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

Exkursionsführer

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

Arnold Müller[1], Gerhard H. Bachmann[2], Konrad Schuberth[3] & Stefan Wansa[3]

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

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

[3]Landesamt 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 Verebnungsfläche, 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 Durchbruchstälern, 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

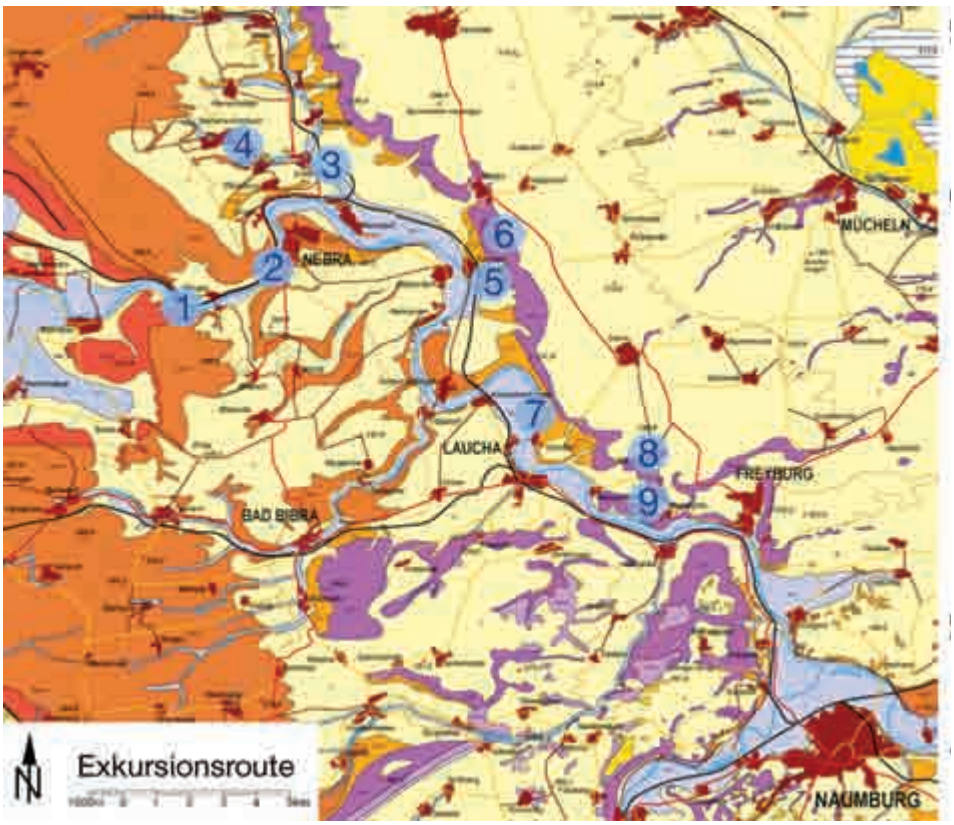

Abb 3: Exkursionsroute mit Aufschlusspunkten (Halt 1 – 9); 1: ehem. Buntsandsteinbrüche Großwangen, 2: ehem. Buntsandsteinbrüche Nebra, 3: Liederstädt, 4: Weißenschirmbach, 5: Karsdorf, auflässiger Tontagebau des Zementwerks, 6: Karsdorf, Straßeneinschnitt und Aussichtspunkt Kalksteintagebau, 7: Glockens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

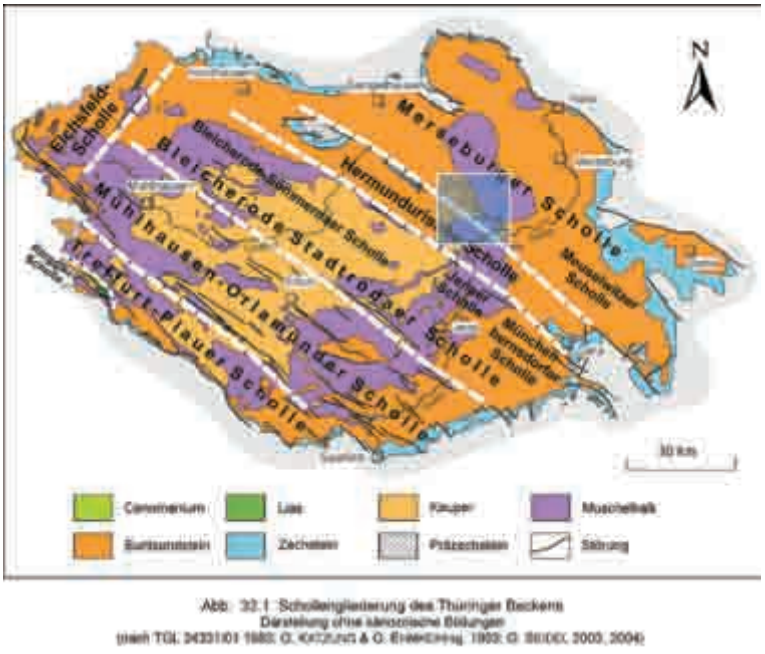

Abb. 32.1 Schollengliederung des Thüringer Beckens
Darstellung ohne känozoische Bildungen
(nach TGL 24331/01 1983; G. KATZUNG & G. EHMKE 1993; G. SEIDEL 2003, 2004)

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: Rappsilber 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

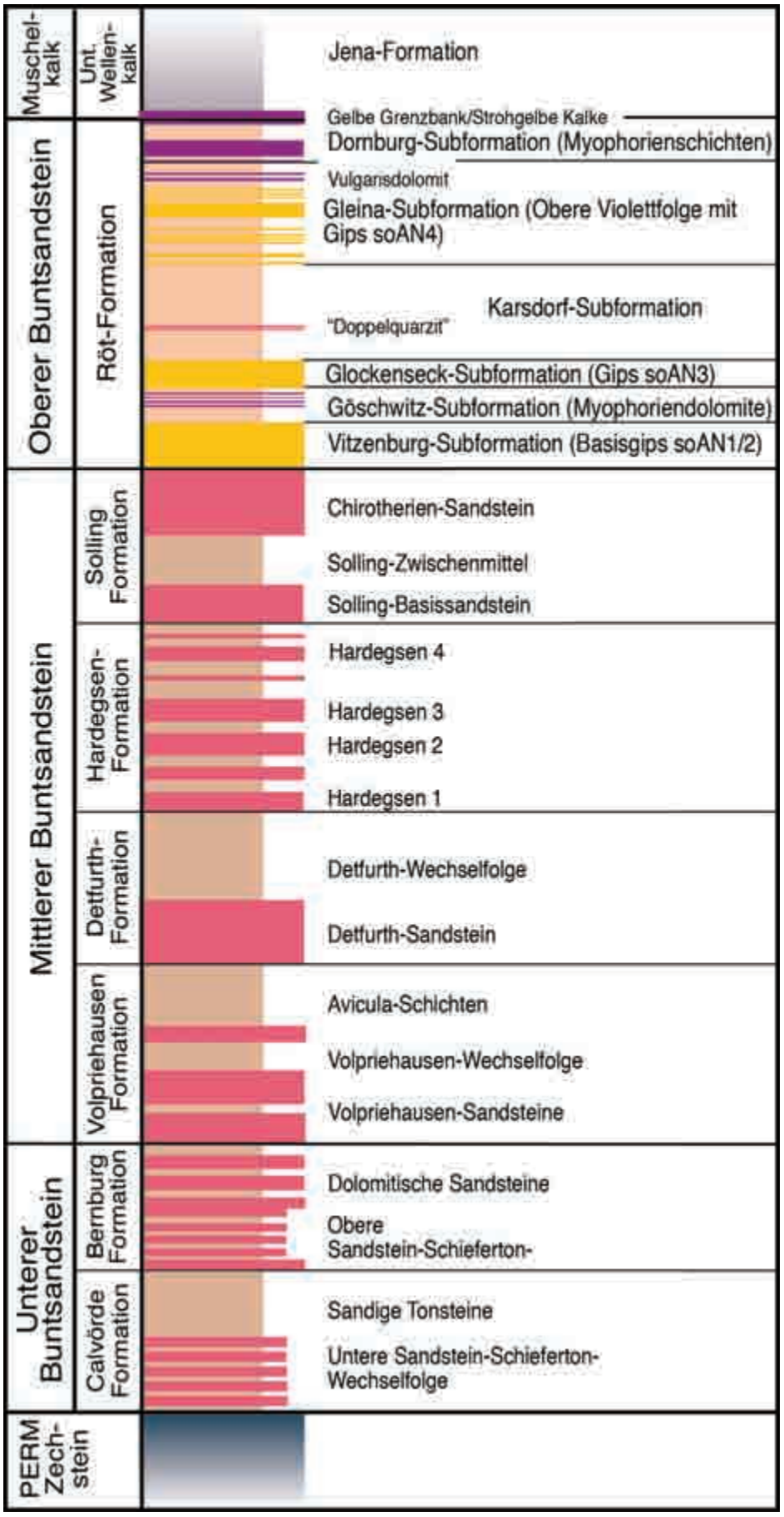

Abb. 5: Schichtenfolge des Buntsandsteins (aus Müller 2014, verändert), Legende s. Abb. 6.

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 Schichtlükken 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 Südostpolen 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 Steinklöbe, 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 frühdiagenetisch 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 „Gervillienschichten" 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 mitteldeutschen Raum ist außer einigen Conchostraken wenig gefunden worden.

Vier Sohlbank-Zyklen (Hardegsen 1 bis 4) bauen die **Hardegsen-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 Hardegsen-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 mitteldeutschen 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 Mitteldeutschland 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 Rötsalinar besteht im Gebiet aus zwei Zyklen, die jeweils mit der Ausscheidung von Steinsalz enden. Im oberflächennahen Bereich ist das bis um 40 m mächtige Rötsalz komplett abgelaugt 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 Bekken 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 „Peliröt" 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 dolomitischem 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 (laminierter) 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 Schmelzschuppern („*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 Unteranis 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 weicheren, 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 Durchbruchstälern 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

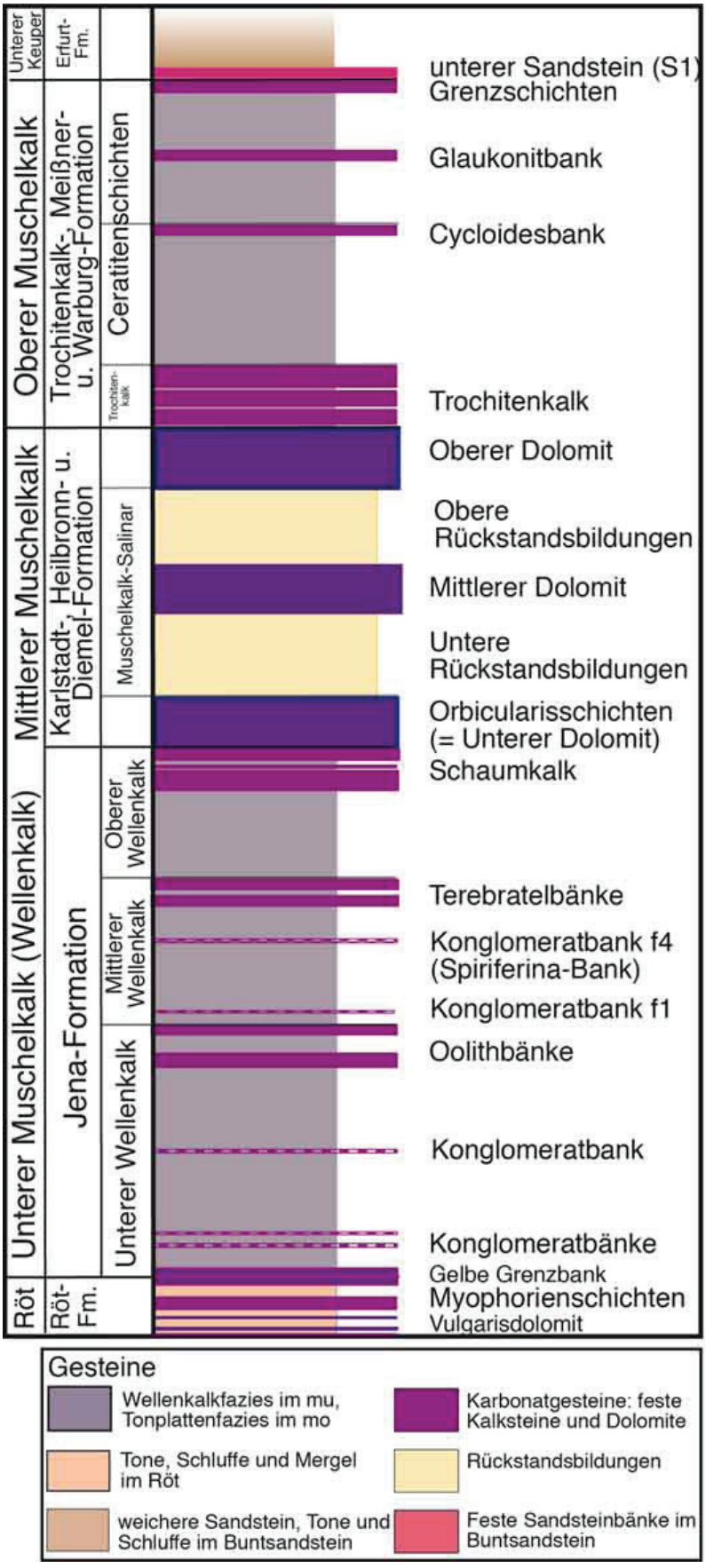

Abb. 6: Schichtenfolge des Muschelkalks (aus Müller 2014).

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 *Punctospirellla 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 (*Pleuronautilus*, *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 „Wechsellagerungen" 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, angelaugt oder vollständig abgelaugt. 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 Molluskenschill sowie Hornsteine. Sie lieferte wohl die meisten der Saurierknochen, für die der Bruch früher berühmt war. Im Profil folgen 1,5–3 m massige 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*, *Prospondylus*, *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 Mitteldeutschland 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 Schlangenstern („*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 (*spinosus*-Zone) beobachtet werden. Neue Nachweise kommen aus subrosionsbedingten Einsturztrichtern im Steinbruch des Zementwerks Karsdorf. Auch dort wurden Ceratiten bis zur *spinosus*-Zone ermittelt.

2.4 Keuper und jüngeres 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 Reliktvorkommen 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 Liasvorkommen in der Subherzynen 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 Flusssystems 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 (Inversiontektonik 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 Kieselschiefer. 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 Kieselschiefern) 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 Rötsalinars (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 Markröhlitzer 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 Markröhlitzer 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

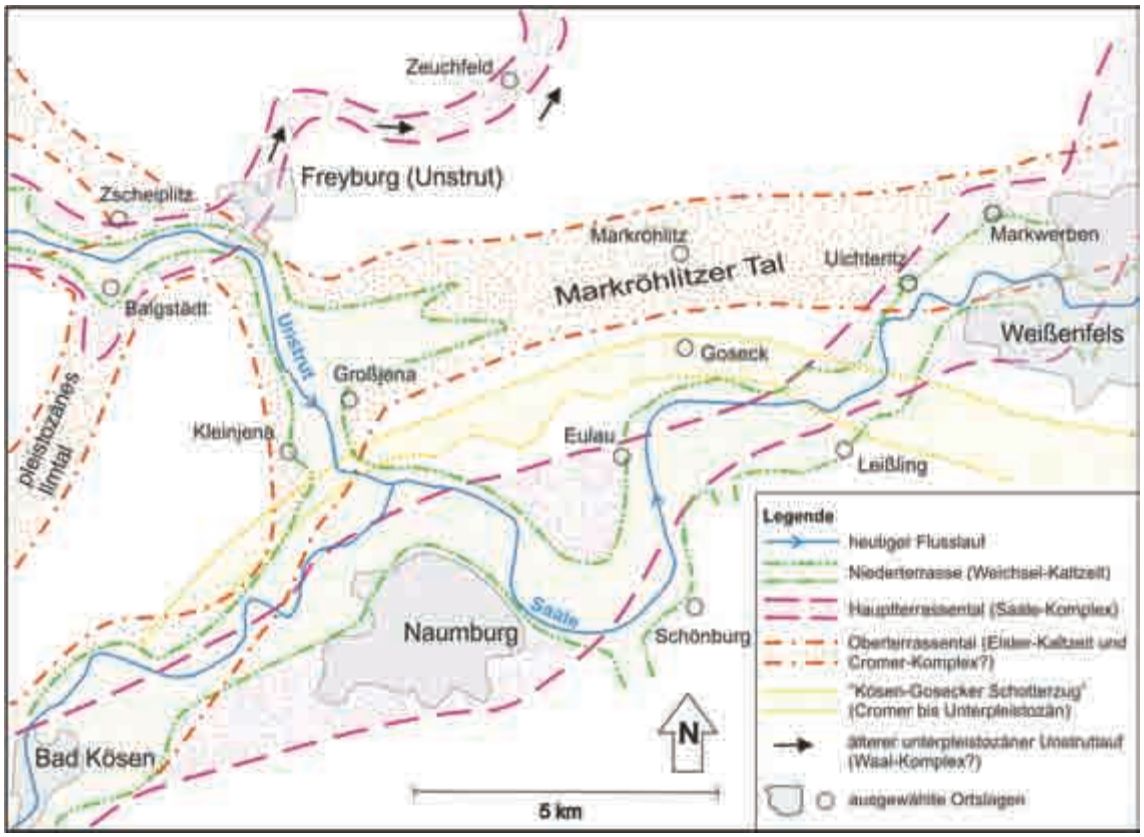

Abb. 7: Pleistozäne Flussgeschichte bei Naumburg (zusammengestellt nach EISSMANN 1975, STEINMÜLLER 1976, 1980, MENG & WANSA 2005).

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 Rötaufschluss (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 Umgehungstraße 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-violettroten „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 *Magniestheria 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 synsedimentärer 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 Himmelsscheibe 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 Hardegsen- 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 dünnschichtigen Silt-/Tonsteinlagen und geringmächtigen, mürben Sandsteinlagen. Dies sind die oberen 3 Sohlbankzyklen der Hardegsen-Formation.

Abb. 10: Südwestlicher Aufschlussbereich der ehemaligen Buntsandsteinbrüche bei Nebra vom höheren Teil der Hardegsen-Formation bis zum Chirotheriensandstein der Solling-Formation.
6: Chirotheriensandstein
5: Solling-Zwischenmittel
4: Solling-Basissandstein
1-3: obere Sohlbank-Zyklen der Hardegsen-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 Hardegsen-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 Straßenböschung 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 Haupterrassen-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

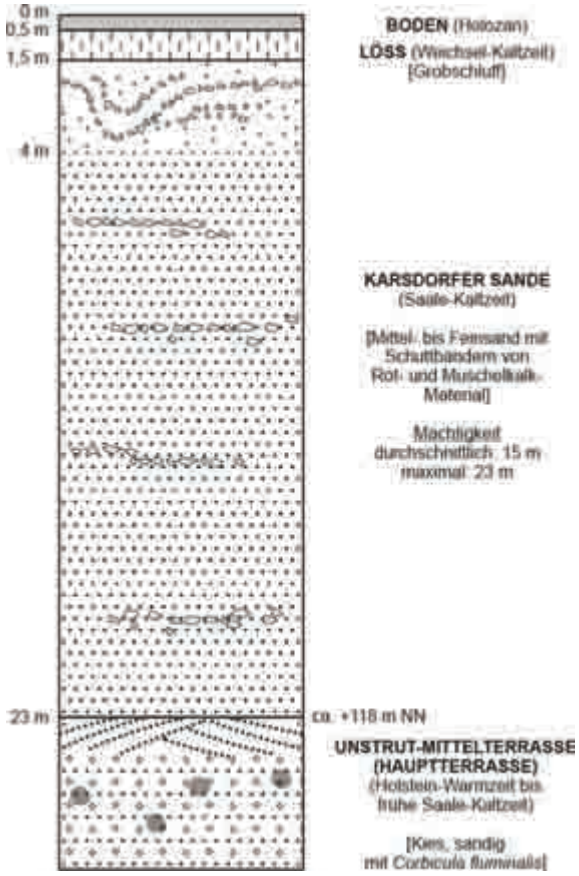

Abb. 14: Schematisches Profil der Karsdorfer Sande und der Hauptterrasse der Unstrut im Gebiet südwestlich von Steigra (nach Aufschlüssen der Kiessandgrube Karsdorf und Bohrungen; aus Schuberth & Radzinski 2014).

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 Gesamtfauna 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

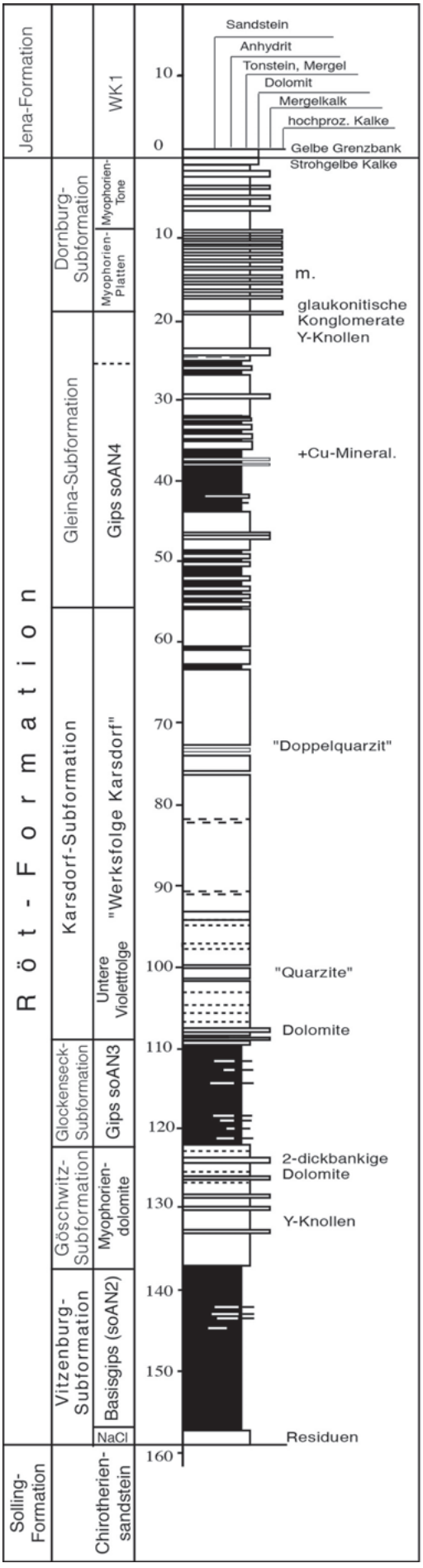

Abb. 15: Rötprofil von Karsdorf (nach Jubitz 1959, umgezeichnet und ergänzt). Y = Gips, WK1 = Wellenkalk 1.

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 Aufschlussteil 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 graugrünlichen 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-

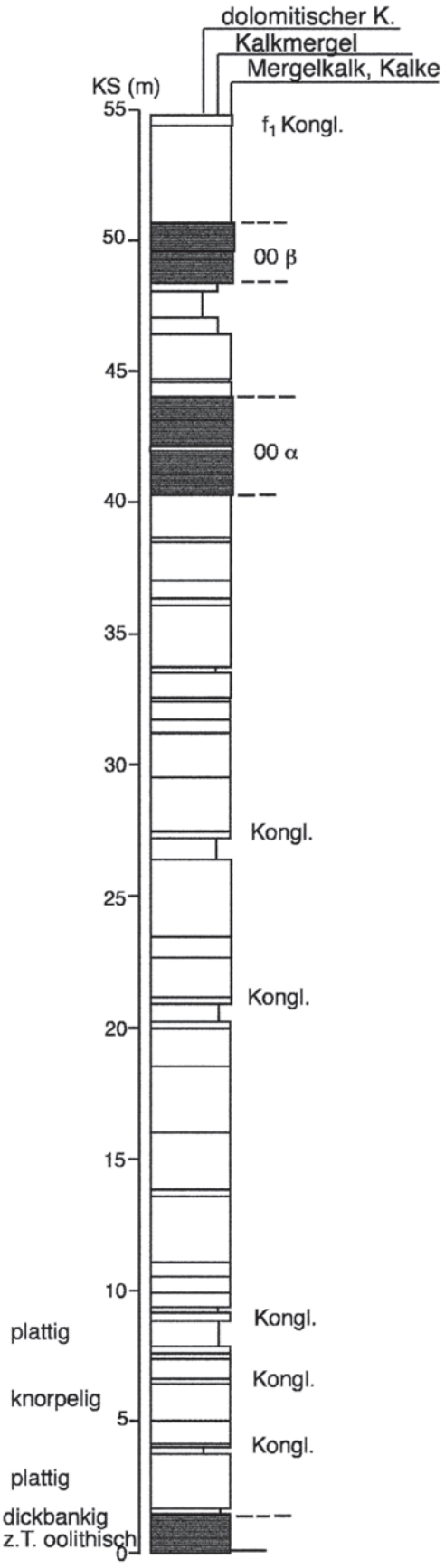

Abb. 18: Unterer Wellenkalk bis zu den Oolithbänken bei Karsdorf (nach Jubitz 1959, umgezeichnet).

tenfolge aber nicht aufgeschlossen ist. Im weiteren Verlauf des Straßenanstiegs folgen auf der rechten (SE) Seite Aufschlüsse in der Dornburg-Subformation (Abb. 17), zunächst die Myophorienplatten (meist überrollt), dann die Myophorientone und schließlich eine über einen Meter mächtige, klotzige, poröse Kalksteinbank, die als lokale Besonderheit in der Karsdorfer Region die dolomitische Grenzbank faziell vertritt. Sie ist früher zuweilen irrtümlich als Oolithbank kartiert worden.

Das Profil setzt bis zur Unteren Oolithbank in üblicher Wellenkalkfazies fort und enthält an der Basis (Abb. 18) einige konglomeratische Horizonte, die recht fossilreich sein können (Epifaunen mit Pectiniden und Newaagien). An der nächsten Kurve, etwas unterhalb der Mitte des Unteren Wellenkalks, ist ein gut ausgeprägter Schuttstrom (debris flow, Abb. 19) angeschnitten, in dem ein (hochkant) stehender Block die ganze Kraft des Ereignisses illustriert. Solche durch Erdbeben hervorgerufenen Schuttströme sind im Wellenkalk zwar häufig zu beobachten, aber selten so instruktiv. In der Umgebung der Oolithbänke kommen sie besonders häufig vor. Schuttströme, starke Gefügezerüttungen und plastische Deformationserscheinungen (zusammengefasst als Seismite bezeichnet) illustrieren die starke tektonische Aktivität im Unteren Muschelkalk (Föhlisch & Voigt 1999, 2001, Knaust 2000).

Auf der gegenüber liegenden Straßenseite, etwas oberhalb des Schuttstroms, treten die im Gebiet typischen *Holocrinus*-Bänkchen heraus (*Holocrinus*-Tempestite), die etwa 20 m über der Basis des Unteren Muschelkalks liegen.

Im oberen Teil des Profils kommt der Ammonit *Beneckeia buchi* häufiger und in recht großen Exemplaren vor. Dieses Niveau lässt sich vom Querfurter Raum bis in die Gegend um Laucha-Krawinkel verfolgen. Schließlich sind die Oolithbänke erreicht (muOB). Die Untere Oolithbank tritt kurz vor der Hangkante auf und ist schon ziemlich verwittert. Sie besteht aus schaumig-porösen Bänken mit Hartgründen. Die obere Bank und das Wellenkalkmittel stehen im Plateaubereich

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 Rötsalinar, 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 reliktisch 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 zugedämmt 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-Wechsellagerung mit Fasergipsen. Die Fasergipse sind nicht selten verbogen (Abb. 22), was vermutlich auf die Volumenzunahme bei der Vergipsung primärer Anhydrite zurückzuführen ist. Die Wechsellagerung 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 Rötsalinars 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 Stylolithen 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 Kalzitersatzschalen 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 Rückzugsgefechtes 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, beschoss 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 Kösener 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 Denkmalen 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 Herkuft 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 cotrolled 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., Bergmeier, E., Deutsch, M., Epperlein, K., Reeh, T., Schmitt, R. & Siegesmund, S. (2014): Unterwegs im Saale-Unstrut-Triasland – Naturkundlich-Geschichtliche Exkursionen. In: Siegesmund, S., Hoppert, M. & Epperlein, K., Hrsg.: Natur, Stein, Kultur, Wein. Zwischen Saale und Unstrut, 357–412; Halle/Saale (mdv).

Müller, A., Beutler, G. & Siegesmund, S. (2014): Geologie des Triaslandes und Landschaftsentwicklung. In: Siegesmund, 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 Geopfaden 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; Neuausgabe 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.

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