichte Mitteldeutschland, zuerst im tiefsten Röt (Vitzenburg-Subformation mit ihrer Salinarserie), dann, nach kurzen,

episodischen Ingressionen im mittleren Röt, erneut im oberen Röt (Dornburg-Subformation). Die kontinentale Sedimentation wurde nun flächendeckend durch die marine Fazies der Myophorienschichten ersetzt. Während bei uns im höheren Röt also bereits marine Bedingungen herrschten, war Süddeutschland zunächst noch Festland und wurde erst nach und nach vom Meer überflutet. So ist diese Grenze kontinentaler Fazies/mariner Fazies im Germanischen Becken stark ungleichzeitig (heterochron) und steigt im chronostratigraphischen Sinne von Schlesien bis Baden-Württemberg deutlich an.

2.2.1 Unterer Buntsandstein (su)

Der basale Teil des Unteren Buntsandsteins, die **Calvörde-Formation**, ist im Exkursionsgebiet übertägig nirgendwo gut erschlossen. Lediglich der höhere Teil des Unteren Buntsandsteins (Bernburg-Formation mit rogensteinführenden Sandsteinen) ist bei Wangen in einigen Aufschlüssen (Geotope Steinklöße, Wangen) übertägig zugänglich.

Wie man von Bohrungen weiß, entwickelt sich überall im Grenzgebiet zwischen dem nördlichen Thüringen und Sachsen-Anhalt der tiefste Buntsandstein aus dem Bröckelschiefer des oberen Zechsteins. Durch Zunahme sandiger Schüttungen in Wechsellagerung mit siltig-tonigen Horizonten ist der basale Horizont der Unteren Sandstein-Schieferton-Wechsellagerung charakterisiert. Überwiegend rote Sandsteinbänke alternieren mit ebenfalls rötlichen Silt- und Tonsteinlagen. Zum Hangenden nimmt der Sandanteil wieder ab, so dass der obere Teil der Calvörde-Formation überwiegend aus mehr oder weniger sandigen Tonsteinen besteht (Niveau der „Sandigen Tonsteine“). Die Schichtenfolge ist ein typischer großer „fining-upward“-Zyklus.

Auch die **Bernburg-Formation** stellt einen großen fining-upward-Zyklus dar und beginnt mit einer Wechsellagerung von Sandsteinen und Tonsteinen („Schiefertone“, Obere Sandstein-Schieferton-Wechsellagerung). Nach oben folgen Schiefertone und Sandsteine mit karbonatischem Bindemittel („Dolomitische Sandsteine“). Die Sandsteine sind überwiegend fein- bis mittelkörnig, karbonatisch zementiert und enthalten fröhdiagenetisch dolomitisierte Ooide. Als begehrte Werksteine sind sie früher bei Nebra und Wangen in großen Steinbrüchen abgebaut worden (Halt 1). Die Dolomitischen Sandsteine werden als Randfazies eines größeren Seesystems interpretiert.

Den Abschluss der Bernburg-Formation bilden rotbraune Pelite mit Sandsteinbänkchen („Rotbraune Rippelschichten“). Sie zeigen häufig Oszillationsrippeln, Trockenrisse/Netzleisten und Lagen mit Ton-/Siltgeröllen. In diesem Niveau kommen auch häufiger Conchostraken vor (BACHMANN & KOZUR 2016, dieser Band).

2.2.2 Mittlerer Buntsandstein (sm)

Der Mittlere Buntsandstein beginnt in der Regel mit den groben Basisschichten der **Volpriehausen-Formation** (Volpriehausen-Sandstein). An einer Lokalität (Wangen, Halt 1) werden Erosionsreste eines Sandsteins an der Basis der Volpriehausen-Formation als Reste der **Quickborn-Formation** bzw. -Subformation gedeutet (RÖHLING 1999), was nicht unumstritten ist. An die Basisschichten der Volpriehausen-Formation schließt sich die Volpriehausen-Wechselfolge an, eine Serie von bunten (roten und hellen) Sandsteinen im Wechsel mit Ton- und Siltsteinen. In einigen Lagen sind Conchostraken häufiger anzutreffen, sonst sind nur wenige Fossilien darin gefunden worden. Erst im oberen Bereich der Volpriehausen-Formation, in den Sand-, Ton- und Siltsteinen der Avicula-Schichten, kommen Fossilien häufiger vor, überwiegend sehr schlecht erhaltene Steinkerne der Muschel *Arcavicula murchisoni* (früher als *Gervillia* bezeichnet – deswegen früher auch „Gervillien-schichten“ genannt – Schneckensteinkerne („*Turbonilla*“ *weissbachi*), Conchostraken und einige Fischschuppen vom *Gyrolepis*-Typ.

Die **Detfurth-Formation** beginnt mit einem massiven Basissandstein, der nach oben in die

feinkörnigere Detfurth-Wechselfolge überleitet. Sie besteht aus bunten, überwiegend roten Sandsteinbänken mit Ton- und Siltsteinen. Die Detfurth-Formation ist sehr fossilarm. Im mitteleuropäischen Raum ist außer einigen Conchostraken wenig gefunden worden.

Vier Sohlbank-Zyklen (Hardeggen 1 bis 4) bauen die **Hardeggen-Formation** der Region auf. Sie beginnen jeweils mit kräftigen, überwiegend roten Sandsteinbänken an der Basis, und enden mit einer Wechselfolge aus feinkörnigen Sandsteinen, Ton- und Siltsteinen. Auch hier bleibt der Fossilinhalt zunächst spärlich. In den höheren Zyklen treten dann Pflanzenfossilien etwas häufiger auf, insbesondere das hochspezialisierte Bärlappgewächs *Pleuromeia*. Der obere Bereich der Hardeggen-Formation ist bei Nebra (Halt 2) sehr schön aufgeschlossen.

Die **Solling-Formation** reflektiert eine Zeit des Überganges von der kontinental zur marin geprägten Sedimentation in der mitteleuropäischen Region. Sie beginnt mit den überwiegend roten, fluviatilen Sandsteinen des Solling-Basissandsteins. Darauf folgt das Solling-Zwischenmittel, eine Wechselfolge aus bunten, dünnbankigen, oft mürben Sandsteinen sowie Ton- und Siltsteinen. Den Abschluss bildet der helle Thüringische Chirotheriensandstein. Bei Nebra (Halt 2) finden sich die besten Aufschlüsse in der Solling-Formation.

Der Solling-Basissandstein ist sehr massiv und besteht aus großdimensionalen Schrägschichtungskörpern. Sie beginnen oft mit geröllreichen Lagen und werden nach oben etwas feinkörniger. Fossilien sind in unserer Region bisher noch nicht sicher bekannt geworden. Im Zwischenmittel alternieren rote und grüne Ton- und Siltsteine mit dünnbankigen, überwiegend hellen Feinsandsteinen. Sie entstanden durch periodische Überschwemmungen einer Überflutungsebene. Zwischen den Überflutungs- und Sedimentationsphasen überdeckte Vegetation das Gebiet. Sie hinterließ Spuren von Paläoböden (Violetthorizonte), begleitet von Wurzelhorizonten, Bleichungszonen und Calcrete-Bildungen. Zuweilen sind sie bei erneuten Überflutungen aufgearbeitet und resedimentiert worden. Die Tonsteine entstammen wenigstens partiell einer Sedimentation stehender Gewässer und enthalten gelegentlich (bei Burgscheidungen) massenhaft Fischschuppen (*Gyrolepis*-Typ).

Der dickbankige, im Hangenden auch dünnbankig bis plattige Chirotheriensandstein kontrastiert durch seine helle Farbe (hell gelblich bis grau) mit den sonst überwiegend roten Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins. Nach heutiger Kenntnis kann er genetisch als Basisbildung dem transgressiven Rötzyklus zugerechnet werden, denn er entstand (zumindest partiell) aus einer sandigen Küstenfazies, wofür einige spärliche Funde mariner Fossilien (*Costatoria costata*) in seinen oberen Partien Beleg sind. Die andernorts charakteristischen Tetrapodenfährten (*Chirotherium barthi*) sind in der Region hingegen nur sehr selten gefunden worden. Lithostratigraphisch wird der Chirotheriensandstein aber in die Solling-Formation gestellt.

Im Raum zwischen Vitzenburg–Nebra und Laucha–Bad Bibra bildet der Chirotheriensandstein als erster massiver Horizont unter den weichen Röt-Gesteinen die Erosionsbasis quartärer Abtragung. Er liegt hier unter geringer quartärer Bedeckung nah an der Geländeoberfläche und ist an Talflanken, in Straßen- und Weganschnitten sowie in zahlreichen alten, oft verwachsenen Steinbrüchen (z. B. Dissau bei Wetzendorf–Birkigt) zu finden.

2.2.3 Oberer Buntsandstein (Röt-Formation, so)

Im Unstruttal zwischen Nebra und Laucha–Dorndorf sowie entlang der Talung des Schmoner Baches von Vitzenburg bis zur südwestlichen Hangkante der Querfurter Platte steht die **Röt-Formation** in weiter Verbreitung oberflächennah an und ist an zahlreichen Stellen aufgeschlossen. Die Summe der Aufschlüsse überdeckt nahezu lückenlos das gesamte Rötprofil. Aus diesem Grund hat man die Region als Ausgangspunkt für eine moderne lithostratigraphische Gliederung genutzt (EXNER 1999, LEPPER et al. 2013).

Die Röt-Formation entstand in einer Periode, in der Mitteleuropa immer stärker unter marine Verhältnisse geriet. Bereits im Chirotheriensandstein zeigen seltene Fossilfunde (*Costatoria costata*) marinen Einfluss an. In den lithostratigraphischen Gliederungen lässt man den Röt jedoch mit der Salinar-Serie der Vitzenburg-Subformation beginnen. Das Rötssalinar besteht im Gebiet aus zwei Zyklen, die jeweils mit der Ausscheidung von Steinsalz enden. Im oberflächennahen Bereich ist das bis um 40 m mächtige Rötssalz komplett abgelautet und wird von geringmächtigen Residualbildungen vertreten. Die Anhydrite sind in der Regel vergipst. Schlangengipse, grobkristalline („porphyrische“) Gipse und Fasergipse sind im Basisgips (soAN2) häufig anzutreffen.

Über dem Gips soAN2 folgt ein Schichtpaket aus meist grauen, untergeordnet auch roten, dolomitischen Mergeln mit einigen fossilreichen Dolomit- und Dolomitmergelsteinbänken (Myophoriendolomite oder Göschwitz-Subformation). Zwei kräftige Dolomitbänke im höheren Teil der Schichtfolge sind besonders fossilreich. Ob sie aber der lithologisch ähnlichen Muschelbrekzie und Tenuisbank des Jenaer Profils entsprechen, ist umstritten. Die Fossilien jedenfalls belegen eine kurze Episode annähernd vollmariner Verhältnisse. In den harten Dolomiten trifft man häufig auf das Leitfossil des unteren Anisiums, die Muschel *Costatoria costata* (s. dazu BACHMANN & KOZUR 2004: 28). Weitere häufige Fossilien sind die Muscheln *Hoernesia socialis* und *Neoschizodus laevigatus*, zwei langlebige Durchläufer bis zum basalen Keuper, sowie kleine Schnecken der Gattung *Omphaloptycha*. Der seltene Ammonit *Beneckeia tenuis* als stratigraphisch frühester Vertreter der Ammoniten im Germanischen Becken ist bei Nebra gefunden worden. Nicht selten kann man die rhombischen Schmelzschuppen von Fischen und Knochenreste kleiner Reptilien beobachten.

Die Myophoriendolomite wurden früher wegen ihrer Festigkeit als Pflastersteine gewonnen. Kleine Steinbrüche waren um 1900 auf dem Katzel bei Nebra im Betrieb. Der derzeit beste Aufschluss in den Myophoriendolomiten mit fossilreicher „Muschelbrekzie“ liegt an der Böschung eines Hohlweges E von Weißenschirmbach. Dort sind die typischen Fossilien zu finden. Der obere Teil der Subformation ist auch an Glockens Eck (Halt 7) hervorragend aufgeschlossen.

Über dem Horizont der Myophoriendolomite (Göschwitz-Subformation) beginnt der mittlere Röt (wegen überwiegend roter Gesteinsfarben früher auch als „Roter Röt“ oder als „Pellitröt“ bezeichnet). Er wird heute in drei Subformationen untergliedert. Ein dickes Gipspaket (soAN3, Glockenseck-Subformation), das um 10–12 m Mächtigkeit erreicht, bildet die Basis des mittleren Röts. Dieser Übergang ist an Glockens Eck bei Dorndorf (Prallhang der Unstrut, Typuslokalität, Abb. 1) hervorragend aufgeschlossen (siehe Erläuterungen zu Halt 7, Glockens Eck). Im soAN3 sind auch Subrosionserscheinungen (Gipskarst) zu beobachten. Erdfälle (Einbruch von Karsthohlräumen) sind bei Dorndorf vorgekommen. Dort geht eine alte Geschichte um, dass ein Bauer mit seinem Fuhrwerk von einem plötzlich einbrechenden Hohlraum in die Tiefe gerissen wurde.

Das Profil des mittleren Röts setzt mit einer um 50 m mächtigen Serie überwiegend intensiv roter, in einigen Lagen auch grünlicher Tonsteine fort. Sie waren ein wichtiger Rohstoff für das Zementwerk Karsdorf und wurden in einem großen Tagebau (Halt 4) gewonnen – wichtigster Aufschluss in dieser „Werksfolge Karsdorf“, jetzt Karsdorf-Subformation. Die Karsdorf-Subformation wird in zwei Niveaus untergliedert: die Untere Violettfolge und die Rote Werksfolge. Durch Aussetzen der massiven Gipsführung und Übergang zu überwiegend rotvioletten Tonsteinen entwickelt sich die Untere Violettfolge aus dem Gips soAN3. An der Basis kommen einige dolomitische Lagen vor, weiter oben auch Knollengipse. Fasergipslagen und dünne sandige Horizonte komplettieren das Bild. In einigen Horizonten können auch Steinsalz-Pseudomorphosen beobachtet werden.

Die Untere Violettfolge geht im Hangenden in die überwiegend roten Ton- und Tonmergelsteine der Werksfolge im engeren Sinne über. Das intensiv rote Gestein enthält einige grüne Horizonte in Begleitung von dünnen Sandsteinlagen mit dolomitisch oder kieseligem Bindemittel. Die Gipsführung tritt nun sehr stark in den Hintergrund. Besonders konstant sind die beiden festen Sandsteinbänkchen des „Doppelquarzits“, die im Profil etwas oberhalb der Mitte des gesamten Schichtpakets liegen. Diese Sandsteinbänkchen enthalten nicht selten Fossilien, allerdings überwiegend schlecht erhalten, beispielsweise Steinkerne der Muscheln *Costatoria costata* und *Neoschizodus laevigatus*, dazu die Spurenfossilien *Rhizocorallium jenense* und *Diplocraterion*.

Über der Karsdorf-Subformation folgt die 30–40 m mächtige Gleina-Subformation, eine Wechselfolge von knolligen Gipsen und überwiegend roten bis rotvioletten Tonsteinen und Tonmergelsteinen (Horizont der oberen Gipse, soAN4). In ihrem hangenden Teil enthält sie in der Region einige dolomitische Bänkchen mit mariner Fauna noch unter dem Vulgarisdolomit. Dieser hangende Abschnitt der Gleina-Subformation markiert den Übergang zu den marinen Schichten des Oberröts (Myophorienschichten, Dornburg-Subformation). Gute Aufschlüsse finden sich an der sog. Fliegerrutsche am Segelflugplatz Laucha–Dorndorf und an der Bergstraße oberhalb von Reinsdorf.

Im Vulgarisdolomit, einem wichtigen biostratigraphischen Leithorizont (Grenze Aegeum/Bithynium), treten erstmals typische „Muschelkalkfossilien“ in größerer Zahl auf, u. a. *Myophoria vulgaris* als Indexfossil. Die Muschelkalkfauna löst nun die „Rötfauna“ mit *Beneckeia tenuis* ab (BACHMANN & KOZUR 2004: 28).

Über dem Vulgarisdolomit folgen noch einige Meter graue Mergel mit rötlichen, teilweise auch grünlichen Knollengipsen an der Basis. Die Knollengipslage gibt im unteren Unstrutgebiet einen guten lithostratigraphischen Leithorizont ab. Die Mergel werden zum Hangenden hin zunehmend feinschichtig und nehmen den Charakter gebänderter (laminiertes) Stillwassersedimente an (teilweise in mm-dünner Wechsellagerung von grauen Ton- und gelblichen, etwas feinsandigen Siltlagen). Darin kommen marine Fossilien vor: *Myophoria vulgaris*, *Neoschizodus laevigatus*, *Lingula tenuissima*, *Acrodus lateralis* und weitere Fischschuppen und -zähne sowie Reptilreste. Die Wirbeltierreste finden sich teilweise noch artikuliert (kleine Pachypleurosauriden, Schädel-/Kieferreste von Fischen (*Colobodus*, *Saurichthys*)).

Der Röt klassischer Definition in Thüringen endet mit den Myophorienschichten (Dornburg-Subformation), die in etwa der unteren Hälfte eine vollmarine Fauna führen. Sowohl faziell als auch faunistisch leiten sie zum Muschelkalk über und wurden deshalb früher zuweilen dem Muschelkalk zugerechnet. Die Myophorienschichten erreichen im Gebiet um 16–20 m Mächtigkeit und werden in zwei Abschnitte untergliedert: eine fossilreiche Wechselfolge von Mergeln und festen Kalkbänken, die „Myophorienplatten“, und darüber folgende Ton- und Tonmergelsteine mit einigen Mergeldolomit-Lagen, die „Myophorientone“.

Eine dm-mächtige Geröllbank mit grünlichem Glaukonit, die „konglomeratisch-glaukonitische Grenzbank“, markiert die Basis der Myophorienplatten (und damit der Dornburg-Subformation). Kleine, selten über 1 cm messende, gut gerundete Gerölle eines dunkelgrauen, dichten Mikrits liegen in einer festen Mergelkalkmatrix mit grünen Glaukonitkörnern. Das Gestein enthält Muscheln (*Myophoria vulgaris*) und Wirbeltierreste: Haizähne (*Acrodus lateralis*), Zähne und die charakteristischen rhombischen Schuppen von Schmelzschuppen („*Colobodus*“, *Gyrolepis*) sowie Knochen und Zähne von Sauropterygiern, darunter schon recht großwüchsige Formen. Die glaukonitisch-konglomeratische Grenzbank ist in ganz Nord- und Ostthüringen verbreitet. Bei Dornburg an der Saale kommen in dem Niveau auch zwei konglomeratische Bänke vor.

Die um 8–10 m mächtigen Myphorienplatten sind eine Wechselfolge von harten Kalken

und weichen, grünlichgrauen Mergeln im Dezimeterbereich, eine ähnliche Fazies wie die der Ceratitenschichten im Oberen Muschelkalk. Dichte Muschelpflaster bedecken die Schichtflächen der Kalkplatten. Zwischen den Muschelsteinkernen findet sich auch regelmäßig der als Leitfossil für das Unterer Muschelkalk wichtige Ammonit *Beneckeia buchi*. Die Unterseite der Kalkplatten zeigt häufig Wülste, die als Füllungen schmaler Fließrinnen („gutter casts“) gedeutet werden können und auf zeitweise recht kräftige Strömungen hinweisen. Dicht gepackte Muschelreste (Schill) füllen die Rinnen häufig aus. Fisch- und Reptilreste kommen ebenfalls häufiger vor. Die weichen Mergel zwischen den Kalkplatten enthalten zahlreiche Fossilien, darunter doppelklappige Steinkerne von Myophorien in Lebendstellung.

Nach oben gehen die Myophorienplatten in die ebenfalls um 8–10 m mächtigen Myophorientone über, fossilarme, graue Tonmergel mit einzelnen Mergeldolomitbänken. Zerfressen wirkende Hohlräume in den Mergeldolomiten lassen sich auf die Auslaugung ursprünglich vorhandener Anhydritflocken oder -knollen zurückführen. In Kombination mit der Fossilarmut deuten die lithologischen Befunde auf eine Entstehung der Myophorientone in einem hypersalinaren Becken hin. Trotz dieser ungünstigen faziellen Bedingungen konnten in den Mergeldolomiten Fossilien nachgewiesen werden. Der Aufschluss Fliegerrutsche am Segelflugplatz Laucha-Dorndorf lieferte interessante Reptilreste, ebenso der Aufschluss unter dem Steilhang über dem Weinberg des Weingutes Pforta bei Bad Kösen. Gelbe Dolomitmergelsteine bilden im Hangenden die Grenze zum Unteren Muschelkalk.

2.3 Muschelkalk (Abb. 6)

Ein wesentlicher Teil des Saale-Unstrut-Triaslandes wird von Muschelkalkflächen eingenommen, in erster Linie vom Unteren Muschelkalk. Mittlerer und Oberer Muschelkalk sind weitgehend auf das Muldeninnere von Querfurt- und Naumburg-Mulde beschränkt. Während der Muschelkalk auf den Hochflächen von känozoischen Lockergesteinen verhüllt ist, tritt er an den Talflanken häufig zu Tage und bildet charakteristische Steilhänge mit den Felsbastionen der Bankzonen.

Schon in der zweiten Hälfte des 19. Jh. wurden die Grundzüge der Gliederung des Muschelkalks erarbeitet. Sie hat sich bis heute bewährt und ist in die aktuelle, auf dem Formationsprinzip beruhende lithostratigraphische Gliederung eingeflossen. Der Muschelkalk erreicht in der Unstrutregion (Bereich Thüringer Senke) maximal um 250–260 m Gesamtmächtigkeit. Davon entfallen allein bis zu 120 m auf den Unteren Muschelkalk. Der Grad der Subrosion des Muschelkalksalinars (Mittlerer Muschelkalk) wirkt sich allerdings ganz erheblich auf die vor Ort tatsächlich anzutreffende Gesamtmächtigkeit aus. Die häufigen Wechsel von weichen, weniger erosionsbeständigen Gesteinen und festen Bänken verursacht charakteristische Erosionsformen (Schichtstufen) der Talhänge. Die Steilhänge des Unteren Muschelkalks mit ihren Felsgürteln begleiten die Täler von Saale und unterer Unstrut und formen in den engen Durchbruchstätern bei Freyburg und bei Bad Kösen besonders eindrucksvolle Landschaftsbilder.

2.3.1 Unterer Muschelkalk (mu)

Drei Wellenkalkserien mit abschließenden Bankzonen sind die klassische Grundlage der lithostratigraphischen Gliederung des Unteren Muschelkalks, der im Exkursionsgebiet zur Jena-Formation zusammengefasst wird.

Der Untere Wellenkalk (muW1) erreicht in der Region etwa 45–50 m Mächtigkeit. Davon entfallen zwischen 7 und 13 m auf die Oolithbänke (muOB). Diese ist damit die mächtigste, aber auch unbeständigste der drei Bankfolgen der **Jena-Formation**. Selbst innerhalb der relativ geringen Fläche des Saale-Unstrut-Triaslandes sind ganz erhebliche Schwankungen in Fazies und Mächtigkeit zu beobachten. Im Saaletal bei Kösen-Saaleck sind die eigentlichen

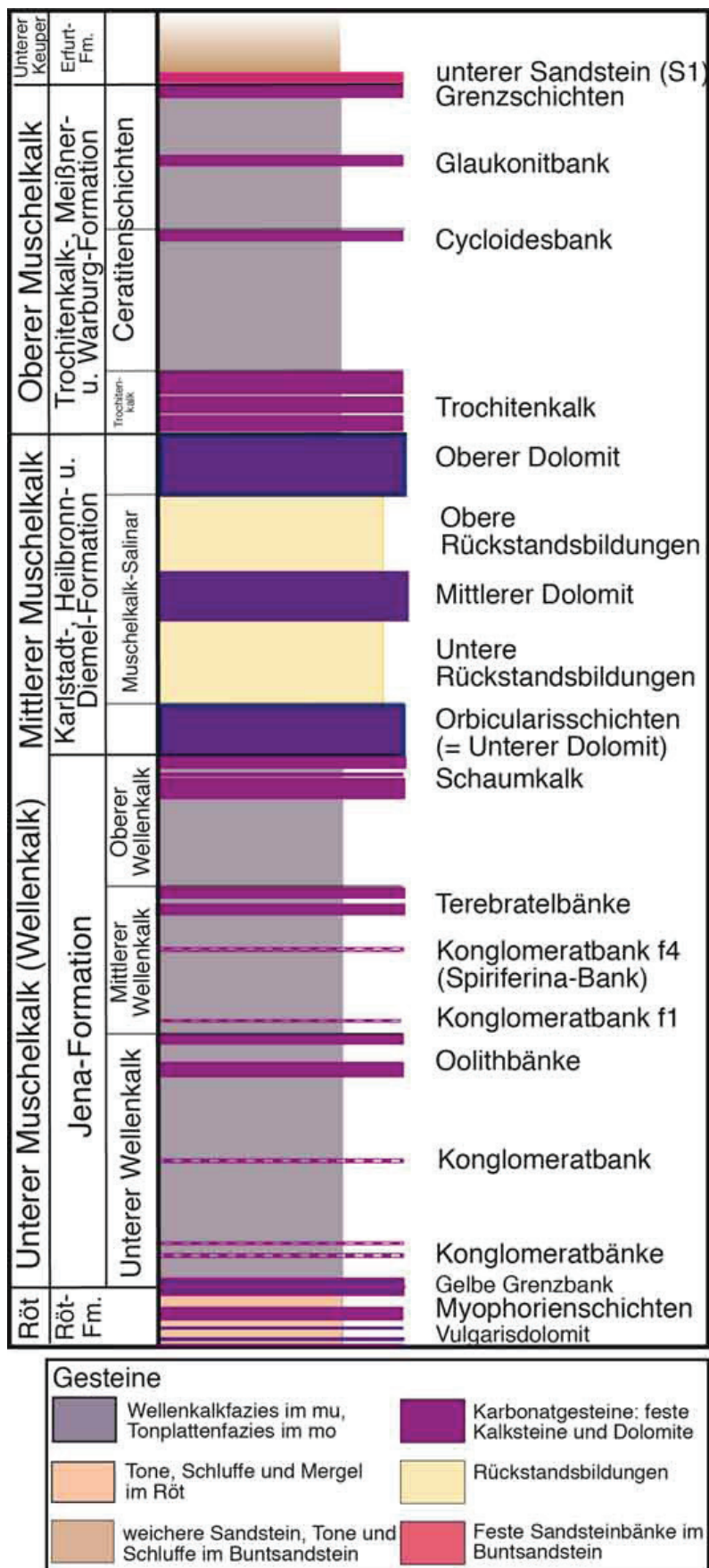


Abb. 6: Schichtenfolge des Muschelkalks (aus MÜLLER 2014).

Oolithbänke oft nur undeutlich ausgeprägt und im Gelände manchmal schwer auszumachen. Diese Verhältnisse kommen denen des klassischen Jenaer Profils schon recht nahe. Zwischen Freyburg und Bad Bibra hingegen sind die Bänke oft ganz markant in Schaumkalkfazies entwickelt. Besonders die untere Bank überschreitet dort häufig 2 m Mächtigkeit (Bad Bibra).

Der Mittlere Wellenkalk (muW2) erreicht durchschnittlich um 25 m Mächtigkeit. Davon entfallen etwa 3–4 m auf die Terebratelbänke (muT). Diese bestehen aus zwei etwa 1 m mächtigen, durch ein Wellenkalkmittel um 1,5 m Mächtigkeit voneinander getrennten Werksteinbänken. Im Gegensatz zu den Oolithbänken sind die Terebratelbänke ein in Mächtigkeit und Lithologie recht konstantes und beständiges Schichtglied des Unteren Muschelkalks der Region. Bis zu vier Konglomeratbänkchen (entsprechend den vier f-Bänkchen des Jenaer Profils) bilden charakteristische Hartbänke im Mittleren Wellenkalk. Besonders konstant in der Region sind die Bänke f1 (dicht über der oberen Oolithbank) und f4 (der unteren Terebratelbank angenähert) ausgebildet. Letztere wird aufgrund charakteristischer Fossilien (Brachiopode *Punctospirella fragilis*, früher *Spiriferina*) auch als *Spiriferina*-Bank bezeichnet. Sie bildet mit ihrem Fossilinhalt eine wichtige Leitbank.

Der Obere Wellenkalk (muW3) wird zwischen 16 und 18 m mächtig. Hinzu kommen die zwischen ca. 4,5 und 10 m ganz erheblich schwankenden Schaumkalkbänke. Die Mächtigkeitsschwankungen werden vor allem von der unteren oder Hauptschaumkalkbank verursacht. Bei Eckartsberga oder auf dem Rödel bei Freyburg übersteigt sie kaum 1 m und bleibt manchmal sogar darunter. Bei Bad Kösen (Fränkenau) schwillt sie teilweise auf fast 5 m an. Im Borntal bei Laucha sind es um 3,5 m, bei Freyburg noch zwischen 2 m und 2,5 m. Das Mittel zur oberen Bank und die obere Bank selbst differieren von Ort zu Ort ebenfalls ganz beträchtlich. Recht charakteristisch ist die feinkonglomeratische Basis der oberen Schaumkalkbank. Selbst dort, wo sie dolomitisiert ist (Zscheiplitz, Halt 9), ist sie aufgrund dieser Eigenheit im Gelände immer noch eindeutig anzusprechen, was eine sichere Grenzziehung zum Mittleren Muschelkalk erlaubt.

Die Werksteinbänke bilden aufgrund ihrer Festigkeit die kennzeichnenden Geländestufen und Felsgürtel der Wellenkalk-Steilhänge. Als gutes Baumaterial sind sie über Jahrhunderte als „Werksteine“ abgebaut worden. Im Gegensatz zum fossilärmeren Wellenkalk enthalten die Werksteinhorizonte oft zahlreichere und besser erhaltene Fossilien. Sie erlauben daher einen herausragenden Einblick in die Faunen des Unteren Muschelkalks. Der (heute nicht mehr stattfindende) großflächige Abbau des Gesteins hat natürlich zu den zahlreichen Fossilfunden beigetragen, weshalb schon allein deshalb wirtschaftlich weniger interessante Horizonte diesbezüglich eine schlechtere Bilanz aufweisen. Besonders bekannte Fossilfunde sind wunderschön erhaltene Exemplare der Seelilie *Carnallicrinus carnalli* (früher vor allem bei Freyburg – Schleberoda gefunden), seltene Cephalopoden (*Pleuromutilus*, *Parapinacoceras*, *Judicarites* u. a.) sowie Reste von Sauropterygiern, *Placodus* und *Mixosaurus*.

2.3.2 Mittlerer Muschelkalk (mm)

Über der oberen Schaumkalkbank leiten die gelblichen, dolomitischen Orbicularisschichten in den Mittleren Muschelkalk über. Das Problem der Grenzziehung und der Ausbildung einer dritten Schaumkalkbank ist vielfach diskutiert worden. Ob man ein lokal vorhandenes, wenig signifikantes konglomeratisches Niveau in den Orbicularisschichten als Äquivalent dieser Bank auffasst, bleibt Ansichtssache. Die Unteren Dolomite sind oft von lagig angeordneten Hohlräumen mit schönen Kalzitkristallen („Drusenbank“) durchzogen, welche aufgelöste Gipsknollen repräsentieren, und enthalten lokal neben den meist schlechten Steinkernen von *Neoschizodus orbicularis* zahlreiche disperse Reste von Fischen (*Nephrotus chorzowiensis*) und Sauropterygiern (wichtiger Vertebraten-Horizont). Bereits Mitte des 19. Jh. beschrieb

H. v. MEYER (1851) aus diesem Niveau eine reiche Fauna von Esperstedt bei Querfurt.

Aus den Orbicularisschichten (Untere Dolomite oder **Karlstadt-Formation**) entwickelt sich die Salinarserie des Mittleren Muschelkalks (**Heilbronn-Formation**) mit Anhydrit/Gips und Steinsalz, die zusammen mit den „Wechselagerungen“ eine wenig verwitterungsresistente Gesteinseinheit bilden und an den Talhängen zurücktreten. Sie sind deshalb auch selten aufgeschlossen. Der Mittlere Muschelkalk schließt mit den Oberen Dolomiten (**Diemel-Formation**) mit charakteristischen Hornsteinlagen ab. In dieser Zone kommen erstmals nach der Salinarphase wieder Fossilien in nennenswerter Zahl vor.

Im Ausstrichbereich des Mittleren Muschelkalks fehlt das Salz natürlich komplett und die Anhydrite sind vergipst, angelaut oder vollständig abgelaut. An ihre Stelle treten dann geringmächtige Residualbildungen. Die oberflächennahen Profile des Mittleren Muschelkalks sind also stark mächtigkeitsreduziert und betragen etwa 40–50 m.

Wegen der geringen Verwitterungsbeständigkeit ist der Mittlere Muschelkalk meist erodiert. Auf den Schaumkalkbänken (Dachfläche des Unteren Muschelkalks) bildet er deshalb häufig eine Verebnungsfläche und nur einige Meter der gelben Dolomite an der Grenze zu den Schaumkalkbänken haben die Abtragung überstanden. Sie bildeten oft den Abraum in den Schaumkalkbrüchen und sind dort auch heute noch gut zugänglich.

2.3.3 Oberer Muschelkalk (mo)

Das Profil des Oberen Muschelkalks entspricht im Wesentlichen der Ausbildung im Thüringer Gebiet. Allerdings ist der Obere Muschelkalk im engeren Raum nur auf den Kern der Querfurt- und Naumburg-Mulde beschränkt. Weitere Verbreitungsgebiete liegen um Eckartsberga und Bad Sulza. Insgesamt führt die geringe Ausdehnung im Muldeninneren natürlich zu einer gewissen Aufschlussarmut.

Der Übergang Mittlerer/Oberer Muschelkalk ist am besten an der Krähenhütte oberhalb von Bad Sulza aufgeschlossen (VOIGT et al. 2002: 185). Über viele Jahrzehnte ist hier der Abbau umgegangen und hat ein umfangreiches Steinbruchgelände hinterlassen, dessen tiefere Teile heute schon stark verwachsen sind. Das Profil kann jedoch als Standard für diesen stratigraphischen Abschnitt dienen. Über dünnschichtigen dolomitischen Mergeln an der Basis der Schichtenfolge folgt eine 8,3–8,5 m mächtige Serie knauerig-stückiger unreiner Kalke, in die zwei feste Bänke von jeweils etwa 0,4 m Mächtigkeit eingeschaltet sind; die untere liegt etwa 2 m, die obere etwa 4 m über der Basis. Die untere Bank ist porös, enthält feinen Mollusken-schill sowie Hornsteine. Sie lieferte wohl die meisten der Saurierknochen, für die der Bruch früher berühmt war. Im Profil folgen 1,5–3 m massive oolithische Kalke, dann nochmals bis zu etwa 1,5 m Knauerkalk, und den Abschluss bilden bis zu 4 m mächtige fossilreiche Wulstkalke voller Terebrateln (*Coenothyris vulgaris*), die etwas rötlich herauswittern, und anderer Fossilien (*Plagiostoma*, *Prospodylus*, *Newaagia*, *Costibakevellia* u. a. Muscheln, Zähne von *Hybodus*). Die Wulstkalke sind eine Sonderfazies des Trochitenkalkes und enthalten nur wenige Stielglieder von *Encrinus liliiformis*. Die trochitenreiche Normalfazies (**Trochitenkalk-Formation**) kann man in einigen kleinen Aufschlüssen um Eckartsberga und bei Pomnitz beobachten. Bei Pomnitz beginnt der Trochitenkalk mit einer trochitenreichen ersten Bank, die auch den Brachiopoden *Tetractinella trigonella* enthält (*Tetractinella*-Bank). Diese Bank ist weit über Mitteleuropa hinaus überregional verbreitet und gibt einen guten Leithorizont, fehlt aber offensichtlich bei Bad Sulza.

Aufschlüsse in den Ceratitenschichten (**Meißner-Formation**) sind noch seltener als im Trochitenkalk. Der wichtigste frühere Aufschluss, der Eisenbahnanschnitt bei Großheringen (HENKEL 1904), lieferte neben Ceratiten und den bekannten Muscheln des Oberen Muschelkalks auch Reste eines Fisches in einer Kalkgeode sowie einen Schlangensterne („*Ophiura*“).

Der Aufschluss legte auch die *Cycloides*-Bank als wichtigen Leithorizont des Oberen Muschelkalks frei. Heute ist er verwachsen und nur in den kleinen Wasserrissen, die von der Höhe zwischen Tultewitz und Abtlöbnitz zum Saaletal führen, findet man Gesteine der Ceratitenschichten. Darin konnten Ceratiten bis zum Niveau der spinosen Formen (*spinusus*-Zone) beobachtet werden. Neue Nachweise kommen aus subrosionsbedingten Einsturztrichtern im Steinbruch des Zementwerks Karsdorf. Auch dort wurden Ceratiten bis zur *spinusus*-Zone ermittelt.

2.4 Keuper und jüngerer Mesozoikum

Gesteine des basalen Keupers sind im engeren Gebiet nur als Erosionsrelikte im Zentrum der Naumburg-Mulde erbohrt worden. Großflächig verbreitet sind sie außerhalb des Exkursionsgebietes im Thüringer Becken. Selbst in Karstschlotten im Muschelkalk ist bisher kein Keuper nachgewiesen worden. Vermutlich ist der Keuper bereits im ältesten Paläogen abgeräumt worden, bevor die eozäne Verebnungsfläche entstand.

Von Jura bis Kreide fehlt in der engeren Saale-Unstrut-Region jede Spur, obwohl man davon ausgehen kann, dass wenigstens der marine Lias noch wesentlich weiter verbreitet war als heute in den Reliktorkommen der tektonischen Gräben im Thüringer Becken (Umgebung des Seebergs und der Drei Gleichen sowie bei Eisenach) dokumentiert ist. Im Norden und Nordwesten liegen die nächsten Liasorkommen in der Subherzynyen Mulde bei Quedlinburg. Ob die Vorstöße des Liasmeeres auch das engere heutige Saale-Unstrut-Gebiet erreichten, ist nicht mehr sicher zu beantworten, aber anzunehmen. Immerhin wurden in der marinen Böhlen-Formation (Unteroligozän) südlich von Leipzig umgelagerte Liasfossilien gefunden. Sie belegen eine unteroligozäne Erosion von Lias im Einzugsbereich des damaligen Flusssystemes in Ostthüringen (MÜLLER, pers. Beob.).

Vom Dogger bis in die tiefere Kreide war das Gebiet vermutlich Festland. Die nächsten Vorkommen von höherem Jura und tieferer Kreide liegen so weit außerhalb, dass man daraus keine sicheren Schlüsse für die Region ziehen kann. Die räumlich weit ausgreifenden Transgressionen in der tieferen Oberkreide (Cenoman/Turon) könnten die mitteldeutsche Region dagegen durchaus erreicht haben. Dafür spricht ein heute isoliertes Vorkommen mariner Oberkreide im Ohmgebirgs-Graben (Eichsfeld). Das paläogeographisch wichtige Vorkommen ist nur erhalten geblieben, weil es tektonisch unter die heutige Landoberfläche geraten ist und von der späteren Erosion verschont blieb.

Erst ab dem Känozoikum (tieferes Paläogen) ist geologische Geschichte im engeren Gebiet auch wieder durch Sedimente belegt, wenn man von einigen Punkten bei Eisleben absieht, wo in Subrosionsstrukturen möglicherweise noch höchste Oberkreide (Obermaastricht; BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH 2008) vorhanden ist. Diese känozoische Geschichte ist aber eng verbunden mit der tektonischen Reaktivierung der Region in der Oberkreide (Inversionstektonik mit Höhepunkt Campanium). Das hierbei entstandene Schollenmosaik mit den unterschiedlichen Bewegungen der Schollen („Hochschollen“ versus „Tiefschollen“) hat ganz maßgeblich die känozoische Geschichte der Region beeinflusst.

2.5 Känozoikum

Die große Schichtlücke von Jura bis Kreide setzt sich noch bis in das älteste Paläogen (Paläozän) fort, denn auch paläozäne Gesteine fehlen nahezu komplett und die wenigen Nachweise sind an die ältesten Karststrukturen in Zechsteinanhydriten der Südharzregion gebunden. Der Abschnitt höhere Oberkreide (Santonium) bis zum Paläozän war eine Zeit der Landhebung, Abtragung und erster tiefgehender Verkarstung. Auf diese Weise entstand allmählich die eozäne Landoberfläche (Verebnungsfläche) mit ihrer tief reichenden Verwitterungsdecke

und daraus resultierenden Residualbildungen (Weißlehmdecke mit eozänen „Basistonen“, „Kapseltonen“).

Ab höherem Eozän lag die mitteldeutsche Region im unmittelbaren südlichen Küstenbereich der Nordsee (BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH in BACHMANN et al. 2008). Die Höchststände des Meeresspiegels erreichten oft Werte weit über das heutige Niveau hinaus. Im Gefolge rückte die südliche Küste der paläogenen Nordsee phasenweise weit nach Süden vor. Im Paläozän und tieferem Eozän pendelte sie im Raum Helmstedt–Subherzynes Becken und stand dicht vor dem Exkursionsgebiet. Kurze Ingressionen reichten sogar schon bis in das mitteldeutsche Ästuar. Das war jedoch nur ein Vorspiel für die im Oligozän folgenden, nahezu kompletten Überflutungen der mitteldeutschen Region. Für einige Millionen Jahre stellten sich überwiegend vollmarine Verhältnisse ein, und temporär dehnte sich die tertiäre Nordsee bis an den Nordrand der Mittelgebirgsschwelle aus. In diesem Küstenraum entwickelten sich zeitweise ausgedehnte paralische Küstenmoore. Aus den Mooren entstand ein großer Teil der Braunkohlen Mitteldeutschlands.

Flüsse entwässerten zu dieser Zeit das Hinterland von Böhmen bis Thüringen über den mitteldeutschen Raum hinweg zur Nordsee. Sie hinterließen südlich einer Linie Freyburg-Naumburg-Zeitz mehr oder weniger ausgedehnte Schotterkörper von hochreinen Quarzkiesen mit charakteristischem Anteil schwarzer Kieseliefer. Westlich des heutigen Saaletales, auf den Höhen zwischen Bad Kösen und Freyburg, sind die paläogenen Flussablagerungen nur punktuell erhalten. Noch weiter westlich findet man Reste dieser Flussablagerungen (Quarzkiese mit Kieseliefer) fast nur noch in Spaltenfüllungen des Muschelkalks. Dort belegen sie eine ursprünglich viel größere Ausdehnung der Schotterzüge. Zwischen Saale und Elster hingegen nehmen die paläogenen Flussschotter noch heute große Flächen auf Buntsandstein und Muschelkalk ein. Die lokal darin enthaltenen Braunkohlen sind früher Gegenstand kleinerer Abbaue gewesen (z. B. Scheiplitz am Wethautal mit einer wichtigen fossilen Flora). Einige Kiesgruben beuten heute noch die paläogenen Flussschotter aus.

Nicht nur die zahlreichen Nachweise der fluviatilen Kiese und Sande im Gebiet, sondern auch die weite Verbreitung der Tertiärquarzite auf den Triashöhen östlich des mittleren Saaletales, insbesondere zwischen Jena und Camburg, sind Indizien für eine ehemals geschlossene Decke paläogener Sedimente. Die massiven Quarzite blieben als besonders verwitterungsresistente Reste dieser Tertiärdecke übrig, wurden zuweilen aber auch über gewisse Strecken vom Elster-Inlandeis transportiert.

Aufgrund des hohen Meeresspiegels besaßen die paläogenen Flüsse über größere Zeiträume ein überwiegend recht geringes Gefälle und verursachten deshalb in der Regel auch nur eine geringe Tiefenerosion, überdeckten aber mit ihren pendelnden Flussläufen große Flächen. Tiefe Taleinschnitte aus dieser Zeit sind nicht bekannt. Auf den Karbonatgesteinen des Muschelkalks trifft man schließlich noch auf Reste von Karsterscheinungen an der alten Landoberfläche: kleinere Dolinen, Karstschlotten und Spaltenfüllungen. In einer Karstspalte fand man bei Camburg sogar die Reste eines eozänen Krokodiles (*Diplocynodon*). Im engeren Exkursionsgebiet sind tertiäre bis altquartäre Karsterscheinungen derzeit vor allem am Süd- und Westrand der Querfurter Platte zu beobachten. Durch Subrosion des Rötalinars (Steinsalz und Gips) entstanden Dolinen und Einsturztrichter mit Resten paläogener Sedimentfüllungen. Sie sind heute im Kalkstein-Tagebau des Zementwerks Karsdorf hervorragend aufgeschlossen und enthalten neben kohligen Holzresten (Xyliten) nach neuesten Untersuchungen zahlreiche Früchte sowie tierische Reste (Schnecken, Schildkröten und Säugetiere). An anderen Stellen im Querfurter Raum sind in kleinen Becken sogar Braunkohle führende paläogene Sedimente von der jüngeren Erosion verschont geblieben. Im 19. Jh. rechnete man offensichtlich mit der Entdeckung größerer Vorkommen und vergab auch großflächigere Konzessionen. Längerfri-

stig lohnenswert waren die Versuche jedoch nicht.

Im Zuge der Latdorf-Transgression an der Wende Eozän/Oligozän und der oligozänen Transgressionen drang das Meer über das mitteldeutsche Ästuar weit nach Mitteldeutschland vor (BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH in BACHMANN et al. 2008). Im Gebiet etablierten sich für einige Zeit marine bis marin-brackische Bedingungen, die fossilreiche Sedimente hinterließen. Sie reichen bis unmittelbar an das Saale-Unstrut-Triasland heran: nördlich von Querfurt–Schraplau das Braunkohlebecken von Röblingen – Amsdorf (Tagebau Amsdorf) mit seinen fossilreichen unteroligozänen Tonen und Silten, und NE der Naumburger Umgebung, bei Teuchern–Profen, die etwas älteren marin-brackischen Sedimente der Domsen-Formation aus der Übergangszeit Eozän/Oligozän sowie fossilreiche unteroligozäne Sedimente der Böhlen-Formation.

Im engeren Gebiet, besonders im nördlichen Thüringer Becken unmittelbar südlich der Finne, sind immer wieder Funde von tertiären Mollusken verzeichnet worden. Allerdings existieren keine seriösen Profilaufnahmen der Fundorte, so dass nicht sicher ist, ob es sich um quartär verschlepptes und umgelagertes Material handelt, oder ob tatsächlich punktuell Erosionsrelikte mariner oligozäner Sedimente existieren. Die Erhaltung der Mollusken lässt nicht auf einen langen Transport schließen, manche Gehäuse wären auch viel zu fragil dafür. Solche Beobachtungen sind jedenfalls wichtige Indizien für eine ursprünglich viel weitere Verbreitung mariner oligozäner Sedimente in unserem Raum.

Während der geologische Untergrund des Exkursionsgebietes von triassischen Gesteinen bestimmt wird, ist das heutige Landschaftsbild durch klimatisch gesteuerte Erosions- und Akkumulationsprozesse im Quartär geformt worden. Von wesentlicher Bedeutung sind dabei die Dynamik der Flüsse Saale und Unstrut (Einschnitts- und Aufschotterungsphasen), die mehrfache Inlandeis-Vergletscherung (Tills und Schmelzwasserablagerungen aus Elster-Kaltzeit und Saale-Komplex) sowie die vielfältigen periglaziären Prozesse der jüngsten pleistozänen Kaltzeit, der Weichsel-Kaltzeit (u. a. Lössaufwehung, Solifluktion, Denudation). Von Steilhängen und künstlichen Aufschlüssen abgesehen stehen daher an der Oberfläche weithin quartäre Bildungen in stark variierender Ausbildung und Mächtigkeit an.

Besondere Aufmerksamkeit verdient die wechselvolle Flussgeschichte im Gebiet der unteren Unstrut, die sich anhand von Schottervorkommen gut rekonstruieren ließ (Abb. 7). Im Unterpleistozän floss die Unstrut von Freyburg durch das Zeuchfelder Tal in Richtung Merseburg und akkumulierte die Zeuchfelder Terrasse. Darin treten limnisch-fluviatile Bildungen auf, die eine reiche Molluskenfauna enthalten. Die über 70 Arten weisen auch pontisch-balkanische Elemente auf (*Fagotia acicularis*, *Valvata naticina*, *Lithoglyphus pyramidatus*; FRITSCH 1898, RUSKE & WÜNSCHE 1964, ZEISSLER 1971). In der Helme-Kaltzeit und der frühen Elster-Kaltzeit (Unter- bis Mittelpleistozän) durchfloss die Unstrut von Laucha–Weischütz kommend das Tal nördlich des Schafberges in Richtung Zscheiplitz und nahm dort die Ilm auf, die bis Balgstädt das heutige Hasselbachtal nutzte. Die vereinigte Unstrut-Ilm mündete südlich von Freyburg in die Saale, die von hier aus durch das Markkröhlitzer Tal nach Osten orientiert war (LEHMANN & LEHMANN 1930). Nach der Talverschüttung durch die Elster-Vergletscherung nutzte die Unstrut wieder das Zeuchfelder Tal und floss wie im Unterpleistozän von Freyburg in Richtung Merseburg, während sich die Saale in der späten Elster-Kaltzeit erneut im Markkröhlitzer Tal einschnitt und die höhere Mittelterrasse abgelagert hat (NAUMANN & PICARD 1909, LEHMANN 1922, SCHULZ 1962, STEINMÜLLER 1980, MENG & WANSA 2005). Im Geiseltal akkumulierten Unstrut und Geisel die holstein- bis frühsaalezeitlichen Körbisdorfer Schotter (LEHMANN 1922). Die zeitgleiche Saale-Hauptterrasse ist in mehreren Vorkommen an beiden Rändern des heutigen Saaletals bis Weißenfels verfolgbar; große Teile von Naumburg wurden auf dieser Terrasse erbaut (STEINMÜLLER 1976). Die Ilm mündet bereits seit der Hauptterrassenzeit

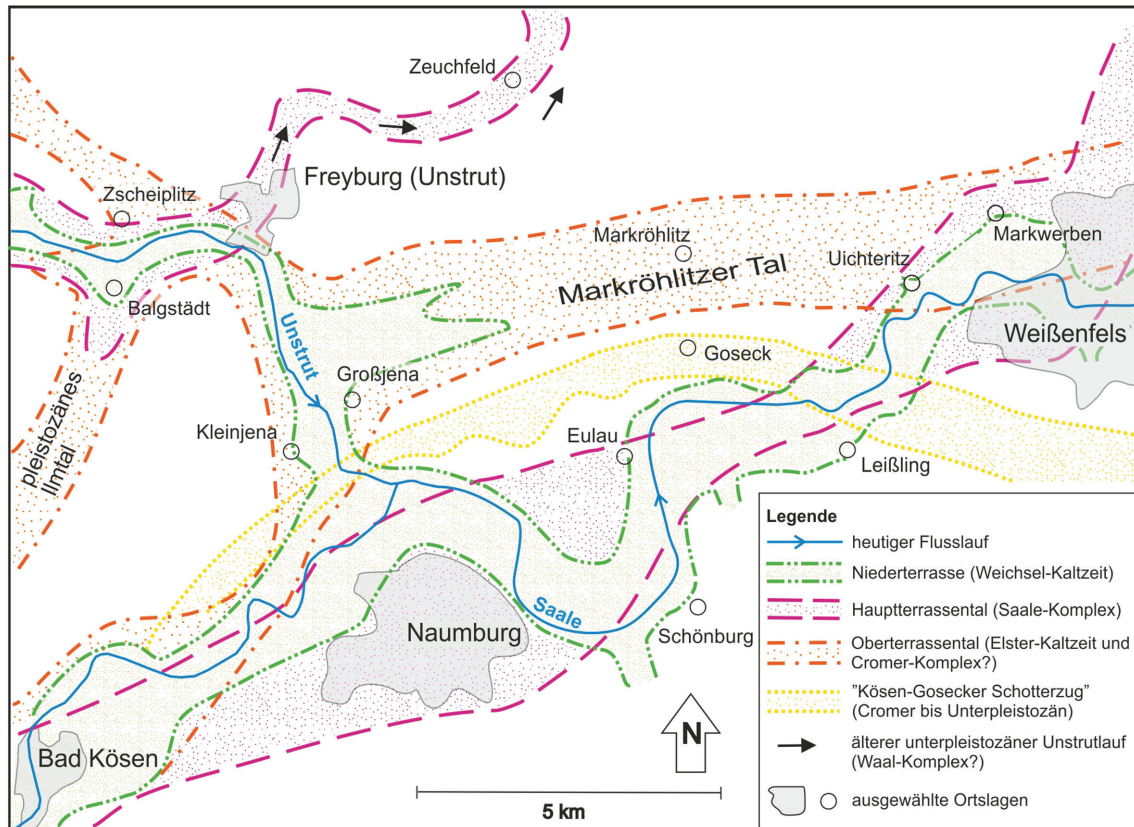


Abb. 7: Pleistozäne Flussgeschichte bei Naumburg (zusammengestellt nach EISSMANN 1975, STEINMÜLLER 1976, 1980, MENG & WANSCHA 2005).

bei Großheringen in die Saale. Mit der Schüttung des Zeuchfelder Sanders, der etwa den Außenrand der Saale-Vereisung markiert, ist das Zeuchfelder Tal verfüllt und der Unstrutlauf nach Merseburg versperrt worden. Die Unstrut verlegte deshalb ihren Lauf in Richtung Südosten und erreicht seitdem bei Naumburg die Saale.

3. Exkursion

Die Exkursionsroute (Abb. 3) führt zunächst von Naumburg aus durch das Unstruttal direkt nach Wangen. Dort beginnt die Besichtigung mit dem ehemaligen Buntsandsteinbruch Wangen (Halt 1). Von Wangen geht es zurück nach Nebra zu den auflässigen Buntsandsteinbrüchen hinter der alten Burg (Halt 2). Es folgt der Röttaufschluss (Vitzenburg- und Göschwitz-Subformation) am Südrand von Liederstädt (Halt 3). Optional kann ein schöner Aufschluss in der Nähe von Weißenschirmbach (Myophoriendolomite, Göschwitz-Subformation, Halt 4) besucht werden, bevor es über Reinsdorf nach Karsdorf weitergeht. In der Umgebung von Karsdorf steht zunächst die große aufgelassene Rötgrube des Zementwerks im Fokus (Halt 5, Typuslokalität der Karsdorf- und Gleina-Subformation), bevor der Aufschluss im Röt/Unteren Muschelkalk an der neuen Umgehungsstraße besichtigt wird (Halt 6). Bei der Gelegenheit kann von einem Aussichtspunkt aus auch ein Blick in den großen Kalksteintagebau des Zementwerks geworfen werden.

Von der Umgehungsstraße aus geht es dann weiter nach Dorndorf/Unstrut, von wo aus nach kurzem Fußweg Glockens Eck erreicht wird (Halt 7, Typuslokalität der Glockenseck-Subformation). Danach führt die Exkursion zu einem schönen Aufschluss in der Oolithbankzone am Langen Berg bei Müncheroda (Halt 8). Ein alter Schaumkalkbruch bei Zscheiplitz (Halt 9) ist der letzte Aufschluss der Exkursion. Von dort wird über Freyburg nach Naumburg zurückgekehrt.

Halt 1: Großwangen, ehem. Buntsandsteinbrüche unter der Altenburg (Geotop 4735-04) (Abb. 8–9)

TK 25: 4735 Nebra (Unstrut), R 4467920, H 5681570, GPS B 51.26 826, L 11.53924

Unmittelbar westlich des Ortes beginnt im Wald entlang der Memlebener Straße ein großes Steinbruchgelände, dessen vorderer, leicht zugänglicher Teil als Geotop ausgewiesen ist. Dahinter (etwa Richtung W) erstrecken sich die Aufschlüsse noch über 600 m im Wald. Man kommt von der Straße her zunächst in den unteren Bruch mit einer hohen Steilwand (Abb. 8), in der die hellen, karbonatischen Sandsteine („Dolomitische Sandsteine“) der Bernburg-Formation die Basis des Profils einnehmen, der bis etwa 6 m aufgeschlossene Hauptgegenstand des früheren Steinbruchbetriebs. Darüber bilden die kaum 3 m mächtigen, überwiegend dunkel-violettrotten „Rotbraunen Rippelschichten“ den Abschluss der Bernburg-Formation. Das Profil setzt sich mit dem Volpriehausen-Sandstein fort, von dem noch etwa 8 m aufgeschlossen sind, einem Wechsel von hellen und lebhaft roten Sandsteinen. Mit der Schichtenfolge und Sedimentologie des Buntsandsteins im Gebiet von Großwangen und Nebra haben sich u. a. HEINZELMANN (1969), RADZINSKI (1995), RADZINSKI & SEIDEL (1997), GAUPP et al. (1998), VOIGT & GAUPP (2000), VOIGT et al. (2002), ROMAN (2003) und BEUTLER et al. (2006) beschäftigt. Die Dolomitischen Sandsteine entsprechen dem Oolith-Horizont λ *sensu* SCHULZE (1969), der von Süden her bis in den Raum Halle aushält (RADZINSKI & SEIDEL 1997, RADZINSKI 1999: 81), bzw. dem 11. Kleinzyklus *sensu* BACHMANN & KOZUR (2004).

Die hellen Dolomitischen Sandsteine der Bernburg-Formation sind überwiegend fein- bis mittelkörnig (Quarz, etwas Feldspat) ausgebildet mit karbonatischem Bindemittel/Zement. Sie zeigen eine ausgeprägte Bankung sowie vorwiegend planare Schrägschichtung. Zwischen den Bänken sind auch feinklastische Lagen (grünliche Ton- bis Feinsandsteine) zu beobachten, die selten Conchostraken enthalten können. In diesen Lagen sind ferner flache Rinnenbildungen, Tongerölle und Trockenrisse vorhanden. Letztere belegen temporäres Trockenfallen des Sedimentationsraumes. Der Sedimentationsraum der Dolomitischen Sandsteine wird als ufernaher Raum eines lakustrinen Gewässers interpretiert, in dem wandernde Barren oder Megarippeln für eine Mischung terrigener Klastika mit Ooiden des lakustrinen Raums sorgten. Die Ooide



Abb. 8: Teilansicht der ehemaligen Buntsandsteinbrüche Großwangen (ortsnaher Bereich, Geotop); A: Dolomitische Sandsteine, B: „Rotbraune Rippelschichten“ der Bernburg-Formation, C: basaler Bereich des Volpriehausen-Sandsteins.

sind fast durchweg frühdiagenetisch dolomitisiert, als Relikte aber oft noch erkennbar, insbesondere in Dünnschliffen (BEUTLER et al. 2006: Abb. 7).

Die „Rotbraunen Rippelschichten“ bestehen überwiegend aus violettroten, fein geschichteten Peliten mit dünnen, mürben Sandsteinbänkchen. Oszillationsrippeln, Netzleisten sowie Tongerölle kommen in diesem Niveau häufig vor. Manche Lagen enthalten Conchostraken. Die millimeterdünnen Lagen sind aber nicht leicht zu finden. Besonders bemerkenswert ist dort das Auftreten der Conchostraken *Magnietheria truempyi* und *M. rybinskensis*, zwei Leitformen der vorletzten bzw. letzten Conchostraken-Zone der Bernburg-Formation (BACHMANN & KOZUR 2016, dieser Band). Diese Zonen sind nur dort erhalten geblieben, wo die Schichtlücke zwischen Bernburg- und Volpriehausen-Formation gering ist. Insgesamt werden die „Rotbraunen Rippelschichten“ als Ablagerungen eines flachen Playa-Sees mit periodischem Trockenfallen gedeutet.

Vom unteren (vorderen) Steinbruchgelände führt ein schmaler Steig hinauf zu einem weiteren Aufschlusspunkt, an dem die Spuren synd sedimentärer tektonischer Ereignisse aufgeschlossen



Abb. 9: Oberer Bereich des Aufschlusses mit synsedimentärer Tektonik (1) im Grenzbereich Bernburg-/Volpriehausen-Formation..

sind. Ferner kommt man hier auch dicht an den fraglichen Quickborn-Sandstein und an den Volpriehausen-Sandstein heran, was an der Steilwand unten nicht möglich ist.

Das unter Vorbehalt zur Quickborn-Formation bzw. -Subformation (RÖHLING 1999) gestellte, etwa 2 m mächtige Sandsteinpaket besteht unten aus einer Wechselfolge dünner, grünlicher und rotbrauner Sandsteine und Pelite. Ein rotbrauner, grobkörniger Sandstein, der erosiv in die unterliegenden Schichten eingreift, bildet den Abschluss. Da diese Schichtgruppe diskordant auf der Bernburg-Formation liegt und auch nach oben, zum Volpriehausen-Sandstein, durch eine Diskordanz begrenzt ist, könnte es sich um ein Erosionsrelikt der Quickborn-Formation handeln (Abb. 9).

Die synsedimentäre Tektonik der Quickborn-Formation ist im Buntsandstein ein seltenes Phänomen (HEINZELMANN 1969, SCHÜLER et al. 1989, BEUTLER et al. 1997, VOIGT & GAUPP 2000, VOIGT et al. 2001). Auf eine flache Winkeldiskordanz folgen noch im unkonsolidierten Zustand deformierte Sandsteine und Pelite. Darin sind auch Tondiapire entwickelt. In der darauf folgenden, feingeschichteten Wechsellagerung von Sandsteinen und Peliten sind kleine, staffelbruchartige Störungen zu einer Grabenstruktur zu beobachten. Darin sind noch etwa 1,5 m einer sandigen Schichtenfolge erhalten, die nur hier anzutreffen ist, außerhalb des kleinen Grabens aber fehlt und flächenhaft abgetragen wurde. Die nächste Sandsteinbank überdeckt diskordant die Struktur. Durch diese Lage kann das Alter des Grabens in den Grenzbereich Bernburg-Formation/Volpriehausen-Formation eingeordnet werden, was der in Schwellenregionen weit verbreiteten V-Diskordanz im Buntsandstein entspricht. Da sich der Aufschluss und Graben in Fortsetzung der Kyffhäuser-Nordostrand-Störung befindet, nehmen SCHÜLER et al. (1989) eine Reaktivierung dieser Regionalstörung während der Ablagerung des Buntsandsteins an.

Vom Volpriehausen-Sandstein sind im Aufschluss die unteren 7–8 m zu sehen. Diese Abfolge besteht aus hellen, manchmal fast weißen, sowie ocker- und rotbraunen, mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen. Zuweilen kommen auf den Schichtflächen Rinnen, Trockenrisse und Oszillationsrippeln vor. Als Sedimentationsraum wird eine flache Überflutungsebene zwischen Strömungsrinnen postuliert. Mattierte Quarzkörner und andere Einlagerungen/Strukturen (Dünenreste?) zeigen äolische Einflüsse an. Selbst evaporitische Prozesse lassen sich aus Gefügemerkmalen ableiten.

Etwa 2 km NW von Großwangen wurde 1999 auf dem Mittelberg im Ziegelrodaer Forst die mindestens 3600 Jahre alte Himmelscheibe von Nebra gefunden, die weltweit älteste bisher bekannte konkrete Darstellung des Kosmos. In der Nähe der Fundstelle befindet sich die Ausstellung „Arche Nebra“. Die Original-Scheibe ist im Landesmuseum für Vorgeschichte in Halle (Saale) zu sehen.

Halt 2: Ehemalige Sandsteinbrüche bei Nebra (Geotop 4735-02) (Abb. 10)

TK25: 4735 Nebra (Unstrut), R 4470390, H 5683130, GPS B 51.28 053, L 11.57405

Die Aufschlüsse SSW von Nebra (Abb. 10) erreicht man von der Stadt her von der Breiten Straße (B 250) auf dem „Steinbruchweg“. Er führt zunächst zu Aufschlüssen in der Solling-Formation. Dahinter folgt (nach Querung einer Erosionsrinne) ein Geländeteil mit einer sehenswerten, senkrechten Wand aus Hardeggen- und Solling-Formation. Die Exkursion beginnt mit dem hinteren Teil, so dass das Gesamtprofil vom Liegenden zum Hangenden vorgestellt werden kann. Weitere Beschreibungen geben insbesondere HEINZELMANN (1969), GAUPP et al. (1998), VOIGT & GAUPP (2000), VOIGT et al. 2002, ROMAN (2003) und BEUTLER et al. (2006).

Im hinteren Aufschlussbereich fällt der Blick zunächst auf eine nahezu glatte, über 30 m hohe, senkrechte Wand (Abb. 10). An der Basis sieht man eine überwiegend rote Wechselfolge von drei mächtigeren Sandsteinbänken mit dünn-schichtigen Silt-/Tonsteinlagen und geringmächtigen, mürben Sandsteinlagen. Dies sind die oberen 3 Sohlbankzyklen der Hardeggen-Formation.



Abb. 10: Südwestlicher Aufschlussbereich der ehemaligen Buntsandsteinbrüche bei Nebra vom höheren Teil der Hardeggen-Formation bis zum Chirotheriensandstein der Solling-Formation.

6: Chirotheriensandstein
5: Solling-Zwischenmittel
4: Solling-Basissandstein
1-3: obere Sohlbank-Zyklen der Hardeggen-Formation

Darüber folgt der mächtige, rote Basissandstein der Solling-Formation mit scharfer Basis (Erosionsdiskordanz). Das Profil setzt mit weicheren, dünnbankigen Gesteinen (Solling-Zwischenmittel) fort. Ganz oben schließen dann mächtige Bänke des hellen Thüringischen Chirotheriensandsteins das Profil ab. Die Übersicht ist gut, doch die einzelnen Horizonte der Solling-Formation sind dann auf dem Rückweg nach Nebra besser im Detail zu betrachten.

Direkt in der Wegkurve um den kleinen Erosionsgraben, über dem Weg, kann man die obere Hardeggen-Abfolge und den Kontakt des auflagernden Solling-Basissandsteins beobachten. Nach einigen Metern erreicht man einen schönen Anschnitt im Solling-Basissandstein (GPS 51.28249, L 11.57415). Der grobe, rötliche Sandstein beginnt mit einer Lage mit zahlreichen Quarzgeröllen und enthält weitere Geröllhorizonte an der Basis von Rinnenbildungen und Schrägschichtungskörpern. Löcher und Hohlräume sind auf ausgewitterte karbonatische Konkretionen oder Tongallen zurückzuführen.

Einige Meter weiter Richtung Nebra folgt im Hang ein Aufschluss im Solling-Zwischenmittel bis zum basalen Teil des Thüringischen Chirotheriensandsteins. Die feineren Sedimente aus Silt-/Tonsteinen und feinkörnigen Sandsteinen werden als Sedimente einer Überflutungsebene gedeutet. Violetthorizonte belegen alte Bodenbildungen, begleitet von konkretionären Karbonatausfällungen im Boden (Calcrete), die sich wohl oft um Pflanzenwurzeln herum gebildet haben (GAUPP et al. 1998). Kleinere Aufschlüsse im hellen Chirotheriensandstein schließen das Profil ab.

Die Geschichte von Nebra ist eng mit dem Buntsandsteinabbau verbunden (EHLING & SIEDEL 2011). Zahlreiche Gebäude in und um Nebra wurden aus ihm errichtet. Besonders im 18./19. Jh. florierte die Gewinnung des begehrten Steins, der seit der Schiffbarmachung der Unstrut in den Jahren 1791–95 weithin verfrachtet wurde und u. a. beim Bau der Alten Nationalgalerie und des Reichstages in Berlin oder der Hamburger Börse Verwendung fand. 1962 wurde die letzte Gewinnungsstelle geschlossen. Nach 1990 lebt der Abbau phasenweise erneut auf.

Von Nebra aus führt die Exkursion nun weiter zum Schmoner Tal. Dabei wird die Unstrut passiert und kurze Zeit später Zingst unterhalb von Vitzenburg. Im Steilhang über dem Ort treten markante Felspartien im Solling-Basissandstein und im Chirotherien-Sandstein auf. Da die Route nun in Richtung Querfurt-Mulde verläuft, ziehen in der Straßenniveaumarkierung immer jüngere Schichten zum Straßenniveau herab. Zuerst treten die plattigen Hangendschichten des Chirotherien-Sandsteins auf, darüber dann die Gipse der Vitzenburg-Subformation, deren Typusprofil dieser Hang darstellt (Geotop 4635-13). Nach wenigen Minuten wird Halt 3 (Liederstädt) erreicht.

Halt 3: Böschungsanschnitt in Liederstädt (Abb. 11)

TK25: 4735 Nebra (Unstrut), R 4471135, H 5685965, GPS B 51.30786, L 11.58456

Der Aufschluss liegt direkt am südlichen Ortsrand von Liederstädt, wo in einer Kurve von der Hauptstraße eine asphaltierte Nebenstraße abzweigt. In diesem Anschnitt sind etwa 3 m des oberen Bereiches des Gipses soAN2 (Vitzenburg-Subformation) zu sehen. Graue bis helle Gipslagen wechseln mit dünnen Ton-Siltstein-Lagen, was den Eindruck einer groben Bänderung erzeugt. Dazwischen finden sich Fasergipse und einige dolomitische Mergelsteinhorizonte. Der Gips kann auch grobkristalline Ausbildung annehmen („porphyrischer Gips“, Abb. 11) und dann als knollige Masse innerhalb des sonst geschichteten Gesteins hervortreten.

Über dem Gips folgt oben im Hang, im Gebüsch, die Basis der Myophoriendolomite (Göschwitz-Subformation). Eine feste Dolomitbank, hier allerdings sehr fossilarm, tritt unter dem Gebüsch zu Tage und kann dort (etwas mühsam) in Augenschein genommen werden.



Abb. 11: Gips soAN2 der Vitzenburg-Subformation am südlichen Ortseingang von Liederstädt. Im Gebüsch darüber folgen die unteren Bänke der Göschwitz-Subformation (Myophoriendolomite).



Abb. 12: Fossilreiche Dolomite der Göschwitz-Subformation im Hohlweg bei Weißenschirmbach.

Halt 4: Hohlweg bei Weißenschirmbach (Geotop 4635-18) (Abb. 12), optional

TK25: 4635 Querfurt , R 4469355, H 5686670, GPS B 51.31671, L 11.550761

Etwa 0,5 km nördlich von Liederstädt zweigt von der B 250 nach Querfurt ein geschotterter Fahrweg nach Weißenschirmbach ab. Kurz vor Weißenschirmbach verläuft dieser durch einen Hohlweg hinunter zum Tal des Siedebachs. An den steilen Wänden des Hohlwegs kommen die Myophoriendolomite (Göschwitz-Subformation) zum Vorschein: klotzige Dolomitbänke, die einige Lagen aus Muschelschill aufweisen. Besonders häufig ist *Costatoria costata*. Das aufgeschlossene Niveau ist vermutlich mit der Muschelbrekzie des Jenaer Typusprofils zu korrelieren. Der Aufschluss ist derzeit der beste in diesem Niveau in der Region und bietet eine gute Gelegenheit, die wichtigsten Fossilien des Unterröts zu finden.



Abb. 13: Karsdorfer Sande mit Frostschutt-Fließerde im Kiessandtagebau Karsdorf (Foto: 26.10.2002; aus MENG & WANSA 2008).

Kiessandtagebau Karsdorf

TK 25: 4735 Nebra (Unstrut), R 4475300, H 5684200. Erläuterung während der Busfahrt

Der Tagebau befindet sich am südwestlichen Hang des Querfurter Muschelkalkplateaus. Es sind bis zu 15 m mächtige Sande und Kiese aufgeschlossen, die Karsdorfer Sande, welche durch ihre intensive Verzahnung mit Schuttfahnen aus grobem Muschelkalk- und Rötmaterial gekennzeichnet sind (Abb. 13). Morphologisch ist das Vorkommen am Talrand deutlich als ausgedehnter deltaartiger Schuttfächer erkennbar. Unterlagert werden die Karsdorfer Sande von den Hauptterrassen-Schottern der Unstrut.

Die bis 5,8 m mächtigen Schotter der Unstrut-Hauptterrasse bestehen im basalen Teil überwiegend aus Fein- bis Mittelkiesen und verfeinern sich nach oben hin zu Mittel- bis

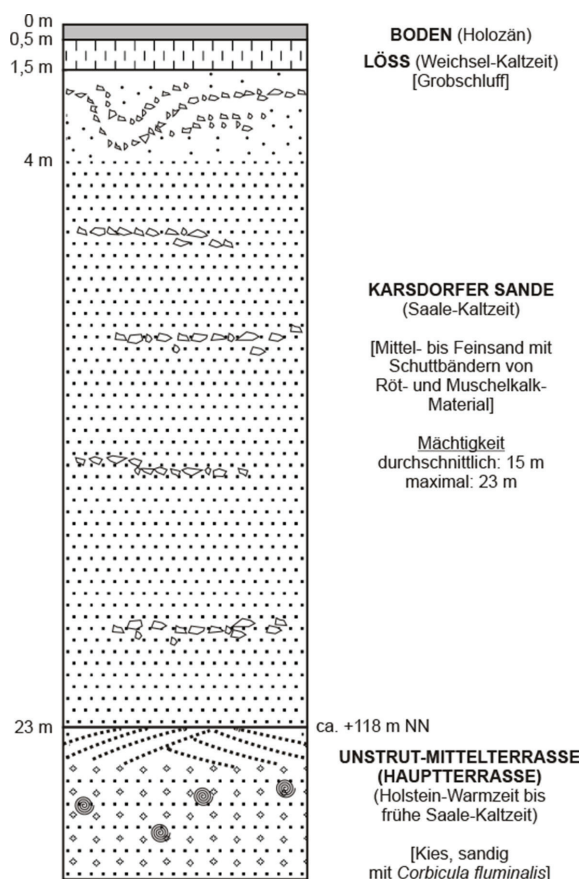


Abb. 14: Schematisches Profil der Karsdorfer Sande und der Hauptterrasse der Unstrut im Gebiet südwestlich von Steigra (nach Aufschlüssen der Kiessandgrube Karsdorf und Bohrungen; aus SCHUBERTH & RADZINSKI 2014).

Grobsanden (RABITZSCH et al. 1979), z. T. sind sie von ausgeprägten Schrägschichtungsmustern durchsetzt.

Schon WÜST (1904) beschrieb in einer benachbarten Grube aus diesen Schottern, die er als Karsdorfer Terrasse bezeichnete, das häufige Vorkommen der Flussmuschel *Corbicula fluminalis*. Jüngere Untersuchungen zu Molluskenfauna und Geröllzusammensetzung des Aufschlusses publizierten MENG & WANSA (2008). Hiernach repräsentiert die in den Schottern gefundene Gesamtf fauna eine kontinental geprägte warmzeitliche Phase. Die Molluskenfaunen in den oberen Partien belegen einen deutlichen Trend zur Abkühlung. CLASEN (1999) fand in den Hauptterrassen-Schottern der Kiessandgrube Karsdorf ein breites Spektrum von Großsäugerknochen, u. a. von Pferd, Ur, Bär, Hirsch und Nashorn. Die Flussschotter zeigen eine Unstrut-typische Zusammensetzung mit hohen Anteilen von Porphyren aus dem Thüringer Wald sowie von Kieselschiefern und Grauwacken aus dem Harz

Die über der Hauptterrasse sedimentierten Karsdorfer Sande (MENG & WANSA 2008) sind im Lagerstättenbereich maximal 23,2 m, durchschnittlich 15,2 m mächtig (RABITZSCH et al. 1975) (Abb. 14). Es handelt sich um braune bis rötlichbraune, schluffige, schwach grobsandige Fein- und Mittelsande mit geringen Kiesanteilen. Sie enthalten Schuttfahnen aus scharfkantigem Material des Muschelkalks und Oberen Buntsandsteins der näheren Umgebung, die als Frostschutt-Fließerde interpretiert werden. Typisch sind bis zu 3 m breite, in das feinere Material eingeschnittene Rinnen.

Während in den untersten Bereichen der Karsdorfer Sande bzw. im Übergangsbereich zu den Unstrutschottern, Molluskenreste vorkommen, welche eine Wiesensteppenfauna repräsentieren und der Nachweis von kaltzeitlichen Mollusken in einer Schlufflinse im Bereich des Hangschutts gelang, sind bisher in den mittleren und höheren Partien der Karsdorfer Sande nur vereinzelt stark aufgearbeitete Fragmente von Molluskenschalen gefunden worden, die keine näheren Aussagen zulassen.

Die Geröllanalysen der Karsdorfer Sande belegen hohe Anteile von Unstrut-Material, jedoch im Vergleich mit den liegenden Hauptterrassen-Schottern etwas höhere nordische Anteile, die vermutlich partiell aus elsterzeitlichen Schmelzwasserbildungen vom Plateau eingetragen wurden. Der etwas erhöhte Gehalt von Kalksteinen dürfte von dem benachbarten Muschelkalkplateau stammen (MENG et al. 2006, MENG & WANSA 2008).

Aufgrund der Geröllzusammensetzung ist anzunehmen, dass in Karsdorf der Verzahnungsbereich zwischen den Unstrut-Ablagerungen und periglazialen frühsaalezeitlichen Hangsedimenten aufgeschlossen ist, d. h. eine Randfazies der Unstrut-Hauptterrasse. Eine Korrelation der Karsdorfer Sande mit den Schmoner Sanden im benachbarten Schmon-Reinsdorfer Tal ist daher nicht gerechtfertigt (MENG & WANSA 2008, SCHUBERTH & RADZINSKI 2014). Es wird angenommen, dass die Hangendbereiche des Schwemmfächers teilweise erst durch jüngere periglaziäre Umlagerungsprozesse (Warthe-Stadium des Saale-Komplexes, Weichsel-Kaltzeit?) entstanden sind, doch ist im Aufschluss keine Abgrenzung gegen die Karsdorfer Sande möglich.

Die Basis der Karsdorfer Sande wird im Umfeld der Kiessandgrube von Schottern der Hauptterrasse gebildet. Nur am ehemaligen Talrand lagert das Material direkt auf dem Festgestein des Röts. Die Terrassenoberfläche liegt nahezu horizontal bei 118 m ü. NN. Eine nennenswerte postsedimentäre Röt-Auslaugung hat somit nicht oder bestenfalls großflächig und gleichmäßig stattgefunden (SCHUBERTH & RADZINSKI 2014).

Karsdorf, Unstruttalbrücke

Die zweigleisige Eisenbahnbrücke an der Neubaustrecke Erfurt-Leipzig/Halle wurde 2007–2012 errichtet und ist mit 2668 m nach der Saale-Elster-Talbrücke die zweitlängste in

Deutschland.

Halt 5: Karsdorf, auflässiger Tontagebau des Zementwerks (Geotop 4736-05)

(Abb. 15–16)

TK25: 4736 Freyburg (Unstrut), R 4476800, H 5681580, GPS B 51.27009, L 11.66727

Der alte Tontagebau des Zementwerks Karsdorf ist eine der wichtigsten Lokalitäten im Röt Mitteldeutschlands (Abb. 15, 16). Als dieser für die Rohstoffbasis zur Erweiterung des Zementwerks (Werk II und III) untersucht wurde (JUBITZ 1959), ist dabei die Basis der aktuellen Lithostratigraphie im Hauptbecken des Röts geschaffen worden (EXNER 1999, LEPPER & RÖHLING 2013). Das Tagebaugelände ist Typusprofil für die Karsdorf- und die Gleina-Subformation der Röt-Formation. Weitere Beschreibungen geben insbesondere GAUPP et al. (1998), VOIGT et al. (2002) und BEUTLER et al. (2006).

Die große Grube erstreckt sich über rund 1000 m von NW nach SE und erreicht in SW–NE-Richtung bis zu 400 m Ausdehnung. Im NW-Teil haben sich auf dem stauenden Material größere Tümpel gebildet. Insgesamt sind ca. 55 m Profil aufgeschlossen. Davon entfallen etwa 41 m auf die Karsdorf-Subformation und 14 m auf die Gleina-Subformation.

Die Karsdorf-Subformation beginnt mit der Unteren Violettfolge, von der ca. 9 m derzeit in der NE-Ecke aufgeschlossen sind, eine Wechselfolge roter, rotbrauner und grünlicher Tonsteine mit zahlreichen Gips- und Fasergipslagen sowie einzelnen dünnen Sandsteinlagen. Bis zur unterlagernden Glockenseck-Subformation fehlen noch etwa 3 m; diese sind an Glockens Eck (Halt 8) zu sehen.

Die komplett aufgeschlossene Karsdorf-Subformation (Abb. 16) ist 32 m mächtig und besteht hauptsächlich aus roten Tonsteinen. Mehrere grünliche Bänder mit dünnen, kieseligen Sandsteinlagen durchziehen das sonst sehr homogen wirkende, rote Gestein und bilden einen



Abb. 16: Ehemaliger Tontagebau des Zementwerks Karsdorf (Halt 5). Im unteren Aufschlusssteil ist die Karsdorf-Subformation mit Doppelquarzit (DQ) aufgeschlossen. Darüber folgt die Gleina-Subformation (GL).



Abb. 17: Teilstück des Straßeneinschnittes Karsdorf im Bereich der Röt-Muschelkalk-Grenze (gestrichelte Linie), im Hintergrund das Zementwerk.

lebhaften Kontrast. Besonders die beiden Horizonte des „Doppelquarzits“ sind wichtige und weit verbreitete Leithorizonte, in denen auch marine Fossilien vorkommen, vor allem *Costatoria costata*.

Die Gleina-Subformation (Abb. 16) besteht hauptsächlich aus violetten bis violettroten, seltener grauen bis graugrünlischen Tonsteinen mit zumeist knolligen Gipslagen. JUBITZ (1959) hat vier gipsreiche Niveaus (A4a–A4d, heute soAN4a–d) ausgehalten, die oft mit Knollengipslagen beginnen.

Im NW Aufschlussbereich ist ein Erdfall mit verstürztem Muschelkalk angeschnitten. Der Erdfall ordnet sich zwanglos in das System von Karstschlotten im Unteren Muschelkalk des Kalkstein-Tagebaus des Zementwerks ein. Die Füllungen enthalten teilweise Material aus den Ceratitenschichten sowie fossilführende Sedimente aus dem Eozän.

Halt 6: Karsdorf, Straßeneinschnitt und Aussichtspunkt Kalksteintagebau (Abb. 17–20), optional

TK 25: 4736 Freyburg (Unstrut), R 4476950, H 5683490, GPS B 51.29733, L 11.65821

Der vor einigen Jahren mit dem Neubau der Umgehungsstraße Karsdorf geschaffene Einschnitt bietet einen hervorragenden Einblick in die Schichtenfolge von der Karsdorf-Subformation bis zu den Oolithbänken der Jena-Formation. Eine weitere Beschreibung geben BEUTLER et al. (2006).

Direkt gegenüber der Ausfahrt des Zementwerks sind an der Böschung die roten Tonsteine der Karsdorf-Subformation aufgeschlossen. Weiter oben folgt der Übergang in die Gleina-Subformation, welche durch einsetzende Gipsführung gekennzeichnet ist, deren weitere Schich-



Abb. 19: Ausschnitt aus dem „debris flow“-Bereich im Unteren Wellenkalk mit großem, nahezu aufrecht stehendem Gesteinsblock.



Abb. 20: Blick in den Kalksteintagebau des Zementwerks Karsdorf.

unter einer dünnen Bodendecke an und sind bereits stark verwittert.

Aussichtspunkt Karsdorf, optional

(Abb. 20)

Der Kalksteintagebau (Abb. 20) erreicht inzwischen eine enorme Ausdehnung, in NW–SE-Richtung um 1000 m, in SW-NE-Richtung um 1400 m. Das Profil reicht von der basalen Jena-Formation bis an die Terebratelbänke. Der Abbau erfolgt in drei Etagen: Die erste erschließt den unteren Teil des Unteren Wellenkalks, die zweite dessen oberen Teil mit den Oolithbänken und die dritte den Mittleren Wellenkalk bis etwas unterhalb der Terebratelbänke. Auf der Dachfläche des Unteren Muschelkalks folgt dann nur noch eine geringe Quartärauflage (Löss).

An der NW- und N-Seite des Steinbruchs sind große Spalten und Karstschlotten vorhanden. Sie gehören zu mindestens zwei Spaltensystemen, die etwa in NW–SE-Richtung verlaufen. Der im auflässigen Tontagebau des Zementwerks (Halt 5) angeschnittene Erdfall ist ebenfalls diesem System zuzuordnen. In den Schlotten kommt nachgestürzter Wellenkalk, aber auch Material aus dem Oberen Muschelkalk mit schönen Ceratiten und anderen Fossilien vor. Manchmal konnten sogar tertiäre (eozäne) Schlottenfüllungen mit einer außergewöhnlichen Flora und Fauna beobachtet werden (HENNIGER et al. 2011). Sie verdanken ihre Entstehung eozänen Subrosionsvorgängen im Rötalinär, in einer ersten Phase vielleicht auch im Muschelkalksalinar, als noch Oberer Muschelkalk bis wenigstens zur Cycloidesbank vor Ort vorhanden war. Vermutlich war am Ende des Eozäns der gesamte Raum von braunkohleführenden Schichten überdeckt. Sie sind heute nur noch reliktsch weiter im Inneren der Querfurt-Mulde um Querfurt–Schraplau–Esperstedt erhalten.



Abb. 21: An Glockens Eck, direkt an der Unstrut, sind drei Subformationen des Röts an einer Stelle aufgeschlossen: oberer Teil der Göschwitz-Subformation (1), Knollengipslage (2) an der Grenze zur Glockenseck-Subformation (3), Typusprofil), und tieferer Teil der Karsdorf-Subformation mit Unterer Violettfolge (4).

Schlacht bei Burgscheidungen (Scithingi) im Jahre 531

„Irminfried ... zog sich in die Burg zurück, welche Scithingi genannt wird, und über einem Fluß namens Unstrod gelegen ist.“ WIDUKIND VON CORVEY (973): „Sächsische Geschichte“

Südlich von Karsdorf liegt Burgscheidungen mit seinem weithin sichtbaren Schloss auf einem Umlaufberg der Unstrut, der von Mittlerem Buntsandstein gebildet wird. Hier soll sich der Überlieferung nach die Burg „Scithingi“ befunden haben, die Residenz des Thüringerkönigs Irminfried. Als diese während der Entscheidungsschlacht im Jahre 531 in die Hände der verbündeten Franken und Sachsen fiel, endete das einst mächtige Thüringerreich, welches von der Unterelbe bis zum Main reichte. Wie GREGOR VON TOURS (575–583: 178) berichtet, „wurden so viele Thüringer niedergemacht, daß das Bett des Flusses von der Masse der Leichname zgedämmt wurde, und die Franken über sie, wie über eine Brücke, auf das jenseitige Ufer zogen. Nach diesem Sieg nahmen diese sofort das Land in Besitz und brachten es unter ihre Herrschaft.“ Der nördlich der Unstrut gelegene Teil des Reichs kam an die Sachsen, der südliche Teil an die Franken. Der genaue Ort der Schlacht ist archäologisch nicht nachgewiesen, war nach GRÖSSLER (1904) aber am ehesten an einer ehemaligen Unstrut-Furt bei Karsdorf.

Halt 7: Unstrut-Steilhang am Glockenseck bei Dorndorf (Geotop 4736-06) (Abb. 21–22)

TK 25: 4736 Freyburg (Unstrut), R 4477925, H 5678790, GPS B 51.24361, L 11.68244

Von Dorndorf ist es nur ein kurzes Stück Fußweg bis zum Steilhang von Glockens Eck an der Unstrut, der Typuslokalität der Glockenseck-Subformation (soAN3). Der eindrucksvolle



Abb. 22: Basaler Aufschlussbereich mit Göschwitz-Subformation (1), Knollengips (2) und Basis des Gipses soAN3 (3, Glockenseck-Subformation).

Aufschluss, vor allem der darunter verlaufende Unstrut-Radweg, unterlag kürzlich Sanierungs- und Sicherungsarbeiten, da der Radweg durch Felsabbrüche gefährdet war. Eine weitere Beschreibung mit einer Liste mariner Fossilien in der Röt-Formation geben GAUPP et al. (1998) sowie BEUTLER et al. (2006).

Der Gesamtaufschluss besteht aus zwei Felsgruppen am Prallhang der Unstrut. Sie sind durch ein kleines Seitental getrennt, über das ein Fußweg zu einem asphaltierten Fahrweg führt. Besonders instruktiv ist die nördliche (hintere) der beiden Felsgruppen, weil das Profil dort bis zur Auenebene freiliegt. Das Profil (Abb. 21 u. 22) beginnt mit Peliten und dolomitischen Mergeln des Hangendbereichs der Göschwitz-Subformation. Sie sind oft fein geschichtet und zeigen einen Wechsel von dunkleren, stärker tonigen und helleren, stärker karbonatischen (dolomitischen) Lagen im cm-Bereich. Oft tritt noch eine feine Lamination hinzu. Einige Lagen, besonders im oberen Abschnitt, führen Fossilien, u. a. die Muschel *Costatoria costata*. Steinsalzpseudomorphosen sind ebenfalls nachgewiesen worden.

Eine bis um 30 cm mächtige Lage auffällig fleischroter Knollengipse markiert die Grenze zur Glockenseck-Subformation (Gips soAN3), die mit etwa 10 m komplett aufgeschlossen ist. Sie beginnt mit einer 2 m mächtigen, grauen Gips-Tonmergel-Wechselagerung mit Fasergipsen. Die Fasergipse sind nicht selten verbogen (Abb. 22), was vermutlich auf die Volumenzunahme bei der Vergipsung primärer Anhydrite zurückzuführen ist. Die Wechselagerung wird



Abb. 23: Nordwestlicher Bereich des großen Steinbruchgeländes am Langen Berg bei Müncheroda; 1: Untere Oolithbank, 2: Wellenkalkmittel zur Oberen Oolithbank.

von massigen Gipsen mit einzelnen Tonlagen abgelöst. Etwa 3,6 m über der Liegendgrenze tritt ein 12 cm mächtiges dunkelgraues Tonsteinband auf, das als Äquivalent des Oberen Rötalinars angesehen wird.

Die obersten, kaum zugänglichen Partien von etwa 3,5 m Mächtigkeit gehören in die Untere Violett-Folge der Karsdorf-Subformation. Es überwiegen geschichtete, grüngraue, rotviolette und rotbraune Tonmergelsteine. Dieser Aufschlussbereich ist von unten her nicht zu sehen, da im toten Winkel liegend. Erst aus einiger Entfernung hat man auch diesen Bereich im Blick – am besten vom anderen Ufer der Unstrut aus.

Dieser Aufschluss ist in Deutschland der repräsentativste Tagesaufschluss des Sulfathorizontes A3. Er wurde daher als Typusprofil für die Glockenseck-Subformation ausgewählt, einem wichtigen Leithorizont der Röt-Formation (EXNER 1999, BEUTLER et al. 2006).

Die Trockenhänge beherbergen eine interessante subkontinentale Flora mit Stipa-Arten (Federgräser) und anderen seltenen Arten.

Nach Rückkehr nach Dorndorf führt die Exkursion weiter zum Langen Berg bei Müncheroda. Langer Berg und Nüssenberg formen einen markanten Bergrücken zwischen Weischütz an der Unstrut und Müncheroda, dessen Südostflanke ein alter Talhang der pleistozänen Unstrut ist. Auf dem Langen Berg bilden die Oolithbänke der Jena-Formation die Hochfläche, nur von einer dünnen Lössdecke verhüllt. Ein kurzer Fußweg von Müncheroda führt zum nächsten Aufschluss am Muschelkalksteilhang über einem kleinen Seitental des alten Unstruttals.

Halt 8: Ehemaliger Kalksteinbruch bei Müncheroda (Geotop 4736-07) (Abb. 23), optional TK25: 4736 Freyburg (Unstrut), R 4480550 H 5677075, GPS B 51.22829, L 11.72090

Der Aufschluss in den Oolithbänken bei Müncheroda bietet mit seinen glatten Wänden hervorragende Einblicke in die untere Oolithbank sowie in große Teile des Wellenkalkmittels zur oberen Bank. Der obere Teil des Mittels und die Obere Oolithbank sind am Weg auf die Hochfläche aufgeschlossen. Das große Aufschlussgelände (Abb. 23) verbuscht schon merklich, ist insgesamt aber noch gut zugänglich.

Die Untere Oolithbank besteht aus mehreren Bänken in Schaumkalkfazies mit Hartgründen und fossilreichen Lagen. Das entspricht der üblichen regionalen Ausbildung, wie sie auch vom Zscheiplitzer Steilhang und vom alten Steinbruch bei Weischütz (heute eingezäunter Schießstand) bekannt ist. Schrägschichtungen, Rinnenbildungen mit kleinen, internen Diskordanzen und Styolithen gehören zum weiteren Inventar.

Das Wellenkalkmittel zeigt zahlreiche Massentransporthorizonte (debris flows) mit Absche-



Abb. 24: Die Hänge am Nüssenberg, am Langen Berg und am Schafberg bei Zscheiplitz beherbergen eine besonders artenreiche Flora und Pilzflora und stehen unter strengem Schutz (FFH-Gebiete). Hier einige Beispiele aus den Trocken- und Halbtrockenrasen des Nüssenbergs und Schafbergs: 1: Berg-Gamander (*Teucrium montanum*), 2: Echter Gamander (*T. chamaedrys*), 3: Stengelloser Tragant (*Astragalus exscapus*), 4: Steppentrichterling (*Clitocybe glareosa*).

rungen und plastischen Deformationen. Überall im Gebiet kann man um die Oolithbänke die größte Häufung solcher Phänomene beobachten. In Verbindung mit einer besonderen Häufigkeit von Querplattung (Sigmoidal-Klüftung) lässt das für diesen Zeitabschnitt auf besonders hohe seismische Aktivität mit Erdbeben schließen.

Nach Besichtigung des Steinbruchareals erschließt der Weg zur Hochfläche den oberen Teil des Profils. Dort fällt zunächst eine Bank mit hirnartig verfalteter Struktur auf – Folge der plastischen Deformation des noch unkonsolidierten Gesteins. Die Bank ist regional bis nach Zscheiplitz (Hang des Schafbergs) zu verfolgen. Ganz oben bildet die schon stark verwitterte Obere Oolithbank den Abschluss des Profils. Deren unterer Teil (dünnplattige Mikrite) ist noch gut zu erkennen, während die Oberbank (ca. 0,5–0,6 m rostbraunes, poröses Gestein mit Kalzitorsatzschalen von Muscheln) bereits stark angegriffen ist.

Die Hänge des Langen Bergs und Nüssenbergs unterliegen als FFH-Gbiet (nach Flora-Fauna-Habitat-Richtlinie der EU) strengen Naturschutzbestimmungen (höchste Schutzgüte). Ihre Xerothermbiotope mit subkontinentalen bis submediterranen Pflanzengesellschaften (Abb. 24) gehören zu den artenreichsten Standorten im Saale–Unstrut-Gebiet. Vom Standort über dem besuchten Aufschluss hat man einen guten Blick über das pleistozäne Unstruttal nach Zscheiplitz, wo der letzte Aufschluss der Exkursion liegt. Hinter Zscheiplitz verläuft das



Abb. 25: Ein Profil im ehemaligen Schaumkalkbruch Zscheiplitz mit Unterer Schaumkalkbank (1), Zwischenmittel (2) mit schon dolomitischem oberem Bereich und dolomitisierter Oberer Schaumkalkbank (3).



Abb. 26: Historisches Bild aus der letzten Phase des Steinbruchbetriebes um 1960–1965 (Foto: Dr. H. RAST, Leipzig).

heutige Unstruttal. Südlich davon breitet sich die Ebene der Rödelhochfläche aus.

Halt 9: Ehemaliger Kalksteinbruch bei Zscheiplitz (Geotop 4736-12) (Abb. 25–27)

TK 25: 4736 Freyburg (Unstrut), H 4481220, R 5675220, GPS B 51.21177, L 11.73103.

Die letzte Station der Exkursion ist das Geotop „Alter Schaumkalkbruch Zscheiplitz“. Der Bus hält am Weingut Pawis (früher Rittergut mit einer der ältesten Kirchen im Gebiet). Von dort führt ein Wanderweg direkt in den Bruch. Reizvoller ist aber der Pfad entlang der Hangkante des Unstrut-Steilhanges, mit weiten Blicken in das Unstruttal und seine Umgebung. Freyburg und Zscheiplitz waren am 21. Oktober 1813 der Schauplatz eines bedeutenden Rückzuggefechtes zwischen dem in der Völkerschlacht bei Leipzig geschlagenen französischen Heer und den nachrückenden Preußen (siehe S. 43 f. „Gefecht bei Freyburg/U. 1813“). Der Weg führt direkt zum technischen Denkmal „Alter Kalkofen“ (Abb. 27) und zu den ersten Aufschlüssen im anstehenden Gestein (Abb. 25).

Eine weitere Beschreibung mit einer Fossilliste und einem Faziesmodell geben GAUPP et al. (1998).

Das immer noch gut zugängliche Profil reicht von der Unteren oder Hauptschaumkalkbank



Abb. 27: Technisches Denkmal „Alter Kalkofen“ am Rand des Steinbruches Zscheiplitz.

bis zur Basis der Unteren Dolomite des Mittleren Muschelkalks (GAUPP et al. 1999; Abb. 25). Die Untere Schaumkalkbank erreicht im Zscheiplitzer Profil etwas mehr als 2 m Mächtigkeit. Sie fußt auf einem glasharten Hartgrund (von den Arbeitern früher als „Glasbank“ bezeichnet, anderwärts als „Pflasterstein“). Der Schaumkalk enthält viele Hartgründe und zerfällt durch dünne Fugen in mehrere Bänke, oft mit interner Schrägschichtung. Zahlreiche Fossilien sind im Anschnitt zu erkennen, darunter häufig die Trochiten von *Carnallicrinus carnalli*. Als der Abbau noch im Gange war (Ende vor etwa 40 Jahren, Abb. 26), wurden auf freigelegten Hartgrundflächen zuweilen Dutzende von Haftscheiben von *Carnallicrinus* in situ beobachtet. Einzelne Exemplare der Seelilie erreichten mehr als 1 m Stiellänge.

In dem über der Unteren Schaumkalkbank folgenden ca. 3,6–3,8 m mächtigen Wellenkalk finden sich einige festere Bänkchen mit welliger Dachfläche und Beulenschichtung (Hummocky Cross Stratification, Sturmschichten). Das Profil setzt mit einer festeren Bank um 1 m Mächtigkeit fort. Sie beginnt mit einer feinkonglomeratischen Basis von einigen Zentimetern Dicke und zeigt Andeutungen einer Schrägschichtung. Es handelt sich um die dolomitisierte Obere Schaumkalkbank, welche durch die Dolomitisierung einen wesentlichen Teil ihres Fossilinhaltes und ihrer primären Struktur eingebüßt hat. Phosphatische Wirbeltierreste (Knochen und Zähne von Reptilien und Fischen) haben die Dolomitisierung jedoch unbeschadet überstanden und finden sich vor allem in der feinkonglomeratischen Basis der Bank, darunter die Schuppen und Zähne des hier charakteristischen *Nephrotus chorzowiensis*.

Die Zscheiplitzer Brüche haben früher aber einen wesentlichen Teil der seltenen und bekannten Fossilien des Schaumkalkes der Region geliefert – auch wenn das in der Literatur häufig unter dem Fundort Freyburg firmiert. Zahllose schöne Exemplare von *Carnallicrinus carnalli* stammen von dort, ferner wichtige Nautiliden und die Ammoniten *Pleuronautilus*, *Parapinacoceras*, *Judicarites* u. a. Dazu kommen zahlreiche Zähne und Knochen diverser Reptilien: *Placodus*, *Nothosaurus*, *Mixosaurus* etc. Viel Material ist in die Geowissenschaftlichen Sammlungen der Universität Halle gegangen und dort vor allem von v. FRITSCH (1906) bearbeitet und publiziert worden.

Gefecht bei Freyburg/Unstrut, 21. Oktober 1813

Das Unstruttal zwischen Freyburg und Zscheiplitz war der Schauplatz eines dramatischen Rückzugsgefechtes zwischen dem aus Leipzig fliehenden französischen Heer und den nachdrängenden Preussen. Dabei spielte auch das Terrain – die geologisch-geomorphologischen Verhältnisse – eine wichtige Rolle. Die Völkerschlacht vom 17.–19. Oktober 1813 hatte für Frankreich mit einer militärischen Katastrophe geendet. Napoleons Truppen waren besiegt, demoralisiert und zusammen mit dem Kaiser auf der Flucht. Rund 100 000 Mann konnte Napoleon zunächst in Richtung Weißenfels führen. Taktisch vorausschauend hatte Marschall Ney um Freyburg alle beherrschenden Punkte mit Infanterie und Artillerie besetzen lassen, insbesondere den Schafberg bei Zscheiplitz, um dort den wichtigen Unstrutübergang zu sichern.

Das Gros der Franzosen rückte dann von Weißenfels durch das Markröhlitzer Trockental vor und zog am Fuß der Neuenburg bis Freyburg. Dort überquerten vor allem die Infanterie und Kavallerie auf Behelfsbrücken den Fluss. Ein anderer Teil der Truppen zog auf der linken Unstrutseite weiter in Richtung Zeddenbacher Brücke und überquerte den Fluss dort. Dann setzte das Heer den Marsch auf der Südseite der Unstrut bis Balgstädt fort, erstieg dort die Hänge und marschierte über Eckartsberga und Erfurt zum Rhein.

Wie DROYSEN (1854) ausführte, beschloss das von Norden über Müncheroda auf Zscheiplitz nachrückende Yorcksche Korps die abziehenden Franzosen mit Artillerie, doch „der größte Teil der feindlichen Kolonnen war freilich bereits über die Unstrut gegangen und begann die

ebenso steilen und schlechten Wege auf der anderen Seite emporzusteigen. Burg Zscheiplitz diesseits der Unstrut hatte der Feind noch inne und mit Geschütz besetzt, er deckte von dieser dominierenden Stellung den Übergang seiner noch diesseits befindlichen Truppen.“ Ab 14 Uhr kam es bei Zscheiplitz zu einem hartnäckigen Artillerie- und Tirailleurduell – das eigentliche „Gefecht bei Freyburg“ – welches bis 21 Uhr andauerte und bei dem der Feind ohne entscheidende Verluste entkam. Das Gros der französischen Armee war gerettet. In Anbetracht der Massen an Truppen und Material sowie der knappen Zeit war der Unstrut-Übergang eine bemerkenswerte logistische und militärische Leistung von Napoleon und dessen Stab. Die Unstrutbrücken wurden danach zerstört. Während des Durchzugs selbst kam es in Freyburg und vielen anderen Orten zu schweren Plünderungen, Zerstörungen und Übergriffen.

Am 22. Oktober war auch Blücher mit dem russischen Korps der Schlesischen Armee in Freyburg eingetroffen. Die Wiederherstellung der Brücken verzögerte jedoch den Vormarsch nach Thüringen. Erst am Morgen des 23. Oktober kamen die Yorckschen Brigaden über den Fluss und konnten die weitere Verfolgung aufnehmen, „mit heillosem Marschieren auf den abscheulichsten Wegen, [...] mit entsetzlicher Ermüdung der Truppen“ (DROYSEN 1854).

Einen beeindruckenden Ausblick auf das Unstruttal und die Stellen des Übergangs hat man von einem Aussichtspunkt unterhalb der Kirche von Zscheiplitz. Der Standort befindet sich am Südostrand des Querfurt-Gleinaer Muschelkalk-Plateaus auf Unterem Muschelkalk, wo der Schafberg steil ins Unstruttal abfällt. Auch diese Position hatten die Franzosen mit Infanterie und Artillerie besetzt, um den Rückzug über die Unstrut zu sichern. Unmittelbar östlich davon, zwischen Schafberg mit Zscheiplitz und dem Schweigenberg, befindet sich ein Sattel – der Talboden eines mittelpleistozänen Unstruttals, das hier vom „Zscheiplitzer Tal“ (im Norden des Orts) in den heutigen Talverlauf der Unstrut einbog. Der alte Talboden liegt ungefähr 60 m über der heutigen Unstrut. Der Blick geht weiter nach Osten zum Schweigenberg, nach Freyburg und zum Freyburger Muschelkalk-Plateau mit der Neuenburg und dem Bergfried „Dicker Wilhelm“. Auch diese Muschelkalkhöhen um Freyburg hatten die Franzosen besetzt. Auf der anderen, südlichen Talseite folgt das Köseener Muschelkalk-Plateau.

Der Gutshof von Zscheiplitz, 1042 als Burgsitz der Pfalzgrafen von Sachsen erbaut, war ab 1098 Benediktinerinnenkloster, ab dem 16. Jh. ein Rittergut und wurde vielfach verändert. Heute befindet sich dort das Weingut Pawis. Weithin sichtbar ist der Kirchturm des ehemaligen Klosters. Es gehört zu den herausragenden Denkmälern im Unstruttal. Die meisten historischen Gebäude und Mauern bestehen aus Schaumkalk, der in den Steinbrüchen auf dem westlichen Schafberg abgebaut und auch zu Branntkalk verarbeitet wurde (Geologischer Pfad; Halt 9). Die landschaftsprägende Zeddenbacher Mühle an der Unstrut wird heute von einer Industriemühle aus den Jahren 1862/63 dominiert. Zeitgenössische Bauten des Übergangs von 1813 sind die älteren Teile der Mühle, die Schleuse und das Wohnhaus, über dessen Eingangstor sich eine steinerne Tafel mit der Jahreszahl 1770 befindet.

In Freyburg selbst befinden sich mehrere Erinnerungsstätten für FRIEDRICH LUDWIG JAHN (1778–1852): Ehrenhalle, Erinnerungsturnhalle und Wohnhaus. Diese zwar stehen nicht mit dem Gefecht bei Freyburg im unmittelbaren Zusammenhang, aber mit der legendären und unter Historikern durchaus umstrittenen Gestalt des „Turnvaters“ und Publizisten der Befreiungskriege und Reformzeit. Während der nachfolgenden Zeit der Restauration und „Demagogen-Verfolgung“ lebte JAHN „verbannt“ in Freyburg. Dort erlebte er ab 1837 auch seine politische Rehabilitierung und wurde später in die Frankfurter Nationalversammlung in der Paulskirche gewählt. Bemerkenswert ist, dass sein Nachruhm, vor allem als Begründer der deutschen Turnerbewegung, bis heute ungebrochen ist und dadurch seine Langzeitwirkung wohl größer ist als die vieler Zeitgenossen.

Weitere Einzelheiten zum Gefecht geben STAHL et al. (2016: 386 ff.).

4. Dank

Dieser Exkursionsführer wurde anlässlich der 26. Hauptversammlung des Thüringischen Geologischen Vereins in Naumburg (20.–22. Mai 2016) verfasst und die Exkursion am 22. Mai durchgeführt. Die Verfasser danken den Herausgebern und der Schriftleitung, insbesondere Frau Prof. Dr. DOROTHEE MERTMANN, für die Aufnahme in das Hallesche Jahrbuch für Geowissenschaften und die damit verbundenen Arbeiten. Der Text ist zum Teil eine überarbeitete und ergänzte Version von MÜLLER (2015, 2016). Der Einschub über das Gefecht bei Freyburg/Unstrut folgt teilweise STAHL, BACHMANN & KLAMM (2016: 386 ff.).

Weiter sind wir sehr zu Dank verpflichtet:

- Herrn Dr. K.-H. RADZINSKI, Halle, für die Durchsicht des Exkursionsführers und zahlreiche Hinweise und Verbesserungsvorschläge;
- Herrn Dr. M. HENNINGER, Geo-Naturpark Saale–Unstrut-Triasland Nebra, für die Freilegung von Aufschlüssen bei Nebra sowie hilfreiche Hinweise;
- Herrn Dr. H. RAST, Leipzig, für das Foto in Abb. 26;
- Herrn Dipl.-Ing. R. GILLNER, Leipzig, für Fotos vom Naumburger Dom.

5. Literatur

- BACHMANN, G. H., EHLING, B.-C., EICHNER, R. & SCHWAB, M., Hrsg. (2008): Geologie von Sachsen-Anhalt. 689 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- BACHMANN, G. H. & KOZUR, H. W. (2004): The Germanic Triassic: Correlation with the international chronostratigraphic scale, numerical ages, Milankovitch cyclicity. *Hall. Jb. Geowiss.*, B 26, 17–62; Halle.
- BACHMANN, G. H. & KOZUR, H. W. † (2016): Conchostraken in der oberen Bernburg-Formation (Unterer Buntsandstein, unteres Olenekium) von Großwangen/Unstrut und der Bohrung Halle-Süd 1/64, Sachsen-Anhalt. *Hall. Jb. Geowiss.*, Beih. 37, dieser Band.
- BAHLOW, H. (1985): Deutschlands geographische Namenswelt. 554 S.; Frankfurt (Suhrkamp).
- BERGER, D. (1993): Geographische Namen in Deutschland. 296 S.; Mannheim (Duden), 2. Aufl. 1999.
- BEUTLER, G., ERNST, W., FRANZKE, H. J., GÖTZ, A. E., KELLNER, A., SCHUBERT, J. & VOIGT, T. (1997): Sedimentation und Tektonik der Trias im Thüringer Becken. In: LÜTZNER, H. & SEIDEL, G., Hrsg.: Regionale Geologie von Mitteleuropa. Schriftenreihe der Dt. Geol. Ges., 3, 59–81; Hannover.
- BEUTLER, G., GÖTZ, A. E. & VOIGT, T. (2006): Zechstein, Buntsandstein und Muschelkalk im Naturpark Saale-Unstrut-Triasland (Exkursion E am 20. April 2006). *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver.*, N. F. 88, 233–252; Stuttgart.
- CLASEN, S. (1999): Quartärgeologie im LfA vom 1.10.1997 bis 31.12.1999. In: FRÖHLICH, Hrsg. (2001): Archäologische Berichte aus Sachsen-Anhalt. Teil II. Beiträge zur Archäologie in Sachsen-Anhalt, 131–142; Halle.
- CORVEY, WIDUKIND VON (973): Sächsische Geschichte nebst der Schrift über die Herkunft der Schwaben. 3 Bücher, 216 S., übersetzt von W. WATTENBACH; Neuausgabe bearb. von A. HEINE 1986; Essen (Phaidon).
- DOCKTER, J., PUFF, P., SEIDEL, G. & KOZUR, H. (1980): Zur Triasgliederung und Symbolgebung in der DDR. *Z. geol. Wiss.*, 8 (8), 951–963; Berlin.
- DROYSEN, J. G. (1854): Das Leben des Feldmarschalls Grafen York von Wartenburg. 1060 S.; Berlin (Veit).

- EHLING, A. & SIEDEL, H., Koordinatoren (2011): Bausandsteine in Deutschland. Bd. 2 Sachsen, Sachsen-Anhalt und Schlesien (Polen). 324 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- EISOLD, N. & LAUTSCH, E. (1992): Sachsen-Anhalt. 496 S.; Köln (DuMont), 2. Aufl.
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. *Schriftenr. geol. Wiss.*, 2, 1–263; Berlin.
- EXNER, M. (1999): Zyklische Stratigraphie und Fazies des Oberen Buntsandsteins (Röt-Formation) im Unstrut-Tal, Sachsen-Anhalt. Diplomarbeit Inst. Geowiss. Geograph., Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 86 S.; Halle (Saale), (unveröff.).
- FÖHLISCH, K. & VOIGT, T. (1999): Genese und Internstrukturen von slumps und debris flows im Unteren Muschelkalk. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1997 (7–9), 1189–1203; Stuttgart.
- FÖHLISCH, K. & VOIGT, T. (2001): Synsedimentary deformation in the Lower Muschelkalk of the Germanic Basin. *IAS Spec. Publ.*, 31, 279–297; Oxford.
- FRANKE, D. (2015): Regionale Geologie von Ostdeutschland (Sachsen, Thüringen, Sachsen-Anhalt, Brandenburg, Mecklenburg-Vorpommern). Ein Wörterbuch. www.regionalgeologie-ost.de
- FRANZKE, H. J., HEISE, G. & RAUCHE, H. (1986): Analyse der strukturellen Entwicklung der Finne-Störung und der Naumburger Mulde. *Hall. Jb. Geowiss.*, 11, 77–94; Gotha.
- FRITSCH, K. v. (1898): Ein alter Wasserlauf der Unstrut von der Freyburger nach der Merseburger Gegend. *Zeitschrift für Naturwissenschaften*, 71, 17–36; Stuttgart.
- FRITSCH, K. v. (1906): Beitrag zur Kenntnis der Tierwelt der deutschen Trias. *Abh. naturforsch. Ges. Halle*, 24, 218–285; Halle (Saale).
- GAUPP, R., VOIGT, T. & LÜTZNER, H. (1998): Exkursion C: Stratigraphy and sedimentological evolution of Lower and Middle Triassic deposits in the SE part of the Germanic Triassic Basin. *Hall. Jb. Geowiss., Reihe B, Beih.* 6, 99–120; Halle (Saale).
- GRÖSSLER, H. (1904): Führer durch das Unstruttal von Artern bis Naumburg für Vergangenheit und Gegenwart. 256 S.; Freyburg/Unstrut (Finke) 2. Aufl., Nachdruck 1995 Querfurt (Dingsda).
- HEINZELMANN, W. (1969): Der Untere und Mittlere Buntsandstein auf Blatt Nebra. *Hall. Jb. Mitteldt. Erdgesch.*, 9, 132–160; Leipzig.
- HENKEL, L. (1904): Beitrag zur Kenntniss des Muschelkalkes der Naumburger Gegend. *Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1901, Band XXII*, 408–437; Berlin.
- HENNIGER, M., LEDER, R. M. & MÜLLER, A. (2011): Paläogene Fossilien aus einer Karstschlotte im Unteren Muschelkalk von Karsdorf an der Unstrut (Sachsen-Anhalt, Burgenlandkreis). *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 162 (3), 317–332; Stuttgart.
- JUBITZ, K.-B. (1959): Die Trias Ostthüringens als Rohstoffbasis (Baustein, Kalk, Zement). In: HOPPE, W., Hrsg.: *Exkursionsführer Thüringer Becken. Jahrestagung der Geol. Ges. DDR*, 99–138; Berlin (Akademie-Verlag).
- KNAUST, D. (2000): Signatures of tectonically controlled sedimentation in Lower Muschelkalk carbonates (Middle Triassic) of the Germanic Basin. In: BACHMANN, G. H. & LERCHE, I., eds.: *Epicontinental Triassic. Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1998, 893–924; Stuttgart.
- KOZUR, H. W. & SEIDEL, G. (1983): Die Biostratigraphie des unteren und mittleren Buntsandsteins des Germanischen Beckens unter besonderer Berücksichtigung der Conchostraken. *Z. geol. Wiss.*, 11, 429–464; Berlin.
- KOZUR, H. W. & WEEMS, R. E. (2010): The biostratigraphic importance of conchostracans

- in the continental Triassic of the northern hemisphere. In: LUCAS, S. G., ed.: The Triassic timescale. Geol. Soc. London, 334, 315–417; London.
- LEHMANN, H. & LEHMANN, R. (1930): Die diluvialen Flußterrassen in der Umgebung von Halle a. d. S. Leopoldina, 6: 233–251; Leipzig.
- LEHMANN, R. (1922): Das Diluvium des unteren Unstruttales von Sömmerda bis zur Mündung. Jb. d. Halleschen Verbandes f. d. Erforschung d. mitteldt. Bodenschätze u. ihrer Verwertung, 3, Lfg. 3, 89–124; Halle.
- LEPPER, J. & RÖHLING, H.-G., Koord./Red. (2013): Stratigraphie von Deutschland XI, Buntsandstein. Schriftenreihe der Dt. Geol. Ges., 69, 655 S.; Hannover (Dt. Strat. Komm.).
- MENG, S., SCHUBERTH, K. & KLAMM, M. (2006): Halt 6: Unstrut-Hauptterrasse, Schmoner Sande und archäologische Funde im Kiessandtagebau Karsdorf. In: BLUMENSTENGEL, H., KLAMM, M., MENG S., SCHROETER, A., SCHUBERTH, K., THOMAE, M. & WANSA, S., Klassisches Pleistozän und Bergbaufolgelandschaften bei Halle (Saale), Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F. 88, 218–223; Stuttgart.
- MENG, S. & WANSA, S. (2005): Lithologie, Stratigraphie und Paläoökologie des Mittelpleistozäns von Uichteritz im Markröhlitzer Tal (Lkr. Weißenfels/Sachsen-Anhalt). Eiszeitalter u. Gegenwart, 55, 174–214; Hannover.
- MENG, S. & WANSA, S. (2008): Sedimente und Prozesse am Außenrand der Saale-Vereisung südwestlich von Halle (Saale). Z. d. Dt. Ges. f. Geowissenschaften, 159, 205–220; Stuttgart.
- MÜLLER, A. (2004): Das Saale-Unstrut-Triasland. Eine geologische Schatzkammer Deutschlands. 28 S.; Nebra.
- MÜLLER, A. (2010): Die Unstrut-Route. Geologische Streifzüge im Unstruttal zwischen Roßleben und Naumburg/Saale. Geopark „Saale-Unstrut-Triasland“, 29 S.; Nebra.
- MÜLLER, A. (2014): Geo-Naturpark Saale-Unstrut-Triasland – Geologie und Exkursionsführer. Teil 1: Geologische Übersicht. Schriften des Museums für Geologie und Mineralogie Dresden, 19a, 3–127; Dresden.
- MÜLLER, A. (2016): Geo-Naturpark Saale-Unstrut-Triasland – Geologie und Exkursionsführer. Teil 2: Exkursionen. Schriften des Museums für Geologie und Mineralogie Dresden (im Druck).
- MÜLLER, A., BAHN, B., BERGMIEIER, E., DEUTSCH, M., EPPERLEIN, K., REEH, T., SCHMITT, R. & SIEGISMUND, S. (2014): Unterwegs im Saale-Unstrut-Triasland – Naturkundlich-Geschichtliche Exkursionen. In: SIEGISMUND, S., HOPPERT, M. & EPPERLEIN, K., Hrsg.: Natur, Stein, Kultur, Wein. Zwischen Saale und Unstrut, 357–412; Halle/Saale (mdv).
- MÜLLER, A., BEUTLER, G. & SIEGISMUND, S. (2014): Geologie des Triaslandes und Landschaftsentwicklung. In: SIEGISMUND, S., HOPPERT, M. & EPPERLEIN, K., Hrsg.: Natur, Stein, Kultur, Wein. Zwischen Saale und Unstrut, 45–92, Halle/Saale (mdv).
- Naturpark „Saale-Unstrut-Triasland“ e. V., Hrsg. (2011): Auf Geopfadern unterwegs. Ein Tourenheft. 40 S.; Nebra.
- NAUMANN, E. & PICARD, E. (1909): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Naumburg an der Saale. 2. Auflage (neue Nr.: 4836); Berlin (Königlich Preußische Geologische Landesanstalt).
- RABITZSCH, K., VÖLKERLING, L., KNAUF, K. & WECK, H. (1979): Ergebnisbericht mit Vorratsberechnung. Zementrohstoffe Karsdorf. VEB GFE Halle/S., 19.02.1979, 203 Bl. Text, 237 Anl.; Halle; (unveröff., Archiv LAGB Sachsen-Anhalt).
- RADZINSKI, K.-H. (1995): Zum Unteren und Mittleren Buntsandstein im Unstruttal bei Nebra (Südwestrand der Querfurter Mulde). Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, 1, 85–103; Halle (Saale).

- RADZINSKI, K.-H. (1999): Zur lithostratigraphischen Gliederung der Bernburg-Formation (Unterer Buntsandstein) im mittleren und nördliche Teil von Sachsen-Anhalt. *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, 5, 73 – 93; Halle (Saale).
- RADZINSKI, K.-H. & SEIDEL, G. (1997): Regionaler Vergleich der Profile des Unteren und Mittleren Buntsandstein zwischen Thüringer Becken und dem nordöstlichen Harzvorland. *Geowiss. Mitt. von Thüringen*, 5, 117–132; Weimar.
- RAPPSILBER, I., HENNIGER, M., FIEBER, W., SCHUBERTH, K. & THOMAE, M. (2012): Geologisch-montanhistorische Karte Triasland 1 : 100.000. Geotourismus im Triasland. Halle (LAGB Sachsen-Anhalt).
- RÖHLING, H.-G. (1999): The Quickborn Sandstone – a new lithostratigraphic unit in the lowermost Middle Buntsandstein (Scythian). In: BACHMANN, G. H. & LERCHE, I., eds.: *Epicontinental Triassic*. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1998, 797–812; Stuttgart.
- ROMAN, A. (2003): Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). Diss. Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (unveröff.), 144 S.; Halle (Saale).
- RUSKE, R. & WÜNSCHE, M. (1964): Zur Gliederung des Pleistozäns im Raum der unteren Unstrut. *Geologie*, 13, 211–222; Berlin.
- SCHUBERTH, K. & RADZINSKI, K.-H. (2014): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt 1:25 000, Blatt 4635 Querfurt. 240 S.; Halle (LAGB Sachsen-Anhalt).
- SCHÜLER, F., BEUTLER, G. & FRANZKE, H. J. (1989): Über synsedimentäre Bruchtektonik an der Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein auf der Hermundurischen Scholle. *Hall. Jb. Geowiss.*, 14, 49–54; Gotha.
- SCHULZ, W. (1962): Gliederung des Pleistozäns in der Umgebung von Halle (Saale). *Geologie*, 11, Beih. 36, 69 S.; Berlin.
- SCHULZE, G. (1969): Der Untere Buntsandstein der Scholle von Calvörde und benachbarter Gebiete. *Geologie*, 8, 5–20; Berlin.
- SEIDEL, H., Hrsg. (2003): *Geologie von Thüringen*. 601 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- STAHL, A., BACHMANN, G. H. & KLAMM, M. (2016): Preussische Kriegszeiten – Schlachten, Gefechte und Belagerungen in Sachsen-Anhalt 1757–1814 im Spiegel der Schlachtfeldarchäologie, Geschichte, Geologie und Anthropologie. *Archäologie in Sachsen-Anhalt*, Sonderband 24, 470 S; Halle (Saale).
- STEINMÜLLER, A. (1976): Lithofazieskarten Quartär (LKQ) 1 : 50.000, Blatt 2664 Weißenfels. Berlin.
- STEINMÜLLER, A. (1980): Lithofazieskarten Quartär (LKQ) 1 : 50.000, Blatt 2564 Halle/Saale; Berlin.
- TOURS, GREGOR VON (575-583): *Fränkische Geschichte*. 10 Bücher, 247 S., übersetzt von W. v. GIESEBRECHT; Neuauflage bearb. von M. GEBAUER, 1988; Essen (Phaidon).
- VOIGT, T., BACHMANN, G. H. & GAUPP, R. (2001): Buntsandstein und Muschelkalk im Thüringer Becken. In: GAUPP, R. & VAN DER KLAUW, S., Hrsg.: *Sediment 2001*, Programm, Kurzfassungen, Exkursionsführer. *Schriftenreihe Dt. Geol. Ges.*, 13, 137–169; Hannover.
- VOIGT, T., BACHMANN, G. H. & GAUPP, R. mit Beiträgen von BEUTLER, G., BRENNER, S., EXNER, M., LANG, S., ROMAN, A., STÖTZER, N. & SZURLIES, M. (2002): Buntsandstein und Muschelkalk im Thüringer Becken (Exkursion F (a) am 5. und F (b) am 6. April 2002). *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver.*, N.F. 84, 151–189; Stuttgart.
- VOIGT, T. & GAUPP, R. (2000): Die fazielle Entwicklung an der Grenze zwischen Unterem und

Mittlerem Buntsandstein im Zentrum der Thüringer Senke. Beitr. Geol. Thüringen, N. F., 7, 55–71; Jena.

VOIGT, T. & LINNEMANN, U. (1996): Resedimentation im Unteren Muschelkalk – das Profil am Jenzig bei Jena. Beitr. Geol. Thüringen, N. F., 3, 153–167; Jena.

WALTHER, J. (1900): Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. 175 S.; Berlin (Reimer), 4. Aufl. 1924.

WÜST, E. (1904): Weitere Beobachtungen über fossilführende pleistozäne Flußablagerungen im unteren Unstrutgebiete. Z. f. Naturwiss., 77, 71–80; Halle.

ZEISSLER, H. (1971): On *Fagotia acicularis* (FERUSSAC) from the Quaternary deposits in the valleys of Helme and Unstrut. J. Conchology, 27, 257–265; London.



Abb. 28: Naumburger Dom mit Blick von Südosten auf die westlichen Türme.
Foto: Dipl.-Ing. R. GILLNER, Leipzig.

Conchostraken in der oberen Bernburg-Formation (Unterer Buntsandstein, unteres Olenekium) von Großwangen/Unstrut und der Bohrung Halle-Süd 1/64, Sachsen-Anhalt

GERHARD H. BACHMANN & HEINZ W. KOZUR†

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

Schlüsselwörter: Buntsandstein, Bernburg-Formation, Trias, Olenekium, Conchostraken, Volpriehausen-Diskordanz

Keywords: Buntsandstein, Bernburg Formation, Triassic, conchostracans, Olenekian, Volpriehausen unconformity

Zusammenfassung

Im Aufschluss Großwangen/Unstrut wurden in der obersten Bernburg-Formation die beiden Zonen-Conchostraken *Magnietheria truempyi* (KOZUR & SEIDEL) und *Magnietheria rybinskensis* (NOVOZHILOV) übereinander gefunden. In Kernen der Bohrung Halle-Süd 1/64 konnte in der obersten Bernburg-Formation eine vollständige Abfolge der *Magnietheria subcircularis*-Zone, *M. truempyi*-Zone und der *Magnietheria rybinskensis*-*Lioleaiina radzinskii*-Zone nachgewiesen werden. Vor diesen beiden Funden war der Aufschluß Oberrißdorf westlich von Halle die einzige Stelle, in welcher die oberste Bernburg-Formation mit Conchostraken der *Magnietheria subcircularis*-Zone, der vollständigen *Magnietheria truempyi*-Zone und der unteren *Magnietheria rybinskensis*-*Lioleaiina radzinskii*-Zone bekannt war. Im Raum Halle ist die Bernburg-Formation unter der Volpriehausen-Diskordanz im Bereich der Subsidenz-achse der Thüringen-Westbrandenburg-Senke also relativ mächtig erhalten, ähnlich wie im Solling in der Hessischen Senke. Weiter im Beckeninneren ist die Bernburg-Formation jedoch noch mächtiger und besitzt auch mehr Kleinzyklen.

Abstract

In the Großwangen outcrop both zone conchostracans of the *Magnietheria truempyi* Zone and the *Magnietheria rybinskensis* Zone were found superimposed in the uppermost Bernburg Formation. In cores of the Halle-Süd 1/64 well a complete succession of the *Magnietheria subcircularis* Zone, the *M. truempyi* Zone and the *Magnietheria rybinskensis*-*Lioleaiina radzinskii* Zone are present in the uppermost Bernburg Formation. Before these findings the Oberrißdorf outcrop west of Halle was the only place where the uppermost Bernburg Formation could be found containing conchostracans of the *Magnietheria subcircularis* Zone, the complete *Magnietheria truempyi* Zone and the lower *Magnietheria rybinskensis*-*Lioleaiina radzinskii* Zone. Thus, in the Halle area, the Bernburg Formation underlying the Volpriehausen Unconformity is relative completely preserved, similar to the situation in the Solling mountains, both due to the greater subsidence in the Thuringian-Westbrandenburg Depression and the Hessian Depression, respectively. However, further north in the basin center, the Bernburg Formation is much thicker.

1. Allgemeines

Conchostraken sind in feinklastischen Sedimenten des Buntsandsteins relativ häufig. Sie haben eine bemerkenswert hohe biostratigraphische Auflösung (KOZUR & SEIDEL 1983, KOZUR 1999; Abb. 5) und erlauben eine Untergliederung dieser Schichten in mehrere Conchostraken-Zonen (BACHMANN & KOZUR 2004, KOZUR & WEEMS 2010). Im Indusium und unteren Olenekium ist diese so detailliert wie mit Ammoniten oder Conodonten in gleich alten pelagischen Schichten. So können Profile in Ergänzung zur lithostratigraphischen Gliederung mit Hilfe von leitenden Conchostraken verlässlich über große Entfernungen korreliert werden. Auch eine Anbindung an den internationalen geochronologischen Standard ist mit ihrer Hilfe möglich und zwar über Gebiete, in denen sich kontinentale, Conchostraken führende Horizonte und marine Ablagerungen mit marinen Leitfossilien verzahnen (BACHMANN & KOZUR 2004, KOZUR & WEEMS 2010; Abb. 5). Die biostratigraphische Gliederung ist auch hilfreich, wenn es im Buntsandstein zu Schichtausfällen kommt. Dies ist etwa an der Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein der Fall, wo die Bernburg-Formation von der Volpriehausen-Formation diskordant überlagert wird und eine unterschiedlich große Schichtlücke vorhanden ist, die sog. Volpriehausen- oder V-Diskordanz. Gute Beispiele sind das Südöstliche und Nördliche Harzvorland in der weiteren Umgebung von Halle (Saale).

In der Umgebung von Halle ist die Bernburg-Formation etwa 120 m mächtig (PUFF & RADZINSKI 2013). Sie besteht aus einer überwiegend dünnschichtigen Wechsellagerung von zu meist roten Feinsandsteinen, Silt- und Tonsteinen sowie grauen oolithischen Kalksteinen (Rogensteine). Die Formation lässt sich in bis zu 11 Kleinzyklen gliedern, in deren unterem Teil jeweils Sandsteine und Rogensteine dominieren. Die Kleinzyklen werden durchgehend nummeriert (RÖHLING 1991, 1993, SZURLIES 1999, 2001, BACHMANN & KOZUR 2004) und die Oolith-Horizonte mit den griechischen Buchstaben ζ - λ bezeichnet (zeta – lambda; SCHULZE 1969). Die obersten Kleinzyklen haben die Nummer 10 und 11 (was aber je nach Autor variieren kann), entsprechend dem obersten Oolith-Horizont λ . In der nordöstlichen Thüringer Mulde sind diese obersten Kleinzyklen in Gestalt der sog. Dolomitischen Sandsteine entwickelt. Das Gebiet liegt paläogeographisch in der Subsidenzachse der Thüringer Senke, die zur Buntsandsteinzeit aus dem Raum Erfurt-Weimar in NNE Richtung in den Raum Halle verlief (RADZINSKI 1995) und ihre Fortsetzung in der Westbrandenburg-Senke fand (PUFF & RADZINSKI 2013, LEPPER et al 2013). Im Gebiet von Nebra erhöhen sich im Unteren und Mittleren Buntsandstein die Mächtigkeiten in nördlicher Richtung, wobei die überwiegend sandige Fazies Thüringens durch eine vorherrschend feinschichtige sandig-tonige Beckenfazies ersetzt wird (PUFF & RADZINSKI 2013). Die 11 Kleinzyklen werden als Milankovich-Exzentrizitätszyklen von etwa 100 000 Jahren Dauer interpretiert, was eine Dauer der Bernburg-Formation von etwa 1,1 Ma ergibt (GELUK & RÖHLING 1999, BACHMANN & KOZUR 2004, MENNING & KÄDING 2013). Dabei ist aber zu berücksichtigen, dass die von diesen Verfassern bearbeiteten Profile relativ nah am Beckenrand oder auf Schwellen liegen und in der Bernburg-Formation maximal 10 Kleinzyklen *sensu* RÖHLING (1991, 1993, 2013) aufweisen. Bei den umfangreicheren Profilen des Beckenzentrums wurden dagegen unter der V-Diskordanz bis zu 14 Kleinzyklen *sensu* RÖHLING nachgewiesen (RÖHLING 1993, 2013, LEPPER et al. 2013). In Grabenpositionen folgen darüber sogar noch bis zu 70 m tonige Uttum-Schichten in der höchsten Bernburg-Formation, welche etwa in der Bohrung Eilsum-T1 im Westdorf Graben insgesamt rund 230 m mächtig ist (LEPPER et al. 2013: 93, RÖHLING 1999, 2013: 305 f.). Deshalb sind sowohl die Dauer der Bernburg-Formation als möglicherweise auch der Einzelzyklen zu überdenken. Über Conchostraken in diesen obersten Teilen der Bernburg-Formation ist bisher nichts bekannt (Mitt. RÖHLING 2016).

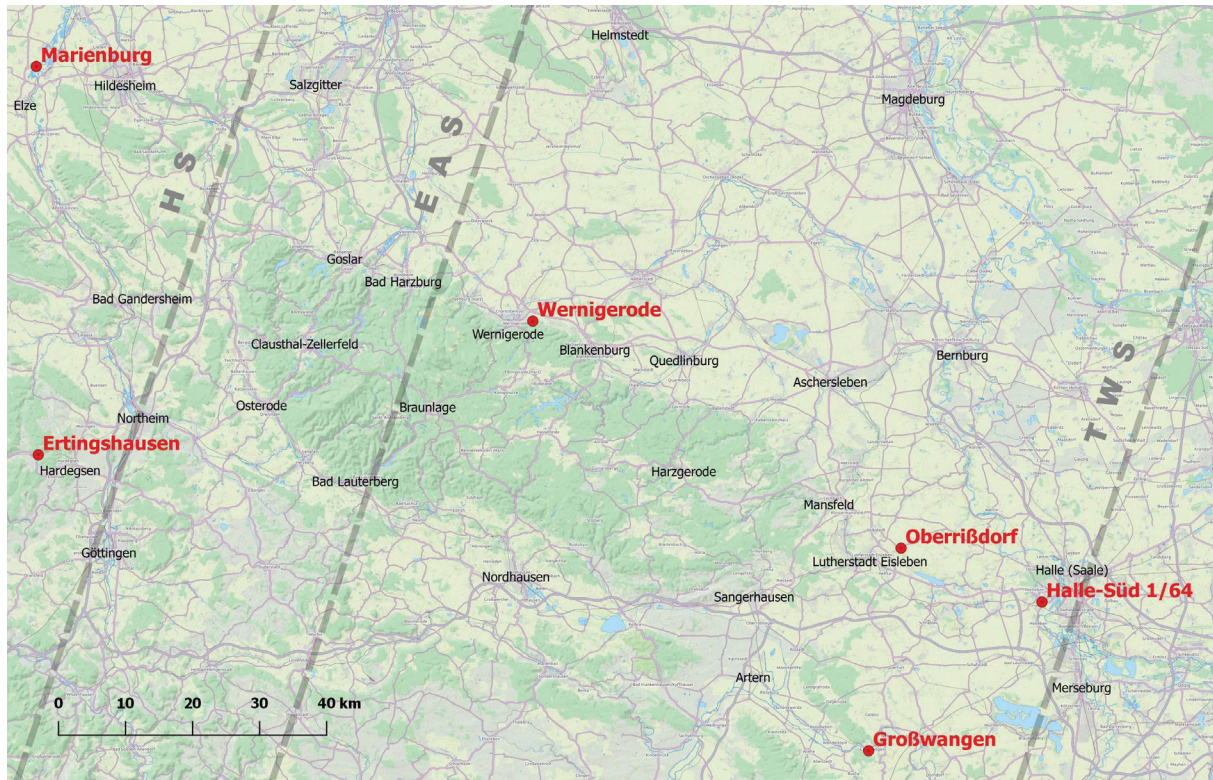


Abb. 1: Lage der Aufschlüsse und der Bohrung. 1: Großwangen/Unstrut bei Nebra, 2: Bohrung Halle-Süd 1/64, 3: Unterrißdorf bei Eisleben, 4: Wernigerode, ehem. Ziegeleigrube HEUER, 5: Ertingshausen bei Hardegsen, 6: Marienburg bei Nordstemmen. HS, EAS, TWS = ungefähre Achsen der Hessischen Senke, Eichsfeld-Altmark-Schwelle, Thüringen-Westbrandenburg-Senke. © OpenStreetMap.

2. Aufschluss Großwangen/Unstrut

Am westlichen Ortsende von Großwangen bei Nebra beginnt am Hang entlang der Memlebener Straße ein etwa 700 m langes Steinbruchgelände. Der vordere, östliche Teil ist als Geotop ausgewiesen (TK25 4735 Nebra, R: 4467800, H: 5681500; Geotop 4735/4, THOMAE 2007). Erschlossen sind rund 9 m der oberen Bernburg-Formation, welche noch von etwa 15 m der Volpriehausen-Formation überlagert werden (Abb. 1, 2). Nähere Angaben zur Stratigraphie und Sedimentologie finden sich bei HEINZELMANN 1969, SCHÜLER et al. 1989, RADZINSKI (1995), BEUTLER et al. 1997, RADZINSKI & SEIDEL (1997), GAUPP et al. (1998), VOIGT & GAUPP (2000), VOIGT et al. (2001), ROMAN (2003), BECKER(-ROMAN) 2005, BEUTLER et al. (2006) sowie MÜLLER et al. (2016, dieser Band).

Der aufgeschlossene Teil der oberen Bernburg-Formation besteht aus etwa 5 m hellen, fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen mit karbonatischem Bindemittel, welche informell als „Dolomitische Sandsteine“ bezeichnet werden. Diese sind insgesamt ca. 30 m mächtig, entsprechen den Oolith-Horizonten κ und λ (kappa, lambda), und halten von Süden her in dieser Fazies bis in den Raum Halle aus (RADZINSKI 1995, 1999: 81, RADZINSKI & SEIDEL 1997, PUFF & RADZINSKI 2013). Die Sandsteine besitzen eine deutliche Bankung mit vorwiegend planarer Schrägschichtung. In Dünnschliffen erkennt man frühdiagenetisch dolomitisierte Ooide. Die Bänke sind durch dünne grünliche Ton- und Feinsandsteine getrennt, in denen flache Rinnen, Tongerölle und Trockenrisse auftreten können. Überlagert werden die Dolomitischen Sandsteine von feinschichtigen roten Tonsiltsteinen und dünnen Sandsteinbänken mit Oszillationsrippeln, Netzleisten sowie Tongeröllen, die sog. „Rotbraunen Rippelschichten“ (HEINZELMANN 1969). Unmittelbar über diesen folgt mit diskordanter Lagerung die Volpriehausen-Formation, an deren Basis hier ein etwa 1,5 m dickes sandiges Relikt der Quickborn-

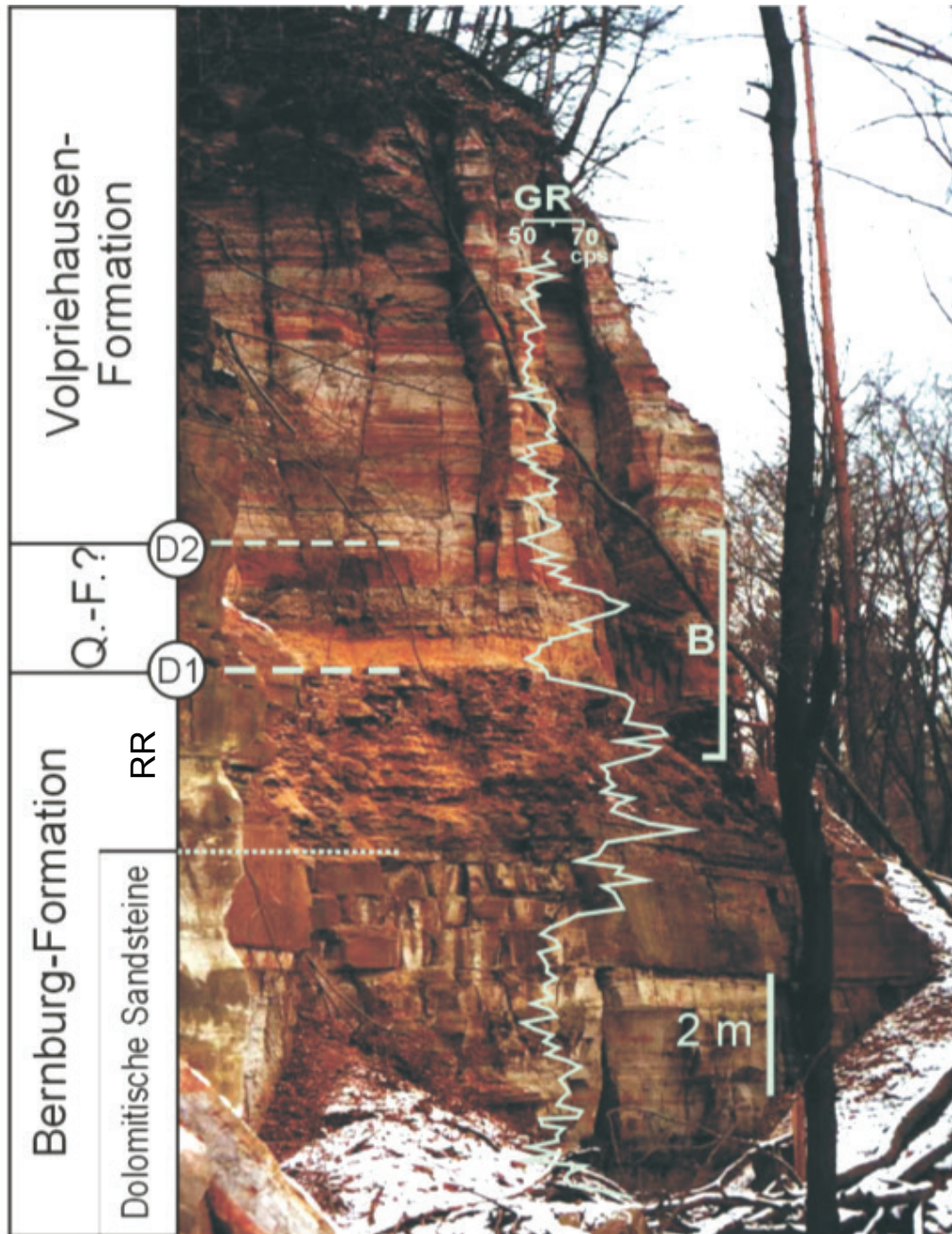


Abb. 2: Profil Großwangen mit Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein. Q.-F. = mutmaßliches Äquivalent der Quickborn-Subformation an der Basis der Volpriehausen-Formation; GR = Kurve der natürlichen Gamma-Strahlung in Impulsen pro Sekunde (cps); Diskordanzen D1 und D2. Aus ROMAN (2003), verändert.

„Rotbraune Rippelschichten“ (RR) an der Obergrenze der Bernburg-Formation mit *Magnietheria truempyi* (KOZUR & SEIDEL) 0,5 m unter D1 und *Magnietheria rybinskensis* (NOVOZHILOV) 0,26 m unter D1.

Subformation auftritt (LEPPER et al. 2013: 96 ff., siehe MÜLLER et al. 2016, dieser Band). In den Rotbraunen Rippelschichten treten gelegentlich Conchostraken auf. So fand sich 0,50 m unter der Volpriehausen-Formation ein gut erhaltenes Exemplar von *Magnietheria truempyi* (KOZUR & SEIDEL) (Abb. 3) und dicht darüber, 0,26 m unter der Volpriehausen-Formation, ein ebenfalls gut erhaltenes Exemplar von *Magnietheria rybinskensis* (NOVOZHILOV) (Abb. 4). Der Aufschluss Großwangen ist derzeit die einzige gut zugängliche und erschlossene Stelle im Raum Halle, in welcher der oberste Teil der Bernburg-Formation bis zur *Magnietheria*

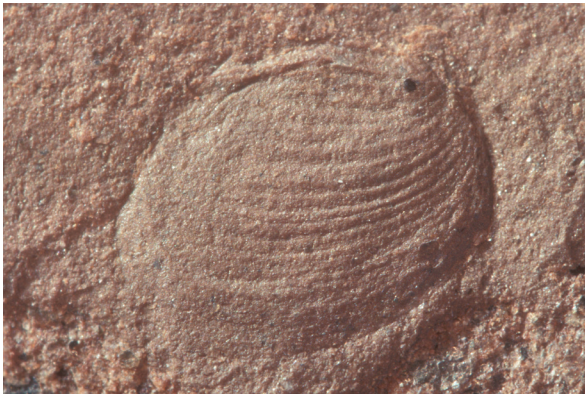


Abb. 3: *Magniesteria truempyi* (KOZUR & SEIDEL) von Großwangen. Breite 3,5 mm.



Abb. 4: *Magniesteria rybinskensis* (NOVOZHILOV) von Großwangen. Breite 5 mm.

truempyi-Zone und *Magniesteria rybinskensis*-*Lioleaiina radzinskii*-Zone erhalten ist.

3. Bohrung Halle-Süd 1/64

Die regional wichtige Kartierungsbohrung Halle-Süd 1/64 wurde 1963/64 bei den Angersdorfer Teichen südlich der heutigen Ortslage von Halle-Neustadt abgeteuft (RADZINSKI 1967; TK25 4537 Halle, R 44 93 785,2, H: 57 03 414,2, 90,1 m ü. NN; Abb. 1). Sie setzte unter ca. 2 m Pleistozän und ca. 10 m Eozän im Unteren Röt an und erreichte in der obersten Calvörde-Formation eine Endteufe von 458,4 m. Die Grenze Volpriehausen-/Bernburg-Formation wurde bei 321,8 m durchörtert. Erstmals wurde 2002/2003 in den Kernen eine vollständige, übereinander liegende Abfolge der *Magniesteria subcircularis*-Zone, *M. truempyi*-Zone, *Magniesteria rybinskensis*-*Lioleaiina radzinskii*-Zone und der *M. mangaliensis*-Zone (Volpriehausen-Wechselfolge, Avicula-Schichten) nachgewiesen. Die Bernburg-Formation ist hier also relativ vollständig erhalten, ähnlich wie in der Hessischen Senke im Solling.

Die *Magniesteria subcircularis*-Zone befindet sich im Kleinzyklus 10, der bei ca. 349,6 m beginnt (Mitt. RADZINSKI 2016), 11,4 m dick ist und aus rotbraunen Tonsteinen, Siltsteinen und feinkörnigen Sandsteinen besteht. Der darüber folgende Kleinzyklus 11 beginnt bei ca. 338,2 m und ist 16 m dick. Seine unteren 7,5 m sind überwiegend grau und darüber rotbraun. Im basalen Teil treten etwa 6 m kalkige Sandsteine und Rogensteine auf. Es handelt sich dabei um einen nördlichen Ausläufer der Dolomitischen Sandsteine des Profils Großwangen und ist dem Oolith-Horizont λ zuzurechnen (Mitt. RADZINSKI 2016). Die *M. truempyi*-Zone beginnt unmittelbar über einem dünnen grobkörnigen Sandstein, nur 20 cm über der *M. subcircularis*-Zone, mit einem Massenvorkommen von insgesamt 7,3 m Dicke. Über dieser typischen *M. truempyi*-Zone folgt ein 3,6 m dickes Intervall mit wenigen unspezifischen Conchostraken, insbesondere *Euestheria* sp. sowie einigen *Cornia* cf. *germari*. Selten treten hier auch Übergangsformen von *M. truempyi* und *M. rybinskensis* auf. Dieses Niveau wird als basale *Magniesteria rybinskensis*-*Lioleaiina radzinskii*-Zone interpretiert, obwohl typische *Magniesteria rybinskensis* noch nicht auftreten. Auch *M. truempyi* fehlt. Typische *Magniesteria rybinskensis* treten erst 2,1 m unter dem Volpriehausen-Sandstein auf. Somit umfasst die untere *Magniesteria rybinskensis*-*Lioleaiina radzinskii*-Zone hier die obersten 5,7 m der Bernburg-Formation.

4. Aufschluss Oberrißdorf

Oberrißdorf liegt 25 km westlich von Halle und 5 km nordöstlich von Eisleben. Bei dem Aufschluss handelt es sich um die stark verwachsene nördliche Böschung eines unbefestigten

Fahrwegs im Tal des „Fressbachs“ unterhalb (südwestlich) von Oberrißdorf (TK25 4435 Eisleben, R 44 72 500, H: 57 11 250; Abb. 1). Man erreicht den Fressbach, indem man an der Kirche von der Hauptstraße auf das Sträßchen „Am Berg“ abzweigt und von diesem nach 200 m links steil bergab ins Tal fährt. Unten, im Fressbachtal, biegt man rechts in den unbefestigten Fahrweg ab. Unmittelbar nach der Abzweigung, gegenüber einem kleinen Stausee, befindet sich ein jetzt völlig verwachsener Steinbruch, im welchem Volpriehausen-Sandstein abgebaut wurde (RADZINSKI 1966: Abb. 7, Mitt. RADZINSKI 2016). Nach etwa 200 m (und 100 m bevor der Fahrweg den Fressbach quert) treten an der nördlichen Böschung flach ostfallende, feinschichtige graue und rote Ton-, Silt- und Sandsteine der obersten Bernburg-Formation aus. Die Örtlichkeit ist trotz der mäßigen Aufschlussverhältnisse wichtig, weil sie lange Zeit die einzige Stelle war, wo unter der Volpriehausen-Formation die oberste Bernburg-Formation auftritt, in welcher Conchostraken der *Magnietheria subcircularis*-Zone, der vollständigen *Magnietheria truempyi*-Zone und der unteren 3 m der *Magnietheria rybinskensis-Lioleaiina radzinskii*-Zone nachgewiesen werden konnten (KOZUR & SEIDEL 1983). Der Aufschluss ist auch die Typuslokalität von *Magnietheria truempyi* (KOZUR & SEIDEL 1983).

Damals, zur Zeit der Aufnahme durch KOZUR und SEIDEL, und vor allem 1962, als für die geologische Kartierung durch RADZINSKI (1966) Schurfarbeiten durchgeführt wurden, waren die Aufschlussverhältnisse noch wesentlich besser als heute. Die genauen Mächtigkeiten sind unbekannt; es sind aber mehrere Meter über dem Kleinzyklus 10 (obere *Magnietheria subcircularis*-Zone), die aus roten, im obersten Teil grauen, Ton-, Silt- und Sandsteinen bestehen.

5. Weitere Aufschlüsse

Weiter im Nordwesten macht sich im Unteren und Mittleren Buntsandstein die NNW-streichende Eichsfeld-Altmark-Schwelle bemerkbar, welche sich durch verringerte Subsidenz und verstärkte Abtragung an der Grenze Bernburg-/Volpriehausen-Formation auszeichnet (z. B. PAUL 1993, PUFF & RADZINSKI 2013, LEPPER et al. 2013). Zum Beispiel endet die Bernburg-Formation in der heute stark verfallenen und verwachsenen ehem. **Ziegeleigrube HEUER bei Wernigerode** (ROTH 1976; TK25 2305 Wernigerode, R: 47 19 000, H: 57 45 450; Abb. 1) bereits mit dem Kleinzyklus 9 und der *Cornia germari-M. subcircularis*-Assemblage Zone. Weiter westlich, im Solling, jenseits der Eichsfeld-Altmark-Schwelle in der ebenfalls NNW-streichenden Hessischen Senke, ist z. B. im Einschnitt des Eisenbahntunnels **Ertingshausen bei Hardegsen** (KOZUR & WEEMS 2010: 373; TK25 4324 Hardegsen, R: 35 52 960, H: 57 52 370; Abb. 1) die Bernburg-Formation mit 11 Zyklen vollständig vorhanden und ähnlich wie in Halle-Süd 1/64 entwickelt (KOZUR & WEEMS 2010: 373). Auch dort tritt über einem Massenvorkommen von *M. truempyi* in der oberen *M. truempyi*-Zone ein 3 m dickes Intervall mit unspezifischen Conchostraken, vor allem *Euestheria* sp. auf, über welchem 5,5 m mit typischen *M. rybinskensis* folgen. Insgesamt ist die *M. rybinskensis-Lioleaiina radzinskii*-Zone dort mit 8,5 m etwas dicker, als in Halle-Süd mit 5,7 m. Das Profil **Marienburg bei Nordstemmen** (SZURLIES 2001, SZURLIES & LEPPER 2001; TK25 3824 Elze, R: 35 69 215, H: 57 70 790; Abb. 1) liegt dagegen bereits am Westrand der Hessischen Senke an der Flanke des Hannover-Hochs (RÖHLING 1990: Taf. 12, 2013: Abb. 8.1.3-9). Dort ist nur noch der fast komplette Kleinzyklus 10 mit der *M. subcircularis*-Zone erhalten.

6. *Magnietheria truempyi* und *M. rybinskensis*

Magnietheria truempyi ist die Typusart der Gattung *Magnietheria* KOZUR & SEIDEL, welche für die Stufe des Olenekiums sehr charakteristisch ist. Sie wurde ursprünglich von KOZUR & SEIDEL (1983: 347 f.) als Untergattung von *Liograptia* NOVOZHILOV beschrieben, von SHEN et al. (2002) dagegen als eine Untergattung der eng verwandten *Euestheria*, aus welcher sie sich entwickelt hat (KOZUR & WEEMS 2010). BACHMANN & KOZUR (2004) und KOZUR &

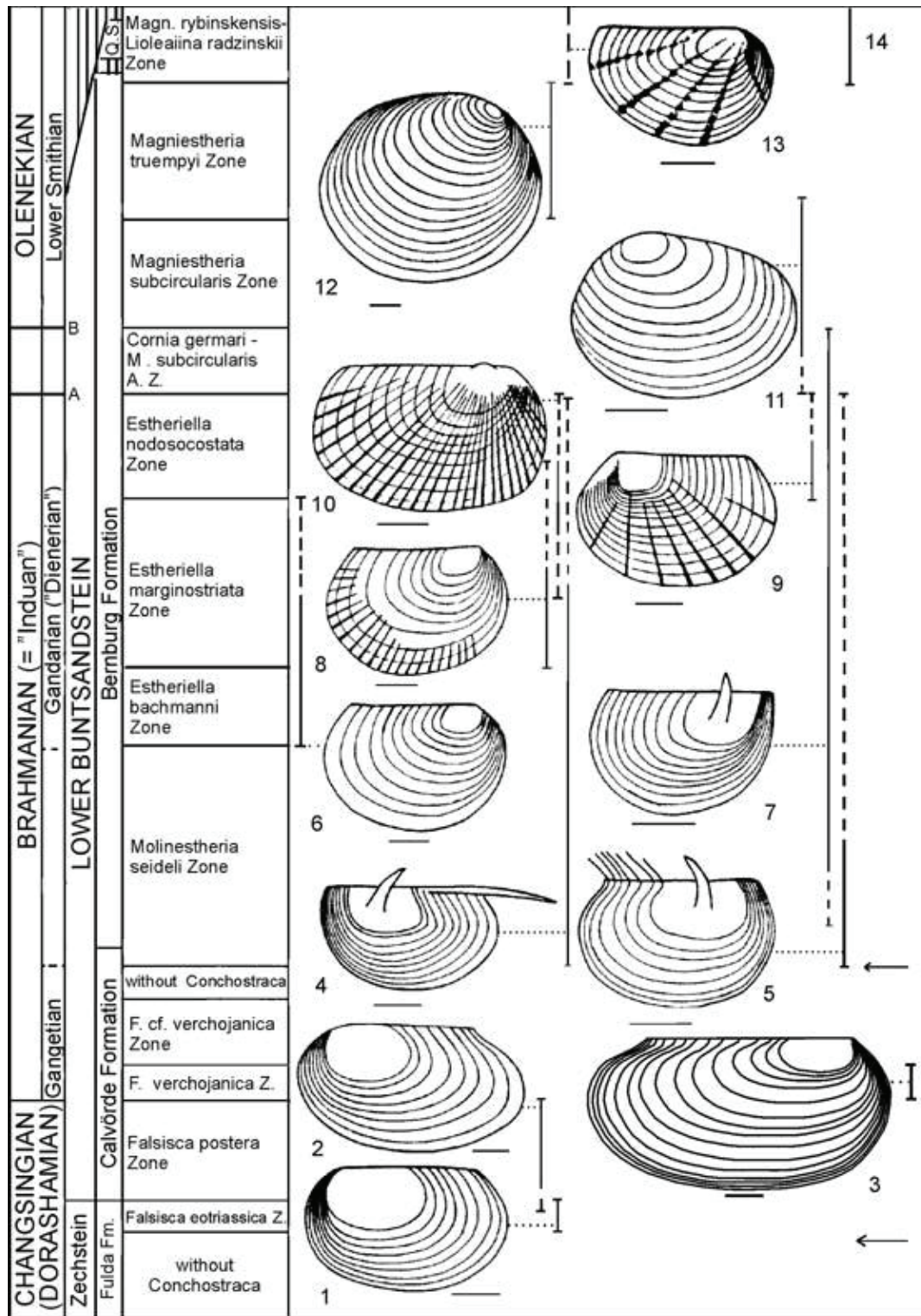


Abb. 5: Conchostraken-Zonen im Unteren Buntsandstein (nach BACHMANN & KOZUR 2004, KOZUR & WEEMS 2010; siehe auch SCHOLZE et al. 2016). Q. S. = Quickborn-Subformation; 1: *Falsisca eotriassica* KOZUR & SEIDEL, 2: *Falsisca postera* KOZUR & SEIDEL, 3: *Falsisca verchojanica* (NOVOZHILOV), 4: *Molinesitheria seideli* KOZUR, 5: *Vertexia tauricornis* LYUTKEVICH, 6: *Estheriella bachmanni* KOZUR & HAUSCHKE, 7: *Cornia germari* (BEYRICH), 8: *Estheriella marginostriata* KOZUR, 9: *Estheriella nodosocostata* (GIEBEL), 10: *Estheriella costata* WEISS, 11: *Magnietheria subcircularis* (CHERNYSHEV), 12: *Magnietheria truempyi* (KOZUR & SEIDEL); 13: *Lioleaiina radzinskii* KOZUR & SEIDEL, 14: *Magnietheria rybinskensis* (NOVOZHILOV).

WEEMS (2010) erhoben *Magniestheria* schließlich zu einer eigenen Gattung.

M. truempyi ist die Leitform der *Magniestheria truempyi*-Zone. Es handelt sich dabei um die vorletzte Conchostraken-Zone in der oberen Bernburg-Formation, im unteren Teil des Kleinzyklus 11 *sensu* BACHMANN & KOZUR (2004), definiert durch das erste bzw. letzte Auftreten (FAD, LOD) von *M. truempyi* (Abb. 5). Ihr Alter ist Frühes Olenekium bzw. Frühes Smithium (BACHMANN & KOZUR 2004, KOZUR & WEEMS 2010). KOZUR & WEEMS (2010: 373) betonen, dass die *Magniestheria truempyi*-Zone nur dort erhalten ist, wo die Schichtlücke zwischen Bernburg- und Volpriehausen-Formation relativ gering ist. Dies ist, wie oben ausgeführt, z. B. in der weiteren Umgebung von Halle der Fall, so bei Großwangen, in der Bohrung Halle-Süd 1/64, bei Oberrißdorf sowie im Solling, wo die Bernburg-Formation noch vollständiger erhalten ist. Dort tritt sie bis 6 m unter der Volpriehausen-Formation auf (LOD). Ferner wurde *M. truempyi* außerhalb des Germanischen Beckens auf Madagaskar in limnischen oder brackischen Schichten entsprechenden Alters gefunden (SHEN et al. 2002) und zwar zwischen marinen *Claraia*-Schichten, deren Obergrenze das Top Indusium kennzeichnen, und Schichten mit *Flemingites flemingianus*, dem Leitammoniten für das untere Smithium (Unteres Olenekium). Dies bestätigt KOZUR & SEIDELS (1983) Einstufung von *M. truempyi* ins Untere Olenekium.

Das *M. truempyi*-Material von Oberrißdorf war gut erhalten, lag aber nur in Abdrücken vor (KOZUR & SEIDEL 1983: 402 ff.) und zeigte nicht das sehr feine Netzmuster, welches SHEN et al. (2002) abgebildet haben. Im Material von Halle-Süd 1/64 konnte dieses feine Netzmuster jedoch bestätigt werden. Auch undeutliche kleine Pusteln auf den Wachstumslinien, die bei einigen Exemplaren von Madagaskar vorhanden waren, konnten bei einigen Exemplaren von Halle-Süd gefunden werden.

M. rybinskensis ist eine Leitform der *Magniestheria rybinskensis-Lioleaiina radzinskii*-Zone, in welcher *M. rybinskensis* verhältnismäßig häufig ist. *Lioleaiina radzinskii* ist dagegen relativ selten, außer gelegentlich im Volpriehausen-Sandstein (KOZUR & WEEMS 2010: 373). Ferner findet sich in dieser Zone sehr selten *Euestheria gutta gutta* (LYUTKEVITCH). Die Zone selbst umfasst den oberen Teil des Kleinzyklus 11 der Bernburg-Formation sowie den Volpriehausen-Sandstein im unteren Teil der Volpriehausen-Formation, einschließlich der Quickborn-Subformation, soweit diese vorhanden ist (Abb. 5). Die Untergrenze der Zone ist definiert durch das erste Auftreten (FAD) von *Magniestheria rybinskensis*, welche sich aus *M. truempyi* entwickelt hat. Die Obergrenze ist bestimmt vom ersten Auftreten (FAD) von *M. mangaliensis* (JONES), die aus *M. rybinskensis* hervor gegangen ist (KOZUR & WEEMS 2010: 373). Ihr Alter ist Frühes Olenekium bzw. Frühes Smithium (BACHMANN & KOZUR 2004, KOZUR & WEEMS 2010). Außer vom Germanischen Becken ist die Zone von der Russischen Plattform, West-Kasachstan (Mangyshlak) und Süd-Sibirien (Kuznek-Becken) bekannt (KOZUR & WEEMS 2010: 374). Die Zone ist, mehr noch als die *M. truempyi*-Zone, im Germanischen Becken auf zentrale Beckenteile und Subsidenzgebiete beschränkt, wo die Bernburg-Formation möglichst vollständig erhalten ist. Dies ist etwa in der Hessischen Senke im Solling der Fall, wo *M. rybinskensis* 5 m unter der Volpriehausen-Formation einsetzt. Im Raum Halle, im Bereich der Thüringen-Westbrandenburg-Senke, beginnt sie in der Bohrung Halle-Süd 2,1 m unter der Volpriehausen-Formation, im Aufschluss Großwangen erst 0,26 m darunter (KOZUR & WEEMS 2010: 374). Im großen randnahen Teilen des Germanischen Beckens wurde dagegen der oberste Teil der Bernburg-Formation einschließlich dieser beiden Zonen vor der Ablagerung der Volpriehausen-Formation erosiv entfernt. Zu einer Diskussion der Conchostraken-Zonen im Unteren Buntsandstein siehe auch SCHOLZE et al. (2016).

7. Anmerkungen und Dank

Eine umfassende Bearbeitung der Buntsandstein-Conchostraken wurde 1983 von KOZUR &

SEIDEL veröffentlicht. Dabei spielte der Aufschluss Unterrißdorf in der oberen Bernburg-Formation eine wichtige Rolle, da dies seinerzeit die einzige Stelle mit *Magnietheria truempyi* war. Fast 20 Jahre später fand HEINZ KOZUR ähnliche Verhältnisse in der Bohrung Halle-Süd 1/64 vor, beprobte diese 2002/2003 und verfaßte ein kurzes englisches Rohmanuskript, das aber nicht weiter ausgearbeitet und veröffentlicht wurde. Die Conchostraken-Proben nahm er zur weiteren Bearbeitung mit nach Budapest, wo sie, wie es scheint, in seinem Nachlaß verschollen sind. Dieser befindet sich in noch weitgehend ungeordnetem Zustand in der „Mineralien- und Gesteinssammlung“ der Eötvös Loránd Universität Budapest. Deshalb können die in Halle-Süd gefundenen Conchostraken hier leider nicht abgebildet werden.

2009 besuchten Heinz Kozur und der Verfasser den Aufschluss Großwangen/Unstrut zur Vorbereitung des 6th International Field Workshop on the Triassic of Germany (BACHMANN, HAUSCHKE & KOZUR 2009). Dabei wurden die beiden oben erwähnten und abgebildeten Exemplare von *Lioleaiina radzinskii* und *Magnietheria truempyi* gefunden. HEINZ KOZUR schickte diese an Herrn K.-P. KELBER, Würzburg, mit der Bitte, diese zu fotografieren, konnte sie aber wegen seines allzu frühen Todes im Jahr 2013 nicht mehr bearbeiten. Der Verfasser nimmt nun die 26. Jahrestagung des Thüringischen Geologischen Vereins in Naumburg und eine Exkursion nach Großwangen (MÜLLER et al. 2016, dieser Band) zum Anlass, das Vorkommen dieser beiden wichtigen Leitfossilien in Großwangen sowie HEINZ KOZURS Beschreibungen der Bohrung Halle-Nord 1/64 im Rohmanuskript zu dokumentieren. Die beiden Conchostraken sind unter den Nummern MLU.GP2016.1 und MLU.GP2016.2 in den Geowissenschaftlichen Sammlungen der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg hinterlegt.

Der Verfasser ist sehr zu Dank verpflichtet:

-- Den Herausgebern und der Schriftleitung, insbesondere Frau Prof. Dr. DOROTHEE MERTMANN, für die Aufnahme in das Hallesche Jahrbuch für Geowissenschaften und die damit verbundenen Arbeiten;

-- Herrn Dr. B.-C. EHLING, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Halle, für das englische Rohmanuskript von HEINZ KOZUR und hilfreiche Hinweise;

-- Herrn T. KOCH, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Halle, für Daten und Material der Bohrung Halle-Süd 1/64;

-- Herrn K.-P. KELBER, Würzburg, für die Fotografien der Conchostraken von Großwangen;

-- den Herren Dr. N. HAUSCHKE, Dr. K.-H. RADZINSKI, Halle, und Dr. H.-G. RÖHLING, Hannover, für die Durchsicht des Manuskripts sowie hilfreiche Hinweise;

-- Herrn Dip.-Geol L. SCHIMPF, Halle, für Hilfe bei der Computergrafik;

-- Herrn Prof. Dr. I. LERCHE, Halle, für die Durchsicht des englischen Abstracts.

8. Literatur

BACHMANN, G. H., HAUSCHKE, N. & KOZUR, H. W. (2009): Buntsandstein Cyclicity and Conchostracan Biostratigraphy of the Halle (Saale) Area, Central Germany. 6th International Field Workshop on the Triassic of Germany, September 12–13, 30 S.; Halle (Saale) http://www.stratigraphie.de/perm-trias/Triassic_workshop_2009_Halle-supplement.pdf

BACHMANN, G. H. & KOZUR, H. W. (2004): The Germanic Triassic: Correlation with the international chronostratigraphic scale, numerical ages, Milankovitch cyclicity. Hall. Jahrb. Geowiss., B 26, 17–62; Halle.

BECKER(-ROMAN), A. (2005): Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). Hall. Jb. Geowiss., B, Beih. 21, 1–117; Halle.

- BEUTLER, G., ERNST, W., FRANZKE, H. J., GÖTZ, A. E., KELLNER, A., SCHUBERT, J. & VOIGT, T. (1997): Sedimentation und Tektonik der Trias im Thüringer Becken. In: LÜTZNER, H. & SEIDEL, G., Hrsg., Regionale Geologie von Mitteleuropa. Schriftenreihe der Dt. Geol. Ges., 3, 59–81; Hannover.
- BEUTLER, G., GÖTZ, A. E. & VOIGT, T. (2006): Zechstein, Buntsandstein und Muschelkalk im Naturpark Saale-Unstrut-Triasland (Exkursion E am 20. April 2006). Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F. 88, 233–252; Stuttgart.
- GAUPP, R., VOIGT, T. & LÜTZNER, H. (1998): Exkursion C: Stratigraphy and sedimentological evolution of Lower and Middle Triassic deposits in the SE part of the Germanic Triassic Basin. Hall. Jahrb. Geowiss., B, Beih. 6, 99–120; Halle (Saale).
- GELUK, M. C. & RÖHLING, H.-G. (1999): High-resolution sequence stratigraphy of the Lower Triassic Buntsandstein: A new tool for basin analysis. Zbl. Geol. Paläontol. Teil I, 1998, 727–745; Stuttgart
- HEINZELMANN, W. (1969): Der Untere und Mittlere Buntsandstein auf Blatt Nebra. Hall. Jahrb. Mitteldt. Erdgesch., 9, 132–160; Leipzig.
- KOZUR, H. W. (1999): The correlation of the Germanic Buntsandstein and Muschelkalk with the Tethyan scale. In: Bachmann, G. H. & Lerche, I., eds.: Epicontinental Triassic. Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1998 (7–8): 701–725.
- KOZUR, H. W. & SEIDEL, G. (1983): Die Biostratigraphie des unteren und mittleren Buntsandsteins des Germanischen Beckens unter besonderer Berücksichtigung der Conchostraken. Z. geol. Wiss., 11, 429–464; Berlin.
- KOZUR, H. W. & WEEMS, R. E. (2010): The biostratigraphic importance of conchostracans in the continental Triassic of the northern hemisphere. In: LUCAS, S. G., ed., The Triassic time-scale, Geol. Soc. London, 334, 315–417; London.
- LEPPER, J., RAMBOW, D. & RÖHLING, H.-G. (2013): Lithostratigraphie des Buntsandsteins in Deutschland. In: LEPPER, J. & RÖHLING, H.-G., Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein, Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 69, 69–149; Hannover.
- MENNING, M. & KÄDING, K.-C. (2013): Magnetostratigraphie, Zyκλοstratigraphie, eologische Zeitskala und Nomenklatur des Buntsandsteins von Mitteleuropa. In: LEPPER, J. & RÖHLING, H.-G., Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein, Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 69, 165–212; Hannover.
- MÜLLER, A., BACHMANN, G. H., SCHUBERTH, K. & WANSA, S. (2016): Exkursionsführer Geologie des Unstruttals zwischen Nebra und Naumburg (Sachsen-Anhalt). Hall. Jahrb. Geowiss., Beih. 37, 7–50; Halle, dieser Band.
- PAUL, J. (1993): Anatomie und Entwicklung eines permisch-triassischen Hochgebietes. die Altmark-Eichsfeld-Schwelle. Geol. Jb., A 131, 197–218; Hannover.
- PUFF, P. & RADZINSKI, K.-H. (2013): Der Buntsandstein in der Thüringischen Senke. In: LEPPER, J. & RÖHLING, H.-G., Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein, Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 69, 421–448; Hannover.
- RADZINSKI, K.-H. (1966): Stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren und Mittleren Buntsandstein des südöstlichen Harzvorlandes. 173 S., Diss. Univ. Greifswald (unveröff.).
- RADZINSKI, K.-H. (1967): Gliederung und Paläogeographie des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im südöstlichen Harzvorland. Geologie, 16, 637–659; Berlin.
- RADZINSKI, K.-H. (1995): Zum Unteren und Mittleren Buntsandstein im Unstruttal bei Nebra

- (Südwestrand der Querfurter Mulde). *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, 1, 85–103; Halle (Saale).
- RADZINSKI, K.-H. (1999): Zur lithostratigraphischen Gliederung der Bernburg-Formation (Unterer Buntsandstein) im mittleren und nördliche Teil von Sachsen-Anhalt. *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, 5, 73–93; Halle (Saale).
- RADZINSKI, K.-H. & SEIDEL, G. (1997): Regionaler Vergleich der Profile des Unteren und Mittleren Buntsandstein zwischen Thüringer Becken und dem nordöstlichen Harzvorland. *Geowiss. Mitt. Thüringen*, 5, 117–132; Weimar.
- RÖHLING, H.-G. (1991): A lithostratigraphic subdivision of the Early Triassic in the Northwest German Lowlands and the German Sector of the North Sea, based on Gamma Ray and Sonic Logs. *Geol. Jb.*, A 119, 3–24; Hannover.
- RÖHLING, H.-G. (1993): Der Untere Buntsandstein in Nordwest- und Nordostdeutschland Ein Beitrag zur Vereinheitlichung der stratigraphischen Nomenklatur. *Geol. Jb.*, A 142, 149–183; Hannover.
- RÖHLING, H.-G. (1999): The Quickborn Sandstone – a new lithostratigraphic unit in the lowermost Middle Buntsandstein (Scythian). In: BACHMANN, G. H. & LERCHE, I., eds., *Epicontinental Triassic*, *Zbl. Geol. Paläontol. Teil I*, 1998, 797–812; Stuttgart.
- RÖHLING, H.-G. (2013): Der Buntsandstein im Norddeutschen Becken – regionale Besonderheiten. In: LEPPER, J. & RÖHLING, H.-G., *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein*, *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 69, 269–384; Hannover.
- ROMAN, A. (2003): Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). Diss. Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 144 S.; Halle (Saale) (unveröff.). <http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/04/04H038/index.htm>
- ROTH, W. (1976): Stratigraphische, lithofazielle und paläotektonische Untersuchungen im Buntsandstein (Nordhausen- bis Solling-Folge) des Subherzynen Beckens. *Freiberger Forschungshefte*, C 316, 9–16; Leipzig.
- SCHOLZE, F., SCHNEIDER, J. W. & WERNEBURG, R. (2016): Conchostracans in continental deposits of the Zechstein–Buntsandstein transition in central Germany: Taxonomy and biostratigraphic implications for the position of the Permian-Triassic boundary within the Zechstein Group. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 449, 174–193, Amsterdam.
- SCHÜLER, F., BEUTLER, G. & FRANZKE, H. J. (1989): Über synsedimentäre Bruchtektonik an der Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein auf der Hermundurischen Scholle. *Hall. Jahrb. Geowiss.*, 14, 49–54; Halle.
- SCHULZE, G. (1969): Der Untere Buntsandstein der Scholle von Calvörde und benachbarter Gebiete. *Geologie*, 8, 5–20; Berlin.
- SZURLIES, M. (1999): Zyklenstratigraphie und Gamma-Ray-Log-Korrelation im Unteren Buntsandstein (Untere Trias) des nördlichen Harzvorlandes. *Hall. Jahrb. Geowiss.*, B 21, 35–53; Halle.
- SZURLIES, M. (2001): Zyklische Stratigraphie und Magnetostratigraphie des Unteren Buntsandsteins in Mitteldeutschland. Diss. Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 116 S. (unveröff.). <http://digital.bibliothek.uni-halle.de/id/1810250>
- SZURLIES, M. & LEPPER, J. (2001): Der Untere und Mittlere Buntsandstein in den Aufschlüssen an der Marienburg (Leinebergland). *Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover*, 143, 9–18; Hannover.
- SHEN, Y., GARASSINO, A. & TERUZZI, G. (2002): Studies on Permo-Triassic of Madagascar. 4.

Early Triassic Conchostracans from Madagascar. *Atti soc. it. Sci. nat. Museo civ. Stor. nat. Milano*, 143, 3–11.

THOMAE, M. (2007): Fenster in die Erdgeschichte – Geotopverzeichnis Sachsen-Anhalt. *Mitt. Geol. Bergwesen Sachsen-Anhalt*, 12, 1–168; Halle.

VOIGT, T., BACHMANN, G. H. & GAUPP, R. (2001): Buntsandstein und Muschelkalk im Thüringer Becken. In: GAUPP, R. & VAN DER KLAUW, S., Hrsg., *Sediment 2001 – Programm, Kurzfassungen, Exkursionsführer. Schriftenreihe der Dt. Geol. Ges.*, 13, 137–169; Hannover.

VOIGT, T. & GAUPP, R. (2000): Die fazielle Entwicklung an der Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein im Zentrum der Thüringer Senke. *Beitr. Geol. Thüringen, N. F.*, 7, 55–71; Jena.



Wasserspeier aus Werksteinen (Schaumkalk) der Jena-Formation am Naumburger Dom.
Foto: Dipl. Ing. R. GILLNER, Leipzig.

