Geologie und Geschichte der Saale-Unstrut-Region



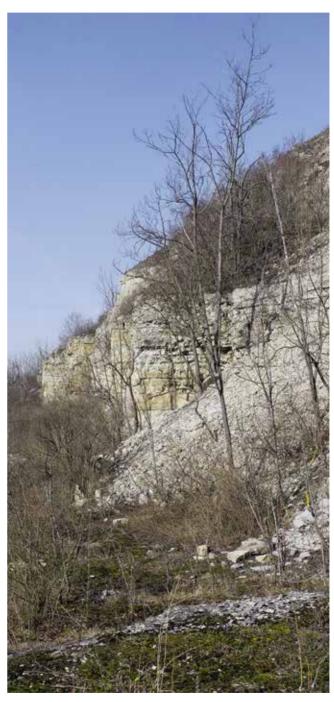
GEOLOGIE DES TRIASLANDES UND LANDSCHAFTSENTWICKLUNG

Arnold Müller, Gerhard Beutler und Siegfried Siegesmund

Regionalgeologische Situation

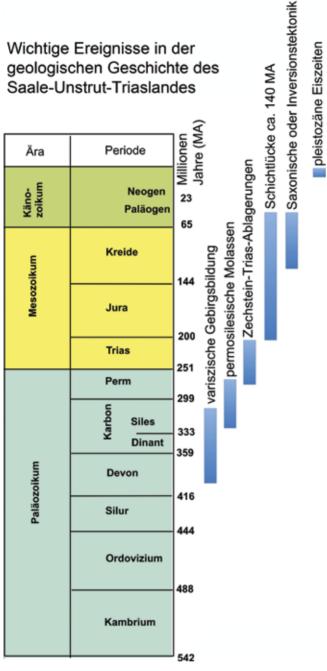
Vor etwa 320 Millionen Jahren, an der Wende Unter-/Oberkarbon klang die variszische Gebirgsbildung mit der sudetischen Phase allmählich aus. Nach einer Serie von Plattenkollisionen¹ verband das variszische Gebirge als Nahtstelle den südlichen Gondwana-Großkontinent und Laurentia/ Baltica im Norden zur Großerde (Pangäa). Viele Tausend Meter mächtige Sedimente uralter Ozeane wurden zusammengeschoben und aufgefaltet. Harz, Thüringer Wald und Erzgebirge sind herausgehobene Teile dieses großen Gebirgssystems. Das heutige Mitteleuropa rückte in das trockenheiße Zentrum Pangäas und lag etwas nördlich des Äquators. Die komplexe Geschichte der variszischen Gebirgsbildung hinterließ in Mitteleuropa mehrere geologische Baueinheiten: Rhenoherzynikum, Saxothuringicum, Mitteldeutsche Kristallinzone mit Phyllitmantel und Moldanubikum. Sie formieren das heutige Grundgebirge Mitteleuropas. Metamorphe Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinzone bilden den Unterbau des Saale-Unstrut-Gebietes. Nur im Südosten greift das Gebiet etwas auf das Saxothuringikum über.

Neue Gebirgssysteme werden umgehend wieder abgetragen und eingeebnet und ihr Abtragungsschutt (Molassen) sammelte sich in Sedimentbecken im Gebirgssystem ("intramontane Becken") oder in Vorlandbecken. Das trifft natürlich auch für das variszische Gebirge zu. Als wichtigstes Molassebecken Mitteldeutschlands formierte sich das intramontane Saalebecken, dessen Beckenachse von Südwestthüringen nach Nordosten über das westliche Saale-Unstrut-Triasland bis in den halleschen Raum verlief. Bei Querfurt ist die mächtigste Rot-



1 Alter Steinbruch im Unteren Muschelkalk (Ooolithbankzone) an der Basis des Zscheiplitzer Steilhangs

Straßeneinschnitt in einem auffällig roten Sandstein in Schönburg, der eine selektive Rückwitterung zeigt



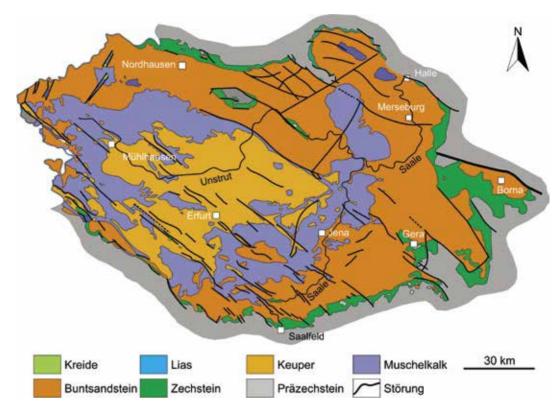
2 Geologischer Kalender des Saale-Unstrut-Triaslandes mit wichtigen erdgeschichtlichen Ereignissen

liegend-Schichtenfolge erbohrt worden. Noch wesentlich größere Mächtigkeiten verbergen sich im Untergrund Norddeutschlands. Dort entwickelte sich aus dem variszischen Vorlandbecken eine große, postvariszische Beckenstruktur, das Mitteleuropäische Becken (oder Germanische Becken), das von nun an die jüngere geologische Geschich-

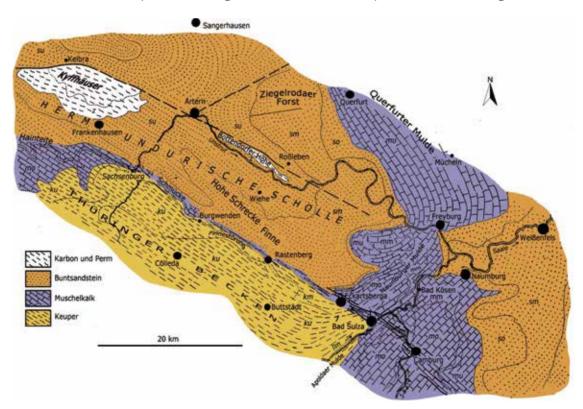
te Mitteleuropas bestimmte. Das Becken nahm den größten Teil des Abtragungsschutts des variszischen Gebirges auf und dehnte sich ab Oberperm, vor allem aber in der Trias weiter nach Süden aus. Ab Oberperm drang das Meer zunehmend in dieses flache, epikontinentale Becken vor, zunächst aus nördlicher Richtung. Mächtige Gesteinsserien aus Zechstein und Mesozoikum wurden akkumuliert. Der daraus hervorgegangene Schichtenstapel aus überwiegend konsolidierten Sedimenten wird als Tafeldeckgebirge bezeichnet. Er besteht in der Saale-Unstrut-Region aus Gesteinen des Zechsteins und der Trias (z.B. Abb. 1), während Jura und Kreide komplett fehlen. Als letztes Stockwerk überlagern känozoische Lockergesteine aus den letzten 65 Millionen Jahren Erdgeschichte den älteren Untergrund (siehe Übersicht in Abb. 2).

In der Oberkreide führte die Fernwirkung der alpidischen Gebirgsbildung und der Nordatlantiköffnung zu einer tektonischen Neuordnung des nördlich angrenzenden Raumes. Reanimierte, ältere sowie neue Bruchzonen (Störungen, Abb. 3) zerlegten die variszisch konsolidierte Erdkruste in einzelne Schollen. Durch tektonische Kräfte angetrieben, bewegten sich die Schollen relativ zueinander, nicht nur vertikal (Hebungen, Absenkungen und Kippbewegungen), sondern gegeneinander und auseinander (Kompression und Extension) sowie rotierend (Abb. 4). So konnten auch komplexere Störungstypen wie die Finnestörung entstehen. Diese Phase tektonischer Aktivität wurde als "saxonische Tektonik" bezeichnet, aktuell zunehmend als "Inversionstektonik".

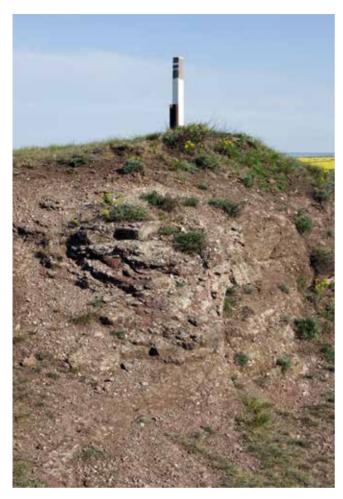
Die wichtigsten Störungen im südöstlichen Harzvorland verlaufen in herzynischer Richtung (NW-SE, Abb. 3). Die Kyffhäuser-Crimmitschauer Störungszone trennt die Merseburger Scholle im Nordosten von der Hermundurischen Scholle im Südwesten. Die Finnestörung wiederum bildet die südwestliche Begrenzung der Hermundurischen Scholle gegen den ersten, nordöstlichen Schollenzug des Thüringer Beckens (Bleicherode-Stadtrodaer Scholle, ein Agglomerat aus drei Einzelschollen). Weitere Schollen folgen nach diesem Muster



3 Abgedeckte geologische Karte (ohne känozoische Gesteine) des Thüringer Beckens mit südöstlichem Teil von Sachsen-Anhalt (Saale-Unstrut-Region und östliches Harzvorland). Nach Franke 2013², umgezeichnet.

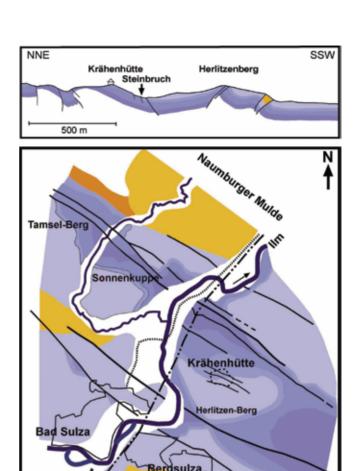


4 Abgedeckte geologische Karte (ohne känozoische Gesteine) der Saale-Unstrut-Region mit Nordrand des Thüringer Beckens, Hermundurischer Scholle, Merseburger Scholle, Finnestörung, Kyffhäuser-Nordrandstörung und Hornburger Tiefenstörung. Nach Wagenbreth und Steiner 1989³ und Dolezalek 1955⁴, umgezeichnet.



5 Aufschluss in den Konglomeraten der Eisleben-Formation (Oberrotliegend) auf dem Bottendorfer Hügel

bis zum Thüringer Wald. Im Zuge der Inversionstektonik führten die Schollen ganz unterschiedliche Vertikalbewegungen aus. Einige wurden zu Tief-, andere zu relativ herausgehobenen Hochschollen. Manche Schollen weisen zusätzlich noch ausgesprochene Kippmuster auf ("Kippschollen"), wie beispielsweise die Hermundurische Scholle (Abb. 4). Ihr nordwestlicher Bereich entlang der Kyffhäuser-Nordrandstörung wurde im Zuge ei-

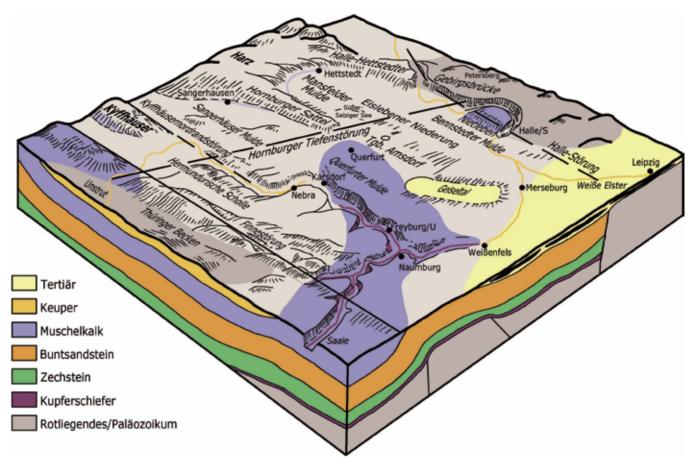




6 Die Finnestörung (hier in der Umgebung von Bad Sulza) ist eigentlich ein Bündel paralleler Störungen, wie man im Schnitt sehen kann. In der Karte sind es parallel verlaufende Störungslinien mit Verwerfungen. Nach Dolezalek 1955⁴, umgezeichnet.

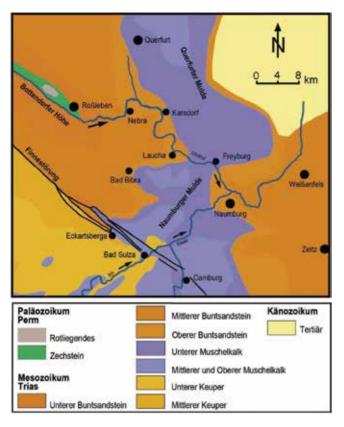


7 Der Aufschluss am Bahnhof Bad Sulza zeigt anschaulich den tektonisch gestörten Unteren Muschelkalk in der Finnestörung



8 Blockbild der Region. Nach Wagenbreth und Steiner 1989⁵, umgezeichnet.

ner Kippung besonders weit herausgehoben, sodass am Nordostrand des Kyffhäusers metamorphe Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinzone auftauchen - die ältesten Gesteine an der Oberfläche der Region. Darauf folgen permokarbonische, rote Konglomerate und Sandsteine (Kyffhäuserdenkmal). Am Bottendorfer Hügel erscheinen Gesteine aus dem Rotliegend noch einmal an der Oberfläche (Abb. 5), begleitet von Zechsteinablagerungen, während auf der südwestlichen Seite des Unstruttales im gleichen Höhenniveau Buntsandstein ansteht. Weiter nach Südosten taucht die Störung unter Abschwächung ab und verliert an Wirksamkeit. Die Finnestörung entfaltet ihre maximale Ausprägung im Raum Rastenberg-Eckartsberga (Abb. 4), wo sie teilweise als kräftige Überschiebung ausgebildet sein kann,3 verbunden mit Injektionen von Zechsteinsalz. Weiter nach Südosten schwächt sich die Störung allmählich ab, ist bei Bad Sulza (Abb. 6) noch markant entwickelt (Abb. 7), bei Camburg noch gut im Gelände ausgeprägt (Klausfelsen) und flacht in Richtung Eisenberg-Gera zu einem Halbgraben ab. Kleinere, teilweise quer zu den Hauptrichtungen verlaufende Störungen (Abb. 3, Abb. 8) komplettieren den Strukturbau der Region und spielen lokal eine wichtige Rolle, so die Geiseltalstörung, die Hornburger Tiefenstörung und die Nebraer Störung. Merseburger Scholle, Hermundurische Scholle und Bleicherode-Stadtrodaer Scholle sind am geologischen Bau des Saale-Unstrut-Triaslandes beteiligt, Letztere allerdings nur in geringem Umfang bei Eckartsberga-Bad Sulza (kleine Anteile am Thüringer Becken). Die stärkste Hebung der Hermundurischen Schollen im Nordwesten manifestiert sich mit dem Kyffhäuser als höchste Erhebung (Kulpenberg, 473,6 m). Über Schmücke, Schrecke und hohe Finne (immer noch um 350 m



9 Karte des Saale-Unstrut-Triaslandes mit der Naumburger und der Querfurter Muschelkalkmulde

Maximalhöhe) fällt das Gelände Richtung Saaletal zwischen Naumburg und Bad Sulza auf etwa 240 bis 270 Meter ab.

Große Teile der Region schwimmen förmlich auf dem plastisch reagierenden Salz des Zechsteinsalinars. Davon ausgehende Salztektonik (Halokinese) und Subrosion modifizierten den tektonisch angelegten Bauplan der Region. Einerseits entstanden flache Muldenstrukturen wie die Querfurt-Freyburger Mulde auf der Merseburger Scholle und die Naumburger Mulde auf der Hermundurischen Scholle (Abb. 9). Andererseits erzeugte die Ablaugung von Salz und Anhydrit im Untergrund große Subrosionswannen wie das Unstruttal zwischen Memleben und Artern. Zuweilen spielten Tektonik, Halokinese und Subrosion auf sehr komplexe Weise zusammen, beispielsweise bei der Entstehung der Braunkohlenbecken des Geiseltals und des Beckens von Röblingen-Amsdorf am Nord- bis Nordostrand der Querfurter

Platte. Abtragung und Verwitterung von Oberkreide bis Alttertiär nivellierten die Landschaft schließlich zu einer ganz leicht nach Nordosten (zur Leipziger Bucht) abfallenden Fastebene auf der Triasplatte.

Tertiäre Flüsse haben sich kaum in die Triasplatte eingeschnitten, weil ihnen aufgrund hoher Meeresspiegelstände der Anreiz zu nennenswerter Tiefenerosion fehlte. Erst im ausgehenden Tertiär bereiteten drastische Meeresspiegelrückgänge den Boden für die nun zunehmende Tiefenerosion. Saale, Unstrut, Ilm und kleinere Nebengewässer schnitten sich tief in die alte Rumpffläche ein und zerlegten sie in einzelne Blöcke ("Platten"), deren ebene Hochflächen heute noch Reste alttertiärer Sedimentdecken aufweisen und einen ursprünglichen Charakter konserviert haben. In den Kaltzeiten des Pleistozäns besorgten Eis und Frost (Gletscher, periglaziale Phasen) noch den letzten Feinschliff der Landschaft und Eisblockaden zwangen die Flüsse manchmal zur Laufverlegung. Eingewehter Löss verwischte zuweilen letzte Reste eines vorher vorhandenen Kleinreliefs, wie beispielsweise im Löss "ertrunkene" Trockentäler zeigen.

Jungpaläozoikum

Ausgehend von den ältesten Gesteinen an der Oberfläche der Region, beginnt die Geschichte hier mit den jüngsten Molassen des variszischen Gebirges. Unter den warmen und überwiegend ariden Klimabedingungen jener Zeit wurde der Abtragungsschutt des Gebirges in Form klastischer Rotsedimente im Saale-Becken deponiert. Das Zentrum des Beckens nahm bis über 1.000 Meter mächtige Konglomerate, Sandsteine und Arkosen auf. Parallel zum sedimentären Geschehen lebte in der engeren Umgebung (beispielsweise bei Halle) ein sehr aktiver Rhyolith-Vulkanismus auf. Die Vulkanberge lieferten ebenfalls Abtragungsschutt in das Becken.

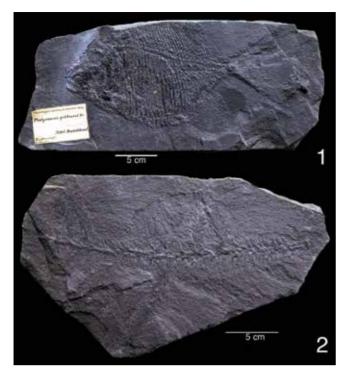
Auf dem weit herausgehobenen Kyffhäuser erscheint der tiefere Teil permosilesischer Molasse-

sedimente an der Oberfläche, überwiegend rote Sandsteine und Konglomerate aus dem Oberkarbon. Sowohl die Burgen als auch das Kyffhäuserdenkmal wurden aus dem dort anstehenden Gesteinen erbaut. In der Fortsetzung der Kyffhäuser-Nordrandstörung kommen Rotliegendsedimente letztmalig auf dem Bottendorfer Hügel an die Geländeoberfläche (Abb. 5). Dort sind es überwiegend recht grobe, quarzreiche Konglomerate mit rotbrauner Matrix sowie grobe Arkosesandsteine der Eisleben-Formation. Die Eisleben-Formation (Oberrotliegend) setzt den Schlussstrich unter die Molassesedimente im Saale-Becken. Nach deren Ablagerung erfolgte ein grundsätzlicher Wandel der geologischen Entwicklung Mitteleuropas.

Im heutigem Nordseeraum einschließlich Norddeutschlands und Nordpolens, Depozentrum des Mitteleuropäischen Beckens, drang von Norden her allmählich das Meer vor und dehnte sich sukzessive weiter nach Süden aus. Im höchsten Perm (Zechstein) überschritt es auch Teile der eingeebneten Varisziden. Ab Trias wurde auch der größte Teil Süddeutschlands in den Sedimentationsraum einbezogen. Die Hochlagen von Skandinavien im Nordosten, der Böhmischen Masse im Südosten, dem Vindelizischen Land im Süden und den alten Massiven im Westen ließen zunächst nur einen schmalen Zugang nach Norden frei. Das große Gesamtbecken gliederte sich in Schwellen und Senken. Im mitteldeutschen Raum entwickelte sich die Thüringer Senke zum lokalen Depozentrum. Sie zeichnet im Wesentlichen den Verlauf des Saale-Beckens nach. Im Wechselspiel von kontinentalen Phasen und marinen Transgressionen entstand im Mitteleuropäischen Becken eine umfangreiche Schichtenfolge vom Zechstein bis in das Mesozoikum (Tafeldeckgebirge), beginnend mit den mächtigen Salinarserien des Zechsteins. Das Zechsteinmeer überflutete erstmals auch die mitteldeutsche Region und griff schnell über die permosilesischen Molassebecken hinaus auf höher gelegene Schwellenregionen und Randbereiche des Beckens über. Zechsteinsedimente lagern deshalb

diskordant auf älterem Untergrund unterschiedlicher Struktureinheiten. Zwischen Sömmerda und Querfurt, in der neu entstandenen Thüringer Senke, erreicht der Zechstein über 800 Meter Mächtigkeit,⁶ dünnt durch Reduktion der Salinare aber nach Osten-Südosten deutlich aus. Bei Naumburg ist der Zechstein nur noch wenig mehr als 300 Meter mächtig. Periodische Eindampfungsprozesse im Wechsel mit Meerestransgressionen führten im trockenheißen Klima jener Zeit zu zyklischen Salzausscheidungen entlang einer gesetzmäßigen, nach Löslichkeit gestaffelten Abfolge: zuerst Karbonate, dann Sulfate, darauf Steinsalz und zuletzt Kalisalze. Eingewehter feiner Staub, "Salzton", schloss einen solchen Zyklus oft ab.

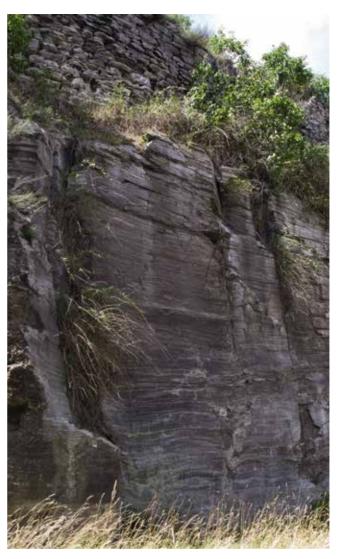
Die salinare Serie des Zechsteins beginnt mit der Werra-Formation. Das Zechsteinkonglomerat als klassischer Transgressionshorizont leitet vielerorts die Werra-Formation ein. In der Beckenfazies folgt darauf der schwarze, bituminöse Kupferschiefer, ein Mergelschiefer von selten mehr als einem Meter Mächtigkeit. Der Kupferschiefer entstand aus einem kalkreichen Faulschlamm in einer anoxischen Phase des Zechsteinmeeres. Tiefere Wasserschichten waren sauerstoffarm bis sauerstofffrei. Unter diesen Bedingungen wurden Metalle in sulfidischen Erzen gebunden, darunter das wichtige Kupfer. Besonders hohe Anreicherungen um den Harz als "Metallbringer" führten zur Bildung nutzbarer Kupferlagerstätten mit wertvollen Begleitrohstoffen wie Silber, Gold und Seltene Erden. Trotz lebensfeindlicher Entstehungsgeschichte ist der Kupferschiefer eine erstklassige Fossillagerstätte. Funde kompletter Fische (Abb. 10) und anderer Tiere belegen reiches Leben in höheren, besser durchlüfteten Wasserschichten und im Flachwasser benachbarter Küsten. Der häufige "Kupferschieferhering" Palaeoniscum freieslebeni gilt als Wappentier des mitteldeutschen Zechsteins. Der Übergang des Kupferschiefers in den Zechsteinkalk markiert das Ende der anoxischen Periode. In der Randfazies geht der Kupferschiefer in den basalen Zechsteinkalk über, der beispielsweise bei Gera eine reiche Fauna mit Brachiopo-



10 Fossilien aus dem Kupferschiefer: 1 Fisch Platysomus, 2 Zweig von Ullmannia bronni

den, Muscheln, Schnecken, Nautiliden und anderen Tiergruppen enthält. An den Küsten und auf Schwellen bauten Kalkalgen und Moostierchen

(Bryozoen) anstelle des Zechsteinkalks große Riffkomplexe auf. Ihre nördlichsten Ausläufer reichen von Ostthüringen her bis in den Untergrund des östlichen Saale-Unstrut-Triaslandes hinein und sind zwischen Naumburg und Zeitz unter Buntsandstein- und Tertiärsedimenten verborgen. Nach der kurzen Kupferschiefer- und der Karbonatphase stellten sich bald hypersalinare Verhältnisse im Zechsteinmeer ein. Unter zunehmender Konzentration der Salze wurde zuerst Sulfat (Werraanhydrit, Abb. 11) und dann Werrasteinsalz ausgeschieden. Der Zyklus endet mit Oberem Werraanhydrit und oberem Werrakarbonat. Der zweite Zyklus (Staßfurt-Zyklus mit Staßfurt-Formation) beginnt mit (dem nicht durchweg vorhandenen) unteren Staßfurtton und dem Staßfurtkarbonat in bituminöser Stinkschieferfazies. In der Saaleregion geht die Stinkschieferfazies in die küstennähere Fazies des Hauptdolomits über. Unterer Stassfurtanhydrit, Stassfurtsteinsalz und Kalisalz setzen



11 Senkrecht angeschnittener, fein gebänderter Werraanhydrit im Gelände der Wendelstein-Anlage

die Schichtenfolge fort. Das Kaliflöz Staßfurt (regional auch Flöz "Unstrut") erreicht in der Unstrutregion bauwürdige Mächtigkeiten und war Gegenstand eines lebhaften Bergbaus. Der Staßfurt-Zyklus endet mit dem Oberen Anhydrit ("Deckanhydrit") sowie dem Oberen Staßfurt-Ton ("Grauer Salzton"). Richtung Saale nimmt die Gesamtmächtigkeit des Salzes stark ab. Weiter nach Osten keilt auch der Anhydrit komplett aus. Der Graue Salzton setzt sich in den Leine-Zyklus fort (Unterer Leineton). Darauf folgen Plattendolomit, Leineanhydrit (Hauptanhydrit) und Leinesteinsalz. Der obere Leineton als Teil des "Roten Salztones" schließt die Leineserie ab.

Die oberen Zechsteinzyklen sind in der Saale-Unstrut-Region (damalige Randlage des Zechsteinmeeres) nur rudimentär ausgebildet. Der obere Teil des "Roten Salztones" wird als unterer Allerton bereits zum Allerzyklus gerechnet. Der geringmächtige Alleranhydrit kann lokal völlig fehlen. Allersteinsalz und Alleranhydrit ("Grenzanhydrit") schließen den Zyklus ab. Mit den oberen Zechsteinletten, die noch geringmächtige Äquivalente der Ohre-Folge einschließen, endet der Zechstein in der Region.

Aufgrund der überwiegend hypersalinaren Verhältnisse konnten nur wenige Organismen das Zechsteinmeer ab Staßfurt-Zyklus besiedeln. Vor allem salztolerantere Muscheln der Gattungen Schizodus, Libea und Pseudomonotis sind in den Karbonatphasen (Dolomiten) der Zyklen zu finden. Mit Kupferschiefer und Salz hinterließ das Zechsteinmeer zwei wichtige Rohstoffe für die Region. Der Kupferschieferabbau konzentrierte sich hauptsächlich auf die metallreichsten Regionen um den Ostharz. Auf dem Bottendorfer Hügel gewann man ebenfalls Kupferschiefer und verhüttete ihn im benachbarten Bottendorf. Gegen Ende des 18. Jahrhunderts erlosch der Abbau. Noch heute prägen Spuren des Kupferschieferbergbaus weite Bereiche des Hügels. In Bottendorf erinnert ein kleines Museum an den historischen Bergbau. Als Kalisalze wirtschaftlich interessant wurden, setzte der Abbau des Staßfurt-Kalisalzes (Flöz "Unstrut") bei Roßleben, Wangen und auf der Finne ein. Inzwischen wurde der letzte Schacht bei Roßleben stillgelegt.

Trias

Eine der größten Katastrophen der Erdgeschichte prägte den Übergang vom Perm zur Trias. Zahlreiche paläozoische Tiergruppen starben aus, andere retteten sich sprichwörtlich am seidenen Faden mit wenigen Arten in die folgende Triaszeit, ein wichtiger Grund für die Fossilarmut der Untertrias. Als Ursachen der Katastrophe stehen

der Impakt eines größeren Himmelskörpers sowie der gewaltige Flutbasaltvulkanismus im heutigen Sibirien zur Diskussion. Das Aussterbeereignis bildet eine scharfe Trennlinie in der Biosphäre und ist deshalb Basis der Trennung einer paläozoischen von einer mesozoischen Ära im erdgeschichtlichen Kalender. Die Trias als erstes System des Mesozoikums begann vor 251 Millionen Jahren und endete vor 200 Millionen Jahren. Mit 51 Millionen Jahren Dauer ist die Trias eine eher kurze Periode, die es aber in sich hat. In der Trias erfolgte die Reparatur des globalen Ökosystems nach der endpermischen Katastrophe. Zahlreiche Tier- und Pflanzengruppen entstanden in dieser Zeit neu aus dem Stamm der wenigen Überlebenden des Ereignisses. Global schritt der Zerfall der Großerde (Pangäa) fort. Zwischen den auseinanderdriftenden Südkontinenten (Gondwana) und den Nordkontinenten (Laurasia) schob sich der Tethys-Ozean von Osten her immer weiter nach Westen vor. Er trennte zunehmend die beiden Großkontinente voneinander. Das Mitteleuropäische Becken verharrte zunächst in einer paläogeografisch recht isolierten Situation ähnlich dem Zechstein. Gegen Ende der Untertrias bekam das Mitteleuropäische Becken erstmals Anschluss an den Weltozean Tethys. Über temporär geöffnete Meeresstraßen konnte das Meer in das Becken vordringen, zuerst aus Südosten, später aus Südwesten. Am Ende stellte sich dann wieder eine stärkere Isolation des Beckens mit eher kontinentaler Sedimentation ein, unterbrochen von kurzen Meeresingressionen aus Südwesten.

Aufgrund der paläogeografischen Situation bestimmen kontinentale Bedingungen mit klastischen Sedimenten das Bild in der Untertrias, mit überwiegend roten und hellen Sandsteinen sowie feinklastischen Ablagerungen von Playaseen. Die Öffnung von Meeresstraßen am Ende der Untertrias führte zu einer Periode überwiegend mariner Fazies mit Karbonaten. Nach Rückzug des Meeres entstanden bunte, oft evaporitische Sedimente eines Binnenbeckens. Aufgrund der auffälligen Dreiteilung (Abb. 12) des gesamten Zeitabschnit-

Buntsandstein	
Oberer Buntsandstein oder Röt	Myophorien-Schichten mit mariner Fauna
	Pelit-Röt
	Salinar-Röt mit Gips und Steinsalz
Mittlerer Buntsandstein	Solling- Formation
	Hardegsen- Formation
	Detfurth- Formation
	Volpriehausen- Formation
Unterer Buntsandstein	Bernburg- Formation
	Calvörde- Formation

Muschelkalk		
Oberer Muschelkalk	obere Ceratiten- schichten Cycloides Bank untere und mittlere Ceratiten- Schichten	
Mittlerer Muschelkalk	obere Dolomite Salinar (Salz, Anhydrit etc.) Orbicularis- Schichten	
Unterer Muschelkalk	Schaumkalk- bänke oberer Wellenkalk Terebratel- bänke mittlerer Wellenkalk Oolithbänke unterer Wellenkalk Grenzgelbkalk	

Keuper	
Oberer Keuper	Exter-Formation (Rätkeuper)
Mittlerer Keuper oder Gipskeuper	Arnstedt-Formation (Steinmergelkeuper)
	Weser-Formation (Oberer Gipskeuper) Stuttgart-Formation (Schilfsandstein)
	Grabfeld-Formation (Unterer Gipskeuper)
Unterer Keuper oder Lettenkeuper (Erfurt-Formation)	Grenzdolomit
	Lichte Mergel
	Sandstein S2
	"Rotmergelzone"
	Sandstein S1

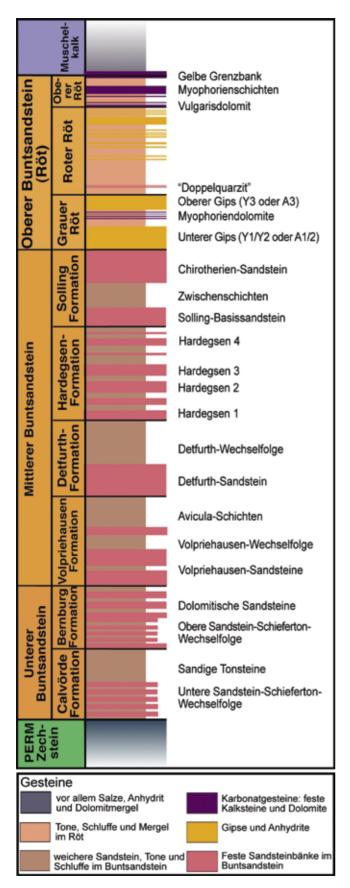
12 Die drei Gruppen der Trias und ihre grobe Gliederung

tes wurde er von F. von Alberti (1834) als Trias ("Dreiheit") in die geologische Zeittafel eingeführt und in die drei Abteilungen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper unterteilt.⁷ Sie wurden jeweils in drei Unterabteilungen gegliedert. Dieses Gliederungsschema ist bis heute für die Trias des Mitteleuropäischen Beckens gültig geblieben, aber nach und nach in moderne Konzepte transferiert worden. Die Schichtenfolge wird heute als Supergruppe Germanische Trias zusammengefasst, unterteilt in die Gruppen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper. Diese drei Gruppen enthalten jeweils drei Untergruppen mit Formationen. Die Grenzen zwischen den lithostratigrafischen Gruppen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper korrelieren nicht mit den Zeitgrenzen Unter-/Mitteltrias (244 MA) und Mittel-/Obertrias (231 MA) der internationalen Stratigrafie. Für die Lithostratigrafie ist das aber eher nebensächlich und

der nachfolgende Gang durch die mitteldeutsche Trias ist an der konkreten Schichtenfolge (Lithostratigrafie) der Region orientiert.^{8, 9}

Buntsandstein

Buntsandsteinsedimente entstanden unter regional sehr unterschiedlichen Bedingungen. An den norddeutschen Faziesraum mit mehr oder weniger großen Playaseen schließt sich Mitteldeutschland mit der Saale-Unstrut-Region als Übergangsgebiet zu den südlichen und südöstlichen Faziesprovinzen an. Die Playaseen expandierten zeitweise bis in den engeren Raum der Saale-Unstrut-Region und führten zu wechselhaften, fluviatil-limnischen Sedimentationsbedingungen. Verwilderte Flüsse mit ihren verflochtenen und ständig wechselnden Armen führten im ariden



13 Lithostratigrafie des Buntsandsteins der Region

Umfeld mehr oder weniger periodisch Wasser, trockneten einerseits oft aus, konnten andererseits nach heftigen Regenfällen auch starke Hochwässer auslösen. Manchmal kam es auch zu katastrophalen Schichtfluten. Das Ganze spielte sich zumindest im Unteren Buntsandstein in einer öden, nahezu vegetationsfreien Umgebung ab. Pflanzenfossilien oder Spuren fossiler Bodenbildung sind im tieferen Buntsandstein sehr selten. Die sich periodisch ausdehnenden norddeutschen Playaseen waren anfangs (Perm-Trias-Grenzbereich) teilweise wohl auch noch hypersalinar. In den Seen entstanden überwiegend feinklastische Sedimente, im tieferen Buntsandstein mit oolithischen Rogensteinbänken. Nur für wenige Organismengruppen waren Lebensverhältnisse der ephemeren Buntsandsteingewässer tolerierbar. Dazu gehören vor allem Kleinkrebse aus der Gruppen der Conchostraken und Ostrakoden sowie einige wenige Muscheln und Schnecken. Zuweilen siedelten noch Armleuchteralgen (Charophyta) und Cyanobakterien in den Gewässern. Letztere bauten karbonatische Krusten (Stromatolithen) auf. Selbst kurzzeitiger mariner Einfluss konnte nachgewiesen werden.9 Erst mit zunehmender Diversifizierung von Fauna und Flora im höheren Buntsandstein wird die Fossilführung langsam reicher, mit Fischen, Amphibien und Reptilien und etwas artenreicherer Pflanzenwelt. Die landgestützte Flora des Buntsandsteins war anfangs sehr artenarm. Neben dem stammsukkulenten Pioniergewächs Pleuromeia aus dem Verwandtschaftskreis der Bärlappgewächse ist kaum etwas gefunden worden und Palynomorphengemeinschaften9 beinhalten nur außerordentlich wenige und langlebige Formen. Erst ab Oberem Buntsandstein zeichnet sich eine zunehmende Diversifizierung der fossilen Ökosysteme ab.

Der Buntsandstein besteht aus zyklischen Sedimentationsereignissen (Sequenzen). Sie bilden die Basis der lithostratigrafischen Gliederung in Formationen (Abb. 13) und weitere Untereinheiten. Im Mittleren Buntsandstein ziehen Erosionsdiskordanzen weitere scharfe Grenzen. Die Sedi-



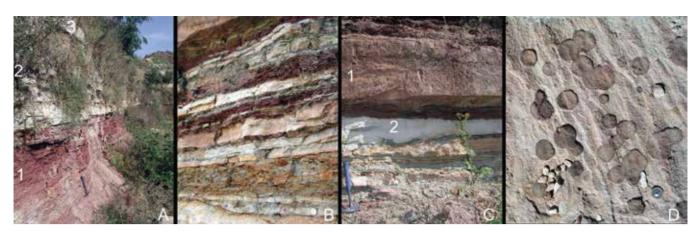
14–15 Geotop Buntsandsteinbruch Wangen: 14 Profilausschnitt der dolomitischen Sandsteine der Bernburg-Formation; 15 Basissandstein der Volpriehausen-Formation mit exotischem Block 1) als Folge eines seismischen Ereignisses (Erdbeben). Der Block wird gerne als Erosionsrelikt des Quickborn-Sandsteins interpretiert.

mentschüttungen des Mittleren Buntsandsteins beginnen oft mit einer groben Sandsteinbasis und enden mit tonig-schluffigen Horizonten. Hier hat sich eine Untergliederung nach Sohlbank-Zyklen durchgesetzt. Insgesamt wird der Untere Buntsandstein in zwei Formationen und der Mittlere Buntsandstein in vier Formationen unterteilt. Der Obere Buntsandstein spielt eine Übergangsrolle zur marinen Fazies des Muschelkalks und ist lithostratigrafisch als Röt-Formation definiert worden, unterteilt in sechs Subformationen.

Ohne markante lithologische Grenze leiten die Bröckelschiefer der Fulda-Formation des oberen Zechsteins in den basalen Buntsandstein über. Die Untere Wechsellagerung mit einigen Rogensteinbänken in der sogenannten "Graubankzone" bildet den Übergangsbereich Zechstein-Buntsandstein. Nach aktueller Stratigrafie¹⁰ werden die Rogensteinbänke mit griechischen Buchstaben ausgezeichnet. Nach Conchostraken^{11, 12} liegt in

Bank $\alpha 2$ die Grenze zur Calvörde-Formation als unterste Buntsandsteinformation. Die Rogensteinbänke kehren periodisch bis zum Ende des Unteren Buntsandsteins wieder. Letzte Bank ist λ in der oberen Bernburg-Formation.

Die Untere Wechsellagerung (45–55 m mächtig) reicht zu etwa 2/3 aus dem Zechstein in die Calvörde-Formation hinein. Darüber folgt die Zone der Sandigen Tonsteine (bis über $100\,\mathrm{m}$). Sie endet einige Meter über der Rogensteinbank, wo mit der Hauptrogensteinzone die insgesamt bis zu etwa 165 Meter mächtige Bernburg-Formation beginnt. Die Mächtigkeitsverhältnisse der einzelnen Schichtglieder der Bernburg-Formation unterliegen stärkeren regionalen Schwankungen. Als mächtigste Abteilung erreicht die Obere Wechsellagerung bis zu etwa 120 Meter Mächtigkeit und endet mit Rogensteinbank λ . Die Niveaus der obersten beiden Rogensteinbänke können durch helle, dolomitische Sandsteine vertreten sein. Sie werden



16 Impressionen aus der Hardegsenformation an der Dissau bei Nebra: A) Sandstein (2: Hardegsen 2; 3: Hardegsen 3) auf roten Tonsteinen (1), B) und C) bunte Zwischenschichten zwischen den Hardegsen-Sandsteinen 2 und 3, Sandstein 3 ist im Bild C mit Nr. 1 ausgezeichnet, Zwischenschichten aus Hardegsen 2 mit Nr. 2, D) Kugelsandstein, vermutlich aus Hardegsen 2

auf der Finne maximal um 30 Meter mächtig. An der Unstrut bei Wangen (Abb. 14/15) wurden die hellen, schräg geschichteten Sandsteine in großen Steinbrüchen als Naturbausteine gewonnen.

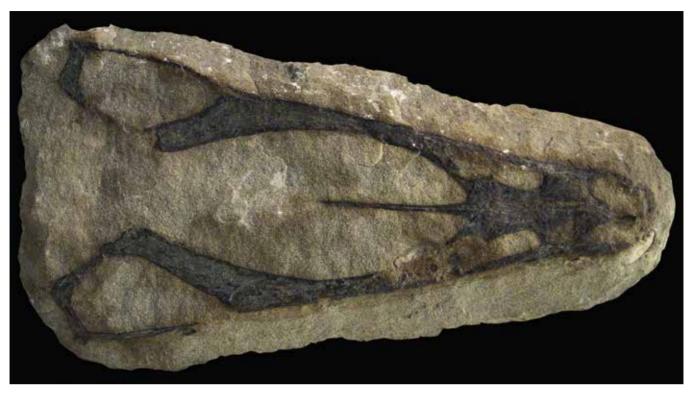
Die vier Formationen des Mittleren Buntsandsteins sind Volpriehausen-, Detfurth-, Hardegsen- und Solling-Formation. Mehr oder weniger ausgeprägte Diskordanzen (Erosionsdiskordanzen) trennen die Formationen. Besonders kräftig sind die D-Diskordanz zwischen Detfurth- und Volpriehausen-Formation sowie die H-Diskordanz zwischen Solling- und Hardegsen-Formation ausgebildet. Auf Hochlagen wie der Eichsfeldschwelle sind teilweise erhebliche Schichtlücken ausgebildet, während die Diskordanzen in Beckenlagen wie der Thüringer Senke nicht so markant ausfallen. Unterhalb des Formationsniveaus werden Sohlbank-Zyklen als Gliederungsmöglichkeit genutzt.

Der Mittlere Buntsandstein beginnt in der Regel mit den groben Basisschichten der Volpriehausen-Formation (Volpriehausen-Sandstein, Abb. 15). Das Profil setzt mit der Volpriehausen-Wechselfolge fort, bunten Sandsteinen im Wechsel mit Ton- und Schluffsteinen. Außer Conchostraken enthalten sie nur wenige Fossilien. Erst in den Sand-, Ton- und Schluffsteinen der Gervillienschichten am Top der Volpriehausen-Formation kommen Fossilien häufiger vor. Zu dieser Zeit

expandierte der norddeutsche Playasee mit seiner artenarmen Fauna bis in die mitteldeutsche Region. Schlecht erhaltenen Steinkerne der Muschel Arcavicula murchisoni (früher Gervillia), und der Schnecke "Turbonilla" weissbachi, Conchostraken und einigen Fischschuppen (Gyrolepis-Typ) bilden den Kern der armen Fossilvergesellschaftungen. Auch marine Einflüsse sind ermittelt worden. 13 Bei Wangen hat man geringmächtige Sandsteine (Erosionsrelikte) im Zusammenhang mit Spuren eines seismischen Ereignisses an der Basis der Volpriehausen-Formation mit dem Quickborn-Sandstein Norddeutschlands korreliert.¹⁴ Die Volpriehausen-Formation wird insgesamt bis zu etwa 140 Meter mächtig, während die darauf folgende Detfurth-Formation mit maximal um 50 Meter nur etwa ein Drittel davon erreicht.

Die Detfurth-Formation beginnt mit einem massiven, groben Basissandstein, der nach oben in die feinkörnigere Detfurth-Wechselfolge überleitet. Sie besteht aus bunten, überwiegend roten Sandsteinbänken in Wechsellagerung mit Ton- und Schluffsteinen. Steinkerne von "Turbonilla" weissbachi, Fischschuppen und lokal zahlreiche Conchostraken belegen erneut den Einflussbereich eines größeren Sees.

Vier Sohlbank-Zyklen (Hardegsen 1 bis 4, vom Liegenden an gezählt)^{15,16} bauen die Hardegsen-Formation (Abb. 16) in Mitteldeutschland auf. Sie

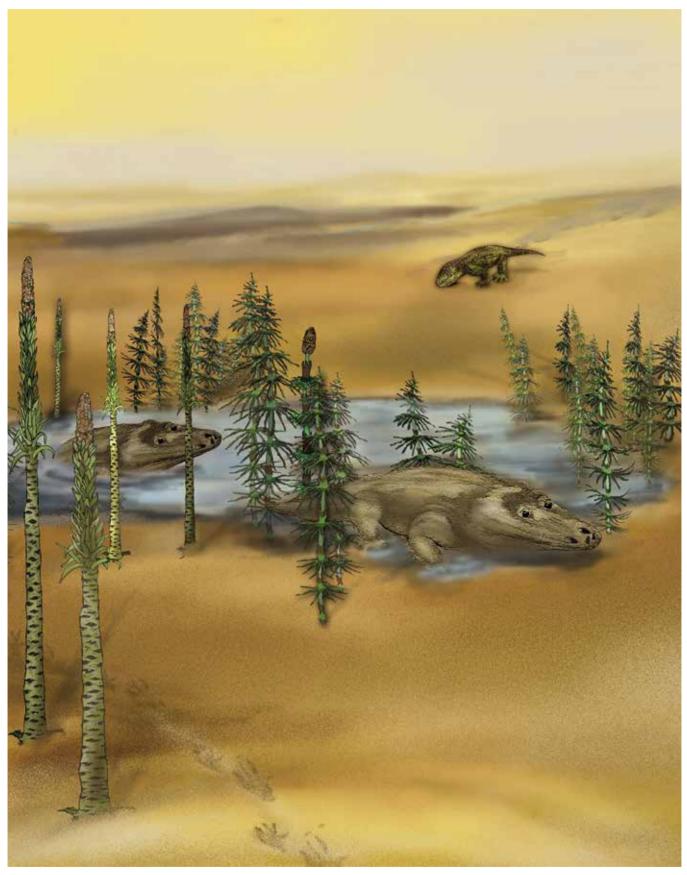


17 Schädel (Unterseite) des "Labyrinthodontiers" Trematosaurus brauni aus der Solling-Formation von Bernburg (GPS Universität Leipzig)

Sandsteinbänken an der Basis und enden mit einer Wechselfolge aus feinkörnigen Sandsteinen, Tonund Schluffsteinen. Fossilien sind zunächst ähnlich selten wie in der Detfurth-Formation. In den höheren Zyklen werden Pflanzenfossilien etwas häufiger und betreffen vor allem die hoch spezialisierte Pleuromeia. Conchostraken und Fischschuppen (Gyrolepis-Typ mit den charakteristischen diagonalen Schmelzleisten) vervollständigen das artenarme Fossilspektrum. Die Hardegsen-Formation wird im Gebiet um 70 bis 80 Meter mächtig. Die Solling-Formation beginnt mit den überwiegend roten, groben, fluviatilen Sandsteinen des Solling-Basissandsteins, in dem bei Nebra auch kleinere Gerölle vorkommen. Daran schließen die Zwischenschichten als oft karbonatische Wechselfolge dünnbankiger, mürber Sandsteine mit Tonund Schluffsteinen an. Fossile Böden, heute als Violetthorizonte erhalten, begleitet von Wurzelhorizonten und Bleichungszonen, setzen Vegetation voraus. Weitere Indizien dafür sind Calcrete-Bildungen als konkretionäre Kalkausscheidungen um

beginnen jeweils mit kräftigen, überwiegend roten

Pflanzenwurzeln. Die Tonsteine enthalten manchmal massenhaft Fischschuppen (Gyrolepis-Typ). Eisen-Mangan-Verkrustungen Karneolknollen, und bei Nebra auch das Spurenfossil Arenicolites kahlaensis sind weitere bemerkenswerte Funde.¹⁷ Mit dem hellen Chirotheriensandstein schließt der Mittlere Buntsandstein ab. Unten noch dickbankig wird er zum Hangenden hin zunehmend plattig. Funde des marinen Leitfossils Costatoria costata in seinen hangenden Partien zeigen ersten marinen Einfluss an. Charakteristische Tetrapodenfährten (Chirotherium barthi) fand man bei Weißenfels (Markwerben). Bei Bernburg sind im Chirotheriensandstein zahlreiche Skelettreste von Großamphibien ("Labyrinthodontier" oder Labyrinthzäner) gefunden worden: Trematosaurus brauni (Abb. 17) und Parotosuchus nasutus, begleitet von Resten des Reptils Trachelosaurus fischeri, dem Bärlappgewächs Pleuromeia sternbergii und einigen Tetrapodenfährten.¹⁸ Die großen Lurche lebten am Ufer eines Sees (Abb. 18) umgeben von einer Pionierflora mit Pleuromeia. Der Chirotheriensandstein markiert eine wichtige Zäsur, denn er



18 Lebensbild aus dem Buntsandstein



19 Typuslokalität Glockens Eck an der Unstrut bei Laucha-Dorndorf: A) hangende Bereiche der Göschwitz-Subformation, B) Knollengipsterrasse, C) Basis der Glockenseck-Subformation

ist mit dem ersten "richtigen" Meeresvorstoß nach Mitteldeutschland verbunden. Die Grenze zum Oberen Buntsandstein oder Röt ist aber an seiner Oberfläche gezogen worden.

Aufgrund der räumlichen Wanderung der Faziesgürtel im Gefolge der ersten Meerestransgression aus Südosten (Subkarpatische Pforte) ist die Grenze zwischen Röt und Solling-Formation stärker heterochron, denn Nordostdeutschland stand viel eher unter marinem Einfluss als der Südwesten. An Unstrut und Saale liegt die Typusregion für die Lithostratigrafie dieses Faziesbereiches. Hier umfasst die Röt-Formation sechs Subformationen, wobei von vier dieser Subformationen die Typusprofile im Unstruttal zwischen Nebra-Vitzenburg und Laucha¹⁹ liegen. Dort ist praktisch der gesamte Röt oberflächlich aufgeschlossen – eine einmalige Situation in Deutschland.

In der Saale-Unstrut-Region mündete der erste

Meereseinbruch umgehend in eine hypersalinare Situation mit Ausbildung des Salinars der Vitzenburg-Subformation. In zwei Zyklen kam es zur Ausscheidung von etwa 40 Metern Steinsalz, das im oberflächennahen Bereich inzwischen wieder vollständig abgelaugt wurde und nur noch Residualbildungen hinterließ (brekziöse Ton-/Schluffsteine als primär unlösliche Einlagerungen im Steinsalz). Sie liegen direkt auf dem Chirotheriensandstein (z. B. Katzelburg bei Nebra), gefolgt von knapp 20 Meter mächtigen Gipsen des zweiten Zyklus' (A2). Die Gipse zeigen häufig eine grobkristalline, "porphyrische" Struktur. Bei Verkarstung durchziehen Karsthohlräume die massigen Gipse, die am Ende dann oft auch chaotisch verstürzt sein können.

Über dem Gips A2 folgen graue, untergeordnet auch rote, dolomitische Mergel mit einigen fossilreichen Dolomit- und Dolomitmergelsteinbän-



20 Der Große Rötaufschluss am Zementwerk Karsdorf mit roten Tonsteinen der Werksfolge Karsdorf (A) und der Basis der Gleina-Subformation (B). In den roten Tonsteinen bildet der Doppelquarzit (1) mit seiner marinen Fauna einen wichtigen Leithorizont.

ken. Die Myophoriendolomite (Göschwitz-Subformation, Abb. 19) markieren die kurzzeitige Einkehr mariner Fazies und enthalten zwei kräftige, besonders fossilreiche Dolomitbänke. Sie sind möglicherweise mit der Muschelbrekzie und der Tenuisbank des Jenaer Standartprofils korrelierbar. Das Leitfossil des oberen Skyths, die radial berippte Muschel Costatoria costata, kommt häufig vor, des Weiteren die Muscheln Hoernesia socialis und Neschizodus laevigatus sowie kleine Schnecken der Gattung Omphaloptycha. Der seltene Ammonit Beneckeia tenuis als stratigrafisch frühester Ammonit in Mitteldeutschland ist bei Nebra gefunden worden. Rhombische Schmelzschuppen altertümlicher Fische und Knochenreste kleiner Reptilien gehören ebenfalls zu dieser Fossilgesellschaft.

Über der Göschwitz-Subformation beginnt der Mittlere Röt ("Roter Röt" oder "Pelitröt") mit einem weiteren dicken Gipspaket (A3), das um 10 bis 12 Meter Mächtigkeit erreicht und als Glockenseck-Subformation (Abb. 19) bezeichnet wird (Typuslokalität Glockens Eck bei Dorndorf). Fleischrote Knollengipse an der Grenze zur Göschwitz-Subformation bilden einen deutlichen Sims in den Aufschlüssen ("Knollengips-Terrasse"). Darüber folgt eine Tonstein-Gips-Wechselfolge, in der zahlreiche Fasergipsbänder mit rötlichen, rötlich-violetten, grauen und manchmal auch grünlichen Ton-Schluffstein-Zwischenlagen wechsellagern. Grobkristalline Gipse oder auch das wasserklare Marienglas kommen ebenfalls vor. Fasergipse durchschwärmen als diagonal angelegte Kluftfüllungen den gesamten Horizont.

Durch Aussetzen der massiven Gipsführung und Übergang in überwiegend rotviolette Tonsteine entwickelt sich aus dem Gips A3 die Untere Violettfolge mit einigen dolomitischen Lagen. Sie wird



21 Straßeneinschnitt der Straße Dorndorf-Gleina in den Myophorienschichten des Oberröts: A) obere, graue Mergel der Gleina-Subformation, B) Myophorienplatten (Dornburg-Subformation), 1) Glaukonitisch-konglomeratische Grenzbank

schon der etwa 50 Meter mächtigen Karsdorf-Subformation zugerechnet. Darüber folgen intensiv rote, in einigen Lagen auch grünliche Tonsteine der "Werksfolge Karsdorf", dem gewichtigsten Teil der Karsdorf-Subformation. Sie wurden in einem großen Tagebau des Zementwerkes Karsdorf gewonnen, heute Typuslokalität und bester Aufschluss der Subformation (Abb. 20). Aus eingewehtem Staub entstand in einer flachen Playastruktur das intensiv rote Gestein. Es wirkt makroskopisch relativ monoton und ungeschichtet, nur unterbrochen von einigen grünen Horizonten. Die beiden festen Sandsteinbänkchen des "Doppelquarzits" etwas oberhalb der Mitte des gesamten Schichtpakets enthalten marine Fossilien: überwiegend schlecht erhaltene Steinkerne der Muscheln Costatoria costata und Neoschizodus laevigatus sowie die Spurenfossilien Rhizocorallium jenense und Diplocraterion.

Eine rasche Zunahme von Gipsen leitet in die nachfolgende Gleina-Subformation (Obere Violettfolge, 30-40 m mächtig) über. Zunächst eine Wechselfolge von Gipsen und überwiegend rotvioletten und violetten Tonsteinen und Tonmergelsteinen (früher Horizont der oberen Gipse A4 mit vier Subzonen), setzt sie nach oben mit einer überwiegend grauen Mergelfolge mit einigen Dolomitbänkchen (Vulgarisdolomit) fort. Bereits im Bereich der Gipse kommen dolomitische Lagen mit Costatoria costata vor. Der Vulgarisdolomit über den letzen Gipsen von A4 markiert als wichtiger biostratigrafischer Leithorizont traditionell die Grenze Unter-/Mitteltrias oder Skyth/Anis. Dort treten erstmals typische "Muschelkalkfossilien", darunter Myophoria vulgaris als Indexfossil, in größerer Zahl auf und lösen nun die "Rötfauna" mit Costatoria costata ab. Im Unstrutgebiet gibt es einen Überlappungsbereich beider Faunen unter der Vulgarisbank, wo *M. vulgaris* und *C. costata* parallel vorkommen.

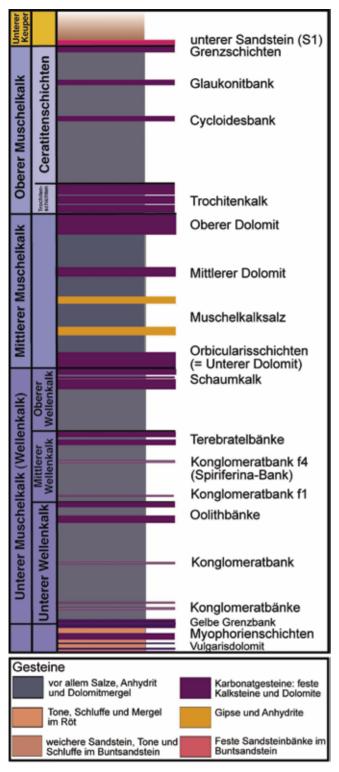
Über dem Vulgarisdolomit folgen noch einige Meter graue Mergel mit rötlichen, teilweise auch grünlichen Knollengipsen an der Basis (guter Leithorizont im unteren Unstrutgebiet). Die Mergel werden zum Hangenden hin zunehmend feinschichtiger nach Art laminierter Stillwassersedimente. Darin kommen diverse Fossilien (*Myophoria vulgaris, Neoschizodus laevigatus, Lingula tenuissima*, Fischschuppen und -zähne, Reptilreste) vor. Die Wirbeltierreste sind teilweise noch artikuliert (kleine Pachypleurosauriden, Schädel-/Kieferreste von Fischen: *Colobodus, Saurichthys*). Neben den kleinen Sauropterygiern von etwa Eidechsengröße kommen nun auch erstmals Knochen größerwüchsiger Verwandter vor.

Der Röt endet mit den Myophorienschichten (16-20 m), heute Dornburg-Subformation mit den Myophorienplatten (Abb. 21) und den Myophorientonen. Die "Glaukonitisch-konglomeratische Grenzbank" (kurz Glaukonitbank) markiert die Grenze zur Gleina-Subformation. Die etwa dezimetermächtige, harte, fossilreiche Bank besteht aus kleinen Kalkgeröllen in einer Mergelkalkmatrix mit grünen Glaukonitkörnern. Sie enthält reichlich Muscheln (Myophoria vulgaris) und Wirbeltierreste: Haizähne (Acrodus lateralis), Zähne und Schuppen von Schmelzschuppern (Colobodus, Gyrolepis) sowie Reste von Sauropterygiern, darunter schon recht großwüchsige Formen. In den um 8 bis 10 Meter mächtigen Myphorienplatten wechseln harte Kalkplatten mit weichen Mergeln, ähnlich der Fazies der Ceratitenschichten im Oberen Muschelkalk. Dichte Muschelpflaster bedecken die Schichtflächen der Kalkplatten. Dazwischen ist der stratigrafisch wichtige Ammonit Beneckeia buchi zu finden. Aus den Mergeln zwischen den Kalkplatten wittern nicht selten doppelklappige Steinkerne von Myophorien heraus und können lose von der Oberfläche gesammelt werden. Die reiche marine Fauna schließt auch Fisch- und Reptilreste ein.

Nach oben gehen die Myophorienplatten in die ebenfalls um 8 bis 10 Meter mächtigen Myophorientone über: graue, oft sehr fein geschichtete und fossilarme Tonmergel mit einzelnen Mergeldolomitbänken. Zerfressen wirkende Hohlräume in den Mergeldolomiten sind sicher durch Auslaugung ursprünglich vorhandener Anhydritflocken oder -knollen entstanden. Fossilarmut und Gesteinsmerkmale deuten auf einen lagunären Ursprung der Myophorientone hin, überwiegend mit übersalzenem Wasser. Trotz der ungünstigen faziellen Bedingungen lieferten die Mergeldolomite an der "Fliegerrutsche" (Segelflugplatz Laucha-Dorndorf) und unterhalb des Göttersitzes bei Bad Kösen interessante Reptilreste. Mit einer gelben Dolomitzone im Hangenden enden die Myophorientone an der Grenze zum Unteren Muschelkalk.

Muschelkalk

Überwiegend karbonatische Sedimente des Muschelkalks charakterisieren die Mitteltrias des Mitteleuropäischen Beckens. Die Muschelkalk-Schichtenfolge (Abb. 22) mit ihren Fossilien ist ein Spiegelbild der wechselvollen paläogeografischen Entwicklungen in dieser Zeit. Nach der relativen Isolation im Buntsandstein öffneten sich Verbindungswege zum Tethys-Ozean und ermöglichten das Vordringen des Meeres in die zentralen Beckenbereiche. Das Wechselspiel zeitlich unterschiedlicher Wirksamkeit der Verbindungen zur Tethys und damit auch der Einwanderungsmöglichkeit mariner Faunen bestimmte maßgeblich die Entwicklung im Germanischen Becken. Nachdem bereits im Röt und tieferen Teil des Unteren Muschelkalks vor allem die Ostkarpatische Pforte als schmale Meeresstraße fungierte, übernahm im höheren Teil des Unteren Muschelkalks die Schlesisch-Mährische Pforte die Hauptfunktion. Für diese Zeit sind auch erste kurze Öffnungen der Allemannisch-Burgundischen Pforte nach Südwesten anzunehmen. An der Grenze Unterer/ Mittlerer Muschelkalk brach die östliche Tethysverbindung ab und die Verbindung zur westlichen Tethys setzte erst einige Zeit später ein. Das



22 Normalprofil des Muschelkalks im Gebiet

führte kurzzeitig zu relativer Isolation des Beckens und zum Übergang in die hypersalinare Ausbildung des Mittleren Muschelkalks, der den marinen Unteren und Oberen Muschelkalk voneinander trennt. Die Fossilführung zeichnet die drei Perioden des Muschelkalks ebenfalls nach. Fossilien sind im Unteren und Oberen Muschelkalk verbreitet, während der Mittlere Muschelkalk wegen Übersalzung außerordentlich fossilarm ist.

Die aktuelle lithostratigrafische Gliederung setzt den Muschelkalk in den Rang einer Gruppe mit den Untergruppen Unterer, Mittlerer und Oberer Muschelkalk. Die weitere Gliederung erfolgt nach dem Formationsprinzip. Die drei Untergruppen unterscheiden sich ganz wesentlich voneinander. Im Unteren Muschelkalk beherrscht im Becken die Wellenkalkfazies das Bild, für die es keine rezenten Analogien gibt. Wellenkalk ist ein eigentümliches Gestein. Es besteht zu hohen Anteilen aus mikritischen Karbonatvarianten und zeigt eine unruhig-wellige bis bröcklige Beschaffenheit als Ergebnis einer komplexen Sedimentations- und Diagenesegeschichte. Fossilien haben in dieser Fazies nur geringe Chancen zu guter Erhaltung. Seismische Ereignisse und Stürme sorgten teilweise für erhebliche Transport- und Resedimentationsvorgänge und hinterließen Seismite und Tempestite. Häufig kommen auch Produkte plastischer Deformation noch unverfestigter Karbonatsedimente vor: Ballenstrukturen, partiell mit interner Wickelstruktur, Sigmoidalklüftung (Querplattung) oder Gleitstrukturen.

Mehrfach wurde die Wellenkalksedimentation durch Ablagerung von Partikelkalken (Peloide und Arenite) unterbrochen. Ursprünglich waren es lose Karbonatsande, die im Flachwasser als wandernde Barrensysteme unterwegs waren. Schrägschichtungen zeichnen das Anlagerungsgefüge der Barren nach. Auf diese Weise entstanden die drei Bankzonen (Abb. 23) des Unteren Muschelkalks (Jena-Formation). Sie bilden das Rückgrat der lithostratigrafischen Gliederung.

In der hypersalinaren Phase entstand das Muschelkalksalinar mit einer Abfolge von Dolomiten, Dolomitmergelsteinen, Gipsen und Salz. Über weite Strecken zu salzig für die meisten Organismen, war das Meer zu dieser Zeit ein lebensfeindlicher Raum. Trotzdem müssen auch hier kurzzei-



23 Am Zscheiplitzer Berg sind die drei Bankzonen schon von Weitem zu erkennen: A) Oolithbankzone, B) Terebratelzone und C) Schaum-kalkzone (alter Steinbruch mit Kalkofen). Bei D) tritt Konglomeratbank K2 am Hang heraus, bei E) beginnt das alte Steinbruchgelände Richtung Schafberg.

tige Änderungen eingetreten sein, denn in einigen Horizonten ist auch hier eine spärliche Fossilführung beobachtet worden.

Als sich schließlich die Allemannisch-Burgundische Pforte nach Südwesten öffnete, beendete eindringendes, frisches Meerwasser die karge Zeit der Übersalzung und brachte einen neuen Schwall Einwanderer in das Becken. Im Flachwasser häuften sich zunächst die Trochiten zerfallener Seelilien (Encrinus liliiformis) an und bildeten den Trochitenkalk. Mit steigender Wassertiefe wechselte die Fazies zur Kalkplatten-Mergel-Abfolge der Ceratitenschichten. Aus eingewanderten Ammoniten der Ceratitengruppe entstand durch raschen Formenwandel ein endemischer Ceratitenstamm mit vielen Arten, die vorzügliche Leitfossilien für die Ceratitenschichten abgeben. Die marine Geschichte des Muschelkalks klang mit dem Übergang in den Keuper zunächst aus.

Das Saale-Unstrut-Triasland liegt im Bereich der Normalentwicklung des Muschelkalks und gehört zu den klassischen Gebieten der Muschelkalkstratigrafie. In der Thüringer Senke erreicht der Muschelkalk eine maximale Mächtigkeit von etwas über 300 Metern, wenn das Muschelkalksalinar vollständig erhalten ist. Da das Salinar aber fast überall durch Subrosion drastisch reduziert ist, fehlen deshalb normalerweise schon etwa 40 bis 60 Profilmeter. Die Salzverbreitung ist heute auf wenige Subrosionsrelikte in der Thüringer Senke beschränkt. Der Südosten des Gebietes nähert sich stärker der Entwicklung im Jenaer Raum an, verbunden mit reduzierter Gesamtmächtigkeit und Faziesänderungen.

Muschelkalk ist sehr landschaftsprägend. Die Wechsel von weicheren und festeren Gesteinen führen zur charakteristischen Schichtstufenbildung an den Talhängen. Schroffe Felsgürtel der Bankzonen wechseln mit sanfteren Formen. In den engen Durchbruchstälern bei Freyburg und bei Bad Kösen treten Felsgürtel besonders eindrucksvoll hervor.

Unterer Muschelkalk (mu)

Drei Wellenkalkserien wechseln mit festen Bankzonen und sind die klassische Grundlage der lithostratigrafischen Gliederung der Jena-Formation. Sie werden heute als Subformationen geführt und sind: Unterer Wellenkalk (mu1 oder wk1),



24–26 Phänomene der Wellenkalkfazies: 24 Schuttstrom (Seismit?) im Unteren Wellenkalk des "Straßencanyons" von Karsdorf, 25 Querplattung mit dem seltenen Fall einer Scheitelung, Oolithbankzone im alten Steinbruchgelände auf der Stockmannhöhe bei Bad Bibra, 26 Ballenstruktur mit interner Verfältelung als Beispiel für Deformationen in zähplastischen Kalkschlämmen

Oolithbankzone (mu oo), Mittlerer Wellenkalk (mu 2 oder wk 2), Terebratelzone (mu τ), Oberer Wellenkalk (mu 3 oder wk 3) und Schaumkalkzone (mu χ). Die auf die Schaumkalkzone folgenden "Orbicularisschichten" werden heute als Teil der "Unteren Dolomite" dem Mittleren Muschelkalk (Karlstadt-Formation) zugerechnet.

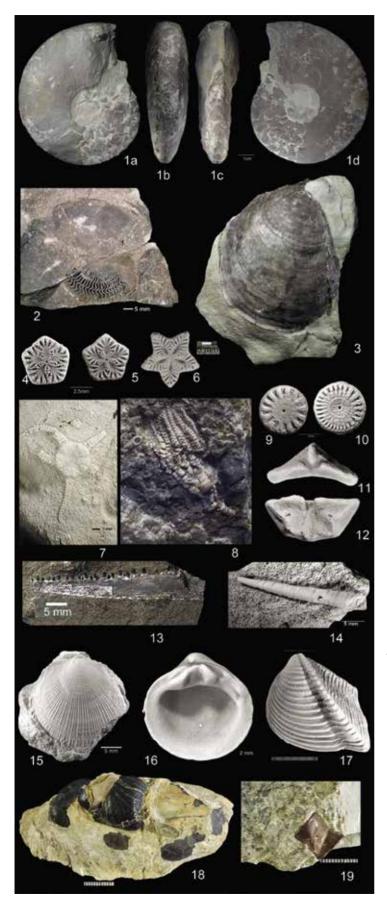
Der untere Wellenkalk erreicht an Saale und Unstrut um 45 bis 50 Meter Mächtigkeit und beginnt in Normalfazies mit der dolomitischen "Gelben Grenzbank". Zwischen Karsdorf und dem Segelflugplatz Laucha-Dorndorf ersetzt eine massive, porös-löcherige Bank (Lösung von Peloiden und/oder Anhydritflocken) die Gelbe Grenzbank. Die bis einen Meter mächtige Bank ist bei der ersten geologischen Kartierung mit der unteren Oolithbank (o α) verwechselt worden. Etwa 3 Meter über der Wellenkalkbasis tritt vielerorts nochmals eine gelb verwitternde, dolomitische Zone von 0,3 bis 0,4 Meter Mächtigkeit auf.

Abgesehen von der Sonderfazies an der Wellenkalkbasis bei Karsdorf-Gleina entwickelt sich der Untere Wellenkalk der Region überall ähnlich: typische Wellenkalke mit Spurenfossilien (Rhizocorallium), konglomeratischen Bänken, mikritischen Fossilbänkchen und -linsen sowie Horizonte mit auffälligen plastischen Deformationserscheinungen (Ballenstrukturen, Querplattung oder Sigmoidalklüftung). Massentransporthorizonte als Folgen von Seebeben oder Stürmen (Seismite/ Tempestite) sowie Querplattungen (Sigmoidalklüftung) sind ebenfalls verbreitet (Abb. 24-26). Etwa 21 bis 22 Meter über der Wellenkalkbasis kommt ein Niveau mit den schon von Henkel²¹ beobachteten Trochitenbänkchen voller Holocrinus-Trochiten vor, heute als Tempestite zu interpretieren, sowie Seismiten mit Ballenstrukturen. Die Holocrinus-Tempestite sind inzwischen vielerorts im gleichen Niveau beobachtet worden. Über den Holocrinus-Tempestiten folgt wieder normaler Wellenkalk bis zur Basis der Oolithbänke.

Die Oolithbankzone ist im Gebiet am besten bei Bad Bibra (Stockmannhöhe) sowie zwischen Laucha und Freyburg zu beobachten (Nüssenberg/Langer Berg, Schafberg, Zscheiplitzer Hang). Sie besteht hier aus zwei massigen, gebankten Horizonten, getrennt durch ein um 5 bis 6 Meter mächtiges Mittel aus typischem Wellenkalk. Die untere Bankzone (oa) wird bei Zscheiplitz um 2,5 bis 2,7 Meter mächtig und ist überwiegend in Schaumkalkfazies mit Hartgründen ausgebildet. Im Wellenkalkmittel liegt kurz unter der oberen Bankfolge (ooB) ein gelblicher, dolomitischer Horizont. Er ist im Unstrutgebiet oft nicht typisch entwickelt. Die obere Bankfolge wird um 2 Meter mächtig und beginnt mit einer Unterbank aus feinschichtigen, mikritischen Kalken (um 1,4 m mächtig, Henkels B'). Darauf folgt die Oberbank in grobporiger Schaumkalkfazies (um 0,6 m) mit zerbohrten Hartgründen. Fazies und Mächtigkeit der Oolithbänke unterliegen starken Schwankungen. In der unteren Bank tritt die Schaumkalkfazies häufig zugunsten plattiger oder wulstiger Kalke zurück. Das erschwert eine eindeutige Grenzziehung zum Wellenkalk. Andererseits schwillt die Mächtigkeit in typischer Ausbildung lokal bis über 3 Meter an (Bad Bibra). Schrägschichtung und zerbohrte Hartgründe kommen in der unteren Oolithbank häufig vor. Die grobporige obere Oolithbank verwittert typisch rostbraun und enthält nicht selten Mollusken als Kalzitersatzschalen. Südwärts von Kösen verlieren die Oolithbänke ihren typischen Habitus und nähern sich den Jenaer Verhältnissen an.

Fossilien konzentrieren sich in der Oolithbankzone überwiegend auf die beiden Bänke selbst (Abb. 27). Eingestreute oder in Schill-Lagen angereicherte Steinkerne von Mollusken kommen lokal häufig vor. Häufig wittern pentagonale Trochiten von *Holocrinus* (kleine Seelilie) heraus. Auch der Ammonit *Beneckeia buchi* kommt nicht selten vor. Zuweilen kann man Fischreste (Schuppen und Zähne) sowie disperse Reptilreste finden.

Im Mittleren Wellenkalk (26–28 m mächtig) wiederholt sich das Bild des unteren Wellenkalkes: Verschiedene Varietäten typischen Wellenkalks wechseln mit Fossilbänkchen, Massentransport-Horizonten und dünnen Lagen mit Sigmoidal-



27 Fossilien aus dem Unteren Muschelkalk und dem Oberröt: 1 a-d) Ammonit Serpianites antecedens, 2) Ammonit Beneckeia buchi, 3) Muschel Plagiostoma lineatum, 4–6) Trochiten der Seelilie Holocrinus beyrichi, 7) Schlangenstern Aspidurella sp., 8) Seelilie Encrinus brahli, 9–10) Trochiten und 11–12) Kelchtäfelchen der Seelilie Carnallicrinus carnalli, 13) Fischkiefer (Saurichthys sp.), 14–17) Beispiele für Kalzitersatzschalen-Erhaltung, 14) Kahnfüßer Plagioglypta torquata, 15–17) Muscheln Leptochondria albertii, Schafhaeutlia astartiformis und Elegantinia elegans, 18) Oberkieferfragment des Pflasterzahnsauriers Placodus gigas, 19) Sauropterygierwirbel in der Glaukonitisch-Konglomeratischen Grenzbank an der Basis der Myophorienschichten (Oberröt)

klüftung. Daneben kommen bis zu vier Konglomeratbänkchen vor. Im Jenaer Raum werden sie als f-Bänke bezeichnet, in Sachsen-Anhalt inzwischen als K-Bänke 1-4.22 Zwei Horizonte davon sind im Gebiet beständig ausgebildet und als Leithorizonte geeignet: die Konglomeratbänke K1 und K3 (Spiriferinabank). K1 liegt im Wellenkalk 3 bis 4 Meter über der Oolithbank ooß und enthält abgeflachte Gerölle aus dichten, dunkelgrauen Mikritkalken in einer helleren Matrix mit zahlreichen Stachelhäuterresten. Bei Farnstädt (bei Querfurt) wurden in einer Obrutionslagerstätte in dem Niveau zahlreiche komplett erhaltene Encrinus brahli²³ gefunden und plattige Kalke über K1 lieferten ein vollständiges Exemplar des sehr seltenen Serpianites antecedens. Die Spiriferinabank ist durch das Auftreten der Brachipoden Punctospirella fragilis und Hirsutina hirsuta ausgezeichnet. Dazu stellen sich die gleichen Hartsubstratbewohner wie in K1 ein: Newaagia und Placunopsis. Die Konglomeratbänke K2 und K4 sind oft untypisch ausgeprägt und taugen regional nicht mehr als sichere Leithorizonte.

Die nun folgenden Terebratelbänke (τ1 und τ2) der Terebratelzone bestehen aus zwei etwa 1 Meter mächtigen und durch ein Wellenkalkmittel von etwa 1,5 bis 2 Meter Mächtigkeit voneinander getrennten, festen Bänken ("Werksteine"). Ihr Name erinnert an das Leitfossil *Coenothyris vulgaris* (früher *Terebra*-



28 Schaumkalkbruch Zscheiplitz vor etwa 50 Jahren in der Endphase des Abbaus. Die mächtige Bank an der Basis ist die untere oder Hauptschaumkalkbank.

tula). Das Gestein besteht in der Regel zu einem hohen Prozentsatz aus zerriebenen Muschel- und Brachiopodenschalen (Partikelkalke). Lokal tritt auch Schaumkalkfazies auf, vor allem in der oberen Bank. Dann kann man lokal Mollusken in Ersatzschalenerhaltung finden.

Die Terebratelzone ist ein fossilreicher Horizont. Neben den Terebrateln (Coenothyris vulgaris) ist eine artenreiche Molluskengesellschaft vorhanden, besonders in der Schaumkalkfazies. Trochiten verschiedener Seelilien können ebenfalls häufiger vorkommen (Encrinus, Carnallicrinus). Gelegentlich sind die großen, schwarz glänzenden Pflasterzähne von Placodus sowie Knochen und Zähne von Nothosauriern zu finden. Auf dem Dach der oberen Terebratelbank und im Wellenkalk etwas darüber folgen zwei dünne, fossilreiche, dunkelgraue Kalkbänkchen mit Muscheln Parallelodon beyrichi (früher Macrodon), Terquemien (Prospon-

dylus, Newaagia), Palaeonucula sowie zahlreichen Schnecken (Omphaloptycha, Wortheniella). Diese Bänkchen entsprechen den "Macrodonbänken" bei Jena, sind im Gebiet aber nicht mehr überall so typisch ausgebildet.

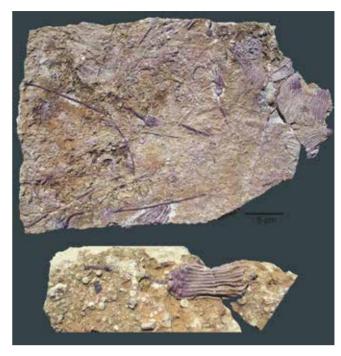
Der etwa 15 bis 17 Meter mächtige Obere Wellenkalk ist wieder in typischer Wellenkalkfazies ausgebildet. Plattige, mikritische Kalke wechseln mit knauerigen und wellig-flaserigen Varianten. Wenig horizontbeständige Fossilbänkchen und -linsen enthalten zahlreiche Molluskensteinkerne, vor allem von Muscheln: *Palaeonucula*, *Myophoria incurvata* und andere Myophorien, *Plagiostoma lineatum* und weitere Arten. Zuweilen trifft man auch auf Steinkerne von *Germanonautilus dolomiticus* und auf Trochiten von Seelilien (*Carnallicrinus*, *Isocrinus*).

Der untere Muschelkalk schließt nach oben mit der Schaumkalkzone (χ) ab (Abb. 28). Sie beginnt

im Saale-Unstrut-Triasland mit einer mächtigen unteren Bank (Hauptschaumkalkbank, χ1) und einer oberen Bank (χ^2), die einen Meter kaum überschreitet. Die untere Bank war Hauptgegenstand des Steinbruchbetriebs in der Region. Sie wird bei Freiroda nahezu 5 Meter mächtig, kann aber auch auf etwa einen Meter schrumpfen (südlich von Laucha). x1 ist überwiegend als massiger bis klotziger, poröser Schaumkalk ("Mehlbatzen") ausgebildet. Ursprünglich waren das Peloidkalke, die nach Lösung der Peloide nur noch aus dem Gerüst (Matrix und Zement) bestehen. Sie entstanden in sehr flachem Wasser als wandernde Barrensysteme (Schrägschichtung) mit gelegentlichen Stillstandsphasen und Hartgrundbildungen mit typischen Spurenfossilgemeinschaften. Schrägschichtung und Rinnenbildungen sind weitere Belege für die Bildung im hochenergetischen Flachwassermilieu. Dazu passen auch die überall auftretenden Schill-Lagen und -Nester, zusammengeschwemmt durch Wellen und Strömungen. Die verbreiteten Stylolithen und die vertikalen Zickzack-Nähte von Drucksuturen entstanden durch Drucklösung im hochprozentigen Kalk.

Das Wellenkalkmittel zwischen Unter- und Oberbank besteht aus plattigen bis flaserigen, meist fossilarmen, mikritischen Kalken. Auf Hartgrundflächen kann man zuweilen die weißlich anwitternden Schalen der Muschel *Placunopsis* beobachten. Im Borntal bei Laucha kommen häufiger große und doppelklappige Exemplare der Muschel *Plagiostoma lineatum* vor. Eine dezimetermächtige, oft sehr feste, mikritische Bank wurde früher bei Bad Kösen als "Pflastersteinbank" gewonnen und zu Gehwegpflaster verarbeitet.²⁴

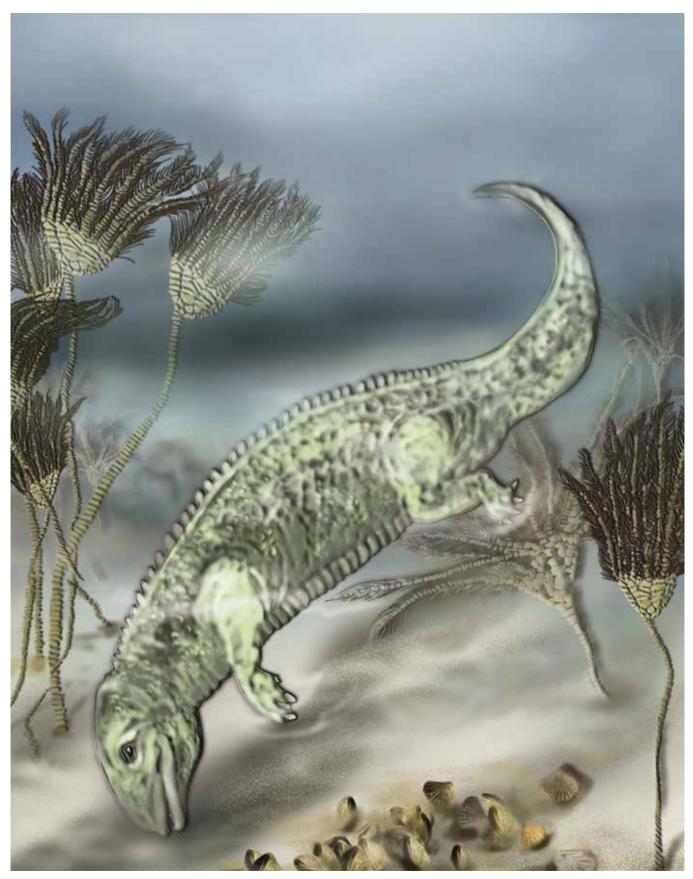
Die obere Schaumkalkbank beginnt mit einer feinkonglomeratischen Basis, die aus mehreren Schüttungen (Lagen) bestehen kann und bis 30 Zentimeter dick wird. Darüber folgt überwiegend grobporigerer Schaumkalk, lokal reich an Mollusken in Ersatzschalenerhaltung und Trochiten, darunter die biostratigrafisch wichtigen, pentagonalen Trochiten von *Isocrinus dubius*. Da die Bank an vielen Stellen im Bereich der Schaumkalkplateaus



29 Ein seltener Fund: Hartgrundoberfläche aus dem Schaumkalk von Obermöllern mit zahlreichen Jungtieren der Seelilie *Carnallicrinus carnalli*

oberflächennah ansteht, ist sie häufig stark angewittert und durch eisenreiche Verwitterungsresiduen rostbraun verfärbt ("Rote Bank"). Im Zscheiplitzer Profil und an anderen Stellen reicht die Dolomitisierung bis in das Wellenkalkmittel herab. Dann ist die obere Schaumkalkbank dolomitisiert, aber aufgrund der konglomeratischen Basis noch gut zu erkennen.

Der Schaumkalk ist die wichtigste Fossillagerstätte des Unteren Muschelkalks. Das bewegte Flachwassermilieu während der Bildung der Schaumkalke begünstigte die Ansiedlung von Seelilien (Carnallicrinus carnalli, Abb. 29). Auf den Hartgründen setzten sie sich mit ihren Haftscheiben fest und bildeten bisweilen große Kolonien. Nach dem Tode zerfielen die Tiere in der Regel in ihre zahlreichen Skelettelemente. Manchmal wurden sie aber auch schnell verschüttet und sind dann komplett erhalten, oft in großen Gruppen. Muscheln und Schnecken sind recht artenreich vertreten, besonders häufig Myophorien der Gattungen Myophoria, Elegantinia und Neoschizodus (charakteristische Arten: E. elegans, M. incurva-



30 Lebensbild Muschelkalk mit dem Pflasterzahnsaurier *Placodus* und Seelilien der Gattung *Carnallicrinus*

ta, N. cardissoides). Terquemien (Prospondylus, Newaagia), Pectiniden (Entolium, Pleuronectites), Bakevellien (Costibakevellia) und Hoernesien sowie die Schneckengattungen Discohelix, Wortheniella und Undularia gehören zum Kern der Fossilgemeinschaft. Ab und zu findet man Gehäuse des Kopffüßers Germanonautilus dolomiticus. Pleuronautilus, Flexoptychites und Judicarites. Hartgründe enthalten Bohrgänge, darunter die Ichnofossilien Balanoglossites und Trypanites. Der großflächige Schaumkalkabbau lieferte früher interessante Fischreste (Acrodus, Hybodus, Nephrotus) sowie Knochen und Zähne von Reptilien: Placodus (Abb. 30), Nothosaurier und seltene Reste von Fischsauriern (Mixosaurus) und anderer Gruppen. Von besonderer Bedeutung sind Fundstellen von Mollusken in Ersatzschalenerhaltung, weil sie perfektes Material für paläontologische Untersuchungen liefern.²⁵

Der Schaumkalk bildet häufig die Hochflächen der Muschelkalkplatten in der Region und eine Geländesteilstufe an den Talhängen, da der weichere Mittlere Muschelkalk darüber stark zurücktritt. Als hervorragender Baustein ist er an vielen Stellen seit Jahrhunderten gebrochen worden. Zahlreiche Burgen, Kirchen und andere Bauten des Gebietes bestehen ganz wesentlich aus Schaumkalk. Auch als Bildhauerstein besitzt er hohe Qualität, wenn er wenig geklüftet ist und sich in großen Blöcken gewinnen lässt. Die Stifterfiguren und das feine Maßwerk des Naumburger Doms sind ohne die speziellen technischen Eigenschaften des Schaumkalks nicht vorstellbar. Allein der Bau des Mauerwerks des Domes verschlang riesige Mengen des Gesteins. Der Hunger nach diesem wertvollen Baustein hatte Folgen: An Plätzen mit geringem Deckgebirge und leichter Gewinnbarkeit wurde er häufig schon vor Jahrhunderten total abgeräumt. Historisches, oft stark verwachsenes Steinbruchgelände erinnert daran und gehört heute zum wesentlichen Inventar der alten Kulturlandschaft. Erst im "Betonzeitalter" kam der Steinbruchbetrieb weitgehend zum Erliegen.

Mittlerer Muschelkalk (mm)

Der Mittlere Muschelkalk beginnt normalerweise mit dem Einsetzen der Fazies der Unteren Dolomite (Karlstadt-Formation) direkt über der oberen Schaumkalkbank. Die plattigen, teilweise auch bankigen bis massigen, fahl gelblichen Dolomite und Dolomitmergelsteine enthalten im basalen Bereich neben dem Leitfossil Neoschizodus orbicularis ("Orbicularisschichten) selten noch einige andere, überwiegend schlecht erhaltene Mollusken. Beschaffenheit des Gesteins und Fossilführung hängen stark vom Dolomitisierungsgrad ab und können schon auf kurze Entfernung erheblich wechseln. Als "Brikettschichten"26 wurden dünnbankige, vertikal geklüftete und nahezu fossilfreie Varianten bezeichnet. Lokal enthalten die Dolomite reichlich Wirbeltierreste (Fischreste, Saurierknochen und -zähne). Bereits 1851 beschrieb H.v. Meyer eine reiche Fauna aus diesem Niveau von Esperstedt bei Querfurt. Ein neuer Bruch bei Farnstädt lieferte ebenfalls zahlreiche Wirbeltierfossilien, ebenso die alten Brüche im Borntal bei Laucha-Krawinkel. Zähne und Schuppen des Fisches Nephrotus chorzowiensis sind typisch für diese Vertebratengemeinschaft. Die kompakte "Drusenbank" mit Kalzitdrusen in unregelmäßigen Hohlräumen, die wohl durch Auslaugung von Anhydritknollen entstanden sind, bildet einen regional brauchbaren Leithorizont.

Die Salinarfolge (Heilbronn-Formation) ist im Saale-Unstrut-Triasland nirgendwo vollständig aufgeschlossen. Bei Großheringen-Unterneusulza sind jedoch große Teile des Profils in einer Abfolge kleinerer Aufschlüsse zugänglich. Dort gehen die Unteren Dolomite in grünlich graue, oft laminierte Dolomitmergelsteine der Unteren Wechselfolge über. Nach einer Profillücke folgen zwei Gipshorizonte mit zwischengelagerten, fein geschichteten Dolomitmergelsteinen (Abb. 31). Sie entsprechen dem Basal- und dem Deckanhydrit des (hier natürlich abgelaugten) Steinsalzes. Ein Horizont der Dolomitmergelsteine lieferte früher sogar Fossilien (Mollusken und Wirbeltierreste). Weiter oben am Hang kann man Ausschnitte aus



31 Grenze Untere Dolomite/Unteres Sulfat im Mittleren Muschelkalk von Großheringen-Unterneusulza

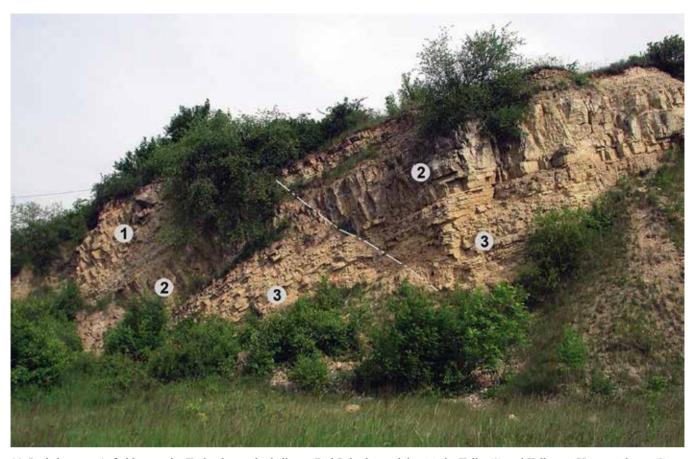
dem Profilabschnitt Mittlerer bis Oberer Dolomit beobachten.

Die Oberen Dolomite (Diemel-Formation) sind jedoch am besten im klassischen Aufschluss an der Krähenhütte bei Bad Sulza erschlossen. Das Profil der Oberen Dolomite besteht dort aus einer Wechselfolge von bankigen bis massigen Kalken mit weicheren Kalkmergel-Zwischenlagen. Der dolomitische Anteil geht in den oberen Bereichen also schon deutlich zurück, während erste fossilreiche Bänke mit zahlreichen Mollusken eine Verbesserung der Lebensbedingungen anzeigen. Dazwischen stößt man immer wieder auf die charakteristischen dunklen Hornsteinlinsen (Kiesel-Konkretionen) des Grenzbereiches. Ihre Entstehung wird mit einer geochemischen Grenze im Gestein bei der erneuten Meerestransgression im Oberen Muschelkalk in Verbindung gebracht. Danach handelt es sich um Ausfällungen an der Grenze von hypersalinarem Porenwasser im Gestein (kieselsäurereich) und frischem Meerwasser, das in den Porenraum der oberen Partien des Gesteins eindrang. Auch die Fossilien sind teilweise verkieselt.

Oberer Muschelkalk (mo)

Das Profil des Oberen Muschelkalkes im behandelten Raum entspricht im Wesentlichen der Ausbildung im Thüringer Becken. Auf die basale Trochitenkalk-Formation (um 8–11 m mächtig) folgen die Ceratitenschichten, deren unterer und mittlerer Teil der Meißner-Formation zugerechnet wird, während die Oberen Ceratitenschichten in die Warburg-Formation gestellt werden. Die Ceratitenschichten beginnen mit einem tieferen Bereich, auch als Gervilleienschichten bezeichnet (um 5-8 m), und setzen mit den Discitesschichten fort, die durch die Spiriferinabank in einen unteren und oberen Abschnitt unterteilt werden. Die Gervilleienschichten entsprechen etwa den Unteren Ceratitenschichten und die Discitesschichten etwa den Mittleren Ceratitenschichten, wobei all diese verschiedenen Grenzen nicht völlig konsistent sind. Die Mittleren Ceratitenschichten enden mit der Cycloidesbank (Coenothyris cycloides) als wichtigem Biomarkerhorizont. Die ganze Serie wird im Thüringer Becken maximal um 55 Meter mächtig. Die oberen Ceratitenschichten starten mit den maximal 13 Meter mächtigen Fischschuppenschichten. Glaukonitbank und Zinkblendebank (zusammen max. 1,5 m) trennen sie von den bis 6 Meter mächtigen Glasplatten. Am Ende folgen noch bis 12 Meter Grenzschichten zum Unterkeuper. Die ganze Serie wird nach Ceratiten gegliedert: unten atavus- bis robustus-Zone, Mitte compressus- bis enodis-Zone und oben sublaevigatus- bis semipartitus-Zone.

Im engeren Gebiet tritt Oberer Muschelkalk nur in den Kernbereichen der Querfurter und Naumburger Mulde auf, bei Eckartsberga und Bad Sulza im Randbereich des Thüringer Beckens. Die geringe Ausdehnung verursacht natürlich eine große Aufschlussarmut. Der Übergang vom Mittleren zum



32 Im bekannten Aufschluss an der Krähenhütte oberhalb von Bad Sulza leiten dolomitische Kalke (3) und Kalke mit Hornsteinlagen (2) in die Basisschichten des Trochitenkalks (1) über

Oberen Muschelkalk ist am besten an der Krähenhütte oberhalb von Bad Sulza aufgeschlossen (Abb. 32). Nach vielen Jahrzehnten Steinbruchbetrieb entstand ein umfangreiches Steinbruchgelände, dessen noch nicht verwachsene, obere Bereiche gute Einblicke in die klassische Schichtenfolge bieten. Dort folgen auf dünnschichtige, dolomitische Mergel an der Basis der zugänglichen Schichtfolge 8,3-8,5 Meter knauerig-stückige, unreiner Kalke, in die zwei feste Bänke von jeweils etwa 0,4 Meter Mächtigkeit eingeschaltet sind: die untere etwa 2 Meter, die obere etwa 4 Meter 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 (Wagner'sche Sammlung im Naturkundemuseum Erfurt).

Im Profil folgen 1,5–3 Meter massige, oolithische Kalke, dann nochmals bis zu etwa 1,5 Me-

ter Knauerkalk und den Abschluss bilden bis zu 4 Meter mächtige, fossilreiche Wulstkalke voller Terebrateln (Coenothyris vulgaris) und Muscheln (Plagiostoma striatum, Prospondylus, Costibakevellia u.a., Zähne von Hybodus). Die Wulstkalke sind eine Sonderfazies des Trochitenkalkes und enthalten nur wenige Trochiten von Encrinus liliiformis. Trochitenkalk in klassischer Ausbildung wurde kurzzeitig unter tertiären Kiesen bei Prießnitz südlich von Naumburg beobachtet und lieferte dort auch ein schönes Exemplar von Encrinus liliiformis. In kleinen Aufschlüssen um Eckartsberga und bei Pomnitz findet man immer noch charakteristisches Gestein mit Trochiten und anderen Fossilien. Bei Pomnitz beginnt der Trochitenkalk mit einer trochitenreichen ersten Bank mit dem Brachiopoden Tetractinella trigonella. Die Tetractinellabank ist weit über Mitteldeutschland hinaus überregional verbreitet und gibt einen



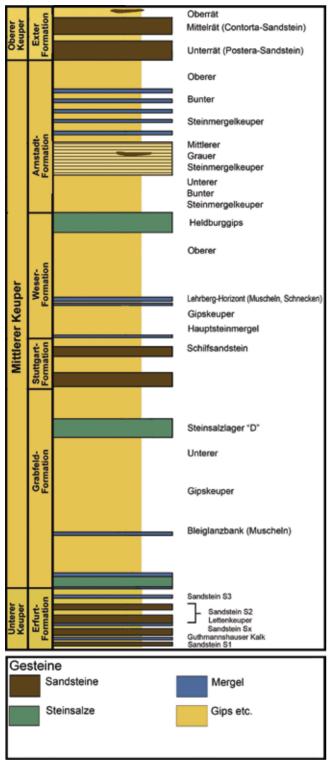
33 Fossilien aus dem Oberen Muschelkalk: 1) Seelilie *Encrinus liliiformis* von Prießnitz südlich Naumburg, 2) Muschel *Entolium discites*, 3) *Germanonautilus bidorsatus*, 4) Muschel *Pleuronectites laevigatus*, 5) und 6) Sauropterygierknochen ("Nothosaurus") aus dem basalen Trochitenkalk von der Krähenhütte bei Bad Sulza

guten Marker-Horizont ab, fehlt aber offensichtlich bei Bad Sulza. Sie konnte vor Jahren auch an der Brückenbaustelle an der A 38 zwischen Querfurt und Schraplau beobachtet werden. Dort sind in einer Mergelkalkfolge direkt unter der Tetractinella-Bank Kalkkonkretionen mit perfekt erhaltenen Krebsen gefunden worden (*Lissocardia, Pseudopemphix*, M. Henniger, pers. Mitt.). Sie sind vermutlich mit dem Knauerkalk direkt unter dem fossilreichen Wulstkalk des Bad Sulzaer Profils korrelierbar. Einige Fossilien des Oberen Muschelkalks sind in Abb. 33 zu finden.

Die Ceratitenschichten sind heute nicht in oberflächlich zugänglichen Aufschlüssen erschlossen. Der wichtigste historische Aufschluss, der Eisenbahnanschnitt bei Großheringen,²⁰ ist längst überwachsen. Er lieferte im 19. Jahrhundert neben Ceratiten und Muscheln auch Reste eines Fisches in einer Kalkgeode sowie einen Schlangenstern ("Ophiura"). Heute kann man nur in den kleinen Wasserrissen, die von der Höhe zwischen Tultewitz und Abtlöbnitz zum Saaletal führen, Gesteine der Ceratitenschichten mit Ceratiten bis etwa zum Niveau der spinosen Formen finden (Acanthoceratites spinosus). Ferner sind in Einsturztrichtern paläogener Karststrukturen auf Muschelkalk bei Karsdorf spinose Ceratiten sowie Reste der Cycloidesbank gefunden worden.27 Demnach stand im Eozän dort, wo heute gerade noch die Basis der Terebratelbänke erreicht wird, Oberer Muschelkalk bis mindestens zum Niveau der Cycloidesbank an. Nachweise der Oberen Ceratitenschichten schließlich beschränken sich auf Randbereiche des Thüringer Beckens vor der Finnestörung bei Eckartsberga und Bad Sulza.

Keuper

Nach dem Muschelkalk erlebte das Mitteleuropäische Becken wieder sehr wechselhafte Zeiten mit stärkerer Faziesdifferenzierung im Keuper (Abb. 34). Der Unterkeuper ist durch den Übergang der marinen Muschelkalkfazies in eine überwiegend kontinentale Fazies mit kurzzeitigen marinen Intermezzi gekennzeichnet. In diesem Milieu entstand die Lettenkohle, in deren Niveau bei Apolda prächtige Pflanzenfossilien gefunden wurden.^{28, 29} Die geringwertige Lettenkohle ist nur in Notzeiten gefördert worden. An der Hangendgrenze des Unterkeupers kehren im Grenzdolomit nochmals marine Verhältnisse zurück. Danach erfolgte der Übergang in eine Playa-Struktur mit gelegentlichen Meeresingressionen aus Südwesten (Alemannisch-Burgundische Pforte). Ton-Schluffsteine, Evaporite und gelegentlich fossilführende Dolomite kennzeichnen die Zeit des Mittel- oder Gipskeupers, unterbrochen von der fluviatilen Schilfsandstein-Phase. Im Oberkeuper (Rät) verstärkte sich zunächst der marine Einfluss und gip-



34 Schematisches Keuperprofil der Region

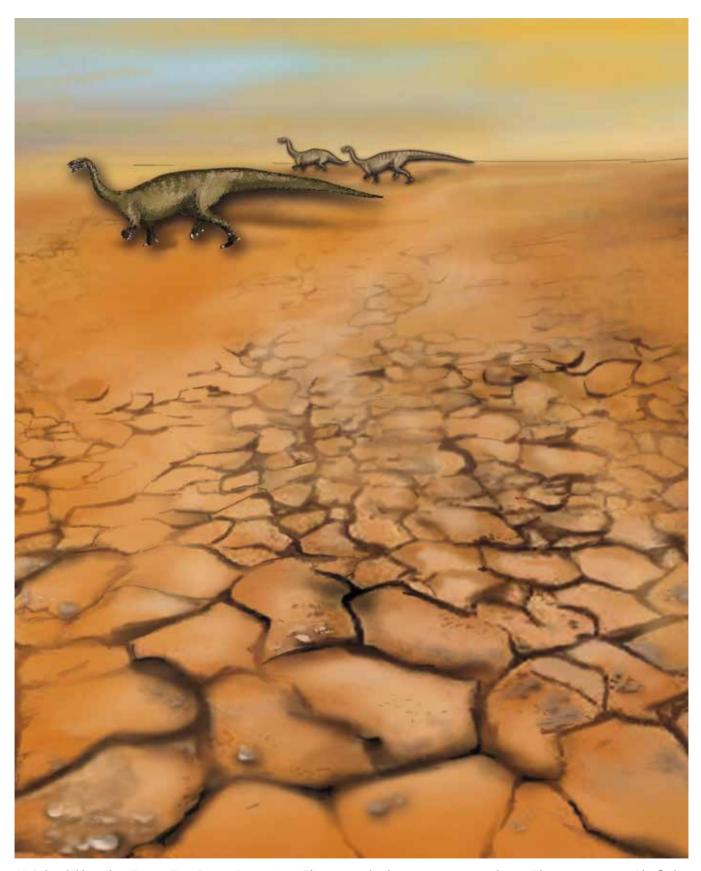
felte in den Schichten mit *Rhaetavicula contorta*. Die Triletesschichten markieren eine letzte kontinentale Phase bis zur Transgression des Liasmeeres.

Im Keuper herrschte deutlich regeres Leben als im Buntsandstein. Die Flora der Lettenkohle war üppig und artenreich. In den trockenen Playa-Phase war die Flora deutlich ärmer und trat nur in Flussumgebungen und an ephemeren Seen stärker in Erscheinung. Für periodisch wasserführende Gewässer ist das Vorkommen von Lungenfischen typisch. Ceratodus hat ähnliche Lebensräume besiedelt wie der rezente Neoceratodus in Australien. An Wasserstellen lebte Mastodonsaurus, ein Riesenlurch mit bis zu etwa einem Meter Schädellänge. Frühe Dinosaurier durchquerten die Landschaft und hinterließen ihre Spuren. Halticosaurus, Liliensternus und vor allem Plateosaurus waren schon ziemlich große Vertreter der Gruppe (Abb. 35). Frühe Schildkröten und andere Reptilgruppen sind ebenfalls zu nennen.

Im engeren Saale-Unstrut-Gebiet sind Keupergesteine ebenso wie die höchsten Bereiche des Muschelkalks abgetragen worden. Die Ausnahme bildet ein Erosionsrest in der Naumburger Mulde.³⁰ Sonst endet die Triasschichtenfolge etwa mit der Cycloidesbank der Ceratitenschichten. Nur ganz im Süden, bei Eckartsberga, greift der Burgenlandkreis etwas auf das Thüringer Becken über und hat damit einen winzigen Anteil an der Keuperlandschaft des Beckens. Lithostratigrafisch wird der Keuper als Gruppe eingestuft und in die Subgruppen Unter-, Mittel- und Oberkeuper mit ihren Formationen unterteilt. Für die Lithostratigrafie sind die Verhältnisse im Thüringer Becken, speziell der Schillingstädter Mulde, von Belang.

Die Entwicklung im Unteren Keuper (Lettenkeuper, Erfurt-Formation) wird zunächst vom Vorrücken kontinentaler Fazies aus nordöstlicher Richtung nach Südwesten bestimmt. Langsam schoben aus Skandinavien kommende Flüsse ihre Deltafronten in das Becken vor. Deshalb endet die marine Muschelkalkfazies im Norden schon in den Mittleren Ceratitenschichten, während in der Thüringer Senke punktuell noch die semipartitus-Zone (Glasplatten/Grenzschichten) marin entwickelt war.

Die zyklische Gliederung der Erfurt-Formation



35 Lebensbild aus dem Keuper: Eine Gruppe Saurier (etwa *Plateosaurus*) durchquert einen ausgetrockneten Playasee mit rissiger Oberfläche (Trockenrisse) – eine Situation, wie sie zur Zeit der Ablagerung des Steinmergelkeupers bestanden hat



36 Grenzdolomit mit dem Leitfossil Costatoria goldfussi aus der alten Ziegeleigrube Reisdorf bei Eckartsberga

ist an Sohlbank-Zyklen orientiert, deren Zahl je nach Autoren schwankt. Die untere Erfurt-Formation beginnt mit dem Sandstein S1 als markanter Grenzbank zum Muschelkalk. Dolomite bilden weitere wichtige Leitbänke bis zur Obergrenze. Sie sind partiell fossilführend (*Unionites letticus*) oder überhaupt Schillkalke wie der Guthmannshäuser Kalk.

Der Sandstein S2 leitet die Mittlere Erfurt-Formation ein und geht rasch in die tonig-schluffige Fazies einer Überflutungsebene mit geringmächtiger Kohlebildung (Lettenkohle) über. Sie schließt mit dem fossilreichen Dietendorfer Kalk ab. Nach dem gleichen Muster folgt auch die Obere Erfurt-Formation mit Sandstein S3 und tonig-schluffigen Sedimenten darüber. Hier bildet der fossilreiche Grenzdolomit mit marinen Fossilien den Abschluss. Neben dem Leitfossil Costatoria goldfussi enthält der Grenzdolomit (Abb. 36) zahlreiche weitere marine Fossilien, darunter die letzen Trias-Cephalopoden im Mitteleuropäischen Becken.

Der Mittlere Keuper ist der längste Abschnitt des Keupers. Zwei evaporitisch geprägte Phasen mit kurzen marinen Ingressionen sind durch die Ablagerungen eines großen, von Skandinavien kommenden Flusssystems voneinander getrennt. Mächtige Gipsausscheidungen charakte-



37 Schilfsandstein am Moorberg bei Burgwenden, links unterer und rechts oberer Teil des Profils mit schräg geschichteten Sandsteinen



38 Heldburg-Gips in den Spatenbergen bei Hemleben (Schillingstädter Mulde)

risieren die evaporitischen Phasen (Unterer und Oberer Gipskeuper), während der Schilfsandstein (Abb. 37) die fluviatilen Sedimente dazwischen einschließt. Heute werden die drei Abteilungen als Grabfeld-, Stuttgart- und Weser-Formation bezeichnet. Die Arnstadt-Formation (Steinmergelkeuper) schließt den Mittelkeuper nach oben ab. Die Grabfeld-Formation, um 200 Meter mächtig, beginnt mit dem Grundgips und setzt mit dem Hauptgips fort, in dessen Niveau stellenweise auch Steinsalz vorkommt. Im Niveau der Bleiglanzbank am Top der Grundgipsschichten liefern marine Fossilien den Nachweis einer kurzen Meeresingression. Die Stuttgart-Formation wird um 50 Meter mächtig. Die Rinnenfazies der ehemaligen Flüsse schneidet tiefer in die Grabfeld-Formation und ist durch Sandsteine mit Schrägschichtungen und Pflanzenfossilien gekennzeichnet, am Anfang sogar durch Schichten mit mariner bis brackischer Ostrakodenfauna.31,32 Lateral vertreten geringmächtigere Sand-, Schluff- und Tonsteine einer Überflutungsebene die Rinnenfazies. Darin kommen Pflanzenreste vor, insbesondere des Schachtelhalmgewächses Equisetites arenaceus.

Die nachfolgende, etwa 150 Meter erreichende Weser-Formation (Oberer Gipskeuper) beginnt mit den überwiegend roten Ton- und Schluffsteinen der "Roten Wand" mit einem Gipshorizont (Unterer Berggips) an der Basis. Das Profil setzt mit den Lehrbergbänken fort, dolomitische Bänke mit sulfidischer Vererzung und Fossilien, darunter Muscheln (*Unionites* sp.) und Schnecken. Gipsführende, bunte Tonsteine der Schwellenburg-Mergel (lokal mit Steinsalz) und der mächtige Heldburg-Gipsmergel schließen die Weser-Formation nach oben ab. Der Heldburg-Gips bildet in der Schillingstädter Mulde die auffällige Hügelkette der Spatenberge/Roten Berge (Abb. 38).

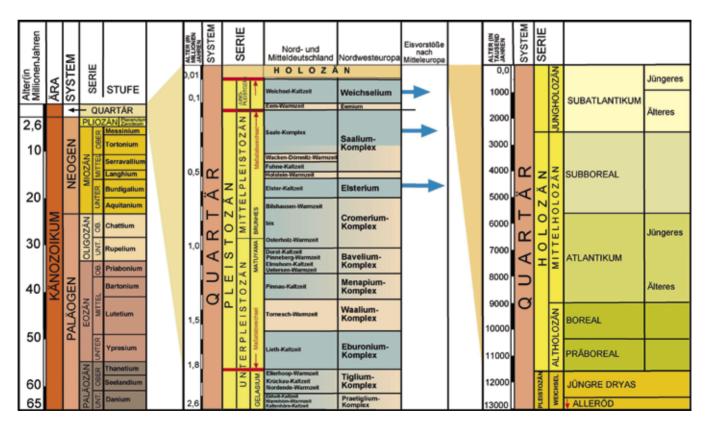
Eine kräftige Diskordanz mit mehr oder weniger umfangreicher Schichtlücke, die Altkimmerische Hauptdiskordanz, trennt Weser- und Arnstadt-Formation voneinander. Die Arnstadt-Formation (Steinmergelkeuper) besteht aus einer Serie von maximal etwa 140 Meter mächtigen Tonsteinen mit dolomitischen Lagen und wird in drei Abteilungen unterteilt: Unterer, Mittlerer und Oberer Steinmergelkeuper. Die Tonsteine sind oben und

unten überwiegend rötlich gefärbt, mit grünen und graugrünen Lagen dazwischen. Im mittleren Bereich dominieren graue Pelite mit zahlreichen Dolomitlagen.

Gesteine des Oberkeupers (Rät) sind nur noch in tektonischen Grabenzonen des Thüringer Beckens erhalten geblieben, wo sie mit Lias bis Unterdoggerablagerungen den jüngsten Teil der zusammenhängenden mesozoischen Schichtenfolge im Thüringer Becken bilden. Dort beginnt die insgesamt bis knapp 50 Meter mächtige Schichtenfolge mit den Posterus-Schichten (nach der Muschel Unionites posterus) und setzt mit den Contorta-Schichten (Oeynhausen-Subformation) fort, benannt nach der Muschel Rhaetavicula contorta. Mit den tonig-schluffigen Triletes-Schichten (Vahlbruch-Subformation) endet die Trias in der engeren Umgebung des Gebiets. Auf die Triletes-Schichten folgen bei Gotha marine Schichten des basalen Lias. Im engeren Saale-Unstrut-Gebiet existiert eine gewaltige Schichtlücke bis zum Tertär, da keine Ablagerungen aus Jura und Kreide vorhanden sind. Nach der faziellen Entwicklung des Lias bei Gotha und der Kreide im Ohmgebirgsgraben erreichten das Liasmeer und das Kreidemeer (Cenoman/Turon) sicher noch die Region. Davon herrührende Sedimente sind aber später abgetragen worden.

Känozoikum

Vor etwa 65 Millionen Jahren begann die jüngste Ära der Erdgeschichte, die Erdneuzeit oder das Känozoikum (Abb. 39). Zum Wendepunkt wurde wieder ein großes Aussterbeereignis, bei dem viele mesozoische Organismen untergingen. Bekannteste Beispiele sind Ammoniten und Dinosaurier. Für diesen Einschnitt in der Biosphäre sind nach heutiger Kenntnis die Folgen eines Meteroritenimpaktes sowie die Auswirkungen eines gewaltigen Vulkanismus in Indien (Basalte des Dekkan-Hochlandes) verantwortlich. Das Känozoikum gliederte man traditionell in Tertiär ("Braunkohlenzeit")



39 Stratigrafisches Schema des Känozoikums in der Region



40 Eozäne Landoberfläche mit saprolitisiertem Oberen Muschelkalk südlich von Naumburg: T) Trochitenkalk, C1) untere Ceratitenschichten, angewittert, C2) untere Ceratitenschichten, völlig entkalkt (Residualtone), unter eozänen Flussablagerungen (E)

und Quartär ("Eiszeit"). In jüngerer Zeit wurden die Tertiärabteilungen Paläogen (Alttertiär) und Neogen (Jungtertiär) in den Rang von Systemen erhoben, wodurch der Begriff Tertiär obsolet wurde. Die Neuordnung verband sich noch mit einer Diskussion um die Einordnung des Quartärs: Sollte man es als eigenes System behalten oder in das Neogen integrieren? Traditionelle Begrifflichkeiten sind langlebig und so ist es auch mit dem Tertiär. Es wird im letzten Standard der Deutschen Subkommission für Tertiärstratigrafie (Tabelle von 2002 mit Kommentaren von 2005) weiter verwendet, unter Berücksichtigung der Rückverlegung der Plio-Pleistozängrenze auf 2,6 Millionen Jahre vor heute. Nach diesem Standard wird das Tertiär informell beibehalten, in Paläogen und Neogen unterteilt und das Quartär als eigenständiges System geführt.

Tertiär

Die lange, jungmesozoische Festlandszeit der Region setzte sich bis in das ältere Paläogen fort. In dieser langen Zeitspanne erfolgte eine tiefgründige Verwitterung der durch die vorangegangene Inversionstektonik geprägten Landoberfläche (Abb. 40). Unter überwiegend warm-humiden Klimaverhältnissen reichte die Verwitterung bis etwa 30 Meter in die Tiefe, an Störungen und Klüften auch deutlich tiefer, und führte zu Bleichungen, Karbonatlösung und Ausbildung mächtiger Weißlehmdecken. Zuweilen entstanden auch Rotlehme, besonders auf Muschelkalkunterlage im Saalegebiet.³³ Die tiefgründige Verwitterung

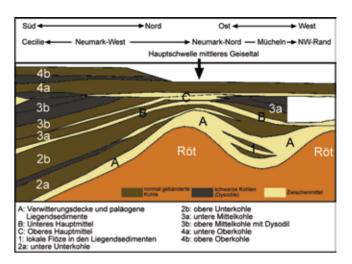
führte zur Kaolinisierung feldspathaltiger Gesteine (beispielsweise Rhyolithe oder Porphyre) und zur Entstehung von Kaolintonen (Porzellanerde). Bei diesem Prozess wurde auch die zur Bildung der "Tertiärquarzite" ("Knollensteine") notwendige Kieselsäure freigesetzt. Die Tertiärquarzite sind vor allem in eozänen Sedimenten verbreitet und wichtige Klimaindikatoren. Bis zum Mitteleozän reifte die Landschaft zu einer monotonen Fastebene mit leichter Neigung zur Leipzig-Halleschen Bucht. Nur einige Härtlingsberge (vor allem Rhyolithkuppen) ragten aus dieser flachen Landschaft heraus. Selbst die Mittelgebirge im südlichen Hinterland waren eingeebnet. Flüsse entwässerten für längere Zeit sogar das nördliche Böhmen über das stark abgetragene Erzgebirge hinweg in die paläogene Nordsee.

Die aus südlicher Richtung kommenden Flüsse vereinigten sich im Raum zwischen Zeitz-Naumburg und Merseburg-Halle zum Mitteldeutsches Ästuar, Einfallstor für Ingressionen der Nordsee und Hauptbildungsraum der mitteldeutschen Braunkohlen. Dort wurden im Laufe des Eozäns die paralischen Sedimentserien der Raßnitz-Gruppe³⁴ mit Braunkohlenflözen abgelagert und anschließend durch oligozäne Meeresablagerungen überdeckt. Im Miozän verlagerte sich das Depozentrum nach Nordosten. Bis auf einige Relikte in Subrosionsstrukturen zwischen Südharz und Kyffhäuser sind aus der engeren Region keine neogenen Sedimente bekannt.

Mit der tiefgründigen Verwitterung ab Oberkreide bis Mitteleozän lebte die Subrosion im Zechstein- und in den Triassalinaren auf. Das Muschelkalksalinar war aufgrund seiner Exposition davon

vermutlich zuerst betroffen, gefolgt vom Rötsalinar. Bei oberflächennaher Lage wurde auch das Zechsteinsalinar von der Subrosion erfasst. Besonders komplexe Verhältnisse ergaben sich im Zusammenspiel von Tektonik, Halokinese und Subrosion. Das Geiseltalbecken am Nordostrand der Querfurter Muschelkalkplatte verdankt seine Entstehung einem solchen Zusammenspiel (Abb. 41). In mehreren Millionen Jahren entstand ein tiefes Becken mit maximal 120 Meter Braunkohle, Restpfeiler der Gipse/Anhydrite des Rötsalinars wurden noch während der Moorbildung im Mitteleozän gelöst und verursachten die Einsturztrichter in der Geiseltalkohle. Die berühmte eozäne Fossillagerstätte verdankt das Geiseltal seiner exklusiven Lage am Rand der Querfurter Muschelplatte. Von dort führten Bäche kalkreiche Karstwässer in das Becken und neutralisierten die Huminsäuren des Moores, sodass Knochen, Zähne oder Kalkschalen der Bewohner des Moores auf hervorragende Weise konserviert werden konnten.

Parallel zur Subrosion setzten sich natürlich auch die Salzbewegungen fort. Der Aufstieg von Salz zu Salzsätteln ließ an ihren Flanken durch Salzabwanderung tiefe Muldenstrukturen entstehen. Im Braunkohlenbecken von Röblingen-Amsdorf ist eine solche Struktur heute im großen ROMONTA-Tagebau Amsdorf aufgeschlossen (Abb. 42). Die tiefe Absenkung unter das quartäre Erosionsniveau in einer Randsenke des Teutschenthaler Salzsattels bewahrte die dortige paläogene Schichtenfolge vor der Erosion. In subrosionsbedingten Einbrüchen im Gipshut des Salzsattels breitete sich der Salzige See bei Röblingen aus. Die Subrosion, insbesondere entlang von



41 Das Geiseltalbecken verdankt seine Entstehung einer komplexen Interaktion von Tektonik, Halokinese und Subrosion im Zechsteinsalinar. Große Teile des Beckens liegen auf Röt, dessen letzte lösliche Gesteine ebenfalls im Eozän abgelaugt wurden.

offenen Kluft- und Spaltensystemen, führte in den Muschelkalkplatten zur Öffnung von Karstspalten und Dolinen und deren Füllung durch nachstürzende Trias- und Tertiärgesteine.

Ein solches Karstsystem wurde vom Kalktagebau des Lafarge-Zementwerks Karsdorf angeschnitten (Abb. 43 und 44) und lieferte interessante eozäne Fossilien³⁵ sowie Material aus dem Oberen Muschelkalk. Demnach reichte dort im Zeitraum vom Oberpaläozän bis Untereozän der Muschelkalk noch mindestens bis zur Cycloidesbank in den Ceratitenschichten. Heute endet das Profil an gleicher Stelle im Mittleren Wellenkalk, was einem Profilverlust von ca. 150 Meter Muschelkalk seit dem Mitteleozän entspricht. Über den Einbrüchen entwickelten sich kleine Dolinentümpel mit reicher Ufervegetation. Palmen, Teegewächse und andere Baumarten standen am



42 Panorama des Tagebaus Amsdorf mit 1) eozänem Hauptflözbereich, 2) Oberflözen, 3) marinen Schichten aus dem Unteroligozän und 4) kohligen Ablagerungen eines alten Absetzbeckens



43 Fossilführende tertiäre Karstschlotte im Unteren Muschelkalk des Lafarge-Tagebaus bei Karsdorf

Ufer, an denen Weingewächse (Vitis) lianenartig emporklommen. Vor rund 50 Millionen Jahren wuchs bei Karsdorf der vielleicht älteste Wein der Region! Tümpel und deren Uferbereiche waren Heimat kleiner Muscheln und Schnecken. Reste von Froschlurchen, molchartigen Lurchen, Schildkröten und kleiner (juveniler) Krokodile wurden geborgen (Abb. 45). Die wenigen Säugetierreste sind außerordentlich interessant, darunter Nagetiere (vielleicht die ältesten Mitteleuropas) und Primaten.

Im Gefolge allgemein hoher und steigender Meeresspiegelstände im Paläogen geriet die mitteldeutsche Region zunehmend in den südlichen Küstenbereich der Nordsee. Das damit verbundene geringe hydrologische Gefälle ließ keine bedeuten-

de Tiefenerosion der Flüsse zu. Sie pendelten eher in breiten, flachen Auen und hinterließen weitflächige Sedimentfächer. Die Sande und Kiese sind auf den Triashochflächen südlich von Naumburg noch weit verbreitet. Nach Westen verliert sich ihre Spur durch jüngere Erosion. Ihre ursprüngliche Verbreitung reichte nach Kieseinträgen in Karststrukturen aber viel weiter nach Westen.

Ab höherem Mitteleozän reichten kurze Meeresvorstöße schon bis in die ästuarine Landschaft nördlich der Querfurter Platte. Im Unteroligozän flutete die Nordsee dann die gesamte Region. Für einige Millionen Jahre versank Mitteldeutschland im Wasser und die Nordsee dehnte sich zeitweise bis an den Nordrand der Mittelgebirgsschwelle aus. Marine oder marin beeinflusste Sedimente dieser Periode reichen bis unmittelbar an den Rand des Saale-Unstrut-Triaslandes: nördlich von Querfurt-Schraplau im Braunkohlenbecken von Röblingen-Amsdorf und östlich von Naumburg bis Teuchern-Zeitz. Im Tagebau Amsdorf beginnt die Schichtenfolge mit geringmächtigen, mitteleozänen Basissedimenten sowie dem obereozänen Unter- und Hauptflöz. Es folgen eine obereozäne Schichtenfolge mit zwei geringmächtigen Oberflözen und kurz darüber die Grenze zum Unteroligozän. Der unteroligozäne Schichtenstapel beginnt mit einem ersten marinen Transgressionshorizont mit Haizähnen, setzt mit marin-ästuarinen Sedimenten mit einem geringmächtigen Kohlehorizont fort und wird von einem zweiten Transgressionshorizont mit zahlreichen Haizähnen erosiv gekappt. Darauf folgende Meeressande leiten in eine bis zu 40 Meter mächtige, marine Feinsand-Schluff-Bankfolge ("Rupelschluff") über. Sie ist im Hangenden erosiv abgeschnitten und elstereiszeitliche Sedimente liegen diskordant darauf. Die marinen Sedimente waren also ursprünglich noch deutlich mächtiger. Zahlreiche Fossilien (Tagebau Amsdorf, Abb. 46), darunter besonders artenreich Muscheln, Schnecken und Fischreste, belegen die Existenz eines tieferen Meeres an diesem Ort. Daraus kann man eine weit nach Süden verlagerte Küste ableiten. Das gesamte Saale-Un-



44 Fossilführender eozäner Ton und Muschelkalkbrocken mit Ceratit aus der Schlottenfüllung

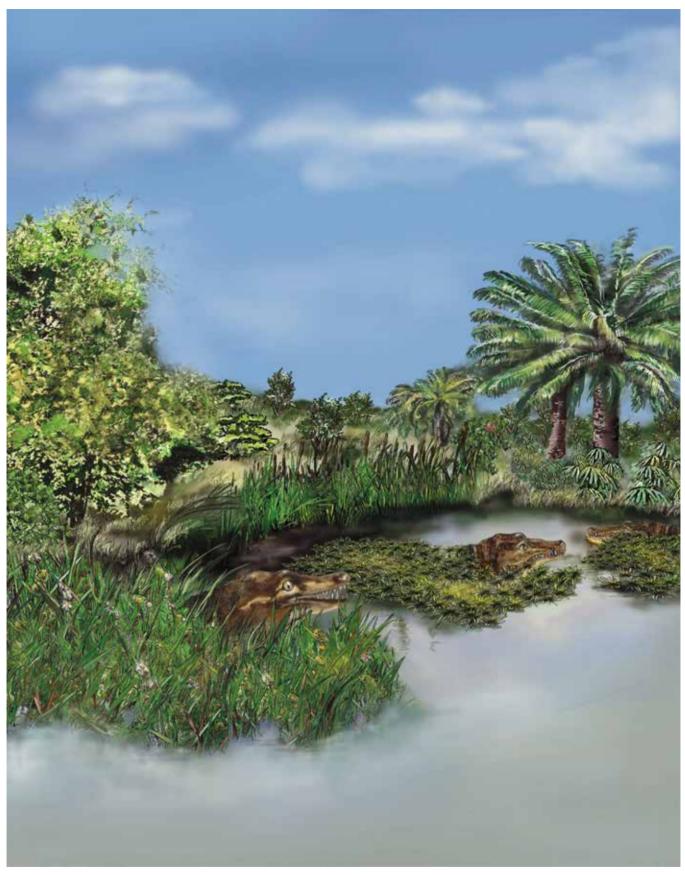
strut-Gebiet wurde für längere Zeit Meeresgrund der oligozänen Nordsee.

Eine Spur mariner Fossilien lässt sich nach alten Notizen in den Erläuterungen der Erstausgabe der geologischen Karten vom Querfurter Raum bis in das Thüringer Becken unmittelbar südlich der Finne bei Buttstädt verfolgen. Da zu den Funden tertiärer Mollusken aber nie verlässliche Profilaufnahmen publiziert wurden, bleibt unsicher, ob es sich um umgelagertes Material handelt (Eistransport im Quartär) oder ob tatsächlich punktuell Erosionsrelikte mariner oligozäner Sedimente so weit südlich anstehen. Die Erhaltung der Mollusken schließt lange Transporte in fließendem Wasser aus. Solche Beobachtungen sind wichtige Indizien einer ursprünglich viel weiteren Verbreitung tertiärer Sedimente in unserem Raum. Erst der raumgreifende Vorstoß des Elstereises hat vermutlich die Reste davon auf den Triashochflächen entfernt und mitgenommen. Kohlereste, Tonbrocken und marine Grünsande in der beim Bau der ICE-Strecke bei Bad Bibra-Saubach angeschnittenen Elstergrundmoräne (Abb. 47) sind Beleg dafür.

Mit den oligozänen Meeressanden enden die Nachweise tertiärer Sedimente in der engeren Region. Im Miozän sind sicher weitere Sedimente abgelagert worden, wofür entsprechende Schichtenfolgen in der weiteren Umgebung sprechen (Subrosionssenken im Kyffhäuservorland)³⁶. Sie sind jedoch jüngerer Erosion zum Opfer gefallen. Das jüngste Kapitel Erdgeschichte der Region schließlich wurde von den quartären Kaltzeiten mit Eisvorstößen, Dauerfrostböden und kurzen Warmzeiten dazwischen geschrieben. Es begann vor 2,6 Millionen Jahren.

Quartär

Nach dem mittelmiozänen Klimaoptimum erfolgte ein allgemeiner globaler Temperaturrückgang und mündete schließlich in die quartäre "Eiszeit", begleitet von schroffen Wechseln von Warmund Kaltzeiten. Durch die aktuelle Festlegung der Plio-Pleistozängrenze auf 2,6 Millionen Jahre vor heute müssen früher als oberpliozän angesehene



 $45\ \ Lebensbild\ eines\ eozänen\ Dolinentümpels\ mit\ \ddot{u}ppiger\ Ufer-\ und\ Wasserpflanzenvegetation\ und\ jungen\ Krokodilen$



46 Marine Fossilien aus unteroligozänen Schichten des Tagebaus Amsdorf: 1) Astarte kickxii, 2) Thyasira sp., 3) Typhis schlotheimi, 4) Lamellinucula duchasteli, 5) Nucinella sp., 6) Galeodea depressa, 7) Aporrhais speciosus, 8) Tornatellaea sp., 9) Scalaspira multisulcata, 10) Gehörstein (Otolith) von Palaeogadus compactus (fossiler Seehecht)

Sedimente heute dem ältesten Pleistozän zugeschlagen werden. Das Quartär gliedert sich in Pleistozän ("Eiszeit") und das nur 11.600 Jahre umfassende Holozän ("Nacheiszeit"). Das Pleistozän wiederum wird in ein Unter-, Mittel- und Oberpleistozän unterteilt. Nach aktueller Stratigrafie beginnt das Unterpleistozän mit der Prätegelen-Kaltzeit und endet im Cromer-Komplex. Bis dahin war Mitteleuropa noch eisfrei. In der nachfolgenden Elstereiszeit stießen die skandinavischen Eismassen erstmals nach Mitteldeutschland und erreichten hier auch ihre Maximalausdehnung (Abb. 48). In der ersten Elstervereisung war das Saale-Unstrut unter einem 400 bis 500 Meter mächtigen Eispanzer begraben. Die Front des Saaleeises lief mitten durch

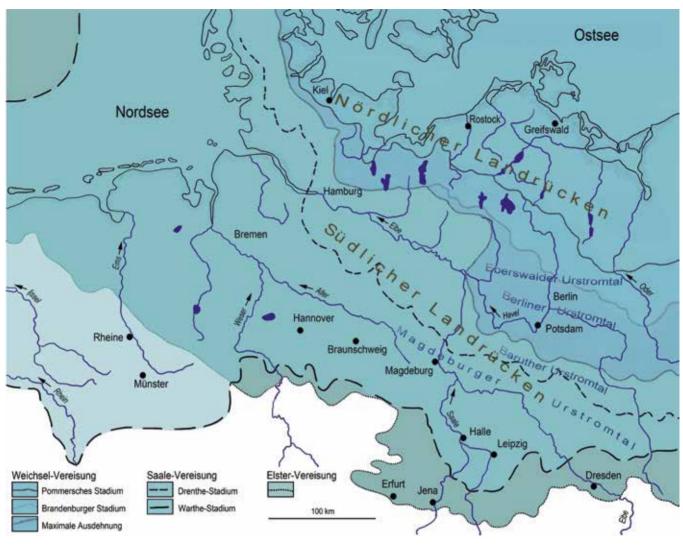


47 Kohliger Schluff aus dem Tertiär in der Elstergrundmoräne bei Saubach

das Gebiet (Eisrandlage). Nach einer relativ kurzen Warmzeit (Holstein-Warmzeit) folgten die Eisvorstöße der Saalekaltzeit. Die Periode von Elster- bis Saale-Kaltzeit ist das Mittelpleistozän. Die nachfolgende Eem-Warmzeit und die Weichselkaltzeit werden als Oberpleistozän zusammengefasst.

Im Wechsel der Warm- und Kaltzeiten fand der letzte Akt der Landschaftsgestaltung statt, im Wesentlichen von den Flüssen und vom Eis gesteuert. Die mehrfach vorrückenden Gletscher erbrachten teilweise erhebliche Erosionsleistungen und entfernten gerade auf den Triashochflächen oft Reste tertiärer Lockersedimente und der alten Verwitterungsdecken. Sie blockierten auch die Flüsse und zwangen sie mehrfach zu Laufverlegungen. So existieren heute neben den aktuellen Flusstälern auch mehrere alte, von den Flüssen verlassene Täler, die deutlich höher liegen als die gegenwärtigen.

Bereits in den unterpleistozänen Kaltzeiten konnte es schon sehr kalt werden. Periglaziale Bedingungen mit Dauerfrostböden und Tundra-artiger Vegetation stellten sich ein. Permafrosterscheinungen mit sommerlichen Auftaubereichen erzeugten kryogene Strukturen (Frostrisse und Brodelböden, Abb. 49). Ab dieser Zeit begann eine beschleunigte Tiefenerosion der Flüsse mit der Anlage tieferer Täler und Aufschotterung der ältesten (frühpleistozänen) Terrassen. Nur wenig ist von diesen



48 Maximale Eisausdehnung in der Elster-, Saale- und Weichselkaltzeit

altpleistozänen Sedimenten übrig geblieben. Am bekanntesten ist die Zeuchfelder Terrasse des alten Unstruttals bei Zeuchfeld mit fossilführenden, warmzeitlichen Sedimenten (*Fagotia*-Folge von Zeuchfeld-Borntal³⁷ mit reicher Schneckenfauna, darunter *Fagotia acicularis*). Warmzeitliche Sedimente des Cromer-Komplexes sind im Gebiet nicht sicher nachgewiesen worden, aber in der engeren Umgebung bei Artern-Voigtstedt. Die sogenannte Voigtstedter Lehmzone lieferte eine reiche Fauna mit Südelefanten, Etruskischem Nashorn, Pferden, Hirschen, Bison und anderen Arten. In kaltzeitlichen Schottern der Helme ist das bekannte Mammutskelett des Spengler-Museums in Sangerhausen gefunden worden.³⁸

Mit der noch feuersteinfreien Frühelster-Terrasse der Flüsse beginnt das Mittelpleistozän mit seinen Eisvorstößen nach Mitteldeutschland. Bereits die erste Elstervereisung (Zwickauer Phase) reichte am weitesten nach Süden (Abb. 48) und ist durch die Feuersteinlinie markiert. In der zweiten Vereisung (Markranstädter Phase) griff das Eis nicht mehr so weit nach Süden aus. Mit dem Abschmelzen des letzten Elstereises am Ende des Elsterglazials entstanden spätelsterglaziale Terrassen. Die Wangener Terrasse der Unstrut mit den ältesten menschlichen Spuren (Feuersteinartefakte) der Region ist wohl in diese Zeit einzuordnen.³⁹ Aus der darauf folgenden Holstein-Warmzeit sind vor allem fluviatile Sedimente mit der Flussmuschel *Corbi*-



49 Kryoturbationen ("Verbrodelungen") in bunten Keupertonsteinen am südlichen Portal des Finnetunnels

cula fluminalis überliefert. Sie gehen im Hangenden in frühsaalekaltzeitliche Sedimente über und bilden zusammen den Hauptterrassenkomplex an Saale und Unstrut.⁴⁰ Bei Bad Kösen-Lengefeld lieferten warmzeitliche Sedimente eine reiche Fauna mit Elefanten, Nashörnern und anderen Arten, während die kaltzeitlichen Ablagerungen darüber durch das Wollnashorn charakterisiert sind.

Der Übergang in die Saalekaltzeit ist eine komplexe, noch ungenügend geklärte Geschichte mit starken Klimaoszilllationen. Im Drenthe-Stadium mit seinen Schwankungen erreichte das Eis maximal den nördlichen bis nordöstlichen Teil der Region mit einer Eisrandlage vom Querfurter Raum über Zeuchfeld und einem Lobus im Saaletal bis in den Kösener Raum. In dieser Zeit wurde das Zeuchfelder Unstruttal abgeriegelt und die Unstrut verlegte ihren Lauf in das heutige Tal. Übrig blieben die mächtigen Aufschüttungen des Zeuchfelder Sanders vor dem Eisrand (Abb. 50). Ein weiterer Sander bildete sich vor dem Eisrand bei Steigra, dessen Sedimentkegel das Unstruttal bei Karsdorf



50 Sandgrube Freyburg mit Blick in den Zeuchfelder Sander: A) frühsaaleglaziale Sande und Kiese der Unstrut, B) Lösse aus der späten Saalekaltzeit und der Weichselkaltzeit mit Bodenbildungen aus wärmeren Klimaphasen

erreichte und dort warmzeitliche Unstrutkiese mit *Corbicula fluminalis* überdeckt. Nach Abschmelzen des letzten Saaleeises nahmen die Flüsse ihre heutigen Täler ein und modellierten sie weiter bis zum gegenwärtigen Zustand (Abb. 51–52).

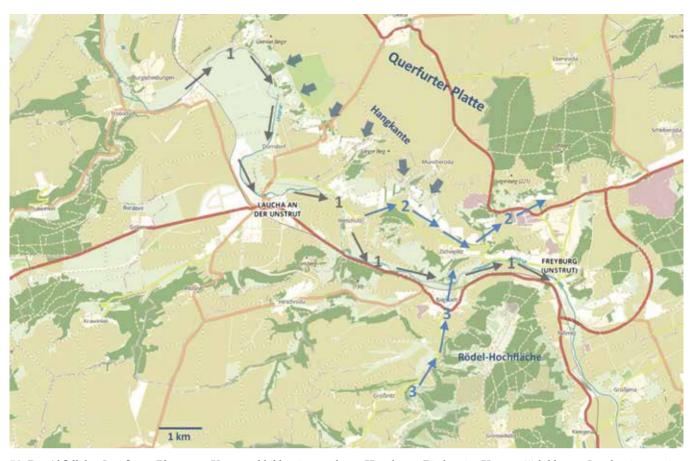
In der Weichsel-Kaltzeit verblieb die Region im eisfreien Periglazialraum. Während die Flüsse die Niederterrassen aufschotterten, erfolgte die Einwehung von Löss. Nahezu der gesamten Raum erhielt eine Lössdecke, die außerhalb von Erosionsgebieten bis heute erhalten und bestimmend für nachfolgende Bodenbildungen ist. An Talhängen kam es unter den periglaziären Bedingungen zur Ausbildung von Frostschuttdecken, Fließerden und Schwemmlössbildungen.

Das Weichsel-Spätglazial mit seinen Klimaoszillationen (älteste Dryas-Zeit bis jüngere Dryas-Zeit) ist vor allem durch Seesedimente des Geiseltals repräsentiert. Die darin nachgewiesene Tufflage des Laacher-See-Vulkanausbruchs in der Eifel ist ein genau datierter Eventhorizont, liegt 12.903 Jahre zurück und damit im Alleröd.⁴¹

Das Holozän begann vor 11.600 Jahren mit einer Klimaverbesserung und nachfolgender Besiedlung Mitteldeutschlands durch Waldgesellschaften. Primäre Steppengebiete im mitteldeutschen Trockengebiet werden heute nicht mehr angenommen. Erste Rodungen mit Beginn des Ackerbaus im Neolithikum (Bandkeramikerkultur im höheren Atlantikum) setzten eine zunehmende an-



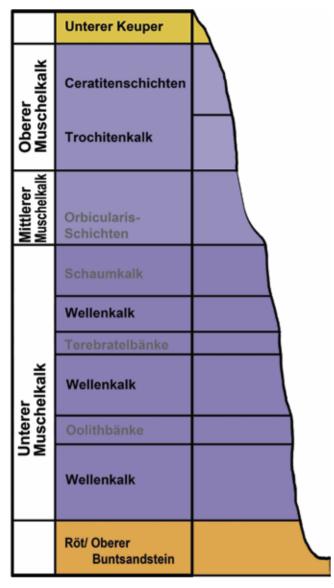
51 Ein Blick vom Rödel in das Unstruttal bei Balgstädt zeigt die Dramatik der jüngeren Erdgeschichte. Die tertiäre, völlig ebene Muschelkalk-Rumpffläche (Muschelkalkplatte) ist von der Unstrut in geologisch kurzer Zeit zerschnitten worden. Dabei floss ihr im älteren Pleistozän noch die Ilm zu, deren altes Tal heute vom Hasselbach benutzt wird. Zscheiplitz steht auf einem Umlaufberg. Dahinter verläuft noch ein älteres Unstruttal, das sich bei Freyburg in das Zeuchfelder Unstruttal fortsetzt.



52 Der Abfall der Querfurter Platte zum Unstruttal bildet eine markante Hangkante. Die heutige Unstrut (1) bildet um Laucha einen weiten Talkessel im leicht ausräumbaren Röt. Flussabwärts verengt sich das Tal zu einem Durchbruchstal im Muschelkalk. Bei Weischütz zweigt das alte, höher gelegene Unstruttal (2) ab und setzt sich hinter Freyburg in das Zeuchfelder Tal fort. Das alte Ilmtal (heute Hasselbachtal, 3) kommt aus südlicher Richtung.

thropogene Einflussnahme in die Landschaft in Gang. Durch Ackerbau geöffnete Flächen leisteten der Erosion Vorschub und führten zunehmend zu Auelehmbildungen. Weitere große Rodungen im frühen Mittelalter, besonders auf den fruchtbaren Lössflächen, mündeten allmählich in eine vom Ackerbau geprägte Kultursteppe. In den klimatisch begünstigten Tallagen führten Wein- und Obstanbau zu einer besonderen Variante mittelalterlicher Kulturlandschaft.

Die heutige Landschaft des Saale-Unstrut-Triaslands ist Ergebnis einer langen, komplexen Geschichte. Die variszische Gebirgsbildung schuf den geologischen Unterbau, auf dem sich das Mitteleuropäische Becken ausbreitete – Voraussetzung für die Ablagerung der landschaftsprägenden Gesteine aus Zechstein und Trias. Die Inversionstektonik besorgte vor allem in der höheren Oberkreide die aktuelle Schollengliederung mit den begrenzenden tektonischen Linien. Im Känozoikum schließlich erfolgte die finale Landschaftsformung, zunächst die Einebnung zu einer flachen Triasplatte und dann die endgültige Oberflächenformung durch die Talbildung der Flüsse. Die Triasplatte wurde in einzelne Blöcke zerlegt, deren Hochflächen noch heute eine Vorstellung von der paläogenen Landoberfläche vermitteln. Eis und Frost im Pleistozän wirkten an der Landschaftsgestaltung mit und am Ende ermöglichte die Aufwehung von Löss die Bildung besonders fruchtbarer und ertragreicher Böden. Triasgesteine an den Talhängen sind durch Erosion oft frei von jüngeren Sedimentauflagen geblieben. Selbst Lössaufwehungen blieben nur temporäre Er-



53 Erosionsprofil eines typischen Muschelkalktals

scheinungen. Die während der Talbildung herauspräparierten Schichtstufen haben kaum etwas von ihrer morphologischen Wirksamkeit verloren und prägen auch die aktuelle Talmorphologie (Abb. 53).

Anmerkungen

- 1 Bachmann, G. H.; Schwab, M.: Regionalgeologische Entwicklung, in: Bachmann, G. H.; Ehling, B.-C; Eichner, R.; Schwab, M. (Hg.): Geologie von Sachsen-Anhalt, Stuttgart 2008, S. 25–34.
- 2 Franke, Dieter: Regionale Geologie von Ostdeutschland Ein Wörterbuch, www.regionalgeologie-ost.de, 2013.

- 3 Wagenbreth, O.; Steiner, W.: Geologische Streifzüge. Landschaft und Erdgeschichte zwischen Kap Arkona und Fichtelberg, Leipzig 1989 (3. durchgesehene Aufl.), 204 S.
- 4 Dolezalek, B.: Die Finne-Störung bei Bad Sulza, Eckartsberga und Rastenberg, in: Abh. dt. Akad. 5, 1955, S. 139–173.
- 5 Ebd
- **6** Seidel, G.: Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens, in: Geologie, Beih. 50, 1965, S. 1–115.
- 7 Alberti, F. von: Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers, und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation, Stuttgart 1834.
- **8** Müller, A.: Geo-Naturpark Saale-Unstrut-Triasland Geologie und Exkursionsführer. Teil 1 Geologie, Schriften des Museums für Mineralogie und Geologie Dresden (im Druck, hier ausführliche Literatur).
- **9** Müller, A.: Geo-Naturpark Saale-Unstrut-Triasland Geologie und Exkursionsführer. Teil 2 Exkursionsführer, Schriften des Museums für Mineralogie und Geologie Dresden (im Druck).
- 10 Radzinski, K.-H.: Buntsandstein, in: Bachmann, G. H.; Ehling, B.-C.; Eichner, R.; Schwab, M. (Hg.): Geologie von Sachsen-Anhalt, Stuttgart 2008, S. 180–200.
- 11 Bachmann, G. H.; Kozur, H. W.: The Germanic Triassic: Correlation with the international chronostratigraphic scale, numerical ages, Milankovitch cyclicity, Hallesches Jb. Geowiss., B 26, 2004, S. 17–62.
- 12 Kozur, H.; Seidel, G.: Die Biostratigraphie des Unteren und Mittleren Buntsandsteins des Germanischen Beckens unter besonderer Berücksichtigung der Conchostraken, Z. geol. Wiss. 11, 1983, S. 429–464.
- 13 Wie Anm. 10.
- 14 Voigt, T.; Bachmann, G. H.; Gaupp, R.: Buntsandstein und Muschelkalk im Thüringer Becken, Schriftenr. dt. geol. Ges. 13, 2001, S. 137–169.
- 15 Radzinski, K.-H.: Zur Gliederung der Trias im südlichen Sachsen-Anhalt, in: Z. geol. Wiss. 23, 1995, S. 43–62.
- **16** Wie Anm. 10.
- 17 Wie Anm. 10.
- 18 Hauschke, N.: Obere Solling-Formation von Bernburg an der Saale (Mittlere Trias), in: Bachmann, G. H.; Ehling, B.-C.; Eichner, R.; Schwab, M. (Hg.): Geologie von Sachsen-Anhalt, Stuttgart 2008, S. 330–331.
- **19** Exner, M.: Zyklische Stratigraphie und Fazies des Oberen Buntsandsteins (Röt-Formation) im Unstrut-Tal, Sachsen-Anhalt. Unveröff. Diplomarbeit, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 1999, 86 S.
- **20** Henkel, L.: Beitrag zur Kenntnis des Muschelkalkes der Naumburger Gegend, in: Jb. k. preuß. geol. Landesanst. Bergakad. 22, 1901, S. 408–438.
- 21 Ebd.

- **22** Radzinski, K.-H.: Muschelkalk, in: Bachmann, G. H.; Ehling, B.-C.; Eichner, R.; Schwab, M. (Hg.): Geologie von Sachsen-Anhalt, Stuttgart 2008, S. 201–212.
- 23 Müller, A.; Henniger, M.: Eine Obrutionslagerstätte auf einem fossilen Meeresboden in der Konglomeratbank f2 (Unterer Muschelkalk, Mittlerer Wellenkalk) von Farnstädt am Nordwestrand der Querfurter Platte, in: Hall. Jahrb. Geowiss. B 27, 2005, S.13–19.
- 24 Henkel, L.: Beitrag zur Kenntnis des Muschelkalkes der Naumburger Gegend, in: Jb. k. preuß. geol. Landesanst. Bergakad. 22, 1901, S. 408–438.
- **25** Müller, A.: Invertebraten aus dem Unteren Muschelkalk (Trias, Anis) von Halle/Saale und Laucha/Unstrut (DDR), in: Geologica et Palaeontologica 19, 1985, S. 97–117.
- **26** Henkel, L.: Beitrag zur Kenntnis des Muschelkalkes der Naumburger Gegend, in: Jb. k. preuß. geol. Landesanst. Bergakad. 22, 1901, S. 408–438.
- 27 Henniger, M.; Leder, R. M.; Müller, A.: Paläogene Fossilien aus einer Karstschlotte im Unteren Muschelkalk von Karsdorf an der Unstrut (Sachsen-Anhalt, Burgenlandkreis), in: Z. dt. Ges. Geowiss. 16 (2/3), 2011, S. 317–332.
- 28 Compter, G.: Zur fossilen Flora der Lettenkohle Ostthüringens, Halle (Saale) 1883.
- 29 Mägdefrau, K.: Paläobiologie der Pflanzen, Jena 1968, 549 S.
- **30** Radzinski, K.-H.: Zur Gliederung der Trias im südlichen Sachsen-Anhalt, in: Z. geol. Wiss. 23, 1995, S. 43–62.
- **31** Wienholz, E.; Kozur, H.: Drei interessante Ostracodenarten aus dem Keuper im Norden der DDR, in: Geologie19, 5, 1970, S. 588–593.
- **32** Kozur, H.: Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil II: Anschluß der germanischen Trias an die internationale Triasgliederung, in: Freiberger Forschungsh., C 304, 1975, S. 51–77.
- 33 Freyberg, B. von: Die tertiären Landoberflächen in Thüringen, in: Fortschr. Geol. Paläont. 2, 1923, S. 1–77.
- 34 Blumenstengel, H.; Krutzsch, W.; Volland, L.: Revidierte Stratigraphie tertiärer Ablagerungen im südlichen Sachsen-Anhalt, Teil 1: Raum Halle-Merseburg, in: Hall. Jb. f. Geowiss., Reihe B, Beih. 1, 1996, S. 1–101.
- 35 Wie Anm. 27.
- 36 Blumenstengel, H.; Kriebel, U.: Das Tertiär der Bohrung Auleben 1/89 und Kelbra 6/92 in der Goldenen Aue (Sachsen-Anhalt/Thüringen), in: Geowiss. Mitt. Thüringen 11, Jena 2004, S. 25–38.
- 37 Mania, D.: Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften, in: Geologie, Beih. 78/79, 1973, 175 S.
- 38 Steinmüller, A.: Sedimentologie, stratigraphische Gliederung sowie Lagerungsformen der präglazialen Ablagerungen und zur Flussgeschichte von Helme und Unstrut im Auslaugungsgebiet

- zwischen Kyffhäuser und Nebraer Pforte, in: Geowiss. Mitt. Thüringen, Beih. 7, 1998, S. 1–61.
- **39** Meng, S.; Wansa, S. Lithologie, Stratigraphie und Paläoökologie des Mittelpleistozäns von Uichteritz im Markröhlitzer Tal (Lkr. Weißenfels, Sachsen-Anhalt), in: Eiszeitalter und Gegenwart 55, 2005, S. 174–214.
- **40** Wie Anm. 37.
- **41** Brauer, A. et al.: High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate changes in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany, in: Quarternary Sci. Rev. 18, 1999, S. 321–329.
- **42** Litt, T.; Wansa, S.: Quartär, in: Bachmann, G. H.; Ehling, B.-C., Eichner, R.; Schwab, M. (Hg.): Geologie von Sachsen-Anhalt, Stuttgart 2008, S. 293–325.

Bildnachweis

- A. Müller [Autor]: 1, 5, 7, 10–11, 14–17, 19–21, 23–27, 29, 31–33, 36–38, 40, 42–44, 46–47, 49–51
- A. Müller; S. Siegesmund [Autoren] (Vorlagen für Lebensbilder);
- C. Hundertmark (Göttingen, Ausführung): 18, 30, 35, 45 H. Rast: 28
- S. Siegesmund, A. Müller [Autoren]: 2, 3, 4, 8, 9, 12, 13, 18, 22, 30, 34, 35, 39, 41, 45, 53

OpenStreetMap (Kartengrundlage): 52