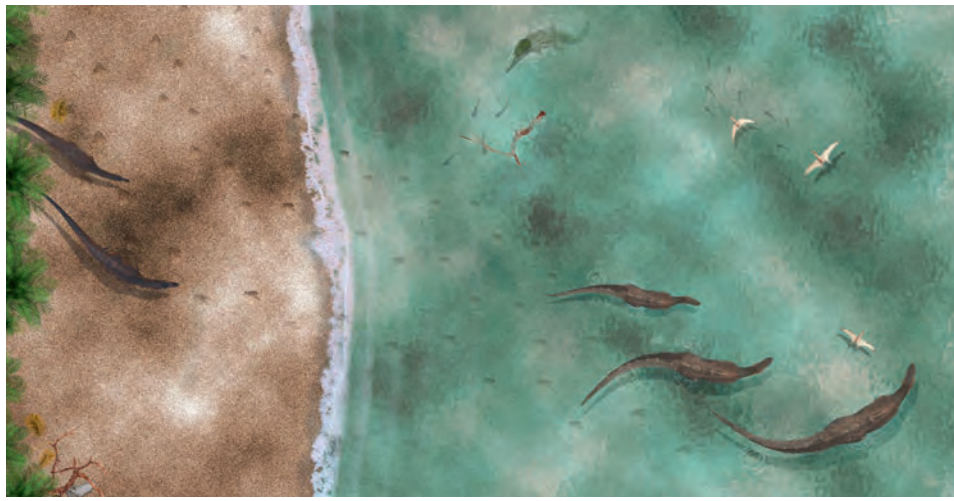
Geologie und Paläontologie der unterkreidezeitlichen Sandsteine des Bückebergs bei Obernkirchen (Niedersachsen)

Maik Raddatz-Antusch



Zusammenfassung

Der Bückeberg befindet sich etwa 3 km südöstlich von Obernkirchen im Weserbergland. Er ist seit Ende des 19. Jahrhunderts Teil umfangreicher geologischer und paläontologischer Untersuchungen.

Er ist nicht identisch mit dem Höhenzug gleichen Namens südlich von Hameln bei Hagenohsen.

Die vorliegende Arbeit bezieht sich auf den Bückeberg südöstlich von Obernkirchen.

Der Bückeberg wird im Wesentlichen durch die Ablagerungen des Oberen Jura und der Unteren Kreide aufgebaut. Die Schichten der Deister-Formation bilden mit einem NW-SE Streichen von 350° den gesamten Bückeberg. Die Pultscholle des Bückebergs und die Fortsetzung im westlich angrenzenden Harrl werden hauptsächlich vom Obernkirchen-Sandstein der Barsinghausen-Subformation aufgebaut.

Die Sande lagerten sich im Oberen Berriasium ab. Tiefer, an der südlichen Flanke des Berges, folgen die Ablagerungen des Unteren „Wealden"-Schiefer der unteren Isterberg-Formation. Diese beschränken sich hauptsächlich auf Wasserläufe und Quellenaustritte in denen der Schiefer ansteht. Der Steinbruch Liekwegen ist die einzige Lokalität, in dem der Untere „Wealden"-Schiefer im Untersuchungsgebiet oberirdisch anstehend ist. Die hier aufgeschlossenen Sedimente repräsentieren Beckenablagerungen und sind durch

das Hauptkohleflöz vom Obernkirchen-Sandstein getrennt. Das Flöz ist nur noch an wenigen Stellen des Arbeitsgebiets zugänglich. Die unterlagernde Nesselberg-Subformation ist aufgrund von Überdeckung und/oder Erosion nicht mehr nachzuvollziehen. Lesesteine des Oberen Jura (Münder-Mergel-Subformation) sind nur marginal nachweisbar und ebenfalls an der südöstlichen Flanke des Bückebergs aufzufinden. Die Talgebiete sind durch Decken mit Lockergesteinen, die dem Quartär zugeordnet werden, überdeckt. Die gesamten Schichten des Arbeitsgebiets lagern teilweise fast horizontal wirkend (2°), aber auch durch Bruchschollentektonik etwas stärker verkippt (bis 15°) und weisen Klüfte in regelmäßigen Abständen auf. Einen besonders guten Einblick in die Schichtenfolge und vergleichsweise gute Aufschlussverhältnisse bieten die drei größeren Steinbrüche des Bückebergs (Steinbruch Liekwegen, Hessischer Bruch und der aktiver Obernkirchen-Sandsteinbruch), von denen nur noch einer in Betrieb ist. Sie liefern einen Hinweis auf eine von Süden nach Norden verlaufende Schüttungsrichtung der Obernkirchen-Sandsteine im Untersuchungsgebiet.

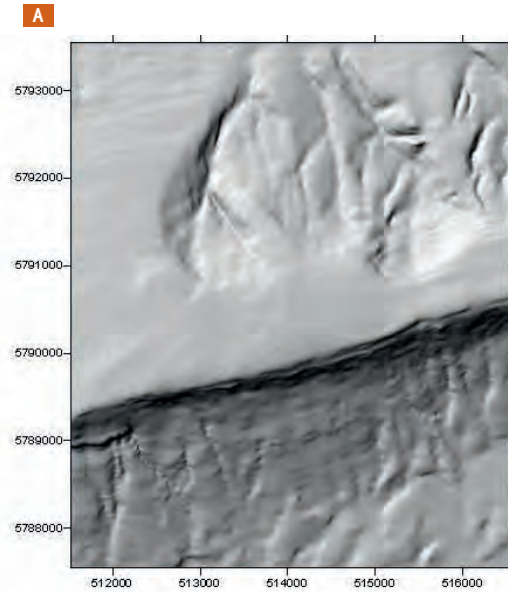
Schlüsselwörter: Bückeberg, Geologie, Paläontologie, Unterkreide, Sandsteine, Obernkirchen, Kartierung, fossile Flora und Fauna, Dinosaurierfährten.

1 Wölpinghausen
2 Hagenburg
3 Auhagen
4 Haste
5 Wiedensahl
6 Pollhagen
7 Sachsenhagen
8 Niederwöhren
9 Nordsehl
10 Lauenhagen
11 Lüdersfeld
12 Lindhorst
13 Beckedorf
14 Hohnhorst
15 Suthfeld
16 Meerbeck
17 Stadthagen
18 Heuerßen
19 Bad Nenndorf
20 Hespe
21 Rodenberg
22 Bückeberg
23 Seggebruch
24 Helpsen
25 Nienstädt
26 Apelern
27 Lauenau
28 Ahnsen
29 Obernkirchen
30 Auetal
31 Pohle
32 Messenkamp
33 Bad Eilsen
34 Luhden
35 Heeßen
36 Buchholz
37 Hülsede
38 Rinteln

Abb. 1 Übersichtskarte des Landkreises Schaumburg mit eingezeichneter Lage des Bückebergs (rot). Die Übersichtskarte von Niedersachsen zeigt die Lage des Schaumburger Landes (schwarz).

Geographischer Überblick

Der Bückeberg befindet sich im Landkreis Schaumburg im Südwesten von Niedersachsen, etwa 63 km westlich von Hannover, bzw. 7 km östlich von Obernkirchen an der Schwelle zum Norddeutschen Flachland (Abb. 1). Er ist Teil des Weserberglands und bildet die zweithöchste Erhebung Schaumburgs mit 367 m üNN. Das Relief steigt von 150 bis 200 m üNN im Süden (Auetal) auf 367 m üNN im Zentrum des Bückebergs an (Abb. 2).



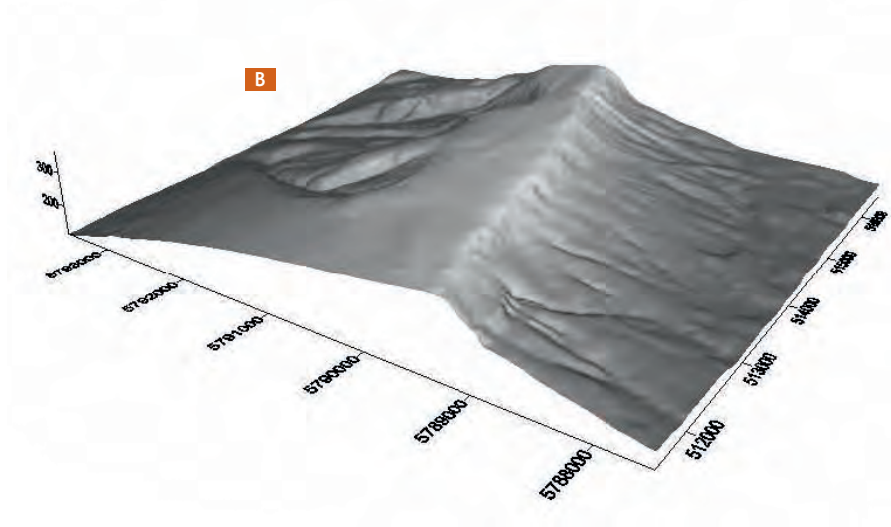


Abb. 2 Digitales Geländemodell (DGM) des Untersuchungsgebiets im Zentrum des Bückebergs bei Obernkirchen. **A** X-Achse kennzeichnet Höhen- und Rechtswerte des Untersuchungsgebiets; **B** Y-Achse kennzeichnet die Höhenmeter üNN.

Regionale Geologie – Ein Ausblick in die geologische Vergangenheit des Bückebergs

Die im Arbeitsgebiet anstehenden präquartären Gesteine kamen zur Zeit des Oberen Jura (Tithonium) und hauptsächlich während der Unteren Kreide (Berriasium) innerhalb der Hilsbucht des Niedersächsischen Beckens zur Ablagerung (Abb. 3, 4). Das Niedersächsische Becken bildet mit einer Länge von etwa 400 km und einer Breite von 100 km den südlichen Ausläufer des Nordseebeckens. Es gehört zu einer Reihe Nordwest-Südost orientierter Becken (Hampshire Becken, Pariser Becken, Westholländisches Becken, Sole Pit Becken, Broad Fourteens Becken, Dänisches Becken, Altmark-Brandenburg-Becken) und wird durch die Pompeckjsche Schwelle im Norden, die Rheinische Masse im Süden, die Ostholländische Triasplatte im Westen und die Flechtinger Schwelle im Osten begrenzt (Mutterlose & Bornemann 2000). Während des Oberen Jura und der Unteren Kreide wurde die Subsidenz des Beckens durch dextrale divergente Scherbewegungen gesteuert. Die Scherbewegungen stehen im Zusammenhang mit dem zeitgleich stattfindenden Rifting des zentralen Nordseegrabens. Die Subsidenz begann während des Kimmeridgium (Oberer Jura) und dauerte während der Unterkreide bis zum Aptium an. Dabei wurden die Sedimente der jurassisch-kretazischen Münder-Formation, der limnischen Bückeberg-Gruppe (Berriasium), sowie der marinen Minden-Braunschweig-Gruppe (Valanginium-Albium) im Arbeitsgebiet abgelagert. Im frühen Turonium begann die sogenannte tektonische Inversion, die ihren Höhepunkt

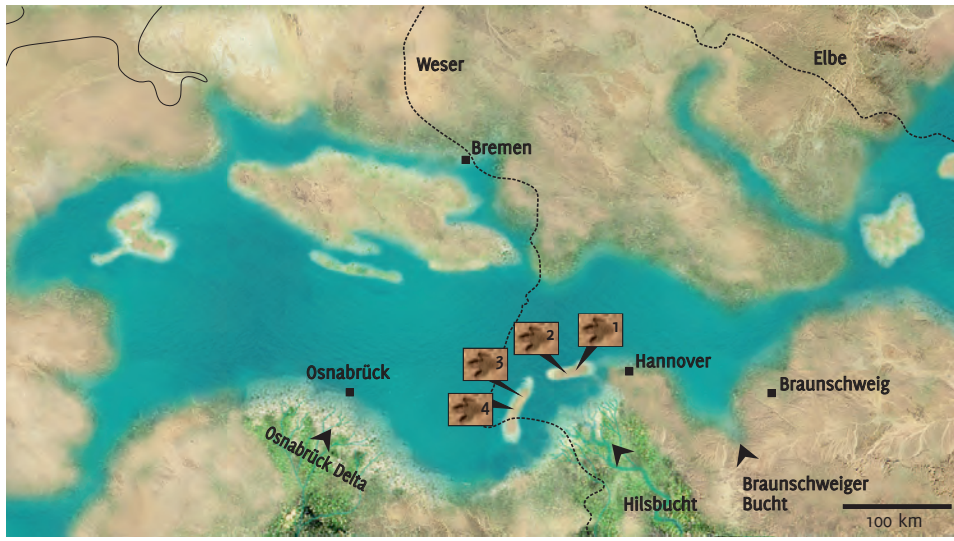


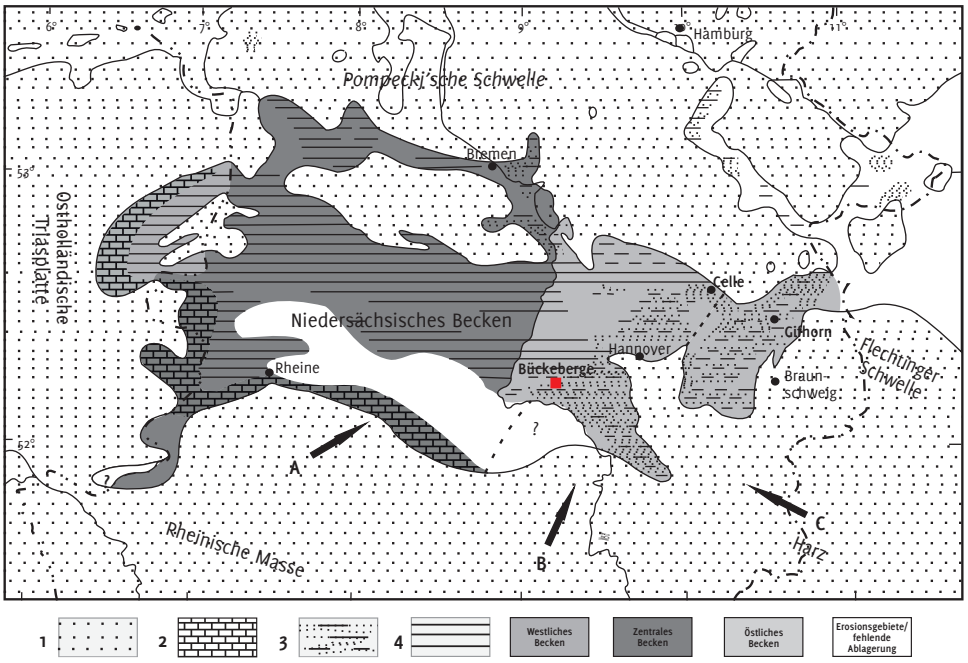
Abb. 3 Paläogeografie des Niedersächsischen Beckens während des Berriasium (Unterkreide) mit gekennzeichneten Fundstellen von Dinosaurier-Fährten. Zeichnung: M. Raddatz-Antusch und J. Hornung.

während des Santonium hatte und bis ins Campanium hineinreichte. Eine weitere Inversion fand im frühen Tertiär statt. Die Inversion formte die ehemaligen Gräben in das tektonisch stabile Niedersächsische Tektogen bzw. die niedersächsische Scholle um. Aufgrund verschiedener Mächtigkeiten und lithologischer Variationen lässt sich das Becken in einen westlichen Bereich (Rhein-Bentheim-Meppen-Groningen-Areal), einen westlichen zentralen Bereich (Osnabrück-Bielefeld-Minden-Vechta-Areal = nördliches Wiehengebirgsvorland), einen östlichen zentralen Bereich (Hannover-Braunschweig-Areal) und einen östlichen Bereich im engeren Sinne (Brandenburg-Mecklenburg-Areal) gliedern (Abb. 5). Die Grenzen der einzelnen Teilbecken lassen sich grob an den Flüssen Ems, Leine und Elbe ziehen (Mutterlose & Bornemann 2000).

Der Bückeberg wird mit seinen überwiegend unterkreidezeitlichen Sedimenten in den westlichen zentralen Bereich des Niedersächsischen Beckens (nördliches Wiehengebirgsvorland) eingegliedert. Sedimente dieses Bereichs des Niedersächsischen Beckens sind lediglich nördlich des Wiehen- und Wesergebirges in der Region Espelkamp-Minden-Bückeberg aufgeschlossen (Mutterlose 1992).

Während des Coniacium bis Campanium unterlag diese Region einer flächenhaft wirkenden Abtragung (Denudation) und Erosion, die von der durch Inversionstektonik hervorgerufenen Heraushebung während der Oberen Kreide begünstigt wurden. Aufgrund der Inversion sind lediglich

Abb. 4 Fazielle Übersicht des Niedersächsischen Beckens für das Berriasium. 1) vorwiegend Sandsteine; 2) Karbonatische Randsedimente; 3) Tonsteine mit Sandsteinlagen; 4) vorwiegend Tonsteine. Die Lage des Arbeitsgebiets ist rot gekennzeichnet. Geändert nach Mutterlose & Bornemann (2000).



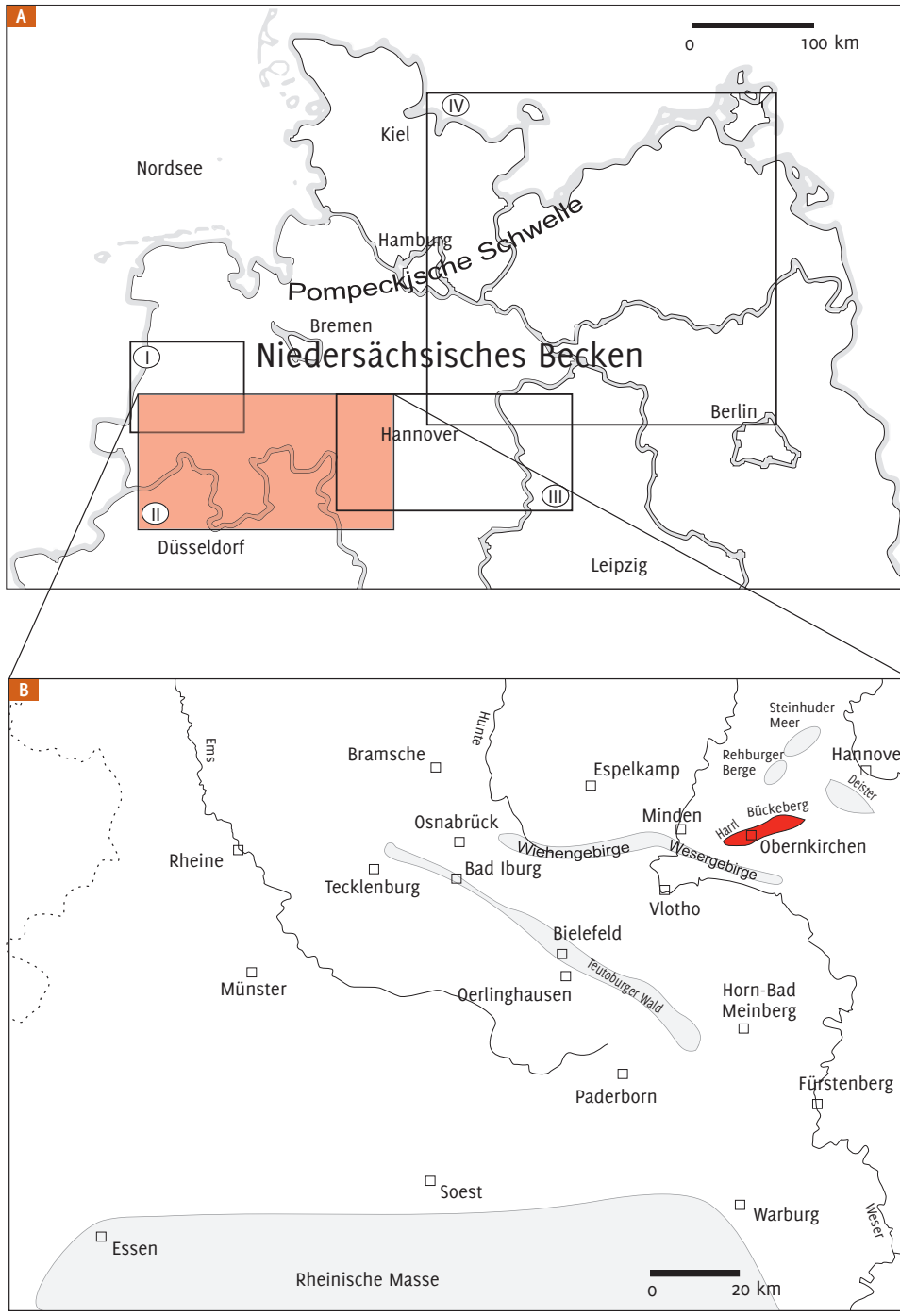

A
0
100 km
IV
Kiel
Nordsee
Hamburg
Pompeckjische Schwelle
Bremen
Niedersächsisches Becken
I
Berlin
Hannover
III
II
Düsseldorf
Leipzig
B
Ems
Hunte
Bramsche
Espelkamp
Steinhuder Meer
Rehburger Berge
Hannover
Deister
Osnabrück
Minden
Harl
Bückeberg
Obernkirchen
Wiehengebirge
Wesergebirge
Rheine
Bad Iburg
Tecklenburg
Vlotho
Bielefeld
Teutoburger Wald
Münster
Oerlinghausen
Horn-Bad Meinberg
Paderborn
Fürstenberg
Soest
Warburg
Weser
Essen
Rheinische Masse
0
20 km

Abb. 5 (siehe gegenüberliegende Seite)
A Geografische Übersicht des Niedersächsischen Beckens: I Rhein-Bentheim-Meppen-Groningen-Areal; II Osnabrück-Bielefeld-Minden-Vechta-Areal = nördliches Wiehengebirgsvorland; III Hannover-Braunschweig-Areal; IV Brandenburg-Mecklenburg-Areal. Rot gekennzeichnet ist der südwestliche Teil des Beckens, in dem sich das Untersuchungsgebiet befindet.
B Geografischer Überblick des südwestlichen Teils des Niedersächsischen Beckens: Bückeberg und Harrl (rot); Rehburger Berge; Teutoburger Wald. Geändert nach Mutterlose & Bornemann (2000).

die Unterkreide-Sedimente des Berriasium bis zum späten Hauterivium erhalten geblieben. Die Sedimente der Bückeberg-Gruppe sind die jüngsten präquartären Ablagerungen des Bückebergs. Ablagerungen, die jünger als die *Simbirskites staffi* (Ammoniten)-Zone des späten Hauterivium sind, erscheinen nicht mehr in diesem Bereich der Ostwestfälischen Schwelle (Mutterlose & Bornemann 2000). Die unterkreidezeitlichen Ablagerungen sind entlang verschiedener Ost-West gerichteter Antiklinalen und Synklinalen aufgeschlossen, die durch Salzdiapirismus entstanden sind (Baldschuhn et al. 1996). Einen detaillierten Überblick über die komplexe Entwicklung des Niedersächsischen Beckens gibt Cäsar (2012).

Die limnischen Sedimente des Berriasium wurden in der älteren Literatur auch als „nordwestdeutscher Wealden" bezeichnet, in Analogie zu kontinentalen Ablagerungen in Südwest-England, die allerdings keinen engeren genetischen Bezug haben und geologisch etwas jünger sind. Diese Terminologie wird auch heute noch teilweise informell verwendet. Formell wurde für die Einheit 1975 die Bückeberg-Formation eingeführt (Casey et al. 1975), die 2014 weiter untergliedert wurde und den Status einer lithostratigrafischen Gruppe erhielt.

Sie erreicht eine Mächtigkeit von etwa 700 m im Zentrum des Niedersächsischen Beckens. Der Großteil der Bückeberg-Gruppe besteht aus dunkelgrauen, karbonatarmen, teilweise bituminösen Tonsteinen, die stellenweise mit sideritischen Schillkarbonaten wechsellagern (Isterberg-Formation). Im Arbeitsgebiet ist der tiefere Teil der Isterberg-Formation (vormals „Unterer Wealdenschiefer") im Steinbruch Liekwegen und am Südhang des Bückebergs aufgeschlossen. Auch der obere Bereich der Bückeberg-Gruppe von Ellerburg nördlich Lübbecke und weiter östlich bei Minden besteht hauptsächlich aus Tonsteinen (Obere Isterberg-Formation). Weiter östlich, nahe der Weser, wird die Abfolge zunehmend grobkörniger. Entlang der Weser verzahnen sich die Tonsteine ostwärts mit den fluviodeltaischen Sand-, Silt- und Tonsteinen sowie Schillkarbonaten und Kohleflözen der Deister-Formation (Mutterlose & Bornemann 2000).

Kauenhowen (1927) sah die Sandsteine als den distalen Bereich des Fächers an. Er vermutete den Transport des Materials aus dem Süden in das Becken. Auch Mutterlose & Bornemann (2000) und Voigt et al. (2008) vermuten einen Transport des Sandes aus Süden von der Rheinischen Masse her.

Besonders zwei Schichteinheiten, der Untere- und der Obere-Hauptsandstein, zusammengefasst als Obernkirchen-Sandstein, stoßen weit nach Nordwesten vor und erreichen den Raum um Rehburg-Loccum (Münchehagen). Es lassen sich zwei unterschiedliche Fächer aus Sandsteinen unterscheiden, die beide ihren Ursprung im Süden haben. Ein kleiner Fächer befindet sich im Bereich der heutigen Gegend von Osnabrück. Ein weiterer

größerer Fächer ist in der Gegend von Hannover gelegen. Die mächtigen, massiven Sandsteine des Hauptsandsteins (Deister-Formation, Barsinghausen-Subformation) formen einen langgezogenen Fächer, der in der Region des Hils etwa 50 km weiter südlich seinen Ursprung findet. Diese Sandsteine bilden die geomorphologischen Rücken des Bückebergs mit dem Harrl (westlich), dem Deister (südöstlich) und den Rehburger Bergen. Sie lassen sich bis zu dem etwa 20 km von Hannover entfernten Ort Sehnde weiterverfolgen (Mutterlose & Bornemann 2000).

Die Deltas und die durch Flussablagerungen gebildeten Ebenen beherbergten im Berriasium eine reiche Vegetation, vergleichbar mit heutigen Regen- und Sumpfwäldern (Pelzer 1984, 1998; Abbink et al. 2001). Koniferen, Ginkgo und Farne dominierten die Wälder der Unteren Kreide des Niedersächsischen Beckens. Trockengebiete und das Hinterland waren wahrscheinlich durch eine offene, savannenartige Vegetation aus Cycadeen und Bennettitales geprägt. Bereiche mit aktiver Sedimentation und Sedimenttransport (Durchbruchsfächer, Barrieren) wurden lediglich von Pionierpflanzen wie Bärlappgewächsen besiedelt und stabilisiert (Pelzer 1998).

Die problematische Untergliederung des Berriasium im Niedersächsischen Becken

Bis 1962 vermuteten Wick & Wolburg die Jura-Kreide-Grenze im Wealden 3 und verwendeten die Grenze Purbeck-Wealden in England als Vorlage (Tafel 1 A Beilagenblatt). Dies änderte sich mit der Erhebung des Berriasium als eigenständige basale Stufe der Unterkreide unterhalb des Valanginium (Busnardo & Le Hégarat 1965). Bis zu diesem Zeitpunkt wurde das Berriasium als unterste Stufe des Valanginium angesehen und mit einem „Infravalangin“ gleichgesetzt. Basierend auf den Neuerkenntnissen durch die Verwendung der Ostrakodengattung *Cypridea* als Leitfossil, kam es zu einer Verschiebung der Jura-Kreide-Grenze an die Obergrenze des Münder Mergel (Tafel 1 B Beilagenblatt). Die Vertreter der Süß- bis Brackwasser-Ostrakoden zeigen sowohl eine übereinstimmende Artabfolge im Anglo-Pariser und Niedersächsischen Becken, als auch im englischen Unter-Purbeck. Demnach handelt es sich bei den Ablagerungen des englischen Purbeck und den vergleichbaren Einschaltungen in Südfrankreich, Schweiz und Deutschland um eine Fazies des Berriasium (Kemper 1973).

Babinot et al. (1971) bemerken, dass die Sedimente limnisch-brackischer Gewässer zur Zeit des Berriasium wahrscheinlich in Westeuropa weit verbreitet waren. 1973 beschreibt Kemper, dass lediglich ein Teil der Schichten, die in Deutschland „Wealden“ genannt wurden, mit dem englischen Purbeck äquivalent ist. Dennoch wurde der irreführende Faziesbegriff „Wealden“ bis zu diesem Zeitpunkt beibehalten und im stratigrafischen Sinne gebraucht. Kemper führte an, dass der „deutsche Wealden“ mit dem Englischen nicht identisch ist und faziell nur bedingte Ähnlichkeiten hat. Um Irreführungen auszuschließen, vergab Kemper (1973) für den „deutschen Wealden“ den Namen „Bückeberg-Folge“ und für den „Oberen Münder-Mergel“ den Namen „Katzberg-Folge“ (Tafel 1 B Beilagenblatt). In diesem Sinn soll in dieser Arbeit nur von einer „Wealdenfazies“ oder

dem „Norddeutschen Wealden“ gesprochen werden.

Die Korrelationen der Basis der Unterkreide in Norddeutschland sind noch immer nicht eindeutig geklärt. Gründe für eine unzureichende Gliederung sind das Fehlen von marinen Sedimenten mit den für eine Korrelation wichtigen Ammoniten, ebenso wie das Fehlen von Dinoflagellaten, kalkigen Nanofossilien, Foraminiferen, Calpionellen, Aucellinen und Belemniten. Gleichzeitig wird eine stratigrafische Gliederung durch häufige Gesteinswechsel erschwert. Zwar lassen sich diese hypersalinaren bis brackisch-limnischen Sedimente wie oben erwähnt mit Ostrakoden untergliedern, jedoch sind die hier auftretenden Arten von *Cypridea, Paranotacythere* und *Sternbergia* endemisch. Demnach lässt sich eine biostratigrafische Position der Kreide-Basis nur abschätzen. Die Grenze beginnt etwa mit dem Einsetzen der Gattung *Cypridea* in der Zone der *Macrodentina dictyota* (Schudack 1994).

Das Top der Bückeberg-Gruppe unterlag ebenfalls verschiedenen Anpassungen. Während Kemper (1973) die Grenze Berriasium/Valanginium am Top der Bückeberg-Gruppe (ehemals Bückeberg-Folge) definierte, verlagerten Elstner & Mutterlose (1996) diese an eine unsichere Position innerhalb der oberen Bückeberg-Gruppe (ehemals Bückeberg-Formation). 2014 verschoben Erbacher et al. die Grenze erneut wieder an das Top der Bückeberg-Gruppe.

Hornung et al. (2012) untergliedern die Bückeberg-Formation ebenfalls in die Obernkirchen-Subformation (englisch „Member“) und die Osterwald-Subformation. Die ältere Münder-Formation, bestehend aus der Katzberg- und der Serpulit-Subformation, ist vollständig in das Berriasium eingegliedert. Nach Hornung et al. (2012) beginnt die Bückeberg-Formation mit dem Auftreten von *Cypridea fasciculata* und endet mit der *Paranotacythere trapezoidalis*-Zone. Im Gegensatz zu älteren Gliederungen wird auf eine weitere Untergliederung der Obernkirchen-Subformation und Osterwald-Subformation verzichtet. Dafür wird eine lithofazielle Darstellung der beiden Subformationen aufgezeigt.

Die für diese Arbeit verwendete stratigrafische Einordnung der kartierten Einheiten beruht auf der überarbeiteten Lithostratigrafie nach Erbacher et al. (2014) und der Stratigrafischen Tabelle von Deutschland 2017 (Deutsche Stratigraphische Kommission 2017). In der neuen Gliederung wurden der Münder-Mergel, die Katzbergfolge und der Serpulit als Münder-Formation zusammengefasst. Der Serpulit ist nun als Subformation herabgestuft worden und wird als Nesselberg-Subformation bezeichnet. Die Jura-Kreide-Grenze befindet sich an der Obergrenze der Münder-Formation bzw. Nesselberg-Subformation. Demnach umfasst die Münder-Formation sowohl jurassische als auch unterkretazische Ablagerungen (Nesselberg-Subformation). Die stratigrafisch jüngere Bückeberg-Folge wurde in die Bückeberg-Gruppe umbenannt. Diese wird weiter untergliedert in die Tonfazies (Oberer und Unterer „Wealden“-Schiefer), die als Isterberg-Formation bezeichnet wird und die sandige Randfazies im Südosten, die nun Deister-Formation genannt wird. Der distale Anteil (Obernkirchen-Sandstein) wird als Barsinghausen-Subformation der Deister-Formation angegliedert. Die proximaleren Bereiche (Hils und Osterwald) werden als Osterwald-Subformation bezeichnet. Zur besseren Orientierung werden in dieser Arbeit die informellen Einheiten wie „Mittlerer Münder-Mergel“, „Serpulit“ und „Obernkirchen-Sandstein“ beibehalten bzw. verwendet.

Die Lithologie des Bückebergs – Ein Überblick über die jurassischen, kretazischen und quartärzeitlichen Ablagerungen des Höhenzugs bei Obernkirchen

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die im Gelände zu erfassenden lithologischen Grenzen auskartiert, wobei viele davon aufgrund fehlender Aufschlüsse oder durchgehender Profile nur bedingt nachvollziehbar waren. Die kartierten Lesestein- (grün) und Aufschlusspunkte (rot) sind auf Tafel 4 des Beilagenblatts dargestellt und in den Tab. 4 und 5 erläutert. Die Beschreibungen der aufgenommenen Profile (A6, A7, A14) der 3 Steinbrüche auf dem Bückeberg sind den Tab. 1 bis 3 zu entnehmen. Für die detaillierten Beschreibungen der einzelnen Schichten in den vorhandenen Steinbrüchen wurden für die Profilaufnahmen die Kürzel „LB“, „AB“ und „NB“ verwendet. Dabei handelt es sich jeweils um die Abkürzungen und Arbeitstitel LB für „Liekwegener Bruch“ (Steinbruch Liekwegen), AB für „Alter Bruch“ (Hessischer Bruch) und NB für „Neuer Bruch“ (aktiver Obernkirchen-Sandsteinbruch). Für eine nachzuvollziehende Beschreibung der einzelnen Schichten wurden diese Initialen noch mit einer durchgehenden Nummerierung versehen. Die Lage der Profile ist ebenfalls im Beilagenblatt (siehe Tafel 4) und in Detailabbildungen (Abb. 33, 34) zu ersehen. Außerdem wurden auf dem Bückeberg abgeteufte Bohrungen (Landesamt für Bergbau 2013) in die Beschreibungen der einzelnen Lithologien miteinbezogen und interpretiert. Die verwendeten Bohrungen werden in den Tab. 7–16 ausführlich beschrieben*.

Die oberjurassische Münder-Formation bildet die älteste lithologische Einheit des Arbeitsgebiets. Die Münder-Formation (zusammen mit der Nesselberg-Subformation) wurde während des Oberen Jura (Tithonium) und der basalen Unteren Kreide (Unteres Berriasium) abgelagert. Die Nesselberg-Subformation ließ sich nicht nachweisen, so dass lediglich der Mittlere Münder-Mergel der Münder-Formation bereichsweise auskartiert werden konnte. Auf dem Mittleren Münder-Mergel folgen die Gesteine der Isterberg-Formation und Deister-Formation (Barsinghausen-Subformation). Sie lassen sich von jung nach alt folgendermaßen gliedern:

1. Deister-Formation, Barsinghausen-Subformation: Hauptsandstein und Liekwegener Sandstein (s. Abschnitt: Obernkirchen-Sandstein, „Hauptwealdensandstein“ nach Grupe 1933).
2. Isterberg-Formation: Überwiegend Tonsteine (Unterer „Wealden“-Schiefer), eingeschaltet der „Untere Sandstein“ (Deister-Formation) und Hauptkohleföz (s. Abschnitt „Untere Isterberg-Formation (Unterer „Wealden“-Schiefer WdSu“)).

Die Sandsteine der Deister-Formation verzahnen mit den Tonsteinen der Isterberg-Formation. Deren oberer Teil (der Obere „Wealden“-Schiefer“) im Hangenden der Deister-Formation fehlt lokal durch Erosion. Die jüngsten Ablagerungen im Arbeitsgebiet, die dem Quartär zugeordnet werden, wurden nicht weiter untergliedert. Es wurden jedoch die pleistozänen Lössdecken und Geschiebemergel

* Tab. 7–16 siehe naturhistorica-161.n-g-h.org

von den holozänen, alluvialen Ablagerungen unterschieden. Die in dieser Arbeit verwendeten Abkürzungen für die lithologischen Einheiten wurden dem „Symbolschlüssel Geologie“ (Landesamt für Bergbau 2013) entnommen.

Über die jurassischen Ablagerungen des Bückebergs (Malm [jo]) – Ein Exkurs in die Münder-Formation (joOM4 – joOM6) und deren Mittlerer Münder-Mergel (joOM4)

Die Münder-Formation ist nach dem 4 km westlich von Springe gelegenen heutigen Bad Münder benannt (Credner 1863). Erst 1975 erhielt die Stadt das Prädikat „Staatlich anerkannter Heilquellenbetrieb“. In der Umgebung von Bad Münder ist die Aufschlusssituation für oberjurassische Ablagerungen besonders gut. Die Münder-Formation stellt die älteste lithologische Einheit im Untersuchungsgebiet dar. Sie beinhaltet neben den jurassischen Ablagerungen zusätzlich noch die Nesselberg-Subformation, die in das Berriasium (Unterkreide) gestellt wird. Die Ablagerungen der Münder-Formation sind lediglich auf den flachen Bereichen des Südhangs des Bückebergs nachweiszuweisen, die vorwiegend landwirtschaftlich genutzt werden. Dauerhafte Aufschlüsse der Münder-Formation sind nicht vorhanden. Der hauptsächlich mergelig ausgebildete Mittlere Münder-Mergel wird durch eine etwa 2 m mächtige quartäre Decke überlagert. Die Hangendgrenze liegt in etwa bei 210 m üNN am Südhang des Bückebergs. Die zu den Mittleren Münder-Mergel gestellte lithologische Einheit lässt sich nach Süden über das Arbeitsgebiet hinaus weiterverfolgen. Wilde (1981) beschreibt „hauptsächlich graue bis grünlich graue, teilweise auch grünliche, plastische Mergel“ in den flachen Bereichen des Harrl-Südhangs (Messtischblatt Bückeburg 3720), die westlich an das Untersuchungsgebiet Bückeberg (Kathrinhagen 3721) anschließen. Eine genaue stratigrafische Einordnung der farbigen Mergel ist aufgrund der Aufschlussgegebenheiten im Untersuchungsgebiet nicht möglich. Jedoch lassen sich die beobachteten Lesesteine mit hoher Wahrscheinlichkeit in den Mittleren Münder-Mergel eingliedern. Die grünlich-grauen und zum Teil auch rötlichen Mergelsteine zeigen eine starke Reaktion mit Salzsäure. Eine von Grupe (1933) angegebene Analyse ergibt einen Calciumkarbonat-Anteil von 33,1 % und einen Magnesiumkarbonat-Anteil von 16,3 %.

Wiederholt beobachtete feste, mergelig-

Abb. 6
A Fester, kalkiger, mürbe-bröckliger Lesestein (Lesesteinvorkommen L20; Tafel 4 Beilagenblatt) der Münder-Formation mit einer gräulichen Kruste und einem weißlich bis geblichen Bindemittel; Pfeilspitze kennzeichnet den enthaltenen Seeigelstachel.
B Detailansicht der Spitze des Seeigelstachels im Lesestein mit gut erkennbarer zur Spitze zulaufender Riefung.

kalkige und mürbe-bröcklige Konglomerate mit einer gräulichen Kruste und einem weißlich bis gelblichen Bindemittel konnten ebenfalls in den flachen Bereichen des Südhangs des Bückebergs aufgefunden werden (Abb. 6 A). Die von Wilde (1981) erwähnte, immer dunkler werdende Farbänderung vom Liegenden (rötliche Mergel) bis hin zum Hangenden (grünlich-grau) im Harrl ist stellenweise im flachen Bereich des Südhangs des Bückebergs ebenfalls zu beobachten. Aufgrund der Farbenvielfalt der Mergel, dem hohen Calciumkarbonat-Anteil und dem Vorhandensein von mürbe-bröckligen Mergelsteinen werden die Lesesteine im südlichen Bereich des Untersuchungsgebiets im Zuge dieser Arbeit in den Mittleren Münder-Mergel gestellt. Die im Mittleren Münder-Mergel häufig auftretenden Vorkommen von Steinsalz oder Gips konnten während der Kartierung nicht gefunden werden. Die farbigen Mergel sind relativ fossilfrei. Lediglich ein Seeigelstachel konnte innerhalb eines mürben Lesesteins nachgewiesen werden (Abb. 6 B). Über die Mächtigkeit des Mittleren Münder-Mergel lassen sich keine Aussagen treffen, da die dazu nötigen Aufschlüsse fehlen und der Mergel bis über die Südgrenze des Arbeitsgebiets hinausreicht. Grupe (1933) gibt jedoch eine Mächtigkeit bis zu 350 m für den Mergel an. Direkt oberhalb des Mittleren Münder-Mergel, auf einer Höhe von 270 m üNN, folgt im Hangenden am Südhang der Untere „Wealden"-Schiefer der Isterberg-Formation der Bückeberg-Gruppe. Der in der Schichtenfolge überlagernde Serpulit (Nesselberg-Subformation) ließ sich im Gelände nicht eindeutig bestimmen. Gründe für die schlechten Aufschlussgegebenheiten könnten Hangrutschungen, starke Erosionen entlang des Südhangs oder die dichte Vegetation sein.

Über die kreidezeitlichen Ablagerungen des Bückebergs (Berriasium [krbe]) – Ein Exkurs in die Isterberg-Formation, das Hauptkohleflöz und die Deister-Formation der Bückeberg-Gruppe (krBU)

Der Bückeberg dient als Stratotyp-Areal und Namensgeber für die Bückeberg-Gruppe. Der alten Gliederung nach Wick & Wolburg (1962) umfasst sie die Schichten des „deutschen Wealden" W1 bis W6 (Tafel 1 Beilagenblatt). Im kartierten Gebiet konnten die untere Isterberg-Formation und die mit ihr verzahnende Deister-Formation nachgewiesen werden. Die Gesamtmächtigkeit der Bückeberg-Gruppe beträgt in etwa 340 m (Grupe 1933).

Die Untere Isterberg-Formation (Unterer „Wealden"-Schiefer, WdSu) – Die Tonsteinfazies der Bückeberg-Gruppe (krBU) am Bückeberg

Der Untere „Wealden"-Schiefer ist neben dem Obernkirchen-Sandstein (Deister-Formation) die zweithäufigste anzutreffende lithologische Einheit im Arbeitsgebiet. Die Vorkommen des Unteren „Wealden"-Schiefer sind jedoch nur im stillgelegten Steinbruch Liekwegen im Norden des Untersuchungsgebiets anstehend und als Lesestein im sich verflachenden Norden zu finden. Weiterhin lassen sich Lesesteine in kleineren Quellaustritten am Südhang finden. Die Aufschlusssituation im Steinbruch Liekwegen ist ausreichend gut, so dass ein Detailprofil angefertigt werden konnte (Tafel 2 C Beilagenblatt). Der graue Tonstein lagert nahezu horizontal und bildet gleichzeitig die Steinbruchsohle in vielen Bereichen des Bruchs. Zur Ermittlung der Lage und Verbreitung des Unteren „Wealden"-Schiefer im Untergrund wurden zusätzlich zahlreiche abgeteufte Bohrungen auf dem Bückeberg ausgewertet.

Beim Unteren „Wealden"-Schiefer des Liekwegener Steinbruchs handelt es sich um einen dunkelgrauen, siltigen Tonstein (Abb. 7). Er zeigt ein plattiges bis unregelmäßiges Gefüge und ist horizontal geschichtet. Die durchschnittliche Mächtigkeit der einzelnen aufgeschlossenen Tonsteinlagen schwankt zwischen 3 bis 9 cm. Einige Lagen zeigen eine deutliche Braunfärbung, die durch Oxidation von Eisen oder Mangan hervorgerufen wurde.

Die auf den Schichtoberflächen zum Teil in großer Zahl gefundenen Muschelreste sind meist einklappig und scheinen bereichsweise eingeregelt zu sein, das weist auf einen postmortalen Transport hin. Die Schalen der Muscheln sind zum größten Teil weggelöst, so dass lediglich eine Steinkernerhaltung vorliegt (Abb. 7 D, 24). Es handelt sich hierbei hauptsächlich um die Süß- bis Brackwassermuscheln der Neomiodontiden. Sie liegen in einer konvex-oben Position auf der Schichtoberfläche und weisen eine sehr gute Erhaltung auf. Neben den Neomiodontiden lassen sich zusätzlich noch Unioniden (Süßwasser-Muscheln) beobachten.

Das Vorhandensein von Süß- bis Brackwasserorganismen wie Neomiodontiden und Unioniden lässt auf ein ehemaliges limnisches Milieu schließen (Pelzer 1998).

Anzeichen für Bioturbation lassen sich innerhalb der Tonsteine des Unteren „Wealden"-Schiefer im Steinbruch Liekwegen nicht beobachten.

Der Untere „Wealden"-Schiefer wird durch ein dünnes Kohleflöz vom Liekwegener Siltsandstein des Obernkirchen-Sandstein im Hangenden getrennt (Tafel 2 C Beilagenblatt, LB 2). Bei dem Kohleflöz handelt es sich sehr wahrscheinlich um das Hauptkohleflöz, das die Grenze zwischen dem Unteren „Wealden"-Schiefer und dem Obernkirchen-Sandstein darstellt (Falke 1944).

Der am Südhang des Bückebergs als Lesesteine in ehemaligen Abbaukuhlen und Wasserläufen aufzufindende Tonstein unterscheidet sich vom schluffigen Tonstein von Liekwegen durch seinen blättrigen Zerfall beim Zerschlagen. Demnach findet ein Wechsel von massiveren, siltigen Tonsteinen im Liegenden zu einem mehr blättrigen, siltigen Tonstein im Hangenden statt. Zum Teil lassen sich stark kohlehaltige Tonsteine unterhalb der Kammstraße finden, in denen vereinzelt schlecht erhaltene Pflanzenreste vorhanden sind. Reste von Muscheln oder anderer Fossilien konnten hier nicht nachgewiesen werden.

Die maximale Gesamtmächtigkeit des Unteren „Wealden"-Schiefer im Arbeitsgebiet liegt etwa bei 100 m (Grupe 1933). In den Bohrungen lassen sich vereinzelt dünne eingeschaltete Bänke von Sandsteinen und Kohleflözchen erkennen. Diese bilden lateral begrenzte Vorkommen und sind in den Bereichen Horsthof 9/87 (Tab. 7) und Forsthaus WD 11/87 (Tab. 10) beobachtet worden (Tafel 3 B Beilagenblatt). Dabei handelt es sich um frühe Einschaltungen von Feinsandsteinen.

Aufgrund einer größeren Verwerfung, die am Flothbach des Arbeitsgebiets ihren Ursprung hat und weiter südwestlich durch den „Düsteren Grund" über den „Futterplatz" verläuft, kommt es zu einer Verwerfung der Schichten der Isterberg- und Deister-Formation (Grupe 1933). Im Gelände konnte diese Verwerfung nicht eindeutig nachgewiesen werden, da Aufschlüsse fehlen.

Der Untere „Wealden"-Schiefer ist überwiegend eine landferne Beckenablagerung (Abb. 4), die nach einem raschen Wasserspiegelanstieg im Anschluss an die Bildung des Serpulit sedimentiert wurde. Die zahlreichen Vorkommen von neomiodontiden und unioniden Muscheln im Steinbruch Liekwegen lassen ein oligohalines bis

A

B

C

D

E

Abb. 7 (siehe gegenüberliegende Seite)
A Aufschlusspunkt A1 im Steinbruch Liekwegen (siehe auch Abb. 33 und Tafel 4 Beilagenblatt).
B Aufgeschlossener Unterer „Wealden"-Schiefer im Steinbruch Liekwegen (Isterberg-Formation).
C Wellige, unlaminierte Lagen des Unteren „Wealden"-Schiefer (Isterberg-Formation).
D Eisen- oder manganüberzogener Unterer „Wealden"-Schiefer mit eingeregelten Muschelresten auf der Schichtoberfläche am Aufschlusspunkt A2 (siehe auch Abb. 33 und Tafel 4 Beilagenblatt) (Foto A. Böhme).
E Tonstein-Lesesteinvorkommen L33 (siehe auch Tab. 5 und Tafel 4 Beilagenblatt) des Unteren „Wealden"-Schiefer am Glückauf-Stollen unterhalb der Kammstraße (Isterberg-Formation). Länge des Hammers etwa 30 cm.

mesohalines Ablagerungsmilieu des Unteren „Wealden"-Schiefer vermuten (Kemper 1973).

Dünnschliffauswertungen des „Wealden"-Schiefer der Isterberg-Formation am Bückeberg

Für die Auswertung des Unteren „Wealden"-Schiefer wurden Dünnschliffe des Aufschlusspunkts A2 (Abb. 33) angefertigt (Abb. 8). Die Grundmatrix zeigt eine hohe Anzahl an Bioklasten. Diese lassen sich auch makroskopisch auf der Oberfläche des Tonsteins sehr gut erkennen. Es handelt sich bei den Bioklasten um Schalenreste oder komplette Schalen von Neomiodontiden und Unioniden. Eine genaue Interpretation der Bioklasten im Dünnschliff wurde im Zuge dieser Arbeit nicht vorgenommen. Jedoch lassen die gut zu erkennenden Schalen auf der Oberfläche des anstehenden Gesteins und der Probe darauf schließen, dass es sich hauptsächlich um Schalen von Neomiodontiden handelt. Die Größe der Schalen variiert von 0,2 mm (Abb. 8 B) bis zu mehreren Zentimetern.

Neben bioklastenreichen Tonsteinen treten im Unteren „Wealden"-Schiefer auch karbonatische Lumachellen bzw. Muschelschilllagen auf (Aufschlusspunkt A24, Abb. 9 und Tafel 4 Beilagenblatt). Die im Untersuchungsgebiet aufgefundenen aus Kalkstein bestehenden Muschelschilllagen zeigen eine Schichtung von zahlreichen Muschelschalen, die mit ihrer Rundung nach oben liegen. Die Lage der Schalen gibt einen Hinweis auf eine Bodenströmung während der Ablagerung. Weiterhin lässt sich eine leichte, normale Gradierung erkennen. Die größeren Muschelschalen lagern demnach im unteren Teil, während die kleineren Schalen im oberen Teil des Lesesteins zur Ablagerung gekommen sind. Neben den Muschelschalen befinden sich zusätzlich zwei Knochenfragmente eines oder mehrerer nicht identifierzierter kleiner Wirbeltiere im Dünnschliff (Abb. 10 A und D). Der größere Knochen (maximal 8,8 mm lang und maximal 6,3 mm breit) der beiden Fragmente liegt als Längsanschnitt im Dünnschliff vor und zeigt eine deutlich zu erkennende schwammartige Struktur im Inneren (Spongiosa, Abb. 10 E). Dieser Knochen lässt sich keiner Wirbeltiergruppe konkreter zuordnen. Das kleinere Knochenfragment (1 mm im Querschnitt) liegt im Querschnitt vor und ist genau wie die Schalenfragmente intensiv zerbrochen (Abb. 10 A). Dieser Knochen ist äußerst dünnwandig und hohl, es könnte sich um einen Rest eines Flugsauriers handeln. Die Knochen erscheinen im Hellfeld in einer bräunlichen Färbung und lassen sich deutlich von den Muschelresten unterscheiden. Seltener sind bräunliche bis schwarze Peloide vorhanden.

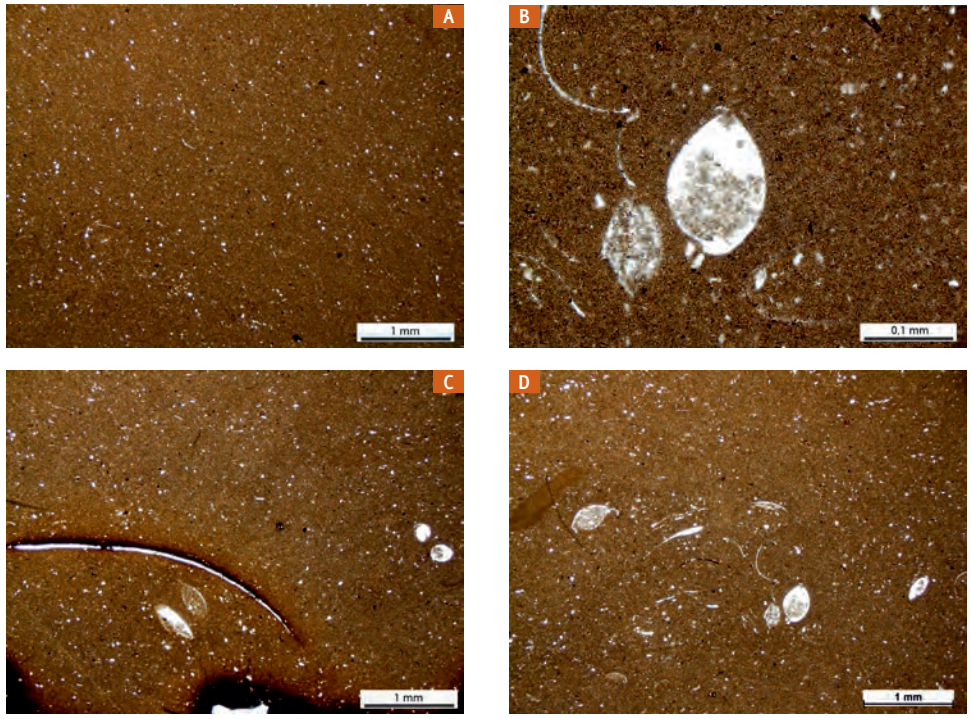


Abb. 8 Dünnschlifffotos von Tonsteinen des Unteren „Wealden"-Schiefer (Isterberg-Formation) aus dem Arbeitsgebiet im Hellfeld.
A Braune Matrix des „Wealden"-Schiefer. **B** Detailauschnitt von **D** mit Resten von Ostrakoden (weiß). **C** Reste von Muschelschalen und Ostrakoden (weiß) vor brauner Matrix. **D** Übersicht über die Lage der enthaltenen Reste von Muschelschalen und Ostrakoden (weiß) in der Matrix des „Wealden"-Schiefer.

Grupe (1933) erwähnt ebenfalls Kalke und Kalkbänkchen mit dicht gepackten Muschelschalen, die wiederholt in den Unteren „Wealden"-Schiefer eingestreut sind. Auch Kemper (1976) und Mutterlose & Bornemann (2000) schreiben dem Unteren „Wealden"-Schiefer häufige Wechsellagerungen aus Ton- und Kalksteinen mit unzähligen Lagen von Bivalven (überwiegend Neomiodontiden) und Gastropoden zu. Diese Kalkbänke enthalten häufig Wirbeltierreste, besonders von Fischen. Aufgrund der isolierten Position und des Lesesteincharakters dieses Fundes, lassen sich keine genauen Angaben über die Verbreitung und Mächtigkeit innerhalb des Untersuchungsgebiets machen.

Kemper (1976) ordnet die häufig auftretenden Kalke in die Abschnitte Wd 1, Wd 3 und Wd 4 ein (Tafel 1 B Beilagenblatt).

Das Hauptkohleflöz

Das Hauptkohleflöz ist lediglich in wenigen Bereichen des Untersuchungsgebiets aufgeschlossen (A3, A4, A5 und A17; Abb. 33 und Tafel 4 Beilagenblatt). Im Steinbruch Liekwegen ist das Flöz lateral ausgedehnt und bildet in einigen Bereichen die Steinbruchsohle (Tafel 2 C Beilagenblatt, LB 2; Abb. 11 A, C). Bei dem

Abb. 9 Muschelschill vom Aufschlusspunkt A24 (Unterer „Wealden"-Schiefer, Isterberg-Formation; Tafel 4 Beilagenblatt).
A Aushub am Wanderweg Oberer Weg in Richtung Wendthagen. Breite des Hügels etwa 2 m.

B Lumachelle mit großen, übereinander liegenden Neomiodontiden-Schalen. Länge des Hammerhalses etwa 10 cm.

Liegendflöz handelt es sich um Steinkohle, die die Grenze zwischen dem Unteren „Wealden"-Schiefer der Isterberg-Formation und dem Obernkirchen-Sandstein (Liekwegener Siltsandstein) der Deister-Formation bzw. der Barsinghausen-Subformation bildet. Bei der Beschreibung der Kohlevorkommen im Untersuchungsgebiet wurden die Begriffe Glanzkohle, Mattkohle und Brandschiefer nach Stach (1968) verwendet.

Das Kohleflöz im unteren Bereich des Steinbruchs Liekwegen (LB 2) besteht aus Glanzkohle und besitzt eine Mächtigkeit von etwa 5 cm. Es überlagert in vielen Bereichen im Bruch den Unteren „Wealden"-Schiefer (LB 1) und unterlagert demnach direkt den Obernkirchen-Sandstein (Liekwegener Siltsandstein, LB 3). Der Kontakt zur Basis des überlagernden Siltsandsteins ist überwiegend scharf.

Einen weiteren Aufschlusspunkt bildet die Lokalität A17, an der Reste eines geringmächtigen Kohleflözes aufgeschlossen sind. Es handelt sich um einen kleinen Bereich unterhalb Wurzeln von Bäumen, der Mattkohle zeigt. Die Kohle ist mulmig zersetzt und tonig bis siltig ausgebildet. Wegen der fehlenden Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet lassen sich keine Angaben über den Aufbau des Flözprofils machen. Die Mächtigkeit des Kohleflözes beträgt etwa 40–50 cm. Aufgrund der Lage im Gelände lässt sich das Flöz der Lokalität A17 zum Hauptkohleflöz stellen, das vom Hauptsandstein des Obernkirchen-Sandstein direkt überlagert wird. Nach Grupe (1933) markiert dieses Kohleflöz die Grenze zwischen dem Unteren „Wealden"-Schiefer und dem Obernkirchen-Sandstein.

Das Hauptkohleflöz ist im Steinbruch Liekwegen und an der steil abfallenden Südflanke des Bückebergs anstehend. Daraus lässt sich schließen, dass das Flöz lateral durch das Arbeitsgebiet zieht und entlang der Kammstraße ausbeißt. Die alten Abbaugruben unterhalb der Kammstraße zeugen vom ehemaligen Steinkohleabbau entlang des Südhangs des Bückebergs. In den meisten Fällen ist in diesen Bereichen heutzutage nur noch der Untere „Wealden"-Schiefer aufzufinden.

Nach Falke (1944) ist die Mächtigkeit des Hauptkohleflözes (Flöz 3) an der südwestlichen Flanke des Bückebergs

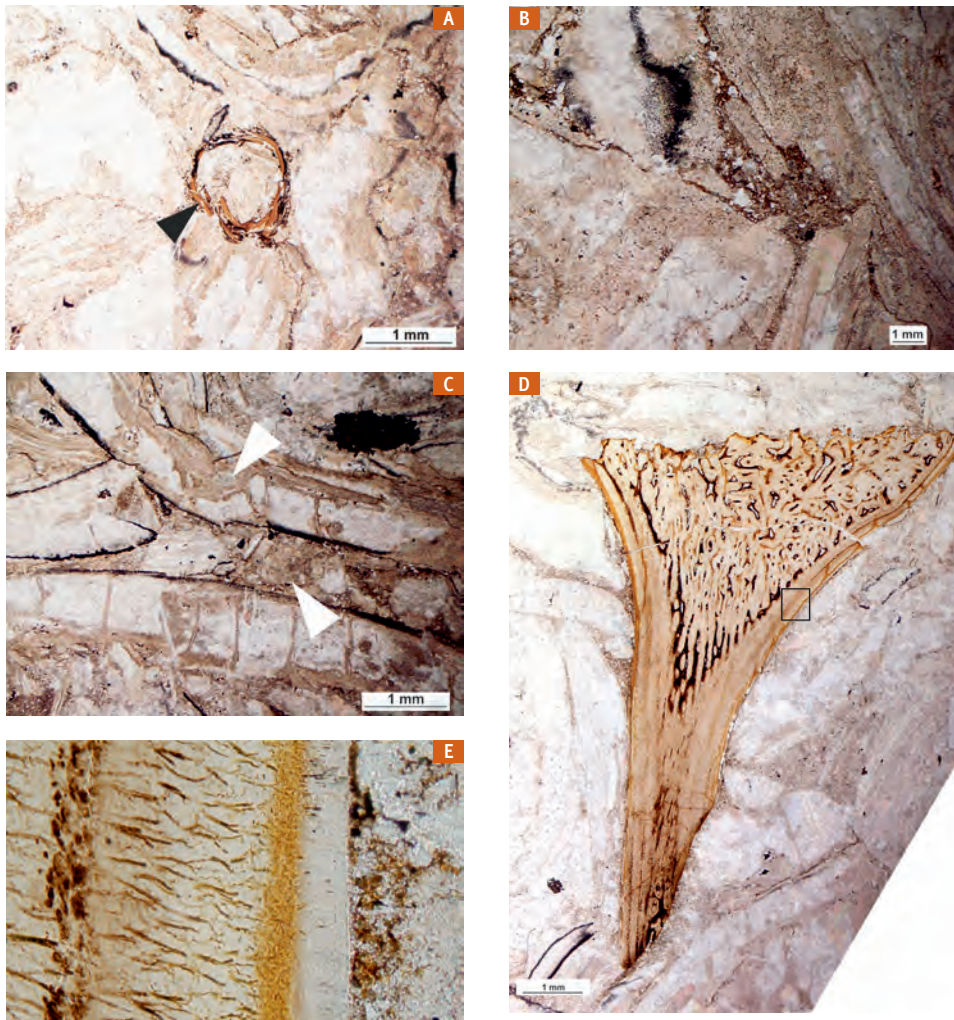


Abb. 10 Dünnschliff MR-03 vom Muschelschill-Vorkommen A24 (Unterer „Wealden"-Schiefer, Isterberg-Formation; Tafel 4 Beilagenblatt) im Hellfeld.
A Queranschnitt eines intensiv zerbrochenen Knochenfragments eines (?) Flugsauriers (schwarze Pfeilspitze).
B und C dicht gepackte Muschelschalen (weiße Pfeilspitzen weisen auf einzelne übereinanderliegende Muschelschalen).
D 8,8 mm langer Knochen im Anschnitt mit deutlich erkennbarer Substantia compacta, Kortikalis und Periost.
E Detailansicht der äußeren Knochenschichten (schwarzer Kasten in D).

am höchsten. Nach Norden, Westen und Osten nimmt das Flöz mit zunehmender Entfernung an Mächtigkeit ab (Abb. 12 A). Zusätzlich taucht das Flöz in Richtung Norden mit einem leichten Einfallen ab, nachdem es bei Münchehagen erneut nahezu horizontal im Untergrund lagert (Abb. 12 C). Im Zuge einer Korrelation der verschiedenen leitenden Kohleflöze wurden diese von Falke (1944) von 1 bis 5 durchnummeriert, wobei das im Arbeitsgebiet anstehende Hauptkohleflöz als „Flöz 3“ bezeichnet wird. Die maximale Mächtigkeit des Flözes 3 (Hauptflöz gemäß Falke 1944) beträgt etwa 1,16 m. Das Hauptflöz baut sich aus einer 50 cm und einer 10 cm mächtigen Kohleschicht auf. Getrennt werden die beiden Schichten durch eine eingeschaltete Feinsandsteinschicht, die eine Mächtigkeit von 56 cm besitzt (Falke 1944). 1968 nahm Graupner eine erneute Parallelisierung der vorhandenen Flöze im Hils vor. Dabei entwickelte er ein differenziertes Ablagerungsmodell (Pelzer 1998).

Die Auswertung der abgeteuften Bohrungen zeigt, dass unterschiedliche Kohleflöze im Untergrund anstehen (Tafel 3 Beilagenblatt). Die Flöze sind nicht durchgängig miteinander verbunden und lagern zumeist direkt oberhalb des Unteren „Wealden“-Schiefer (Bohrungen Forsthaus Borstel WD 11/87, Bückeberg WD K1/87, Forsthaus Halt WD 6/86, Forsthaus WD 1/87, Horsthof 9/87, Forsthaus Borstel 10/87, Bückeberg WD 8/87, Bückeberg WD K4/87 und Forsthaus Halt WD 2/87; siehe Tab. 7–16). Weiterhin werden die Kohleflöze des Öfteren durch einen Brandschiefer unterlagert.

Zwei weitere Kohleflöze befinden sich im oberen Bereich des Profils des aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs. Beide Flöze bestehen aus Glanzkohle, die einen plattigen Bruch aufweist. Die beiden Flöze sind an zwei Bereichen des Steinbruchs

Abb. 11 Kohleflöze im Arbeitsgebiet.
A Aufschlusspunkt A4 im Steinbruch Liekwegen mit anstehender Glanzkohle (siehe auch Abb. 33 und Tafel 4 Beilagenblatt).
B Kohleflöz (schwarzer Bereich) am Aufschlusspunkt.
C flächenhaft anstehendes Hauptflöz (Flöz 3) und Steinbruchsohle an der Lokalität A5 im Steinbruch Liekwegen (siehe auch Abb. 33 und Tafel 4 Beilagenblatt). Länge des Hammers etwa 30 cm.

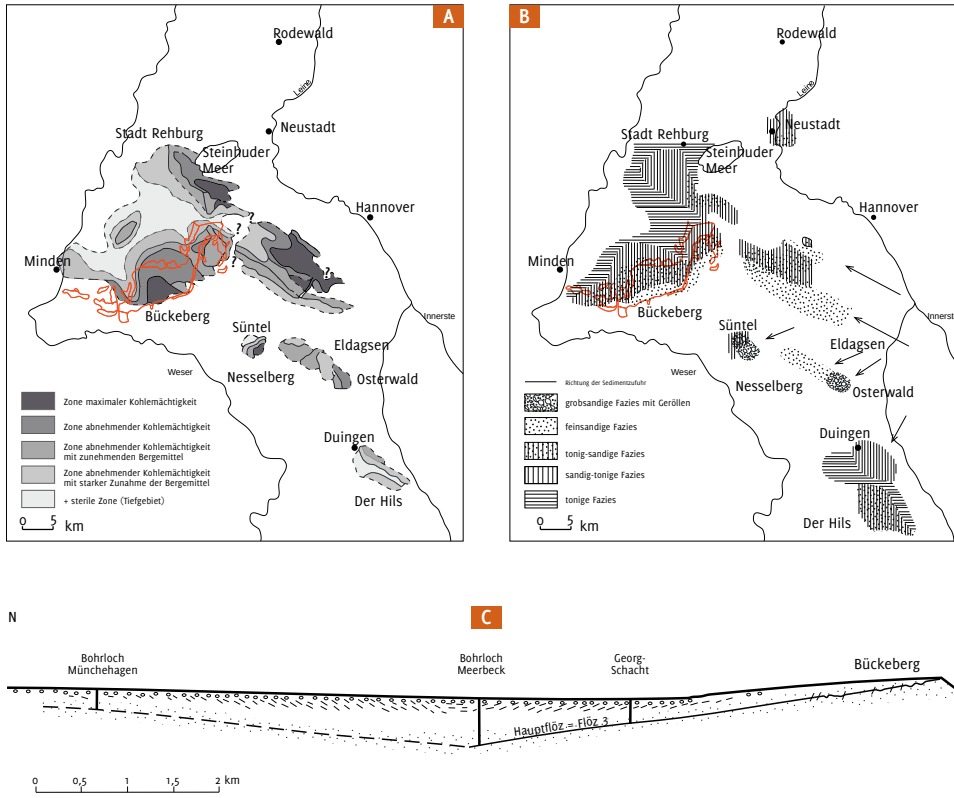


Abb. 12 A Relative Mächtigkeiten der berriasiumzeitlichen Steinkohlen in den Höhenzügen des Hannoverschen Berglands (zunehmende Kohlemächtigkeit durch Grauschattierungen von Hell- nach Dunkelgrau dargestellt). B Fazielle Ausbildung der berriasiumzeitlichen Aufschlussregionen in den Höhenzügen des Hannoverschen Berglands mit eingetragenen Schüttungsrichtungen des grobklastischen Materials. C Nord-Süd verlaufendes Profil des Hauptkohleflözes (Flöz 3) im Untergrund des Untersuchungsgebiets. Der Bückeberg (in A und B) rot gekennzeichnet. Geändert nach Falke (1944).

aufgeschlossen (Aufschlusspunkte A12 und A13, Abb. 34). Das erste (untere Flöz) befindet sich knapp unterhalb der Steinbruchsohle und ist am Aufschlusspunkt A13 aufgeschlossen. Das zweite Flöz (Aufschlusspunkt A12, Abb. 34) befindet sich etwa 2 m höher im Profil und ist etwa 100 m vom ersten Flöz A13 entfernt aufgeschlossen. Beide Flöze scheinen lateral begrenzt zu sein, da sie sich außerhalb des aktiven Steinbruchs nicht mehr weiterverfolgen lassen. Aufgrund der Position im oberen Bereich des Hauptsandsteins lassen sich die Flöze nicht dem Hauptkohleflöz (Flöz 3) zuordnen und stellen eigenständige, örtlich begrenzte Kohlevorkommen dar.

Richter & Reich (2011) beschreiben, dass die beiden Flöze ursprünglich ein zusammenhängendes Flöz darstellten, das womöglich durch tektonische Vorgänge zueinander verstellt wurde.

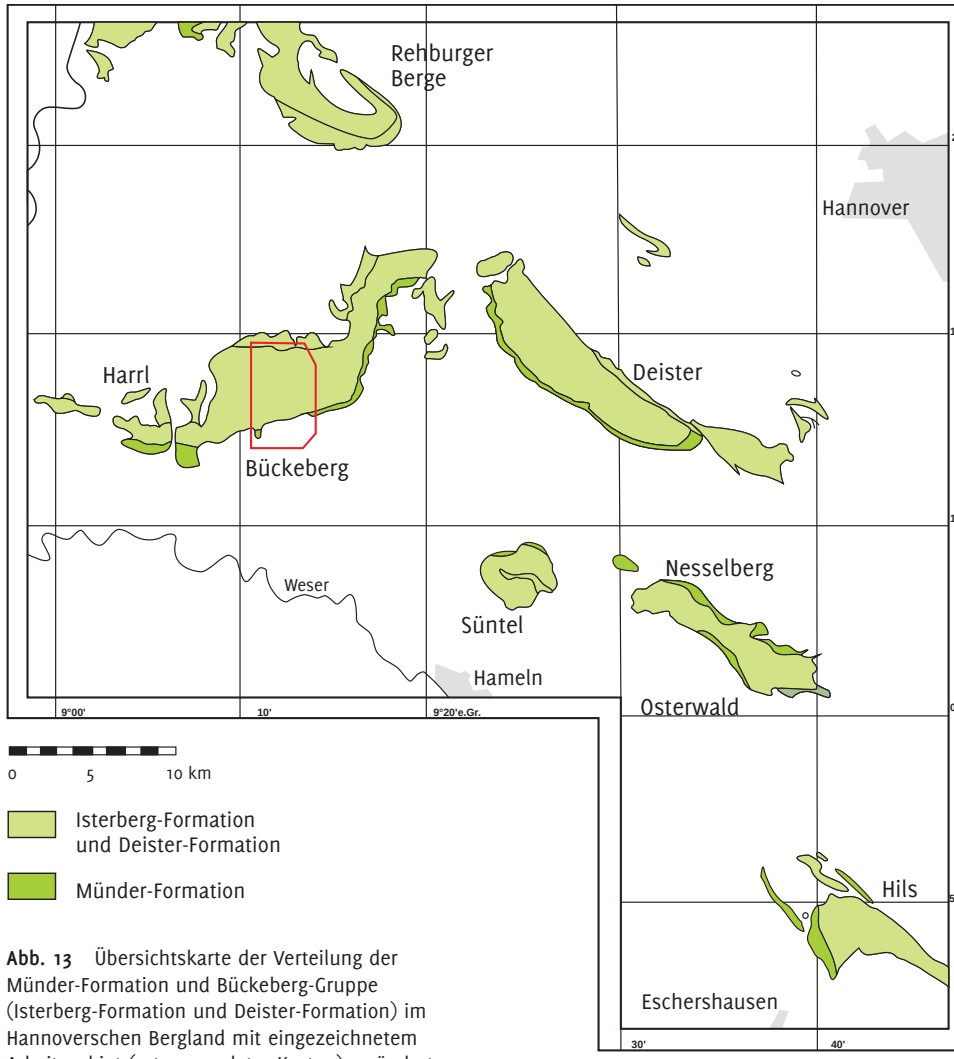


Abb. 13 Übersichtskarte der Verteilung der Münder-Formation und Bückeberg-Gruppe (Isterberg-Formation und Deister-Formation) im Hannoverschen Bergland mit eingezeichnetem Arbeitsgebiet (rot umrandeter Kasten); geändert nach Pelzer (1998).

Anhand der Bohrungen lässt sich nicht eindeutig klären, ob die vorhandenen Flöze zueinander verstellt sind. Innerhalb der Bohrungen lassen sich jedoch mehrfach verschiedene Kohlevorkommen nachweisen (Tafel 3 Beilagenblatt). Nach Schenk (1871) setzt sich das Kohleflöz aus Pflanzenteilen von Koniferen, Cycadeen und Farnen zusammen.

Die Deister-Formation (Obernkirchen-Sandstein, WdOK) – Die verschiedenartig ausgebildeten Sandsteinfazies der Bückeberg-Gruppe (krBU) am Bückeberg

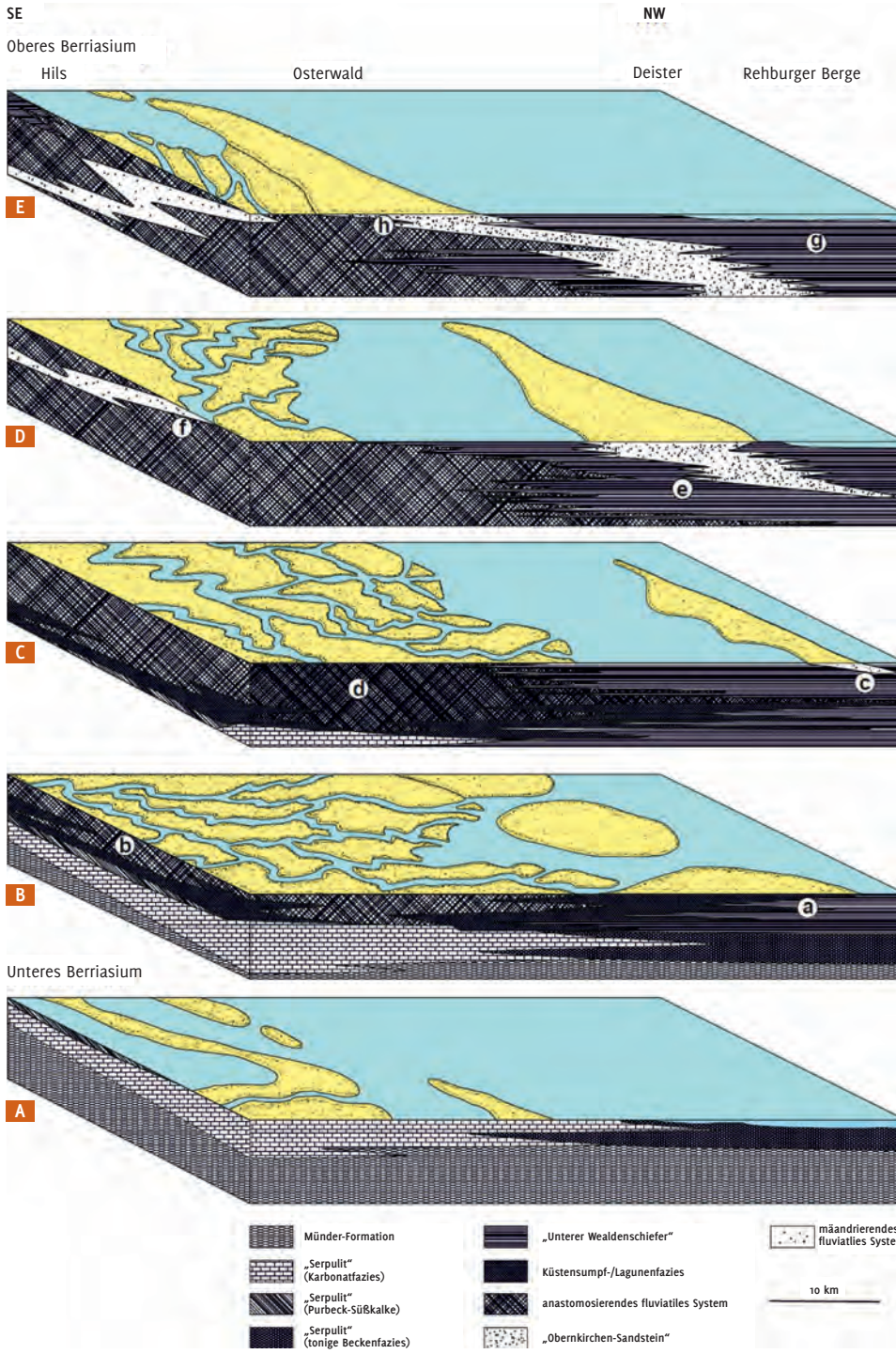
Der Obernkirchen-Sandstein stellt die jüngste präquartäre Ablagerung im Arbeitsgebiet dar. Er gehört in die unterkretazische Barsinghausen-Subformation der Deister-Formation. Seinen Namen erhielt er ursprünglich nach dem nahegelegenen

größeren Ort Obernkirchen (7 km nordwestlich des Untersuchungsgebiets; Abb. 1). Der Obernkirchen-Sandstein ist an vielen Stellen im Zentrum des Arbeitsgebiets in mehreren Steinbrüchen aufgeschlossen (Steinbruch Liekwegen, Hessischer Bruch, aktiver Obernkirchen-Sandsteinbruch und alte kleinere Pingen). Lediglich der große, östlich gelegene Obernkirchener Sandsteinbruch befindet sich noch im aktiven Abbau (Betreiberwechsel von „Obernkirchener Sandsteinbrüche" (Herr Klaus Köster) zu „Wesling Obernkirchener Sandstein" (Herr Ferdinand Wesling, 02/03 2016). Alle Brüche liegen parallel zur Kammstraße und werden in nördlicher Richtung vorangetrieben. Die Aufschlusssituation innerhalb der Sandsteinbrüche ist stellenweise hervorragend, so dass Detailprofile angefertigt werden konnten, um die stratigrafische Verbreitung der zahlreichen Fährtenhorizonte und die fazielle Entwicklung des Obernkirchen-Sandstein im Untersuchungsgebiet nachzuvollziehen (Tafel 2 Beilagenblatt). Der Obernkirchen-Sandstein ist, neben dem Unteren „Wealden"-Schiefer, die dominierende lithologische Einheit im Arbeitsgebiet. Auch die Höhenzüge des Harrls, Deisters, Süntels, Nesselbergs, der Rehburger Berge und des Osterwalds (Abb. 13) bestehen aus dem Obernkirchen-Sandstein (Kemper 1973).

Die Mächtigkeit des Obernkirchen-Sandstein im Untersuchungsgebiet beträgt etwa 12–15 m (Grupe 1933). Die Auswertung der zahlreichen abgeteuften Bohrungen zeigt, dass die Sandsteine eine mittlere Mächtigkeit von etwa 8 bis 15 m für den südlichen Bereich des Bückebergs besitzen (Tafel 3 Beilagenblatt). Durch Erosion und den intensiven Abbau der Sandsteine lagern größere Mächtigkeiten an Auffüllungen (Abraum) oberhalb des Obernkirchen-Sandstein, so dass eine genaue Aussage über die Gesamtmächtigkeit nicht mehr möglich ist.

Abb. 14 (siehe gegenüberliegende Seite) Modell der Entwicklung der Norddeutschen „Wealden-Fazies" im Hannoverschen Bergland vom Unteren Berriasium **A** bis Oberen Berriasium **E**. a) Profil westlich Autobahn A33/Bundesstraße 65 und Bückeburg; b) Tongrube Bock/Tongrube Waje (Hils); c) Profil Brunnenberg, Münchehagen (Rehburger Berge); d) Tagebau Otavi-Werke (Osterwald); e) Profil „Alte Taufe" (Deister); f) Steinbruch Osterwald; g) Bohrungen Sachsenhagen; h) Steinbruch St. Avold, Übergang zum Hüttenstollen-Profil (Osterwald).
Geändert nach Pelzer (1998).

Nach der Ablagerung des Unteren „Wealden"-Schiefer als Beckensedimente und der Bruchwald- und Moorsedimente des Hauptkohleflözes (Flöz 3) kam es wahrscheinlich zur Bildung eines Deltas und somit zur Sedimentation des Hauptsandsteins und Liekwegener Siltsandstein. Die Ablagerung des Obernkirchen-Sandstein des Untersuchungsgebiets war hauptsächlich an die Hilsbucht gebunden (Abb. 3). Während des Oberen Berriasium lagerten sich weitverbreitete Feinsandsteine in der Hilsbucht ab (Abb. 14). Eventuelle Wasseraustauschvorgänge in den Verbindungstraßen zum westlichen Meeresraum könnten für eine Kompensation des einströmenden tiefen Salzwassers mit marinen Faunen durch das Ausströmen oberflächennahen Süßwassers gesorgt haben. Das tropisch-humide Klima bedingte sehr wahrscheinlich einen Süßwasserüberschuss im Niedersächsischen Becken, auf den das limnische Milieu der Bückeberg-Gruppe zurückgeführt wird (Kemper 1973).


SE
NW
Oberes Berriasium
Hils
Osterwald
Deister
Rehburger Berge
E
h
g
D
f
e
C
d
c
B
b
a
Unteres Berriasium
A
Münder-Formation
„Serpulit“ (Karbonatfazies)
„Serpulit“ (Purbeck-Süßkalke)
„Serpulit“ (tonige Beckenfazies)
„Unterer Wealdenschiefer“
Küstensumpf-/Lagunenfazies
anastomosierendes fluviatiles System
„Obernkirchen-Sandstein“
mäandrierendes fluviatiles System
10 km

Der Liekwegener Siltsandstein (WdOK) – Die distale Sandsteinfazies am Bückeberg

Im Steinbruch Liekwegen ist der Siltsandstein des Obernkirchen-Sandstein der Barsinghausen-Subformation aufgeschlossen. Er befindet sich im Nordwesten des Untersuchungsgebiets. Im Zuge dieser Arbeit wird der Begriff „Liekwegener Siltsandstein" für den im Steinbruch Liekwegen anstehenden Siltsandstein verwendet, der jedoch nur eine andere fazielle Ausbildung des Obernkirchen-Sandstein darstellt. Aufgrund dieser verschiedenartigen Faziesausbildungen wird der Liekwegener Siltsandstein in dieser Arbeit vom Hauptsandstein getrennt behandelt.

Der Bruch zeigt durch seine guten Aufschlussbedingungen den lithologischen Wechsel vom Unteren „Wealden"-Schiefer (Isterberg-Formation) über das Hauptkohleflöz zum Obernkirchen-Sandstein (Deister-Formation; Abb. 15 A). Demnach ist im Steinbruch die Untere Isterberg-Formation und die Deister-Formation der Bückeberg-Gruppe anstehend (Tafel 1 D Beilagenblatt).

Das aufgenommene Profil befindet sich am Aufschlusspunkt A6, im östlichen Bereich des Steinbruchs (Abb. 15 B und Abb. 33).

Nahezu die gesamte heute anstehende unterste Sohle des Bruchs wird durch den Unteren „Wealden"-Schiefer, der untere Teil der Isterberg-Formation (LB 1), gebildet (Abb. 15 C). Dieser ist an vielen Stellen aufgeschlossen und wird lateral im gesamten Steinbruch durch ein etwa 5 cm dünnes Kohleflöz (LB 2) überlagert. Direkt über dem Kohleflöz steht der Liekwegener Siltsandstein des Obernkirchen-Sandstein der Deister-Formation an (LB 3). Die Korngröße des Liekwegener Siltsandstein wurde mit Hilfe von Dünnschliffen ermittelt und liegt im Durschnitt bei 0,03 mm.

Abb. 15 **A** Aufschlusspunkt A6 im Steinbruch Liekwegen (siehe auch Abb. 33 und Tafel 4 Beilagenblatt) mit gut erkennbarer dünner Silt-/Sandsteinschichtung des Obernkirchen-Sandstein und wahrscheinlichem Geschiebelehm und Löss/Fließerden in einer möglichen Rinne im oberen Bereich des Profils (Pfeilspitze LB19; siehe auch Tafel 2 C Beilagenblatt). Höhe der Steinbruchwand etwa 11 m. Steinbruchsituation September 2009.
B Gelände des Steinbruchs Liekwegen mit Profilwand des Aufschlusspunkts A6 (Pfeilspitze A6) (Foto: A. Böhme).
C Handstück eines Liekwegener Siltsandstein mit erkennbarer trogförmiger Rippelschrägschichtung aus den Schichten LB 6.

Die unteren 2 m des Profils sind hauptsächlich durch wenige Zentimeter dünne Schichten von Siltsandstein (LB 3) geprägt. Die Färbung des Liekwegener Siltsandstein schwankt von grau bis bräunlich. Die dünnen Lagen weisen eine deutlich zu erkennende Mikroschrägschichtung auf, die sich nahezu in jeder Schicht beobachten lässt (Abb. 15 C). Die Mächtigkeiten der einzelnen als LB 3 zusammengefassten Schichten variieren deutlich entlang der gesamten Aufschlusswand. Zum Teil keilen Schichten aus und tauchen dann wieder an anderer Stelle erneut auf. Zusätzlich lassen sich kleinere Rinnenstrukturen erkennen. Top und Basis sind wellig und unregelmäßig ausgebildet. In einigen dünnen Lagen lassen sich vereinzelt Pflanzenreste *(Equisetites)* erkennen. Die Siltsandsteinbank LB 4 zeigt eine diffuse Rippel-Lamination, die lateral ausgedehnt ist. Die Mächtigkeit von LB 4 ist im Gegensatz zu den unterlagernden Schichten von LB 3 (relativ) dickbankiger. Es folgen dünnere Schichten mit Rinnenstrukturen, die erosiv vertieft und ebenfalls mit Siltsandstein der überlagernden Schichten verfüllt sind. Ober- und Unterkante sind wellig und unregelmäßig ausgebildet, jedoch scharf begrenzt. Die Siltsandsteinlagen von LB 5 zeigen auch in diesem Bereich die für den unteren Profilabschnitt (LB 3 bis LB 8) vorherrschenden Schrägschichtungen. Die maximalen Rinnenmächtigkeiten sind mit 20 cm relativ flach ausgebildet. Es folgen wenige Zentimeter dünne Siltsandsteinlagen (LB 6), die zu einer lithologischen Einheit zusammengefasst wurden. Auch hier keilen die Schichten zum Teil aus und tauchen in anderen Bereichen wieder auf. Das Top und die Basis sind scharf begrenzt, zeigen aber eine wellige und unregelmäßige Oberfläche. Die Schrägschichtung der unterlagernden Schichten lässt sich auch in LB 6 beobachten. Die überlagernden Siltsandsteinschichten LB 7 und LB 8 zeigen eine deutliche Zunahme der Mächtigkeit. Die maximalen Mächtigkeiten der einzelnen Schichten schwanken stark und führen in einigen Bereichen zum Auskeilen. Hinzu kommen deutlich ausgebildete Rinnen, die sich mit maximal 20 cm Mächtigkeit stark erosiv in die unterlagernden Schichten einschneiden. In diesem Bereich treten vereinzelt Reste von Equisetiten auf. Der zentrale Bereich des Profils (LB 9 bis LB 17) ist deutlich dickbankiger als der untere Profilabschnitt (LB 3 bis LB 8). Top und Basis der Siltsandsteinschichten sind ebenfalls scharf begrenzt und weniger wellig ausgebildet. Die Schichten sind lateral ausgedehnt und die Mächtigkeiten bleiben nahezu gleich entlang der Aufschlusswand. Die Schrägschichtungen des unteren Profilbereichs lassen sich in diesem Abschnitt nicht mehr beobachten. Die maximalen Mächtigkeiten liegen bei etwa 50 cm (LB 13). Vereinzelt treten flache Rinnen auf, die eine maximale Mächtigkeit von 20 cm aufweisen. Es folgen erneut dünnbankige Siltsandsteine (LB 18), die teilweise Schrägschichtungen aufweisen. Die Mächtigkeiten der einzelnen Schichten schwanken stark und keilen zum Teil aus. Darüber folgen glaziale Ablagerungen, die wie ein mächtiges, lokal begrenztes Kohleflöz mit überlagernden Siltsandsteinen aussehen (LB 19, Tafel 2 C Beilagenblatt und Abb. 15 A). Dabei handelt es sich wahrscheinlich um einen lokalen Geschiebelehm mit einem hohen Anteil an „Wealden"-Schiefer, der ihm seine dunkle Färbung verleiht. Die Mächtigkeit beträgt ca. 70 cm, die maximale Breite liegt bei etwa 15 m. Auf den obersten 2 m folgen Löss und Fließerden (LB 20). Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um eine Mulde im Obernkirchen-Sandstein, die quartärzeitlich entstanden ist. Darüber lagert eine etwa 30 cm mächtige Lössdecke (LB 21).

Bei den Liekwegener Siltsandstein des stillgelegten und unter Naturschutz stehenden Steinbruchs Liekwegen handelt es sich wahrscheinlich um Deltaschüttungen (Abb. 32). Im Gegensatz zu den Fein- bis Mittelsandsteinen des Hauptsandsteins des Hessischen Bruchs (vom alten Betreiber [bis 03/2016] „Reserve-Steinbruch" genannt) und aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs unterscheiden sich die Siltsandsteine des Liekwegenbruchs durch eine geringere Korngröße, eine deutlich zu erkennende bogige Mikroschrägschichtung und nahezu durchgehende geringe Mächtigkeiten. Während die Hauptsandsteine des Hessischen Bruchs und aktiven Bruchs auch als Deltaschüttungen gedeutet werden können, sind die Siltsandsteine des Liekwegenbruchs in einer distaleren Position (weiter in Richtung Becken) abgelagert worden. Demnach repräsentiert der Untere „Wealden"-Schiefer die Ablagerungen toniger bis siltig-toniger Fraktionen, die sich auf dem ehemaligen Beckenboden gebildet haben.

Während der Bildung des Kohleflözes LB 2 erfolgte ein Absinken des Wasserspiegels. Der Bereich lag längerfristig im Niveau des Wasserspiegels und es kam zu einer Moorbildung. Dieser Sumpf kann, entsprechend dem Auftreten kleiner lokaler Kohleflöze, unterschiedlich weit ausgedehnt gewesen sein (Pelzer 1998). Während der Ablagerung der Siltsandsteine des unteren Profilabschnitts (LB 3 bis LB 8) kam es zu einer schrittweisen Schüttung von feinklastischen Sedimenten in das Becken, die anschließend die Siltsandsteine bildeten. Die Schüttungen erfolgten aus dem Süden bzw. Südosten. Durch immer wieder auftretende Schüttungsereignisse kam es zu erneuten und mehrfachen Ablagerungen der Sande. Die geringe Korngröße und die hohe Anzahl an kleineren Rinnen im Gegensatz zu den weiter südlich gelegenen Sandsteinen der Obernkirchener Sandsteinbrüche, lassen auf eine Abnahme der Wasserenergie schließen. Das lässt Rückschlüsse auf die Transportrichtung und die Entfernung des Liekwegener Siltsandstein in Bezug auf die Fein- bis Mittelsandsteine der Obernkirchener Sandsteinbrüche zum Liefergebiet im Untersuchungsgebiet zu. Die Transportenergie war nicht hoch genug, um größere Rinnen zu verursachen, so dass nur noch kleinere Rinnen zustande kamen. Demnach befand sich das Ablagerungsmilieu weiter entfernt vom ehemaligen Liefergebiet der Deltaschüttungen als das Ablagerungsmilieu der Obernkirchener Sandsteinbrüche. Auf den nächsten Metern ins Hangende folgen dementsprechend siltige Sedimente mit Mikroschrägschichtungen und zahlreichen kleine Rinnen, die während der kurzanhaltenden Schüttungen im Becken abgelagert wurden. Dafür sprechen die geringen Mächtigkeiten der unteren Siltsandsteinlagen (LB 3 bis LB 8) und die bogige Mikroschrägschichtung. Diese entstanden durch wechselnde Strömungsverhältnisse während der Ablagerung. Die in der Bank LB 4 vorhandene Rippel-Lamination ist ein Anzeichen für eine Erhöhung der Strömungsenergie, die durch eine bewegte bis fließende Wasserbedeckung entstanden ist. Die vereinzelten Equisetiten-Reste, die in den Bänken LB 3 und LB 8 auftreten, sind ein Hinweis für instabile Bodenverhältnisse und eine niedrige bis fehlende Wasserbedeckung während der Sedimentation dieser Schichten. Die Zunahme der Mächtigkeit im mittleren Bereich des Profils (LB 9 bis LB 17) lässt auf eine länger andauernde Sedimentation schließen. Die erosiv vertieften und flachen Rinnen geben einen Hinweis auf kleinere Schüttungsereignisse von Sanden auf die bereits vorhandenen Deltaschüttungen. Es folgte eine Phase mit kurzfristigen

Sandschüttungen (LB 18) und einer erneut auftretenden bogigen Mikroschrägschichtung. Diese wurde unter vergleichbaren Bedingungen wie im unteren Abschnitt des Profils abgelagert.

Das aufgenommene Profil des Liekwegener Steinbruchs zeigt einen klar zu erkennenden Übergang von Beckenablagerungen zu sandigen Ablagerungen, die durch ein Delta im Hinterland in Richtung Becken geschüttet wurden. Die Migration der Sande erfolgte demnach sehr wahrscheinlich aus dem Süden vom Rheinischen Massiv.

Der Hauptsandstein (WdOK) – Die proximale Sandsteinfazies im Hessischen Bruch auf dem Bückeberg

Im Hessischen Bruch (Reserve-Steinbruch) ist der Hauptsandstein der Barsinghausen-Subformation (Deister-Formation) aufgeschlossen. Der Steinbruch befindet sich im Zentrum des Untersuchungsgebiets und liegt im höchsten Teil des Bückebergs. Es handelt sich um einen Fein- bis Mittelsandstein mit einer Korngröße von 0,06 bis 0,2 mm. Die Korngröße wurde mit Hilfe von Dünnschliffen ermittelt (Abb. 18). Die Gesamtmächtigkeit des Hauptsandsteins beträgt etwa 15 m. Die Mächtigkeiten der einzelnen Feinsandsteinbänke schwanken zwischen 2 und 62 cm. Der untere Teil des Profils (AB 1 bis AB 25) befindet sich im nördlichen Bereich des Bruchs am Aufschlusspunkt A7. Der obere Teil (AB 26 bis AB 44) liegt am Aufschlusspunkt A9, etwa 50 m in südlicher Richtung entfernt. Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt etwa 7 m. An der Basis des Profils ist der Feinsandstein massiv ausgebildet (Tafel 2 B Beilagenblatt). Er ist nahezu strukturlos, lateral gleichmäßig ausgedehnt und homogen (Abb. 16 F). Zusätzlich lassen sich nicht eingeregelte Muschelsteinkerne beobachten (Abb. 17 A, B). Top und Basis sind scharf begrenzt und die Mächtigkeit beträgt etwa 30 cm. Es folgt eine 0,3–0,4 cm dünne Lage (AB 2) aus sandigem Ton, die von einer erneuten massiven Feinsandsteinlage (AB 3) mit doppelklappigen, nicht eingeregelten Muschel- und Pflanzenresten überlagert wird. Top und Basis sind unregelmäßig ausgebildet. Unterhalb der Oberkante lassen sich Anzeichen von starker Bioturbation erkennen. Es folgt eine dünne und lateral diskontinuierliche Lage (AB 4) aus sandigem Ton. Die darauf folgende Feinsandstein-Bank AB 5 bildet den ersten Fährtenhorizont. Die Unterkante ist scharf begrenzt und schwach erosiv. Die Oberkante ist im Anschnitt unregelmäßig und wellig ausgebildet und weist in vielen Bereichen entlang des Profils rinnenartige Depressionen auf. Hierbei handelt es sich um Fährten-Anschnitte, die durch Dinosaurier erzeugt wurden. Die Mächtigkeit des ersten Fährtenhorizonts beträgt etwa 43 cm. Es folgen wiederholt dünne Lagen aus sandigem Tonstein (AB 6), die von einer nur dünnschichtigen Feinsandsteinlage (AB 7) überlagert werden. Die Lage AB 7 zeigt eine normale Gradierung und weist tonige Zwischenlagen auf. In einigen Bereichen keilt die Lage aus und die maximale Mächtigkeit beträgt lediglich 2–5 cm. Die lentikular geschichtete und aus Feinsandstein bestehende Rinne AB 8 greift erosiv bis an die Basis der Tonschicht AB 6 ein. Sie ist etwa 60 cm breit und besitzt eine Mächtigkeit von maximal 5 cm. Es folgt eine Farbveränderung des überlagernden Feinsandsteins (AB 9) von hellgrau zu grau-rosa. Der Feinsandstein ist ebenfalls massiv und weist starke Bioturbation an der Sohlfläche auf. Die Mächtigkeit der Bank AB 9 nimmt nach Norden ab. Die Feinsandstein-Bank AB 11 zeigt streckenweise eine normale Gradierung durch Muschelsteinkern-Anreicherung an

der Basis. Top und Basis sind scharf begrenzt, aber unregelmäßig ausgebildet. Hinzu kommt eine flaserige Schichtung des Sandsteins durch vorhandene Kohleflitter. An der Obergrenze der Bank AB 11 sind ähnlich der Bank AB 5 rinnenförmige Belastungsmarken zu erkennen. Es handelt sich hierbei um den zweiten Fährtenhorizont des Profils. Die Mächtigkeit von AB 11 beträgt etwa 36 cm. Ab der Schicht AB 14 lassen Rinnenfüllungen ein wiederholtes laterales Auskeilen erkennen. Die Bank AB 17 ist im Süden rinnenförmig vertieft und zeigt am Top in-situ Wurzelreste. Die Wurzeln erstrecken sich bis zu 10 cm vertikal im Sandstein. Das Vorhandensein von Wurzeln lässt auf einen kurzfristigen Sedimentationsstillstand zum Bildungszeitpunkt schließen. Weiterhin sind Muschelsteinkerne vorhanden. Die Bank AB 17 besitzt eine Mächtigkeit von etwa 34 cm. Es folgt eine Wechsellagerung von dünnen Lagen aus sandigem Ton (AB 18, 20, 24) und immer geringmächtiger werdenden Feinsandsteinschichten (AB 19, 21, 22, 23). Die obere Steinbruchsohle zeigt in diversen Bereichen zum Teil durch die horizontalen Aufschlussverhältnisse gut erhaltene Trittsiegel (AB 25, Fährtenhorizont 3). Diese lassen sich dem Spurentaxon *Iguanodontipus* zuordnen. Der obere Bereich des Profils (AB 26 – AB 44) befindet sich oberhalb der oberen Steinbruchsohle, etwa 50 m in Richtung Nordwest. Er besitzt eine Gesamtmächtigkeit von etwa 2 m. Aufgrund der unregelmäßigen Aufschlusssituation oberhalb der zweiten Steinbruchsohle muss von einer mindestens 1 m mächtigen Aufschlusslücke ausgegangen werden. Der obere Profilabschnitt lässt eine Veränderung der Färbung des Sandsteins erkennen. Er erscheint hier deutlich grauer und zum Teil auch grauviolett. Hinzu kommt eine Korngrößenzunahme in diesem Bereich. Der Fein- bis Mittelsandstein ist, genau wie der Feinsandstein des unteren Profilabschnitts, massiv und homogen, zeigt jedoch im Gegenzug eine diffuse Horizontalschichtung. Insgesamt wirken die einzelnen Schichten AB 26 – AB 43 im Vergleich mit den zum Teil dickbankigen Schichten AB 1 – AB 25 relativ geringmächtig. Eine Mächtigkeit von maximal 17 cm wird im oberen Abschnitt nicht überschritten (Abb. 16 B). Im Vergleich dazu liegen die maximalen Mächtigkeiten des unteren Teils des Profils bei 62 cm (Abb. 16 F). Die Gesamtmächtigkeit des unteren und oberen Bereichs des Profils beträgt 7,15 m. Darüber lagert eine etwa 40 cm mächtige Lössdecke.

Der im Hessischen Bruch aufgeschlossene massive Feinsandstein wird traditionell als „Hauptsandstein“ bezeichnet. Die Feinsande des Hessischen Bruchs werden in dieser Arbeit Deltaschüttungen eines ehemaligen Deltas zugeordnet. Dafür sprechen die Homogenität des Sandsteins, die häufig vorhandenen Rinnen und ein hoher Anteil an terrigenen Einträgen (z. B. Pflanzenreste) sowie die zahlreich vorhandenen Fährtenhorizonte.

Abb. 16 (siehe gegenüberliegende Seite) Fährten im Obernkirchen-Sandstein des Hessichen Bruchs. **A** Belastungsmarke in der Bank AB 5, Fährtenhorizont 1, wahrscheinlich Fährtenabdruck eines ornithopoden Dinosauriers. **B** Oberer Bereich des Profils am Aufschlusspunkt A9 (siehe auch Tafel 2 B Beilagenblatt und Tafel 4 Beilagenblatt). **C** Belastungsmarke aus der gleichen Bank AB 5, der Eindruck ist deutlich im Anschnitt zu erkennen. **D** Eindruck einer deutlich erkennbaren Fährte aus der Bank AB 11, Fährtenhorizont 2. **E** Vorder- und Hinterfußabdruck der Fährtengattung *Iguanodontipus* auf der Steinbruchsohle. **F** Profil in Frontalansicht, gekennzeichnet sind die Bänke der einzeln aufgeführten Bilder **A**, **C**, **D**, und **E**. Länge des Hammers etwa 30 cm, Höhe der Aufschlusswand etwa 7 m. Länge des Taschenmessers etwa 10 cm. Steinbruchsituation August 2009.

A
B
C
D
E
F
E
D
A&C
A9

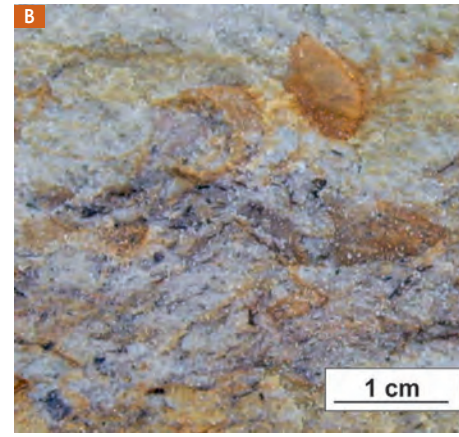
Sehr wahrscheinlich liegt das Liefergebiet der Feinsande im Süden. Sie wurden durch Schüttungen und Überschwemmungen in Richtung Becken transportiert. Demnach entstanden die Sandsteine des Hessischen Bruchs durch immer wieder auftretende Schüttungsereignisse.

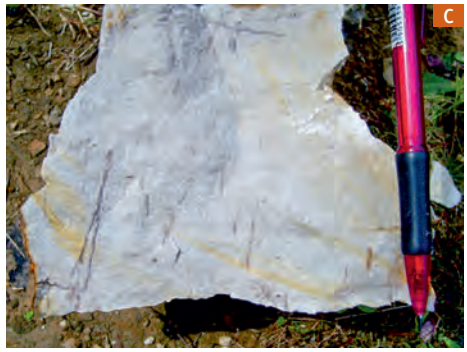
Nach der Schüttung fand eine teilweise Um- und Aufarbeitung durch die Besiedlung von Pflanzen und äolische Prozesse statt. Die Besiedlung durch Pflanzen förderte die Stabilisierung des Sedimentkörpers, die erst bei der nächsten Schüttung unterbrochen wurde (Pelzer 1998).

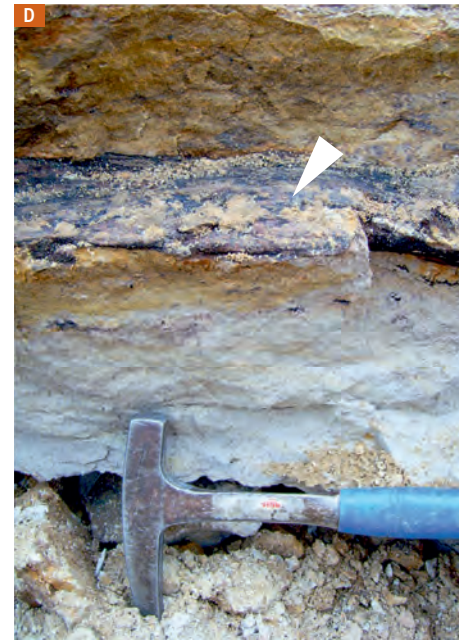
Die Bank AB 17 zeigt eine Durchwurzelung des Typs B auf (s. Abschnitt: „Die fossile Flora des Bückebergs"), der typisch für die Ablagerungen einer Delta-Ebene ist (Pelzer 1998). Zusätzlich kennzeichnet der Wurzelhorizont einen Sedimentationsstillstand zur Zeit der Ablagerung. Die Spurenhorizonte großer Wirbeltiere (AB 5, AB 11 und AB 25) innerhalb des Hessischen Bruchs kennzeichnen zusätzlich verschiedene Perioden des Sedimentationsstillstands. Demnach lässt sich vermuten, dass es während der Ablagerung von AB 1 – AB 6 zu einer Schüttung von Feinsanden kam. Es folgte eine Phase mit ruhiger und niedriger Wasserbedeckung, so dass sich eine schützende Tontrübe (AB 6) über den und in den Fährten der Bank AB 5 ablagern konnte. Bereits in der Bank AB 7 erfolgte eine erneute und stärkere Schüttung, wobei es zu diversen Rinnenbildungen kam. Die stärkeren Schüttungen hielten bis zur Bank AB 11 an. Hinweise auf diese starken und raschen Schüttungen gibt die Sohle der Bank AB 9 an der sich zahlreiche vertikale Fluchtspuren von Muscheln (*Lockeia* sp.) erkennen lassen. Anschließend folgte eine Phase ohne nennenswerten Sedimentationseintrag. Innerhalb dieses Zeitraums entstand der zweite Fährtenhorizont. Kurz darauf erfolgte eine erneute Schüttung von Feinsanden (AB 12 – AB 17). Der Wurzelhorizont im Hangenden der Bank AB 17 lässt auf eine kurzzeitige Sedimentationsunterbrechung mit einer Stabilisierung des Bodens schließen. Es folgen Feinsandsteinschüttungen bis zur Bank AB 25, an deren Top sich der dritte Fährtenhorizont erhalten hat. Demnach ist auch während der Bildung dieser Bank ein Ablagerungsstillstand zu vermuten. Die Korngrößenzunahme („coarsening upward") im Hangenden des Profils zeigt eine leichte Zunahme der Schüttungsenergie an. Außerdem spricht die geringe Mächtigkeit der einzelnen Mittelsandsteinschichten im oberen Bereich des Profils für eine rasche und kürzere Sedimentation während der Ablagerung der Bänke AB 26 – AB 39. Für die Schichten AB 40 – AB 44 folgt eine „normale" Sedimentation mit einigen Rinnen, wie sie auch im Liegenden des Profils vorhanden ist. Im Vergleich mit den Siltsandsteinen des Liekwegener Sandsteinbruchs ist eine proximale Position zum Liefergebiet für die Fein- bis Mittelsandsteine des Hessischen Bruchs innerhalb eines ehemaligen Deltas anzunehmen.

Abb. 17 (siehe gegenüberliegende Seite) Obernkirchen-Sandstein. **A** Sandstein mit Bivalvenresten und Kohleflittern, Pfeilspitzen kennzeichnen Bereiche mit Eisen- oder Manganausfällungen. **B** Detailansicht von **A** (weißer Kasten) der Kohleflitter im Sandstein. **C** frisch angeschlagener Sandstein mit gräulicher Färbung. **D** Sandstein mit verwitterter Oberfläche (Top), Kohlereste (Pfeil) und Sandstein in nicht verwitterter Form (Basis). **E** bis **G** Lesesteine des Obernkirchen-Sandstein aus unterschiedlichen Bereichen des Arbeitsgebiets. Länge des Stifts etwa 8 cm, Länge des Hammers etwa 30 cm.

A


B
1 cm


C


D

E

F

G

Der Ablagerungsraum dieser Sandsteine befand sich demnach südlicher als der Ablagerungsraum der Siltsandsteine des Steinbruchs Liekwegen. Die durch die Schüttungsereignisse angelegten Rinnen transportierten neues Material in Richtung Norden, wobei sich die gröberen Sandkörner (Fein- bis Mittelsande) im Bereich der heutigen Obernkirchener Sandsteinbrüche ablagerten. Feinere Sandkörner (siltige Sande) konnten aufgrund der geringeren Dichte weiter transportiert werden als die Fein- bis Mittelsande und lagerten sich im Bereich des heutigen Liekwegener Sandsteinbruchs ab. Die Abnahme der Transportenergie mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet verursachte sowohl eine Verringerung der Anzahl der Rinnen und deren Mächtigkeiten, als auch eine Abnahme der Korngröße.

Diedrich (2004) interpretiert den unteren Bereich des Profils als proximale Ablagerung einer Sandbarriere und benennt die in seiner Arbeit vergleichbaren Bänke AB 5 und AB 11 als Fährtenhorizonte. Die zweite Steinbruchsohle (AB 25) mit ihren zahlreichen Trittsiegeln wird jedoch in seiner Arbeit nicht erwähnt. Weiterhin konnten die von Diedrich (2004) beschriebenen Theropoden-Fährten *(Megalosauropus)* innerhalb der gekennzeichneten Fährtenhorizonte nicht nachgewiesen werden. Den oberen Profilbereich stellt er aufgrund der etwas veränderten Fazies zu terrestrischen, deltaischen, fluviatilen Ablagerungen. Die von Diedrich (2004) vorgenommene biostratigrafische Trennung des unteren Bereichs (Wealden 3) vom oberen Bereich (Wealden 4) konnte während der Kartierungsarbeit nicht nachvollzogen werden. Die dafür notwendigen Ostrakoden konnten weder in den angefertigten Dünnschliffen noch im Gelände in diesem Bereich des Hessischen Bruchs nachgewiesen werden.

Der Hauptsandstein (WdOK) – Die proximale Sandsteinfazies im aktiven Obernkirchener Sandsteinbruch auf dem Bückeberg

Der einzige noch aktive Obernkirchener Sandsteinbruch befindet sich etwa 400 m östlich vom Hessischen Bruch. Der dort aufgeschlossene, gelbliche bis grauviolette und massive Fein- bis Mittelsandstein ist vergleichbar mit dem des Hessischen Bruchs. Die Korngröße wurde mit angefertigten Dünnschliffen ermittelt und liegt ebenfalls bei 0,06 – 0,2 mm (Abb. 18). Das aufgenommene Profil befindet sich im nordöstlichen Bereich des Bruchs am Aufschlusspunkt A 14 und umfasst den aufgeschlossenen Hauptsandstein.

Im unteren Bereich (NB 2) zeigt der Feinsandstein eine flaserige Schichtung, die durch Kohleflitter nachgezeichnet wird (Tafel 2 A Beilagenblatt). Der Sandstein ist gut sortiert, nicht makroskopisch gradiert und zeigt diffuse Strömungsrippel-Laminationen. Die Bank NB 3 weist eine diffuse Horizontalschichtung mit vereinzelten Muschelsteinkernen (wahrscheinlich Neomiodontiden) und Pflanzenresten auf. Die Farbe wechselt von der Basis des Profils bis zur Bank NB 3 von grauviolett zu gelblich. Auffällig sind größere Rinnenstrukturen, die im Anschnitt in NB 3 mit maximalen Mächtigkeiten von bis zu 90 cm deutlich ausgebildet sind. Die Breite der Rinnenanschnitte variiert dabei von 3 bis maximal 15 m. Die Rinnen sind relativ flach ausgebildet. Die überlagernden Schichten (NB 4) sind an der Basis und dem Top scharf begrenzt und zeigen genau wie in NB 3 eine diffuse Horizontalschichtung. Sie sind teilweise in NB 3 erosiv vertieft und zeigen vereinzelt Pflanzenreste und Muschelsteinkerne. NB 5 (sogenannter „Hühnerhof"-Horizont) ist ebenfalls durch eine diffuse Horizontalschichtung und das erneute Auftreten von

Neomiodontiden-Steinkernen gekennzeichnet. Zusätzlich treten auch hier Rinnen in einer hohen Anzahl auf. Die aufgeschlossene Oberfläche zeigt vereinzelt Entwässerungsstrukturen, sog. „Sandvulkane“. Weiterhin ist die Oberfläche mit einer hohen Anzahl an Spurenfossilien bedeckt. In Anlehnung an die Quantität der Spuren und die dadurch resultierende starke unregelmäßig ausgebildete Oberfläche, bekam dieser Horizont von seinen Entdeckerinnen Dr. Annette Richter, Annina Böhme und ihren Mitarbeitern den Namen „Hühnerhof“. Es handelt sich bei den vergesellschafteten Spuren um eine Theropoden-dominierte Ichnofauna mit wenigen Ornithopodenfährten. Überlagert wird der „Hühnerhof“-Horizont durch eine etwa 3 cm dünne Lage aus sandigem Ton (NB 6). Eine vergleichbare Situation lässt sich auch im Hessischen Bruch beobachten. Der aufgeschlossene Bereich der Bank AB 5 zeigt eine ähnlich stark zertrampelte Oberfläche und wird ebenfalls von einer dünnen sandigen Tonlage überdeckt (Tafel 2 A, B Beilagenblatt). Ob es sich hierbei um denselben Horizont handelt, lässt sich nicht mit Bestimmtheit sagen. Der Grund hierfür ist die schon auf kurze Distanz unterschiedliche fazielle Ausbildung, die durch die Kleinräumigkeit vieler verschiedener Sedimentationsräume entstanden ist. Weitergehende Untersuchungen könnten hier nützlich sein. Die darauffolgenden Rinnenfüllungen (AB 7 und AB 8) aus Feinsandstein zeigen eine diffuse Horizontalschichtung und sind bis in die Bank NB 5 erosiv vertieft. NB 12 besteht aus Feinsandsteinrinnenfüllungen, die feine Wurzelreste aufweisen und in einigen Bereichen auskeilen. Die maximalen Mächtigkeiten der Rinnen betragen nur wenige Zentimeter. Auch das jeweilige Top der Horizonte NB 13, NB 14 und NB 15 zeigt überlieferte Wurzelreste. Überlagert wird die Bank NB 15 von einer Rinnenfüllung aus Mittelsandstein, die stark erosiv in diese eingeschnitten ist. Sowohl die Bank NB 15, als auch NB 16 werden durch eine erneute dünne Lage aus sandigem Ton (NB 17) überdeckt. Es folgen geringmächtige Lagen aus grauen bis gelblichen Feinsandsteinen (NB 18 – NB 28), die teilweise Rinnen führen. Die Rinnenfüllungen aus Feinsandsteinen zeigen zusätzlich eine diffuse Horizontal-Schichtung. In diesem Bereich treten verstärkt Pflanzenreste und vereinzelte Muschelsteinkerne auf. Die überlagernde Bank NB 29 zeigt eine Rippel-Lamination, die sich jedoch auf diese Bank beschränkt. Der obere Profilabschnitt (NB 30 – NB 32) ist durch dickbankigere Feinsandsteinlagen mit einem scharf ausgebildeten Top und Basis gekennzeichnet. Es folgt eine relativ mächtige Mittelsandsteinschicht (NB 33), in die erosiv eine aus Feinsandstein bestehende Rinne eingeschnitten ist. Die die Mittelsandsteinbank NB 33 überlagernde Schicht aus sandigem Ton wird genau wie die darüber befindliche Feinsandsteinbank NB 35 durch die Rinne teilweise abgeschnitten. Die Feinsandsteine der Bank NB 33 bilden die zweite Fährtensohle des aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs. Neben den sehr tief eingedrückten Fährten von Ornithopoden und wenigen Theropoden sind am Top zusätzlich Wurzeln überliefert. Auch hier lassen sich Steinkernerhaltungen der Süß- bis Brackwassermuscheln der Neomiodontiden finden.

Weiterhin lassen sich vereinzelte Pflanzenreste erkennen. Die Feinsandsteinbank NB 36 ist ebenfalls bis an die Basis der Bank NB 33 vertieft und wird von ihr durch eine etwa 3 cm dünne Lage aus sandigem Ton getrennt.

Der Fein- bis Mittelsandstein des aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs wird im Zuge dieser Arbeit

gleichfalls zu den Ablagerungen einer ehemaligen Delta-Ebene gestellt. Demnach entspricht das Ablagerungsmilieu der im aktiven Bruch abgelagerten Sandsteine dem des Hessischen Bruchs (Abb. 32). Der Ursprung dieser Fein- bis Mittelsandsteine ist wohl auch hier im ehemaligen Randbereich des Beckens und somit im Rheinischen Massiv zu suchen. Auch hier dürfte der Ablagerungsraum (wie bei Sandsteinen des Hessischen Bruchs) proximaler als die Position des Ablagerungsraumes der Siltsandsteine des Steinbruchs Liekwegen gewesen sein. Die sehr ähnliche fazielle Ausbildung der beiden Obernkirchener Sandsteinbrüche spricht für eine vergleichbare Lage der Sedimentationsräume. Für die Annahme, dass es sich um Sedimente von Deltaschüttungen handelt, sprechen die hohe Anzahl an Rinnen, ein erhöhter Anteil an terrigenen Pflanzenresten, mehrfach auftretende Wurzelhorizonte, zwei überlieferte Fährtenhorizonte und fragmentarische Wirbeltierreste.

Die Rippel-Lamination in der Bank NB 2 ist ein Hinweis auf fließende Wasserbewegungen während der Ablagerung. Die diffuse Horizontalschichtung innerhalb der Bänke NB 3 – NB 5 lässt eine Abnahme der Strömungsenergie vermuten. Hinzu kommen breite und mächtige Rinnen, in denen es zur Schüttung neuer Feinsande und zur Ausbildung diffuser Horizontalschichtungen kam. Während der Ablagerung des „Hühnerhof"-Horizonts (NB 5) erfolgte kurzzeitig ein Sedimentationsstillstand, so dass sich die Fährten großer und kleinerer Dinosaurier über einen längeren Zeitraum akkumulieren konnten. Es folgte die Ablagerung einer dünnen sandigen Tonlage unter ruhiger und flacher Wasserbedeckung. Die fehlende Strömung und die stabilisierende Tonlage begünstigten zusätzlich die Erhaltung der Fährten. Kurz nach der Sedimentation von NB 5 und NB 6 folgte eine neue Zufuhr von Feinsanden, die in Rinnen erosiv in die unterlagernden Schichten eingriffen. Erst am Top der Bank NB 11 kam es erneut zu einem Sedimentationsstillstand und zur Ausbildung eines Wurzelhorizonts. Es folgten wiederholt einsetzende Sedimentationen, die jedoch nur kurz andauerten, bevor es zu einem erneuten Ablagerungsstillstand kam. Während der Sedimentationsruhephase kam es zu der Ausbildung eines Wurzelhorizonts. In NB 11 bis NB 15 erfolgten immer wieder Schüttungsereignisse mit einem anschließenden Stillstand, während derer sich Wurzelhorizonte ausbilden konnten. Die Wurzelbildung kam aber bereits beim nächsten „wash-over"-Ereignis mit dem Einsetzen der Bank NB 16 zum Erliegen. Die Schichten von NB 16 zeigen eine Erhöhung der Strömungsenergie, die durch eine Korngrößenzunahme der Rinnenfüllung gekennzeichnet ist. Zur Zeit der Ablagerung von NB 17 herrschten ruhige und strömungsfreie Bedingungen, so dass sich erneut eine dünne Tonlage absetzen konnte. NB 15 – NB 23 sind durch immer wieder einsetzende Sedimentschüttungen und Rinnenbildungen gekennzeichnet, die bereits mit dem Einsetzen einer tonigen Sedimentation (NB 27) zum Erliegen kamen. In den Schichten NB 28 bis NB 32 ist eine erhöhte Strömungsenergie mit mehreren Schüttungen von Feinsanden zu erkennen. Die diffuse Horizontalschichtung in NB 28 lässt auf eine geringere Wasserbewegung schließen. Mit dem Einsetzen der Bank NB 29 kam es zu einer Erhöhung der Wasserenergie durch fließendes Gewässer und die Ausbildung einer Rippel-Lamination. Hinzu kommt eine hohe Anzahl von eingeschwemmten Pflanzenresten in den Schichten NB 26, NB 28 und NB 29, die zusätzlich eine höhere Strömungsenergie vermuten lassen.

Aufgrund der Korngrößenzunahme in der Bank NB 33 ist eine erneute Erhöhung der Strömungsenergie innerhalb des oberen Profilabschnitts, nach einer ruhigeren Sedimentationsphase von NB 30 bis NB 32, anzunehmen. Die dünne Tonlage NB 31 ist ein Anzeiger für eine Ablagerung unter ruhiger Wasserbedeckung. Es folgten Schüttungen von Feinsanden innerhalb kleinerer Rinnen, die sich in die unterlagernden Schichten NB 33 und NB 34 erosiv einschneiden und sich teilweise gegenseitig wegschneiden konnten (NB 35). In der Schicht NB 33 konnten sich die Fährten großer Wirbeltiere aufgrund einer flachen und ruhigen Wasserbedeckung erhalten (NB 33). Die Ablagerung einer dünnen Tonlage (NB 37) oberhalb von NB 36 beendete den Transport der Rinnensedimente. Der Ton lagerte sich lateral unter ruhiger Wasserbedeckung innerhalb der Rinnen ab. Bereits kurz nach der Sedimentation der Tonlage kam es zu einer erneuten Schüttung von Feinsanden (NB 38 – NB 41). Die Ablagerungen des Fein- bis Mittelsandsteins im aktiven Teil der Obernkirchener Sandsteinbrüche zeigen ein differenzierteres Bild des Ablagerungsmilieus, als die Feinsandsteine des Hessischen Bruchs. Im direkten Vergleich kam es während der Ablagerung der Sandsteine im aktiven Steinbruch zu oft wiederkehrenden Horizonten mit fehlender oder geringer Sedimentation und der Ausbildung diverser Wurzelhorizonte. Die zwischen den ruhigeren Phasen auftretenden, höher energetischen Schüttungen bildeten im Verlauf der Sedimentation immer wieder neue Feinsandsteinlagen und wiederholt auftretende Rinnen. Der Hessische Bruch zeigt zwar ein ähnliches Ablagerungsmuster, besitzt aber im Gegensatz zum aktiven Bruch eine geringere Anzahl an Rinnen und Horizonten mit Sedimentationsstillstand. Daraus lässt sich schließen, dass es während der Bildung der Sandsteine im Hessischen Bruch zu einer kontinuierlicheren Sedimentation mit wenigen Ruhephasen kam. Im Gegensatz dazu kam es während der Ablagerung der Fein- bis Mittelsandsteinschichten im aktiven Steinbruch zu länger andauernden Phasen des Sedimentationsstillstands und somit zu einer häufigen Stabilisierung des Bodens. Das begünstigte wiederum die Wurzelbodenbildung, die vor allem im mittleren Bereich des Profils häufig zu beobachten ist (NB 11 – NB 15; Tafel 2 A Beilagenblatt). Die immer wiederkehrenden Tonlagen finden sich sowohl im unteren als auch im oberen Bereich des Profils. So war die Basis des unteren Profilabschnitts durch Schüttungen mit einer höheren Wasserenergie geprägt, während der mittlere Abschnitt des Profils durch geringe Sedimentation bis Stagnation gekennzeichnet war. Oberhalb der Schichten NB 15 erfolgte nun eine kontinuierlichere Phase der Sedimentation mit Fein- bis Mittelsandstein-Schüttungen, vielen Rinnen und wenigen Tonlagen. Beide Obernkirchener Sandsteinbrüche lassen sich faziell ehemaligen Delta-Ablagerungen zuordnen, obwohl sie untereinander eine etwas unterschiedliche Ausbildung aufweisen. Die Fein- bis Mittelsandsteine der alten Pingen und der beiden Obernkirchener Sandsteinbrüche bilden die proximalen Bereiche der Deltaschüttungen, von der bei jedem Schüttungsereignis neues Material in Richtung Norden (Steinbruch Liekwegen) transportiert wurde. Demnach lässt sich vermuten, dass sich das Liefergebiet der Siltsandsteine des Liekwegener Bruchs und der Feinsandsteine der Obernkirchener Sandsteinbrüche südlich des Untersuchungsgebiets befand (Abb. 12 B). Diese Vermutung wird durch eine Korngrößenabnahme und eine Veränderung der Fazies von Süden nach Nordwesten im Arbeitsgebiet gestützt.

Großflächige Hebungen oder Regressionen des Beckenwassers begünstigten das Wachstum einer tropischen Flora (Schenk 1871) in Bruchwäldern oder Torfsumpf-Arealen. Das rege pflanzliche Wachstum und die Überlagerung mit Wasser sorgten für die nachfolgende Entwicklung von Kohleflözen innerhalb des Obernkirchen-Sandstein.

Lepper & Ehling (2018) beschreiben den Obernkirchen-Sandstein als gleichmäßig-homogene Fein- bis Feinstsandsteine, die häufig eine Fossilführung aufweisen und in der Regel massig-homogene Werkstein-Bänke ohne ein ausgeprägtes Interngefüge entwickelt haben. Des Weiteren verweisen sie auf einen faziellen Übergang von den Fein- bis Feinstsandsteinen zu einem „anders gearteten" Liekwegener Sandstein auf kurzer Distanz (nur 3 km entfernt). Auf die Unterschiede zwischen dem Obernkirchen-Sandstein auf dem Bückeberg und dem Liekwegener Sandstein wird jedoch nicht näher eingegangen. Jedoch stützen die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit die Aussage von Lepper & Ehling (2018), dass es sich beim Liekwegener Sandstein aus dem Steinbruch Liekwegen um eine andere fazielle Ausbildung des Obernkirchen-Sandstein des Hessischen Bruchs und des aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs handelt. Im Gegensatz zu den von Lepper & Ehling (2018) ausschließlich als Feinsandsteine beschriebenen Obernkirchen-Sandstein konnten zusätzlich Mittelsandsteine während der Kartierungsarbeiten beobachtet und anhand von angefertigten Dünnschliffe nachgewiesen werden.

Entgegen der ursprünglichen Interpretationen (Pelzer 1998; Weber & Lepper 2005; Raddatz 2010; Lepper & Ehling 2018), dass es sich bei dem Ablagerungsraum des Obernkirchen-Sandstein um ein ehemaliges Sandbarrenbarriere-System handelte, wird in dieser Arbeit von ehemaligen Delta-Ablagerungen ausgegangen.

Dünnschliffauswertungen des Obernkirchen-Sandstein der Deister-Formation am Bückeberg

Für die Dünnschliffauswertung des Obernkirchen-Sandstein wurden mehrere Schliffe angefertigt. Die untersuchten Dünnschliffe zeigen einen sehr gut sortierten Feinsandstein mit einem höheren Reifegrad. Die Korngröße liegt zwischen 0,06 und 0,2 mm (Abb. 18). Die vorwiegend aus Quarzsand bestehenden Schliffe zeigen einen subangularen Rundungsgrad. Die Quarzkörner sind korngestützt und zeigen das für Quarz typische Auslöschen im Dunkelfeld bei gekreuzten Polarisatoren. Vereinzelt sind Plagioklas-Körner zu beobachten. Diese lassen sich anhand der für Plagioklase typischen Zwillingslamellen erkennen und besitzen eine Korngröße < 0,2 mm (Abb. 18 F). Zusätzlich treten Hohlräume auf, die mit organischer Substanz verfüllt sind (Abb. 18 C). Die organischen Reste stammen von Wurzeln und pflanzlichem Detritus, die durch Überschwemmungsereignisse abgelagert wurden und in der makroskopischen Ansicht die im Feinsandstein enthaltenen Kohleflitter ergeben. Einige Bereiche zwischen den Kohleflitterlagen zeigen eine sekundäre Durchwurzelung. Die Wurzeln durchschlagen diese kohleflitterfreien Bereiche senkrecht und sind ungestört.

Lepper & Ehling (2018) geben für den Obernkirchen-Sandstein eine durchschnittliche Korngröße von 0,08 mm an (0,05 bis 0,09 mm) an. Als weitere Komponenten werden neben Quarz (87%) und Feldspat (1–2%) noch Tonminerale (9%) und Limonit (≤ 0,5%) für die Sandsteine des Bückebergs aufgeführt. Die übrigen Prozente verteilen sich auf Gesteinsbruchstücke (≤1%) und Akzessorien

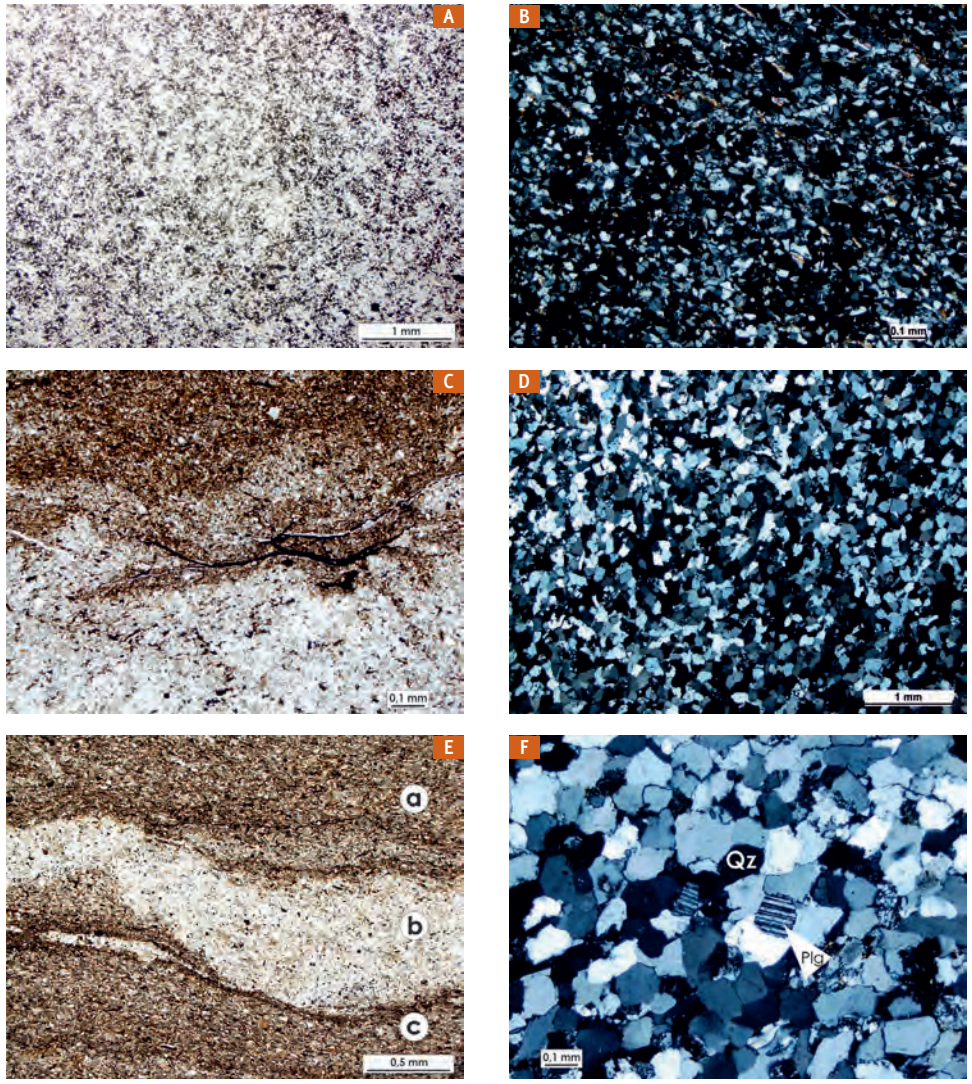


Abb. 18 Dünnschliff-Fotos von ausgewählten Sandsteinen des Obernkirchen-Sandstein aus dem Steinbruch Liekwegen, dem Hessischen Bruch und dem im aktiven Abbau befindlichen Obernkirchen Sandsteinbruch im Hell- und Dunkelfeld. Dabei stammen die Aufnahmen von **A** und **B** von Siltsandsteinen aus dem Liekwegen-Steinbruch, während **C** und **D** von Sandsteinen aus dem Hessischen Bruch angefertigt wurden. **E** und **F** gehören zu Sandsteinen aus dem aktiven Obernkirchen-Sandsteinbruch. Hervorzuheben ist der deutliche Unterschied der Korngröße zwischen den Sandsteinen des Liekwegener Sandsteinsbruchs und den Sandsteinen der Obernkirchen Sandsteinbrüche (Qz = Quarz, Plg = Plagioklas). Zusätzlich lassen sich des Öfteren Bereiche mit mehr oder weniger starken Kohleflittern innerhalb der Sandsteine beobachten. In **E** sind deutlich dunkle Bereiche zu erkennen, die stärker mit Kohleflittern angereichert sind (a und c). Im helleren mittleren Bereich (b) ist die Konzentration der Kohlereste dagegen gering.

(1–2%). Bei den Tonmineralen handelt es sich hauptsächlich um Kaolinit und Dickit. Letzteres ist ein in Sandsteinen selten vorkommendes Tonmineral, das durch hydrothermale Alteration entsteht. Dickit unterscheidet sich durch sein monoklines Kristallsystems vom orthorhombischen Kristallsystem des Kaolinits. Im Weiteren weist Dickit größere Kristallite als Kaolinit auf (Lepper & Ehling 2018).

Über die quartärzeitlichen Ablagerungen des Bückebergs (Quartär [q]) – Ein Exkurs in die eiszeitlichen (Pleistozän [qp]) Löss-Vorkommen (qwLo) am Bückeberg

Im gesamten Untersuchungsgebiet lassen sich keine Hinweise auf tertiärzeitliche Gesteine finden. Jedoch ist nahezu der gesamte Süden des Kartiergebiets mit quartärzeitlichen Löss und Lösslehm bedeckt. Dieser überlagert direkt den Mittleren Münder-Mergel mit seinen grauen, roten und grünlichen Mergeln. Oberhalb des Südhangs des Bückebergs liegen Lössablagerungen nur teilweise vor und überlagern innerhalb des Liekwegener Steinbruchs, des Hessischen Bruchs und aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs direkt den Obernkirchen-Sandstein der Barsinghausen-Subformation (Tafel 2 Beilagenblatt). Er zeigt sich im Gebiet als ein siltiger, gelblicher Schluff mit mehr oder weniger starkem Karbonat-Gehalt. Zerreibt man ihn zwischen den Fingern, so sind in den meisten Fällen keine Partikel zu spüren. Auch makroskopisch lassen sich keine gröberen Partikel erkennen. Der Löss bildet einen hervorragenden Boden für den dichten Wald auf dem Bückeberg und die fruchtbaren Ackerflächen im Süden des Höhenzugs. Die Mächtigkeiten der Lössdecken wurden mithilfe der im Untersuchungsgebiet abgeteuften Bohrungen ermittelt (Landesamt für Bergbau 2013). Dabei kamen sowohl Tiefenbohrungen zum Einsatz, als auch geologische, hydrogeologische und bodenkundliche Bohrungen. Die Mächtigkeiten liegen im Süden des Untersuchungsgebiets (Auetal) etwa zwischen 3 und 4 m. Im oberen Profilabschnitt der Steinbrüche beträgt die Mächtigkeit etwa 30 cm. Im Norden ist eine Zunahme der Mächtigkeit auf knapp 1–2 m zu beobachten.

Tektonik und Lagerungsverhältnisse – Über die Schichtungen, Klüftungen und Störungen der kretazischen Gesteine der Bückeberg-Gruppe (krBU) am Bückeberg

Im Rahmen der Geländearbeiten wurden Streich- und Einfallsrichtung von Schicht- und Kluftflächen im Untersuchungsgebiet gemessen und mit Hilfe des Programms StereoNet in einem Stereonetz graphisch dargestellt.

Schichtung

Schichtungsmessungen wurden generell, soweit es die Aufschlusslage ermöglichte, in jedem Aufschluss durchgeführt. In größeren aufgeschlossenen Bereichen, wie den beiden Obernkirchener Sandsteinbrüchen

und dem Steinbruch Liekwegen im Norden des Untersuchungsgebiets, wurden an verschiedenen Punkten Messungen vorgenommen. Die Messungen beziehen sich auf den Obernkirchen-Sandstein der Deister-Formation und den Unteren „Wealden"-Schiefer der Isterberg-Formation (Steinbruch Liekwegen), die als einzige lithologische Einheiten messbare Schichtungen aufweisen. Für die in der Abb. 19 dargestellten Wertepaare wurden mehrere benachbarte Messungen vorgenommen. Es wurde das Schichteinfallen und das Streichen getrennt gemittelt. So werden Unregelmäßigkeiten die durch Schichtflächen bedingt sind, sinnvoll gemittelt. Die einheitlich verlaufende und ungestörte Schichtung ermöglichte zudem eine einfache Mittelung der Werte. Es liegen von 20 Punkten Messungen vor, die in den alten Pingen, in den Obernkirchener Sandsteinbrüchen entlang der „Kammstraße" und den im Norden gelegenen Steinbruch Liekwegen vorgenommen wurden. Im gesamten Arbeitsgebiet lagern die Schichten des Obernkirchen-Sandstein und des Unteren „Wealden"-Schiefer mit 2° nahezu horizontal, aber auch durch Bruchschollentektonik etwas stärker verkippt (bis 15°). Das lässt sich vor allem im Liekwegener Steinbruch, den Pingen und den Obernkirchener Sandsteinbrüchen beobachten. Aufgrund der geringen Anzahl an Aufschlüssen beschränken sich die Messungen auf die erwähnten Brüche. Über die Lagerungsverhältnisse des Mittleren Münder-Mergel lassen sich aufgrund fehlender Aufschlüsse keine genaueren Angaben machen. Das Streichen weist ein einheitliches Streuen in einem verhältnismäßig engen Bereich auf. Die allgemeine Einfallsrichtung der Sandsteinschichten sowie des Unteren „Wealden"-Schiefer verläuft mit 332° NNW. Starke Abweichungen konnten anhand der gemessenen Werte im Arbeitsgebiet nicht nachgewiesen werden.

Klüftung

Es wurden an 5 Stellen innerhalb des Arbeitsgebiets Klüfte eingemessen. Die Messpunkte sind über die beiden Obernkirchener Sandsteinbrüche, den Liekwegener Steinbruch und zwei alte Pingen entlang der Kammstraße verteilt. Die Klüfte wurden für den innerhalb der Steinbrüche aufgeschlossenen Obernkirchen-Sandstein vorgenommen. Auffällig ist, dass die Klüfte innerhalb der Feinsandsteinbänke sehr deutlich ausgebildet sind. Sie stehen nahezu senkrecht zu den Schichtflächen. Die Distanz zwischen den einzelnen beobachteten Klüften ist in zahlreichen Aufschlüssen einheitlich. Sie beträgt im Durchschnitt etwa 2 m. Alle Messungen der einzelnen Aufschlusspunkte wurden als Mittelwert eingetragen (5 Aufschlüsse, 5 Kluftrosen-Diagramme) und zusätzlich in einem Sammel-Diagramm dargestellt (Abb. 19). Die gemessenen Klüfte der unterschiedlichen Messpunkte des Untersuchungsgebiets besitzen ein nahezu gleiches NW-Streichen. Besonders hervorzuheben ist das Kluftrosen-Diagramm 2 der Abb. 19, das trotz einer dort sehr engen und differenzierten Klüftung dieselbe Streichrichtung wie die anderen Messpunkte aufweist. In diesem Bereich ist die Distanz zwischen den Klüften deutlich geringer, als in anderen Bereichen des aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs und anderen Brüchen des Untersuchungsgebiets. Der Grund für die enge Klüftung könnte womöglich eine kleinräumige Störung des Bereichs sein (s. folgender Abschnitt „Störungen").

Störungen

Falke (1944), Schütte (1980) und Wilde

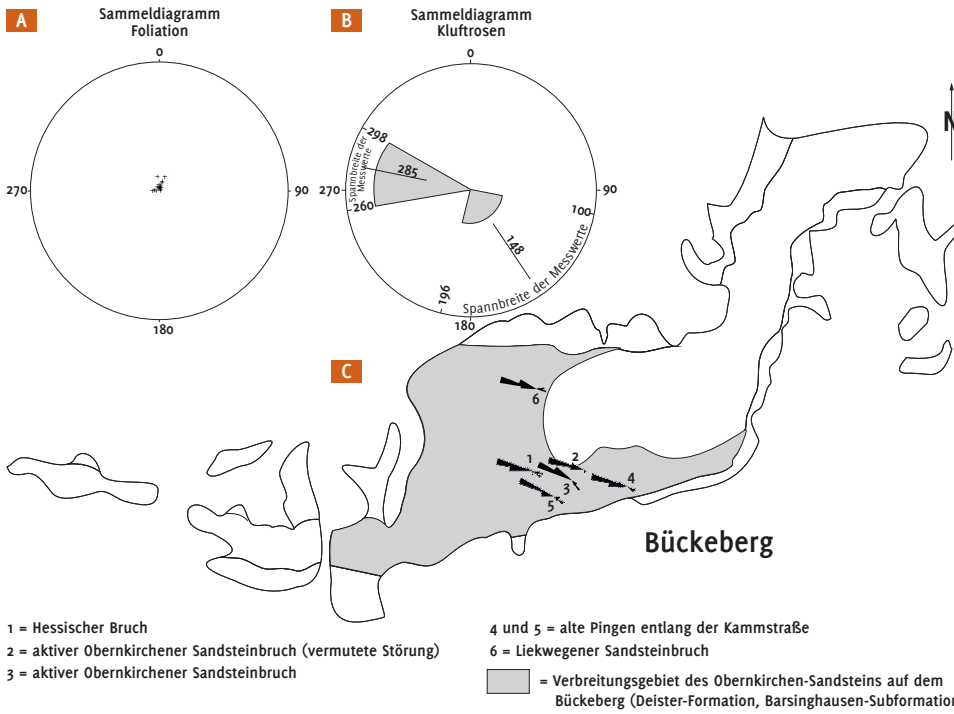


Abb. 19 Darstellung der gemittelten Messwerte der Foliation **A** und Klüfte **B** von verschiedenen Aufschlüssen des Obernkirchen-Sandstein **C** im Untersuchungsgebiet auf dem Bückeberg. Alle Messwerte wurden in zwei Sammeldiagrammen zusammengefasst. Sie weisen überwiegend NW-SE-Richtung auf und besitzen gemittelte Werte von 285° und 148°.

(1981) beschreiben kleinräumige Aufsattelungen, die beim Abbau des „Obernkirchen-Sandstein“ innerhalb der Obernkirchener Sandsteinbrüche, alter Pingen und im Bereich des Harrl beobachtet wurden. Das Besondere an den kleinen Störungen ist, dass die Schichten trotz ihres Versatzes ein unverändertes Einfallen besitzen und meist unvermittelt einsetzen. Ob es sich bei den kleinräumigen Störungen um eine Aufsattelung handelt, lässt sich nicht mit Bestimmtheit sagen. Es fehlt der dafür notwendige, aufgeschlossene Bereich. Während der Kartierungsarbeiten konnten keine dieser Störungen mit Bestimmtheit nachgewiesen werden. Im Fall der im aktiven Steinbruch vermuteten Störung wird jedoch deutlich, dass sich in diesem Bereich die Klüftung des Obernkirchen-Sandstein deutlich von den anderen im Arbeitsgebiet eingemessenen Kluftabständen im Obernkirchen-Sandstein unterscheidet (Abb. 20 C).

Eine größere von Grupe (1933) beschriebene Störung lässt sich im Zentrum des Untersuchungsgebiets vermuten. Sie beginnt am „Flothbach“ im Nordosten des Arbeitsgebiets und verläuft südwestlich durch den „düsteren Grund“ über den „Futterplatz“. Die Aufschiebung bewirkt, dass im Zentrum des normalerweise tiefer liegenden Unteren „Wealden“-Schiefer neben den überlagernden Feinsandsteinen direkt Obernkirchen-Sandstein lagert.

Demnach nimmt der Untere „Wealden"-Schiefer einen relativ großen Bereich im Arbeitsgebiet ein. Die Störung lässt sich an der Oberfläche lediglich anhand eines lithologischen Wechsels von Tonsteinen zu Feinsandsteinen im Gelände verfolgen. Dauerhafte Aufschlüsse gibt es in diesen Bereichen des Untersuchungsgebiets nicht.

Abb. 20 A Durch Grupe (1933) dokumentierte, durch Rinnen verursachte Schichtendiskordanz im Obernkirchen-Sandstein im ehemaligen Hohmeyer'schen Steinbruch in Liekwegen.
B Faltung des Obernkirchen-Sandstein im ehemaligen Wesemann'schen Steinbruch in Liekwegen.
C Eventuelle Störungszone im aktiven Obernkirchener Sandsteinbruch mit deutlich erkennbarer engerer Klüftung (2,00 m).
Foto A und B: Ausschnitt geändert nach Grupe (1933).

Die Paläoökologie der Bückeberg-Gruppe (krBU) am Bückeberg

Da die Sedimentologie von jeher schon eng mit der Paläontologie verbunden ist, soll in dieser Arbeit neben der Stratigrafie auch die fossile Flora und Fauna des Untersuchungsgebiets beleuchtet werden. Dabei sollen auf die wichtigsten fossilen Gruppen der Bückeberg-Gruppe kurz eingegangen und diese im Kontext zu den oben genannten sedimentologischen Untersuchungen gestellt werden.

Der Obernkirchen-Sandstein weist eine Vielzahl an Fossilien auf. Die fossile Flora des Untersuchungsgebiets ist mit einer hohen Artenvielfalt unterschiedlichster Pflanzengruppen stark vertreten. Eine Auflistung und Beschreibung der Flora der Barsinghausen-Subformation erfolgt im Abschnitt „Die fossile Flora des Bückebergs".

Die fossile Fauna ist im Gegensatz zur artenreichen Flora weniger vielfältig überliefert. Zu den dominierenden wirbellosen Fossilien des Arbeitsgebiets zählen Neomiodontiden (Lamellibranchiata). Reste von vereinzelten Vivipariden (Gastropoda) lassen sich ebenso im Obernkirchen-Sandstein finden wie die für die stratigrafische Gliederung des „Norddeutschen Wealden" wichtigen Ostrakoden.

Zu den seltenen Fossilien des Obernkirchen-Sandstein am Bückeberg gehören Überreste von Wirbeltieren. Die Anzahl der bisher dokumentierten Wirbeltierfossilien ist sehr gering, und Neufunde sind ebenfalls äußerst selten. Dennoch konnten während der Ausgrabungsperiode und den Geländearbeiten vereinzelt Knochenabdrücke gefunden werden. Neben den seit dem 19. Jahrhundert bekannten Fährtenfossilien (Ichnofossilien) liegt das Hauptaugenmerk der paläontologischen Untersuchung auf den Ostrakoden in diesem Gebiet. Die Trittsiegel des Obernkirchen-Sandstein können unterschiedlichen Gruppen von Spurentaxa zugeordnet werden. Prinzipiell gelten ornithopode und theropode Dinosaurier als Spurenerzeuger. Es lassen sich drei „Fußmorphologien" (Spurentaxa) der Gruppe der Ornithopoden (pflanzenfressende Dinosaurier) zuordnen. Der Großteil der ornithopoden Spuren kann dem seit dem 18. Jahrhundert bekannten und gut dokumentierten Fährtentypus „*Iguanodontipus*" zugeordnet werden. Interessant ist das Auftreten eines neuen ornithopoden Ichnotypus, der „*Iguanodontipus*" des „Wealden" ähnelt, sich aber anhand eines stark ausgebildeten Fersenpolsters eindeutig von diesem unterscheidet (mündliche Mitteilung A. Böhme 2009). Die Fährten der Theropoden (fleischfressende Dinosaurier) sind ebenfalls mit drei unterschiedlichen Fußmorphologien im Obernkirchen-Sandstein vertreten. Neben Trittsiegeln von allosaurierähnlichen Theropoden sind zusätzlich Spurenfossilien von troodontidenartigen Theropoden, die ein neues Taxon und eine Besonderheit für die Untere Kreide darstellen (mündliche Mitteilung T. van der Lubbe 2009), im aktiven Steinbruch zu finden. Die interessante Vergesellschaftung von verschiedenen ornithopoden und theropoden Fährtentaxa, der Erstnachweis von Troodontiden für die Untere Kreide von Westeuropa und ein neues iguanodontides Fährtentaxon mit differenzierter Fußmorphologie, machen die Fundlokalität Bückeberg weltweit einmalig (vgl. Abschnitt: „Die fossile Fauna des Bückebergs"). Dazu kommen die Erhaltungsqualität und Häufigkeit sowie die gute Interpretierbarkeit der Fährten.

Die fossile Flora der „Wealden"-Vorkommen in Europa

Der Obernkirchen-Sandstein bietet als klastisches Sediment hervorragende Voraussetzungen für eine gute Überlieferung von Pflanzenfossilien. Die Erhaltung reicht dabei von kohligen Überresten bis hin zu sehr detailreichen Abdrücken. Die Abdrücke oder Hohlformen der Pflanzenfossilien des Arbeitsgebiets entstanden sekundär durch das Eindringen von Wasser in den Sandstein, das hatte die Auflösung des kohligen Materials der Pflanze innerhalb des Gesteins zur Folge (Gothan & Weyland 1973).

Dank der geringen Korngröße des Sediments (Feinsandstein) erhalten sich auch feinste Details im Gestein, wie zum Beispiel Rinden- bzw. Borkenstrukturen von größeren Hölzern. Für den Unteren „Wealden"-Schiefer der Unteren Isterberg-Formation konnten aufgrund des geringeren terrigenen Einflusses und der Entfernung zur Küste des Strandbereichs keine Pflanzenfossilien nachgewiesen werden.

Die aufgefundenen Pflanzenfossilien des Untersuchungsgebiets gehören zur sogenannten „Wealden"-Flora. Während der Unteren Kreide befand sich die Lage des heutigen Bückebergs deutlich südlicher bei etwa 35° bis 40° N (Smith et al. 1981) und es herrschten subtropische Temperaturen. Vertreter verschiedener alter Pflanzengruppen wie Gleicheniaceae, Equisetatae, Lycopodiatae, Filicatae, Ginkgoatae, Pinatae und Cycadophytina besiedelten höher gelegene Ebenen und Niederungen des südlich vom Ablagerungsbereich des Bückebergs gelegenen Deltas (Pelzer 1998). Deren fossile Überreste lassen sich überall im Untersuchungsgebiet in Steinbrüchen und in alten Pingen nachweisen. Die Konzentration an Fundmaterial ist aufgrund der Aufschlusslage in den Steinbrüchen am höchsten. Jedoch ist es auch möglich, an vielen anderen Stellen in Lesesteinen Pflanzenfossilien zu finden. Die Zusammensetzung der Pflanzengruppen ist in ihrem Bestand recht einheitlich und stimmt mit den Floren anderer „Wealden"-Vorkommen in Nordwesteuropa prinzipiell überein (Seward 1895; Richter 1906, 1909; Mägdefrau 1931; Daber 1953, 1960; Watson 1969).

Vakhrameev et al. (1978) untergliedern die Unterkreidefloren in verschiedene Provinzen. Der Grund für diese Untergliederung ist eine variierende Zusammensetzung von Pflanzengruppen in verschiedenen Regionen. Das Arbeitsgebiet gehört zur Europäischen Provinz, die sich durch das Fehlen von Podozamiten, Czekanowskialen und *Coniopteris* von anderen Provinzen unterscheidet wie dem Europäisch-Sinischen Teilgebiet, der Mittelasiatischen Provinz, der Ostasiatischen Provinz, der Indischen Provinz, dem Sibirisch-Kanadischen Gebiet und der Lena-Provinz. Hingegen lassen sich in der Lokalität Bückeberg Reste von Gleicheniaceae (Pinnae) mit Fruchtständen, Abdrücken von Blättern und die Fortpflanzungsorgane von Cycadeen finden. Riegel et al. (1996) beschreiben weiterhin Reste von Ginkgogewächsen aus dem Hannoverschen Raum, die während der laufenden Geländearbeiten jedoch nicht nachgewiesen werden konnten. Die zu den Koniferen gehörenden *Brachyphyllum, Cupressinocladus, Sphenolepis* und Zapfen von *Elatides* (Vakhrameev 1991) sind die am häufigsten gefundenen Baumreste.

Die fossile Flora des Bückebergs – Über die Pflanzenfossilien der Deister-Formation

Im folgenden Kapitel wird auf die fossile Flora der Deister-Formation der Bückeberg-Gruppe eingegangen. Dabei werden neue und bereits bekannte Funde näher beschrieben und kategorisiert. Die fossilen Pflanzenreste werden dabei in Equisetales, Cycadales, Hölzer und Wurzelreste/Rhizome unterschieden und eingegliedert.

Equisetales

Schachtelhalmgewächse (Equisetiten) sind die am häufigsten angetroffenen Pflanzenfossilien im Untersuchungsgebiet (Abb. 21 A, 22 E). Prinzipiell benötigen rezente Schachtelhalme eine feuchte Umgebung, um ihre Sporen zur Reife zu bringen (Watson & Alvin 1996). Überträgt man das auf die fossilen Equisetiten, so waren die Ufer und Niederungen des unterkretazischen Deltas im Arbeitsgebiet eine hervorragende Umgebung für das Wachstum von Schachtelhalm-Kolonien.

Die im Untersuchungsgebiet gefundenen Schachtelhalme liegen in unterschiedlichen Erhaltungsformen vor. In einigen Fällen sind kohlige Überreste der Pflanze als Abdrücke im Feinsandstein erhalten geblieben. Meistens ist jedoch nur noch die Hohlform der ehemaligen Pflanze zu erkennen. Die fossilen Equisetiten zeichnen sich durch einzelne, miteinander verbundene Segmente aus, die eine vertikale Rippung aufweisen.

Bei den senkrecht verlaufenden Rippen handelt es sich um die Abformung der Gefäßbündel der Schaftinnenseite (Kelber 1999).

Die Länge der Equisetiten-Reste variiert von 10 bis 60 cm. Alle gefundenen Exemplare sind stark zerdrückt, so dass genaue Aussagen über die Durchmesser nicht getroffen werden können. Die stratigrafische Verbreitung der Schachtelhalme innerhalb des Untersuchungsgebiets lässt sich nicht eindeutig klären, da alle Fossilien nur auf Sandsteinhalden gefunden wurden. Jedoch sind alle Funde in den Obernkirchen-Sandstein einzuordnen. Eine Besonderheit stellt ein im aktiven Obernkirchener Sandsteinbruch gefundener Rhizomrest mit Speicherknollen von *Equisetites burchardtii* dar (Abb. 22 E).

Cycadales

Überreste von Cycadeen sind in den „Wealden"-Vorkommen von Nordwesteuropa nur selten vertreten (Watson 1969; Oldham 1973, 1976). Während der gesamten Kartierung konnte lediglich ein einziger Blattwedel von *Nilssonia schaumburgensis* gefunden werden. Über das allgemeine Habitat der fossilen Cycadeen ist nicht viel bekannt, da sich die dokumentierten Überreste auf Blattfragmente aus der Unterkreide beschränken (Watson & Alvin 1996).

Sehr wahrscheinlich wuchsen Cycadeen wie *N. schaumburgensis,* ähnlich wie ihre heutigen Verwandten, in semiariden bis feuchten Tropengebieten. Nach Watson & Alvin (1996) liegt die Vermutung nahe, dass *N. schaumburgensis* einen tubusartigen Stamm wie *Zamia* besaß. Die Beblätterung von *N. schaumburgensis* war mit einer maximal bekannten Länge von 9 cm dagegen relativ klein (Watson 1969). Der im Untersuchungsgebiet gefundene, disartikulierte 4 cm lange Blattwedel liegt nicht, wie bei den Equisetiten beobachtet, in kohliger Erhaltung vor. Es handelt sich hierbei um den Positivabdruck des Wedels auf einem isolierten Sandsteinblock im aktiven Obernkirchener Sandsteinbruch (Lesesteinvorkommen L1). Der Blattwedel von *N. schaumburgensis* zeichnet sich durch engständige, im 90°-Winkel von der Mittelader abstehende, breite Fiederchen

aus (Abb. 21 E). Diese stehen eng aneinander und scheinen sich an einigen Stellen seitlich zu überlappen. Sie sind abgerundet trapezförmig und breiter als lang. Die Fiederchen scheinen zur Spitze des Wedels hin schmaler zu werden. Die Fieder selbst verjüngt sich zur Spitze hin. Die Mittelader ist deutlich ausgebildet und verläuft bis zur Spitze der Fieder.

Abb. 21 Pflanzenfossilien aus dem Obernkirchen-Sandstein. **A** Nicht näher bestimmter Holzabdruck (?Equisitales). **B** Pflanzenhäcksel von *?Whitamia*. **C** Baumstammabdruck mit erkennbarer Borkenstruktur. **D** Borkenabdruck im Sandstein. **E** Blattwedel von *Nilssonia schaumburgensis*. **F** Nicht identifizierter, „knollenartiger" Holzrest im Anschnitt. Alle Funde stammen von Halden aus dem aktiven Obernkirchener Sandsteinbruch. Länge des Hammers beträgt 30 Zentimeter.

Hölzer

Funde von größeren und kleineren Hölzern sind hinreichend aus den „Wealden"-Ablagerungen Nordwesteuropas bekannt und dokumentiert. Häufig handelt es sich um Reste von baumgroßen zu den Nacktsamern gehörenden Koniferen. Dabei treten vor allem verschiedene Vertreter aus den Familien der Cheirolepidiaceae, Araucariaceae, Taxodiaceae und der Pinaceae hervor. Aufgrund unterschiedlichster Morphologien (von wenigen Zentimeter hohen Pflanzen bis hin zu meterhohen, verholzten Bäumen) innerhalb der Familien ist anzunehmen, dass die Vertreter der Cheirolepidiaceae eine Vielzahl an Habitaten besiedelt haben könnten (Watson 1969).

Sehr wahrscheinlich wurden die rückgelagerten und küstenferneren Wälder während des Unteren Berriasium durch Koniferen dominiert. Der Rest eines im aktiven Obernkirchener Sandsteinbruch gefundenen Holzes liegt in teilweiser Inkohlung vor. Die Struktur der Rinde ist im Sandstein erhalten geblieben, gibt jedoch keinen Aufschluss über die Zugehörigkeit zu einer Familie der hier fossil vertretenen Konifere. Aufgrund fehlender aussagekräftiger anatomischer Details wurde auf eine eingehendere Bestimmung verzichtet. Bei dem Fund handelt es sich um ein 1,5 x 1 Meter großen, isolierten Sandsteinblock, der von einer Halde im aktiven Obernkirchener Sandsteinbruch nahe des Lesesteinvorkommens L3, stammt (Abb. 21 C).

Nicht näher zu bestimmende „knorrige" Holzreste stammen aus einer dünnbankigen Feinsandsteinschicht (Tafel 2 A Beilagenblatt; NB 32) des aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs (Abb. 21 F; Aufschlusspunkt A11 und Tafel 4 Beilagenblatt). Sie lagern an der Basis der Bank und bilden „knollenartige" Ansammlungen. Diese „knolligen" Holzreste sind keine Seltenheit in den „Wealden"-Sandsteinen, bleiben aber in der Regel nicht bestimmbar. Die Vermutung liegt nahe, dass es sich hierbei ebenfalls um Reste von Koniferen handelt (V. Wilde, schriftliche Mitteilung).

Horizonte mit Pflanzenhäcksel sind in den Schichten des Obernkirchen-Sandstein im aktiven Obernkirchener Sandsteinbruch häufig aufzufinden. Dabei handelt es sich um disartikulierte Blattreste, die in großen Ansammlungen auftreten. Beim Aufschlagen vieler Sandsteine sind sie gut zu erkennen, weisen jedoch keine deutlichen Merkmale für eine Bestimmung auf. Der Erhaltungsgrad ist mittelmäßig bis schlecht, so dass oft nur die Umrisse sichtbar sind (Abb. 21 B). Die schwarze bis lila Färbung der Blattreste kommt auf den Oberflächen des gelblich-grauen Feinsandsteins besonders deutlich zur Geltung.

Wurzelsysteme/Rhizome

Im gesamten Arbeitsgebiet sind in verschiedenen Horizonten unterschiedliche Typen von Wurzeln bzw. Wurzelsystemen zu beobachten (Abb. 22). Die meisten sind in-situ erhalten geblieben und stellen somit autochthone Reste der Pflanzen dar. Pelzer (1998) beschreibt Funde von aufrecht im Sediment stehenden Baumstämmen und Baumstümpfen aus der Region Hannover. Aus diesen fossilen und noch in Lebendstellung erhaltenen Baumresten lassen sich Rückschlüsse über die ehemaligen hydrologischen Verhältnisse am Standort ableiten. Mit Hilfe der Abfolge von Wurzelhorizonten lassen sich zusätzlich Aussagen über ehemalige Sedimentationsmechanismen und -raten treffen. Die Einteilung der fossilen Wurzeltypen des Untersuchungsgebiets erfolgt nach Pelzer (1998). Dieser unterteilt die Wurzelvorkommen in sechs Typen von A bis F. Grundlage der Unterteilung ist die Unterscheidung der räumlichen Orientierung (äußerer Habitus) und die Art der Verzweigung der verschiedenen

Wurzelsysteme. Problematisch sind die Wurzeln von verschiedenen Pflanzengruppen, die ähnlich konstruiert und überliefert sind. Entsprechend der Einteilung nach Pelzer (1998) werden sie trotz unterschiedlicher Systematik in einem Wurzeltyp vereint. Ein weiteres Problem ergibt sich durch die möglichen unterschiedlichen Erhaltungen der Wurzeln einer Pflanzenart. Die verschiedenartigen Wurzeln stammen zwar von einer Pflanze, würden aber auf Grund ihrer unterschiedlichen Erhaltung getrennten Wurzeltypen zugeordnet werden. Demnach ist eine objektive Unterteilung der Wurzelsysteme nur bei eindeutig zu identifizierenden und zuzuordnenden Wurzelsystemen möglich (Pelzer 1998).

Im Arbeitsgebiet konnte der Wurzeltypus B nachgewiesen werden. Dieser gehört zu den am häufigsten überlieferten Wurzelsystemen in der „Norddeutschen Wealden"-Fazies (Pelzer 1998). Der Typus (Abb. 22 A) zeichnet sich durch dünne, lange, vertikal verlaufende Wurzeln aus. Diese verlaufen bis zu 10 cm vertikal im Sediment. Der Durchmesser beträgt etwa 1–2 mm. In den meisten Fällen sind die einzelnen vertikalen Wurzeln unverzweigt. Sekundäre, schräge Verzweigungen sind nur selten zu beobachten. Einige Horizonte innerhalb des aktiven und Hessischen Bruchs der Obernkirchener Sandsteinbrüche weisen eine hohe Anzahl dieses Wurzeltyps B auf (Tafel 2 A, B Beilagenblatt).

Die fossilen Wurzelhorizonte des Untersuchungsgebiets sind ein wichtiger Hinweis auf eine temporär geringe oder fehlende Sedimentation. Ein fossiler Wurzelhorizont ist demnach mit einem „Paläoboden" gleichzusetzen. Dieser kann je nach Dauer einer Besiedlung und Bodenentwicklung mehr oder weniger stark entwickelt sein. Zwei Entstehungsformen sind für einen derartigen Wurzelboden denkbar. Wenn ein Sediment abgelagert wird und sich Pflanzen darauf ansiedeln, kommt es zur Bildung von Wurzeln. Erfolgt anschließend eine erneute, klastische Sedimentation, wird der Prozess der Wurzelbodenbildung abgebrochen. Auf Grund der schnellen Einbettung im Sediment ist das Erhaltungspotenzial der Wurzeln sehr hoch. Pelzer (1998) bezeichnet dies als „einphasige Besiedlung". Die zweite Entstehungsform der im Untersuchungsgebiet beobachteten Wurzelböden könnte eine „kontinuierliche Besiedlung" gewesen sein. Sie ist durch die gleichzeitige Besiedlung mit Pflanzen und einer periodischen Ablagerung von klastischem Material gekennzeichnet. Geschieht die Sedimentation im Gleichgewicht mit dem Wachstum der Pflanzen, nimmt die Mächtigkeit des Horizonts zu und die Pflanzendecke bleibt erhalten. Das abgestorbene Material wird im Boden zersetzt und es bleibt lediglich die letzte Durchwurzelung erhalten (Pelzer 1998).

Rhizomreste bzw. Wurzelreste mit artikulierten Speicherknollen gehören einem weiteren am Bückeberg beobachteten Typus an. Die Speicherknollen können in zwei verschiedenen Formen vorgefunden werden. Am häufigsten sind sie im zerdrückten Zustand erhalten. Die Knollen an den Enden der Wurzelspitzen weisen eine rote Färbung auf (Abb. 22 B). Die zweite überlieferte Erhaltungsform ist ein Rest von Wurzeln mit siltig verfüllten, mit einem kohligen Häutchen überzogenen, rundlichen Strukturen. Sie werden ebenfalls als mit den Wurzelresten in Verbindung stehende Speicherknollen der Equisetiten (wahrscheinlich *Equisetites burchardtii*) gedeutet (V. Wilde, schriftliche Mitteilung). Wie bei der ersten Erhaltungsform sind die Speicherknollen der zweiten Form zerdrückt, unterscheiden

A
B
C
D
E

Abb. 22 (siehe gegenüberliegende Seite) Verschiedenartige Wurzeltypen sensu Pelzer (1998) aus dem Untersuchungsgebiet (Obernkirchen-Sandstein). **A** Wurzelreste des Wurzeltyps B mit sekundärer Verzweigung. **B** Reste von Wurzeln mit Speicherknollen. **C** Allochthone Wurzelreste. **D** Wurzelrest mit einem Durchmesser von bis zu 2 cm. **E** Speicherknollen von *Equisetites burchardtii*. Alle Funde (außer **A**) stammen von Halden aus dem aktiven Obernkirchener Sandsteinbruch. Der Fund **A** stammt aus dem Reservesteinbruch (Hessischer Bruch).

sich jedoch von der ersten durch eine teilweise kohlige Erhaltung mit einem leichten Relief. Abb. 22 C zeigt eine weitere Erhaltungsform von Rhizomen, respektive Wurzeln im Obernkirchen-Sandstein. Es handelt sich hierbei um zusammengeschwemmte Reste von Wurzeln bzw. Rhizomen, die eine Art Geflecht auszubilden scheinen. Sie liegen ohne erkennbare Einregelung im Sandstein als siltige und nicht in kohliger Erhaltung vor. Diese wurzelartig wirkenden, von Pflanzen unbekannter Zuordnung stammenden Geflechte sind auffällig lila bis schwarz gefärbt.

Die fossile Fauna des Bückebergs – Über die Spurenfossilien und Überreste der Invertebraten und Vertebraten der Bückeberg-Gruppe (Isterberg- und Deister-Formation) am Bückeberg

Die fossile Fauna des Bückebergs ist im Vergleich zur artenreichen Flora weniger vielfältig. In der Regel unterscheidet sich die Erhaltung tierischer Organismen durch ein höheres Fossilisationspotenzial deutlich von der Erhaltung fossiler Pflanzen. Hartteile wie Schalenklappen von Muscheln oder Brachiopoden, Gehäuse von Schnecken (Gastropoden) und Knochen von Wirbeltieren besitzen ein höheres Erhaltungspotential als Weichteile von Pflanzen. Der Obernkirchen-Sandstein zeigt dagegen eine differenzierte Erhaltung der Fossilien auf, die in fluviatilen Verhältnissen abgelagert und von Sturmsandlagen (Tempestite) sowie vom sauren Sandstein beeinflusst wurden. In einem fluviatilen oder deltaischen System, dem der Obernkirchen-Sandstein zugeordnet werden kann, können hartschalige Fossilien oder Knochen über weite Distanzen transportiert werden. Dadurch sind die meisten Elemente nicht mehr im Verbund (disartikuliert) und können über weite Strecken im Sediment verstreut sein. Im Normalfall bleiben diese Elemente trotz einer späteren Ummineralisierung im Sediment als Fossil erhalten. Der Obernkirchen-Sandstein zeigt aufgrund seines ehemaligen sauren Milieus eine andere Form der Erhaltung. Der häufigste beobachtete Erhaltungszustand im Arbeitsgebiet ist die Hohlform. Das gilt sowohl für Muschelschalen, als auch für die Knochen von Reptilien und Dinosauriern. Es ist anzunehmen, dass das in den Muschelschalen oder im Knochenmaterial enthaltene Karbonat ($CaCO_3$) diagenetisch gelöst wurde. Dafür spricht der nahezu unzerdrückte, original erhaltene Habitus der Muschelgehäuse und Knochen innerhalb des Sandsteins. In einigen Fällen lässt sich eine weiße Restsubstanz innerhalb der Knochenabdrücke auf den exponierten Sandsteinblöcken beobachten. Hauptsächlich liegen jedoch die leeren Hohlformen der ehemaligen Knochen vor. Im Unteren „Wealden"-Schiefer unterscheidet sich die Erhaltung der Fossilien. Dort liegen Muschelreste lediglich als Positivabdrücke vor.

Im Obernkirchen-Sandstein sind zusammenhängende (artikulierte) Knochenfunde eine Seltenheit. Sedimente mit fluviatilem und deltaischem Charakter wie der Obernkirchen-Sandstein des Arbeitsgebiets, weisen in nur wenigen Fällen

komplett erhaltene Skelette auf. So ist nur ein einziger Dinosaurier *(Stenopelix valdensis)* aus dem westlich angrenzenden Gebiet, dem Harrl, bekannt (s. weiter unten). Die Knochen werden ausschließlich durch Wasser transportiert. Ähnlich wie bei Pflanzen bestimmen Größe und Gewicht die zurückgelegte Distanz zwischen dem Sterbeort und dem Ort der Einbettung. So kann es sein, dass sich Knochenreste von Tieren in Gebieten finden lassen, in denen sie weder gelebt haben noch gestorben sind. Ein isolierter Rest eines nicht näher identifizierten Knochenabdrucks konnte während der Kartierarbeiten gefunden werden (Abb. 31 A).

Reste von Knochen sind nicht die einzigen Fossilien, die von Wirbeltieren hinterlassen wurden. Besonders in den beiden Steinbrüchen der Obernkirchener Sandsteinbrüche lassen sich diverse Lebensspuren finden. Sie stammen sowohl von Wirbellosen als auch von Wirbeltieren und bieten ein differenzierteres Bild der fossilen Fauna im Arbeitsgebiet als die Körperfossilien. Spuren von Dinosauriern können sowohl in mehreren Sandstein-Horizonten im Hessischen Bruch als auch im aktiven Steinbruch beobachtet werden. Auch wenn die Knochen dieser Tiere nicht vorhanden sind, so zeugt die Anwesenheit von Fährten unterschiedlicher Dinosauriergruppen von einer vielfältigen Lebensgemeinschaft innerhalb des ehemaligen Deltas. Die verschiedenen Fährten der Dinosaurier werden im Abschnitt „Die Spurenfossilien der Dinosaurier“ eingehend beschrieben.

Fossile Muscheln lassen sich in vielen Bereichen des Bückebergs finden und können in zwei Gruppen unterteilt werden. Die am häufigsten verbreiteten Muscheln gehören zur Gruppe der Neomiodontiden. Die zweite nur marginal vorhandene Gruppe sind die Unioniden. Weiterhin lassen sich zu den Gastropoden gehörende Vivipariden finden. Die im Unteren „Wealden“-Schiefer und im Obernkirchen-Sandstein enthaltenen Vertreter der Ostrakoden-Gattung *Cypridea,* dienen als Leitfossilien für die stratigrafische Gliederung des Berriasium im „Norddeutschen Wealden“. Diese wenig artenreiche, aber dennoch innerhalb des Niedersächsischen Beckens weitverbreitete Invertebratenfauna ist ein Anzeiger für Süß- bis Brackwasserverhältnisse zur Zeit des Unteren „Wealden“-Schiefer und Obernkirchen-Sandstein.

Die Spurenfossilien der Wirbellosenfauna (Invertebraten)

Die Unterscheidung der Bioturbationstypen des Obernkirchen-Sandstein vom Bückeberg erfolgt nach Pelzer (1998), der die biogenen Sediment- und Bodenstrukturen in 14 Typen untergliedert. Die im Arbeitsgebiet entdeckten Dinosaurierfährten werden zwar nach Pelzer (1998) ebenso in die Bioturbationstypen eingegliedert, werden jedoch im separaten Teil „Die Spurenfossilien der Dinosaurier“ behandelt. Der Grund für diese Gliederung ist die Unterteilung der Lebensspuren in Wirbellose und Wirbeltiere. Neben den erwähnten Dinosaurierfährten, lassen sich zusätzlich die Spuren des Bioturbationstypus XIV und Grabaktivitäten von Muscheln (*Lockeia* sp.) nachweisen.

Der Bioturbationstyp XIV sensu Pelzer beinhaltet biogene Strukturen, die großflächig auf der Sohlfläche von Sandsteinen auftreten (Pelzer 1998). Die Ichnofossilien liegen in einer Epi-Relieferhaltung vor und weisen einen länglichen, mandel- bis spindelförmigen Umriss auf (Abb. 23 A). Interne Gefüge- oder Materialunterschiede zum umgebenden Material sind nicht zu erkennen. Die zusammenhanglose Anordnung der einzelnen Strukturen lässt eine nicht biogene Herkunft durch

Abb. 23 **A** Bioturbationstypus XIV (Pelzer 1998) auf isoliertem Sandsteinblock im aktiven Obernkirchener Sandsteinbruch. **B** Isolierter Feinsandstein mit *Lockeia* sp. im Hessischen Bruch aus der Bank AB 7 (Tafel 2 B Beilagenblatt). Länge des Stiftes 18 cm, Länge des Hammers 30 cm.

Trockenrisse ausschließen (Pelzer 1998). Auf Grund der fehlenden Überlieferung des Erzeugers lässt sich die Herkunft der Organismengruppe nicht eindeutig klären. Als Erzeuger sind demnach skelettlose Invertebraten anzunehmen. Die Strukturen befinden sich auf isolierten Sandsteinblöcken im aktiven Steinbruch und im Hessischen Bruch. Eine eindeutige stratigrafische Zuordnung der beobachteten Spuren war nicht möglich.

Neben dem Bioturbations-Typus XIV sind im Obernkirchen-Sandstein des Arbeitsgebiets Grabspuren von Bivalven zu beobachten (Abb. 23 B). Es handelt sich dabei um den Spurentypus *Lockeia* sp. Dieser ist durch vertikale Ausstülpungen an Sohlflächen gekennzeichnet und entstand durch sich in einem steilen Winkel in das Substrat eingrabende Muscheln. Diese Arten der Spuren sind vor allem im Hessischen Bruch der Obernkirchener Sandsteinbrüche zu beobachten und befinden sich an der Basis der Bank AB 9 (Tafel 2 B Beilagenblatt).

Die fossile Muschelfauna (Neomiodontiden)

Neomiodontiden sind relativ häufig in der Isterberg-Formation und Deister-Formation des Bückebergs. Sie sind sowohl im Unteren „Wealden"-Schiefer als auch im Obernkirchen-Sandstein stark vertreten. Die Familie der Neomiodontiden ist eine homogene Gruppe innerhalb der Superfamilie Arcticacea. Zusammen mit vereinzelt vorkommenden Unioniden (Abb. 24 B), einer weiteren Gruppe der Muscheln im Untersuchungsgebiet, sind sie Indikator für ein oligohalines bis mesohalines Milieu innerhalb der oben genannten Formationen. Die Muschelschalen sind in zwei unterschiedlichen Varianten erhalten. Die Muschelreste des Unteren „Wealden"-Schiefer sind deutlich als Steinkerne auf der Sedimentoberfläche in einer „konvex-oben" Position überliefert. Sie zeigen eine gut erkennbare Struktur und sind in den meisten Fällen vollständig. Die Erhaltung des Obernkirchen-Sandstein umfasst neben der aus dem Unteren „Wealden"-Schiefer bekannten Steinkernerhaltung zusätzlich Hohlformen der Schalen auf. Die Position der Muscheln schwankt von „konvex-oben" bis „unregelmäßig" innerhalb des Sandsteins. Auf vielen Muschelschalen befindet sich ein weißes Residuum. Die originale Schale wurde wie bei den Knochen beobachtet zu einem großen Teil postsedimentär gelöst.

A
1 cm
B
1 cm
C
1 cm
D
1 cm
E
3 cm

Abb. 24 (siehe gegenüberliegende Seite) Muscheln aus dem Arbeitsgebiet. **A** *Neomiodon* sp., Erhaltung als Abdruck auf einem Lesestein (Obernkirchen-Sandstein). **B** Doppelklappige Muschel (Unionidae) aus dem Unteren „Wealden"-Schiefer von Liekwegen. **C** Doppelklappige Neomiodontiden aus dem Obernkirchener Sandsteinbrüchen (Obernkirchen-Sandstein) mit weißen Rückständen von den ehemaligen Karbonatschalen. **D** Doppelklappiger Steinkern einer Neomiodontiden auf einem Lesestein (Obernkirchen-Sandstein). **E** Muschelabdrücke aus dem Unteren „Wealden"-Schiefer bei Liekwegen mit Eisenoxidschicht. Die Funde **A**, **C** und **D** stammen von Halden aus dem aktiven Obernkirchener Sandsteinbruch. Länge des Hammers etwa 30 cm.

Besonders auffällig sind die zahlreichen doppelklappigen Individuen innerhalb des Obernkirchen-Sandstein (Abb. 24 C, D). Diese Art der Erhaltung lässt Rückschlüsse auf die taphonomischen Prozesse der Muschelschalen zu. Es handelt sich hierbei um in-situ Einbettungen der Schalen, die noch vor ihrem Tod im Substrat sedimentiert wurden. Im Regelfall fallen nach dem Tod einer Muschel und der Verwesung der Ligamente die Schalen sehr schnell auseinander. Schon geringe Strömungen können ausreichen, um die beiden Muschelschalen zu zerstreuen. Somit liegen die Schalen im Regelfall disartikuliert vor. Im Unteren „Wealden"-Schiefer, der durch isolierte Muscheln gekennzeichnet ist, konnte nur ein einzelner Fund einer doppelklappigen aufgeklappten Muschel im Steinbruch Liekwegen dokumentiert werden (Abb. 24 B).

Huckriede (1967) ordnet die Muscheln der Tonsteine von Obernkirchen den beiden Arten *Cyrena heysii* und *C. kochii* zu. Zusätzlich können die beiden Arten mit der Süß- bis Brackwasser-Ostrakode *Cypridea inaequalis* vergesellschaftet sein und gehören in das Niveau des Hauptkohleflözes. Das Vorkommen der oft nur fragmentarisch erhaltenen und zu den Süß- bis Brackwasser-Gastropoden gehörenden Viviparidien ist auf den Obernkirchen-Sandstein beschränkt.

Die Spurenfossilien der Dinosaurier

Zu den paläontologischen Besonderheiten des Untersuchungsgebiets gehören Fährten von großen und kleineren Dinosauriern. Dreizehige Trittsiegel aus dem Gebiet des Bückebergs haben seit dem 19. Jahrhundert das Hauptaugenmerk der paläontologischen Arbeiten in diesem Gebiet auf sich gezogen (Ballerstedt 1905, 1914, 1920) und waren auch der Anlass der vorliegenden Kartierungsarbeiten. Bereits 1880 beschrieb Struckmann dreizehige Fußabdrücke aus den unterkretazischen Sandsteinen Nordwestdeutschlands bei Bad Rehburg als „vogelähnliche Thierfährten" und ordnete diese der Dinosauriergattung *Iguanodon* zu. Die Identifizierung des Erzeugers von Fußabdrücken bleibt jedoch bis heute in der Regel problematisch, denn verschiedene Faktoren können das Erscheinungsbild eines Trittsiegels nachhaltig verändern. Knochenreste von möglichen Erzeugern sind in den Obernkirchen-Sandsteinschichten äußerst selten zu finden. Nach Haubold (1990) kommt angesichts der wenigen Skelettreste den Fährten der Unterkreide eine besondere Bedeutung zu.

Ob und wie ein Fußabdruck erhalten wird, ist von unterschiedlichen Prozessen abhängig. Dazu gehören Umweltbedingungen wie stehende Gewässer mit nur geringem Wellengang (das vermindert eine schnelle Zerstörung), spurenstabilisierende Biofilme auf der Bodenoberfläche, flache lichtdurchflutete Lagunentümpel und die „On-Top"-Versiegelung durch die sporadische Zufuhr von Sediment (Fischer 1998).

Die Entstehung und nachfolgende Konservierung der Fährten im

Obernkirchen-Sandstein des Bückebergs erfolgte in zwei Phasen: 1. das Erzeugen der Spuren auf dem Boden eines flachen und ruhigen Gewässers, und 2. kam es bereits kurz nach dem Auftreten durch Wellengang und leichte Strömungen zur Verwischung von Details der Trittsiegel und zur Auslöschung von Fährtenteilen.

Das ließ sich besonders gut im Hessischen Bruch der Obernkirchener Sandsteinbrüche beobachten (Aufschlusspunkt A10, Abb. 34 und Tafel 4 Beilagenblatt). Im zentralen Bereich der oberen Steinbruchsohle war eine etwa 10 m lange Fährte eines ornithopoden Dinosauriers aufgeschlossen, deren Überlieferung nur fragmentarisch war (Tafel 2 B Beilagenblatt). Der Erhaltungsgrad der einzelnen Trittsiegel innerhalb der Fährte ist sehr unterschiedlich. Hinzu kommen Lücken und ein abruptes Ende der Fährte. Die teils schlechte Erhaltung und Lückenhaftigkeit ist auf eine kurz nach Entstehung stattgefundene Zerstörung der einzelnen Trittsiegel zurückzuführen.

Tonbeläge und eventuell vorhandene Biomatten aus Algen (z. B. Diatomeen, Bakterien u.ä.) auf dem Boden, die jedoch nicht dokumentiert sind, wirkten sich schützend auf die Erhaltung der Spuren aus. Beim zweiten Schritt erfolgte eine Überdeckung der noch vorhandenen Spuren durch Sandschüttungen. Dabei dienten die Einsenkungen der Spuren als Sandfallen. Anschließend lagerte sich bei ruhigem Wasser eine dünne Tonlage ab. Das Relief glich sich aus und weitere Schichten von neuem Sediment wurden aufgeschüttet. Diese taphonomischen Bedingungen gelten sowohl für karbonatische als auch für klastische Substrate (Fischer 1998; Schwennike 1998) wie dem Obernkirchen-Sandstein.

Die isolierten und teils in längeren Fährten vorhandenen Trittsiegel im Hessischen Bruch der Obernkirchener Sandsteinbrüche sind ausnahmslos tridactyl (dreizehig) und können ornithopoden Dinosauriern zugeordnet werden. Der Spurentypus wird als *Iguanodontipus* bezeichnet, und als Spurenerzeuger gelten sehr wahrscheinlich Vertreter der Gruppe der Iguanodontiden (mündliche Mitteilung A. Richter 2009). Diese gehören zu den Ornithischia, einer großen Gruppe pflanzenfressender Dinosaurier. Der dazu gehörige Spurenerzeuger wäre demnach ein Iguanodontide, der von seiner Anatomie vergleichbar wäre mit *Iguanodon atherfieldensis* aus dem Englischen Wealden. Nahezu vollständige Skelettfunde von *Iguanodon bernissartensis* stammen aus der Unteren Kreide Belgiens (Sarjeant et al. 1998).

Die frühesten Beschreibungen des Spurentaxons *Iguanodontipus* stützen sich auf Einzelfunde aus dem Hastings-Sandstein des Englischen Wealden (Tagart 1846). Tagart beschreibt die Spuren in einem kurzen Abstract als isolierte, vogelartige, 40 cm lange Trittsiegel. Delair (1989) und Woodhams & Hines (1989) beschreiben weiterhin Fährten aus Sussex, Dursey, Surrey und von der Isle of Wight. Jones (1862) erkannte als einer der ersten Bearbeiter einen Zusammenhang zwischen dem tridactylen Charakter des Hinterfußes von *Iguanodon* und den dreizehigen Fährten des Hastings Sandsteins und postulierte diesen als möglichen Erzeuger. Allerdings entgegnete Beckles (1862), dass es sich auch um einen unbekannten Dinosaurier mit einer ähnlichen Fußmorphologie wie *Iguanodon* handeln könnte. Für die Theorie, dass es sich bei dem Spurenerzeuger um Vertreter der Gattung *Iguanodon* handelt, spricht jedoch, dass keine andere Gruppe der Ornithopoden in der Unteren Kreide von England und Europa so weit verbreitet und erfolgreich war wie die Iguanodontiden. Hinzu kommt die Größe der

bekannten *Iguanodon*-Skelette, die in etwa mit den anhand der Trittsiegel berechneten Körpergrößen der Erzeuger übereinstimmen. Die Iguanodontiden-artigen Fährten der Obernkirchener Sandsteinbrüche sind sogar älter als die bisher bekannten Skelettfunde von *Iguanodon*. Demnach lässt sich der mögliche Spurenerzeuger lediglich innerhalb der Iguanodontidae suchen und nicht bei den teilweise ichnomorphologisch ähnlichen Hadrosauriern. Trotz der zahlreichen Funde in der Region des Bückebergs erschienen nur wenige Publikationen zu diesem Thema (Stechow 1909; Dietrich 1927; Lehmann 1978). Bereits 1881 erfolgte die Beschreibung von Dinosaurierspuren vom Bückeberg durch Grabbe (1881). Zahlreiche rundlich-ovale Saurierfährten wurden seit 1965 in Münchehagen beobachtet, aber nicht als Spuren von Dinosauriern gedeutet. Am 26./27. Juli 1979 befand sich Herr Dr. Franz-Jürgen Harms bei einer Ortsbegehung und der Beschaffung von Exponaten für ein Museum in den Steinbrüchen am Bückeberg und Münchehagen. Während der Suche nach geeigneten Ausstellungstücken für das Heimatmuseum von Georgsmarienhütte („Museum Villa Stahmer") in den Steinbrüchen, fiel Herrn Harms auf, dass auf einer verschmutzten und von LKW befahrenen Steinbruchsohle einer der Steinbrüche bei Münchehagen Saurierfährten zu beobachten waren. Bereits am 9. August 1979 setze er sich mit der Gemeindeverwaltung von Bad Rehburg in Verbindung und teilte dieser in einer schriftliche Beschreibung die Fährten und Fundlokalisation mit. In seinem Schreiben erläuterte er den Habitus der Fährten und benannte hierbei den Fährtenerzeuger als „elefantenfüßigen Saurier" und ordnete diesen demnach der Gruppe der Sauropoden zu. Weiterhin bat er in seinem Schreiben an die Gemeindeverwaltung Bad Rehburg diese Fläche als Naturdenkmal auszuweisen (Harms 2020). Auch der damalige Schulleiter von Münchagen R. Hulke (1980) erkannte, dass sich die Eindrücke zu einem Fährtenmuster zusammenfügen lassen und benannte in einem kurzen Bericht ebenfalls Sauropoden als Verursacher dieser Fährten (erschienen in „Die Harke" vom 29.11.1980). Die Fährtenflächen wurden 1983 als Naturdenkmal ernannt und mit einer 30 m langen Halle zum Schutz überbaut. Heute befindet sich der sehenswerte Dinosaurier Park Münchehagen an diesem Ort. Stratigrafisch befindet sich der Fährtenhorizont von Münchehagen ebenfalls im Obernkirchen-Sandstein, unterscheidet sich jedoch in seiner faziellen Ausbildung und den überlieferten Ichnofossilien. Der Hauptanteil der Fährten wird durch den Fährtentypus *Rotundichnus muenchehagensis* gebildet. Dieser Ichnotypus wurde von Sauropoden erzeugt und fehlt in den Ablagerungen des Bückebergs völlig. Außerdem lassen sich zahlreiche Theropodenfährten beobachten (Fischer 1998). Ornithopode Fährten lassen sich nur sehr vereinzelt finden und können wahrscheinlich ebenfalls einem Iguanodontiden als Verursacher zugeschrieben werden. Es handelt sich um die einzige Sohle mit sauropoden und iguanodontiden Fährten auf einem gemeinsamen Horizont.

Die beiden Obernkirchener Sandsteinbrüche sind die Hauptfundorte für Dinosaurierfährten seit dem letzten Jahrhundert. Im Steinbruch Liekwegen konnten jedoch während der Kartierungsarbeiten keine Spuren nachgewiesen werden. Während der Hessische Bruch der Obernkirchener Sandsteinbrüche mindestens drei Horizonte mit einer ornithopodendominierten Ichnofazies aufzeigt (Abb. 16 F und 27), sind im aktiven Steinbruch mindestens 2 Horizonte mit vergesellschafteten Ornithopoden- und Theropodenfährten

vorhanden (Abb. 28). Die Fährten des aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs unterscheiden sich zusätzlich in ihrer Zusammensetzung durch das Vorhandensein zweier neuer Fährtentaxa (Abb. 25 und 28). Sie wurden 2008 von U. Stratmann auf der zweiten Abbausohle des aktiven Steinbruchs entdeckt und sind Teil der dort noch laufenden, paläontologischen Untersuchungen. Die neuen iguanodonartigen Fährten besitzen zwei von *Iguanodontipus* differenzierte Fersenabdrücke unmittelbar hinter dem für Iguanodontiden typischen Sohlenpolster. Die Trittsiegel der iguanodonartigen sind mit einem weiteren ornithopoden Spurentaxon vergesellschaftet. Das Taxon unterscheidet sich durch die Größe des Fußabdrucks und den Winkeln zwischen den Zehenabdrücken von den Iguanodontiden-Fährten und ist lediglich auf der unteren Fährtensohle zu finden. Zusätzlich gibt es drei- und zweizehige Trittsiegel von fleischfressenden Dinosauriern (Theropoden) auf beiden Fährtenhorizonten (Abb. 25 und 28), wobei die zweizehigen Fährten ausschließlich auf der untersten Sohle auftreten. Sie lassen sich auf Grund der speziellen und einzigartigen Fußmorphologie sehr wahrscheinlich der Familie der Troodontidae zuordnen. Jedoch sind Überlieferungen aus dieser Zeit von Troodontiden weltweit sehr spärlich, so dass weiterführende Funde abzuwarten sind.

Die Erhaltung der Fährten des Hessischen Bruchs und des aktiven Steinbruchs unterscheidet sich ebenfalls voneinander. Der unterste Fährtenhorizont 1 des Hessischen Bruchs (Tafel 2 B Beilagenblatt; AB 5) weist eine ähnliche, „zertrampelte“ und unregelmäßige Oberfläche wie der erste Fährtenhorizont des aktiven Steinbruchs auf (Tafel 2 A Beilagenblatt; NB 5). Der oberste Fährtenhorizont 3 (AB 25) des Hessischen Bruchs zeigt eine unregelmäßige Erhaltung der Spuren. Viele Trittsiegel sind nur sehr schwer zu deuten und lassen sich in vielen Fällen kaum von den Unregelmäßigkeiten der Oberfläche unterscheiden (Abb. 26 B, C). Über die Erhaltung der Fährten des zweiten Horizonts lässt sich nichts Genaues sagen, da diese lediglich im Anschnitt aufgeschlossen sind (AB 11 in Tafel 2 B Beilagenblatt). Die erste Fährtensohle des aktiven Steinbruchs zeigt dagegen hervorragend erhaltene und deutlich zu erkennende Spurenfossilien. Im Gegensatz zu allen anderen Spurenhorizonten weist der obere Fährtenhorizont 2 (AB 33) des aktiven Steinbruchs deutlich tiefer eingedrückte Spuren auf (Abb. 29 A bis C). Ein Grund für die tiefen Spuren könnte ein höherer Wassergehalt im Substrat gewesen sein, der ein tieferes Einsinken bzw. Eindringen in den Boden zur Folge hatte. Prinzipiell liegen die Fährten im Arbeitsgebiet in einer negativen Epi-Relieferhaltung vor. Vereinzelte positive Hypo-Relieftrittsiegel lassen sich vor allem an der Nordostflanke des zweiten Fährtenhorizonts im aktiven Steinbruch finden.

Die Ornithopoden-Fährten des Hessischen Bruchs der Obernkirchener Sandsteinbrüche

Der Hessische Bruch der Obernkirchener Sandsteinbrüche ist durch drei Fährtenhorizonte mit Ornithopoden-Fährten gekennzeichnet. Es handelt sich demnach um eine von Ornithopoden dominierte Ichnofazies mit einer Vielzahl von Spuren. Die Trittsiegel besitzen einen dreizehigen, rundlichen Umriss und liegen in unterschiedlichen Längen von 20 bis 32 cm vor. Erzeugt werden diese Abdrücke durch den dreizehigen Hinterfuß eines Iguanodontiden, dessen Fußmorphologie sehr gut mit der Fährtenmorphologie übereinstimmt.

Typisch für *Iguanodon* ist der nahezu

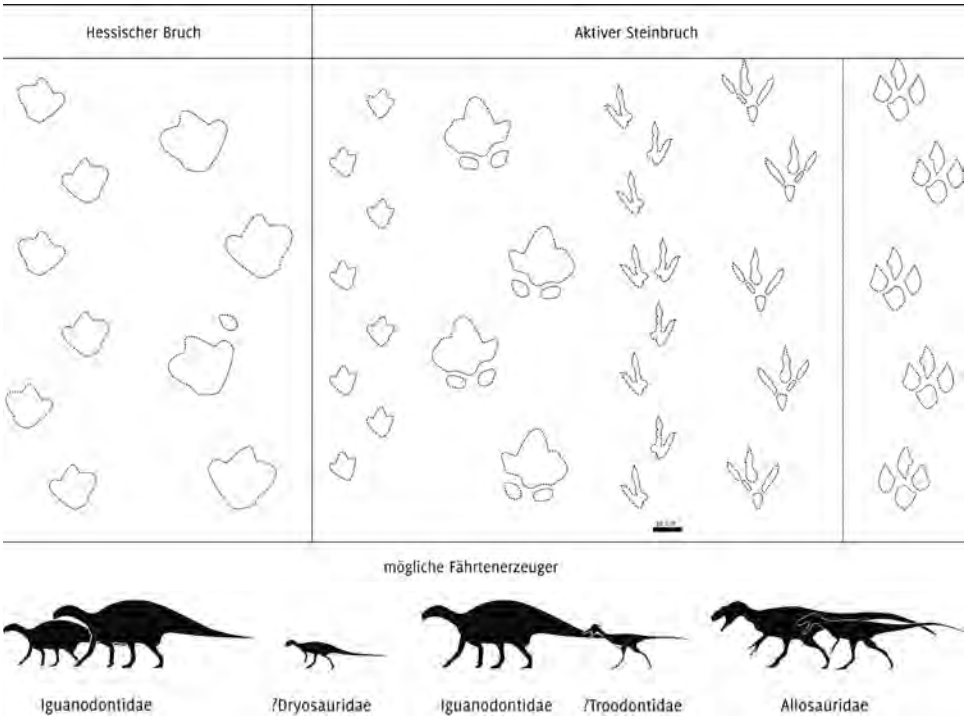


Abb. 25 Vereinfachte Darstellung der Morphologien der Ornithopoden- und Theropoden-Fährten des Untersuchungsgebiets.

bilateralsymmetrisch aufgebaute Fußabdruck, so dass die mittlere Zehe nur geringfügig länger ist als die beiden seitlichen Zehen. Die rundliche Form, die nicht erkennbaren Abdrücke der einzelnen Zehenglieder innerhalb der Spuren (ohne Polster) und die starke Reduktion der Länge der Zehenstrahlen 2 bis 4 lässt vermuten, dass sich lediglich ein einziges gemeinsames Sohlenpolster unter den drei Zehengliedern befand (Wright 2004).

Die ornithopoden Trittsiegel des Hessischen Bruchs zeigen die rundlichen Abdrücke der Zehen II, III und IV. Die Zehen I und V sind zurückgebildet und daher nicht als Eindrücke zu erkennen. Der erste Fährtenhorizont des Hessischen Bruchs weist entlang der gesamten aufgeschlossenen Fläche Belastungsmarken im Anschnitt auf. Sie befinden sich am Top der Bank AB 5 und besitzen einen rinnenartigen Charakter mit Längen von 10 bis 30 cm (Tafel 2 B Beilagenblatt). Die Länge des Anschnitts variiert auf Grund der unterschiedlichen horizontalen Orientierung auf der Schichtoberfläche. Während sich die negativen Epireliefs am Top der Bank AB 5 befinden, sitzen die positiven Hyporeliefs an der Basis der Bank AB 7. Getrennt sind die beiden Bänke durch eine 1 cm dünne Lage aus sandigem Ton (AB 6). Die Bänke AB 5 und AB 7 bestehen aus einem hellgrauen, massiven und strukturlosen Feinsandstein. Verfolgt man die Bank AB 5 in NE-Richtung weiter, so befindet sich unmittelbar an der Rampe,

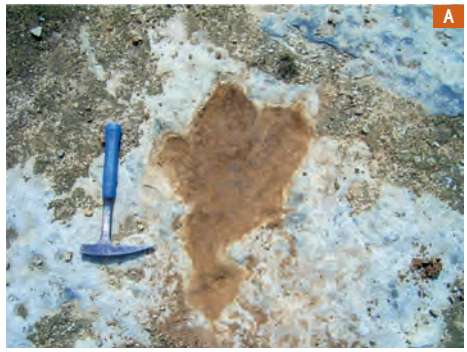
die zur oberen Steinbruchsohle führt, ein kleiner aufgeschlossener Bereich. Dieser ermöglicht eine Aufsicht der Trittsiegel auf der Schichtoberfläche von AB 5 (Aufschlusspunkt A8). Die Oberfläche wirkt stark zertrampelt und dadurch sehr unregelmäßig. Eine genaue Aussage über die Fährtenzusammensetzung lässt sich nicht eindeutig treffen, da viele der einzelnen Trittsiegel sich zu überlagern scheinen. Ein einziger ornithopoder Fußabdruck in Epirelief- und Hyporelieferhaltung lässt jedoch die Vermutung zu, dass es sich um *Iguanodontipus* handelt (Abb. 26 B).

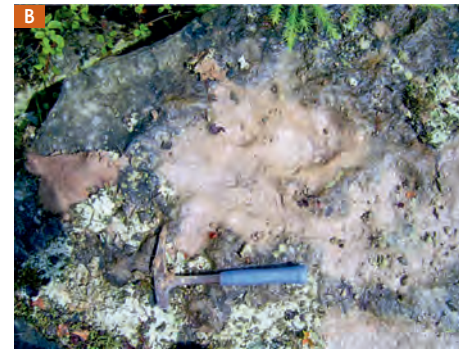
Der zweite Fährtenhorizont AB 11 des Hessischen Bruchs (Abb. 16 D, F und Abb. 27) zeigt genau wie AB 5, 10–30 cm lange Belastungsmarken im Anschnitt. Auch hier variieren die Längen durch den Anschnitt-Effekt und die unterschiedliche Orientierung der Fährten. Die Epireliefs der Spuren befinden sich am Top der Bank, die durch Steinkernerhaltung von Muscheln an der Basis eine normale Gradierung aufweist. An einigen Stellen der Bank fehlen Bereiche der überlagernden Schicht AB 12, so dass eine teilweise Aufsicht auf einzelne Trittsiegel möglich ist. Auf Grund der schlechten Erhaltung und der nur partiell möglichen Aufsicht auf die Schichtoberfläche lassen sich die Belastungsmarken lediglich als nicht näher zu bestimmende Dinosaurier-Spurenfossilien ansprechen. Den dritten Fährtenhorizont bildet die obere Steinbruchsohle des Hessischen Bruchs (AB 25). Die unregelmäßige Oberfläche der Sohle erschwert das Finden der nur teilweise gut erhaltenen Trittsiegel. Die Spuren sind oftmals isoliert, erstrecken sich jedoch über die gesamte Sohle. Die Orientierung der einzelnen Spuren streut so stark, dass eine bevorzugte Wanderroute nicht ausgemacht werden kann (Abb. 27).

Eine Besonderheit stellt der Abdruck

Abb. 26 (siehe gegenüberliegende Seite) Fährten der Spurengattung *Iguanodontipus* im Hessischen Steinbruch (siehe auch Tafel 2 B Beilagenblatt). **A** Rechter Vorder- und Hinterfußabdruck (Bank AB 25). **B** Isoliertes Trittsiegel (Bank AB 5). **C** tiefes Trittsiegel vermutlich eines Jungtieres (Bank AB 5). **D–H** Verschiedene Fußabdrücke von Iguanodontiden (Bank AB 25). Länge des Trittsiegels in **F** beträgt etwa 35 cm. **H** Isolierter Sandsteinblock mit Hyporelief eines nicht näher bestimmbaren Trittsiegels. Länge des Hammers beträgt 30 cm. Länge des Handschuhs beträgt etwa 20 cm.

von Manus (Hand) und Pes (Fuß) eines Iguanodontiden dar (Abb. 26 A). Auch andere Fundstellen in Spanien und England zeigen Fährten mit Handabdrücken von großen Ornithopoden. Generell ist die Anzahl an Fundlokalitäten mit Hand- und Fußabdrücken im Vergleich mit Fundlokalitäten ohne Handabdrücke und nur Fußabdrücken deutlich geringer. Das Fehlen der Handabdrücke bei ähnlichen Spurentaxa lässt Raum für Spekulationen. Eine Möglichkeit für das Fehlen eines Handabdrucks könnte die beim Laufen erfolgende Überprägung durch den Fußabdruck sein. Eine zweite denkbare Variante wäre, dass die Handabdrücke zu schwach in das Sediment eingedrückt wurden. Später wäre ein möglicher Abdruck im Sediment nur schwer oder nicht zu erkennen. Eine andere Möglichkeit könnte eine überwiegend zweibeinige (bipede) Fortbewegung des Tieres sein. Weitere äußere Faktoren, wie die Substratbeschaffenheit, könnten ebenfalls eine Rolle bei der Wahl einer bipeden oder quadrupeden Fortbewegung gespielt haben. Die Iguanodontiden könnten sich dementsprechend „falkultativ“ und nicht obligatorisch quadruped bewegt haben. Ebenfalls denkbar wäre es, dass die unterschiedlichen quadrupeden und bipeden Fährten von verschiedenen, noch nicht entdeckten Arten von Iguanodontiden oder ähnlichen großwüchsigen Ornithopoden erzeugt wurden.


A


B

C

D

E

F

G

H

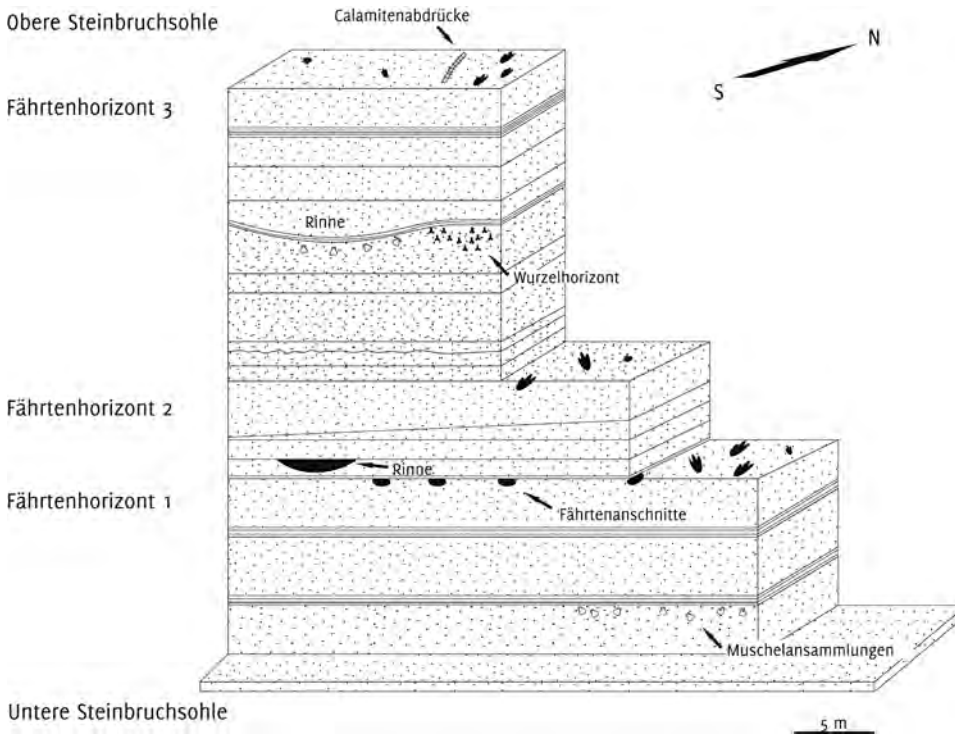


Abb. 27 Vereinfachtes Profil des Aufschlusspunkts A7 im Hessischen Bruch mit den drei gekennzeichneten Fährtenhorizonten AB 5, AB 11, AB 25 (siehe auch Abb. 34 sowie Tafel 2 B und 4 Beilagenblatt).

Die Form des Handabdrucks im Hessischen Bruch der Obernkirchener Sandsteinbrüche erscheint oval und befindet sich direkt hinter dem Hinterfußabdruck (Abb. 26 A). Innerhalb des Handabdrucks befinden sich drei kleinere Vertiefungen, die möglicherweise durch die distalen Bereiche der drei Finger („Zehenspitzen") erzeugt wurden.

Verschiedene kleinere, isolierte Spuren mit Längen von bis zu 20 cm zeigen eine vergleichbare Fußmorphologie wie die der größeren Exemplare (Abb. 26). Demnach wäre es denkbar, dass es sich bei den kleinen Fährten um Abdrücke von Jungtieren handelt. Es ist also anzunehmen, dass Jungtiere der Iguanodontiden zusammen mit ihren Elterntieren wanderten, was auch die Fährten der zweiten Fährtensohle im aktiven Steinbruch nahelegen. Dieser wird zurzeit noch wissenschaftlich bearbeitet (mündliche Mitteilung A. Böhme 2009).

Die Ornithopodenfährten des aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs

Der aktive Obernkirchener Sandsteinbruch ist die zweite große Fundstelle für Fährten von Dinosauriern im Arbeitsgebiet (Abb. 29 und 30). Der Bruch enthält lateral weitverbreitete Bereiche mit zahlreichen Trittsiegeln von Dinosauriern

(Aufschlusspunkte A12, A14 und A15 Tafel 4 Beilagenblatt). Bekannt sind bisher zwei Fährtenhorizonte mit einer weltweit einmaligen Vergesellschaftung an Spuren von ornithopoden und theropoden Dinosauriern (Richter & Böhme 2016).

Die Spuren befinden sich auf der Oberfläche der Bank NB 5 (Tafel 2 A Beilagenblatt). Die Bank besteht aus einem hellgrauen bis gelblichen Feinsandstein, dessen Oberfläche mit einem dünnen sandigen Tonhäutchen überzogen ist.

Die Fußmorphologie der großen ornithopoden Spuren lässt sich Iguanodontiden (cf. *Iguanodontipus*) zuordnen und zeigt den typischen, dreizehigen, rundlichen Umriss (Abb. 29 A–C). Interessanterweise befindet sich ein weiteres, kleineres Ornithopoden-Ichnotaxon auf derselben Fährtenfläche. Die mit bis zu maximal 16,2 cm langen, kleineren Fährten ähneln in ihrer Gestalt den Trittsiegeln von Heterodontosauriern, basalen Ornithopoden, Dryosauriern und/oder Marginocephalier (Hübner 2016, Richter & Böhme 2016). Sie sind ebenfalls dreizehig und weisen an den Enden der Zehen keine Krallenabdrücke auf (Richter & Böhme 2016). Die Winkel zwischen den Zehen II, III und IV stimmen mit denen anderer kleiner Ornithopoda überein.

Der zweite Fährtenhorizont (Abb. 29 A bis C) enthält zwei verschiedene, große ornithopode Fährtentypen. Der eine besitzt die für *Iguanodontipus* typische Fußmorphologie. Der zweite Typus zeigt eine vergleichbare Fußmorphologie, unterscheidet sich jedoch von „normalen" Iguanodontiden-Fährten durch zwei differenzierte Abdrücke der Mittelfußknochen, bzw. des Mittelfußes (trotz der Abweichung vom menschlichen Fuß nachfolgend „Ferse" genannt) (Abb. 30 F). Die zwei parallelen, halbmondförmigen Vertiefungen befinden sich direkt hinter der für *Iguanodontipus* typischen Ferse. Die Vertiefungen erscheinen rundlich bis oval und erinnern an die Abdrücke der Vorderextremitäten bei Iguanodontiden und Hadrosauriden (vgl. Abschnitt „Ornithopoden-Fährten des Hessischen Bruchs der Obernkirchener Sandsteinbrüche"). Die strenge Parallelität und der immer gleiche Abstand lassen vermuten, dass die Eindrücke hinter dem Fußabdruck durch eine mit dem Fuß verbundene Struktur oder Knochen erzeugt wurden. Es könnten demnach ein Fersenpolster oder Sporne für die Erzeugung einer solchen Spur verantwortlich gewesen sein, die nicht überliefert wurden. Weitergehende Untersuchungen zu dieser Thematik sind noch abzuwarten (A. Böhme in Vorbereitung).

Neben den beiden Fährtentypen sind zusätzlich 2 bis 3 große Theropoden-Trittsiegel auf dem zweiten Fährtenhorizont vorhanden, die jedoch nur sehr schlecht erhalten sind. Die zweite Fährtensohle ist demnach eine ornithopodendominierte Ichnofazies (Abb. 28). Die Dichte der Spuren auf der Oberfläche ist geringer als auf der ersten Fährtensohle. Hinzu kommt die tiefere Einsenkung der Spuren in das Sediment. Die Fährten befinden sich an dem unregelmäßig ausgebildeten Top der Bank NB 33 (Tafel 2 A Beilagenblatt).

Die Theropodenfährten des aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs

Neben den oben beschriebenen, ornithopoden Spuren sind auf beiden Fährtenhorizonten zusätzlich Fährten von theropoden Dinosauriern aufzufinden (Richter & Böhme 2016). Während der Kartierungsarbeiten konnten im Hessischen Bruch keine eindeutigen Fährten von fleischfressenden Dinosauriern nachgewiesen werden. Somit bleibt der aktive Steinbruch bisher die einzige Lokalität für Theropoden-Trittsiegel im Arbeitsgebiet.

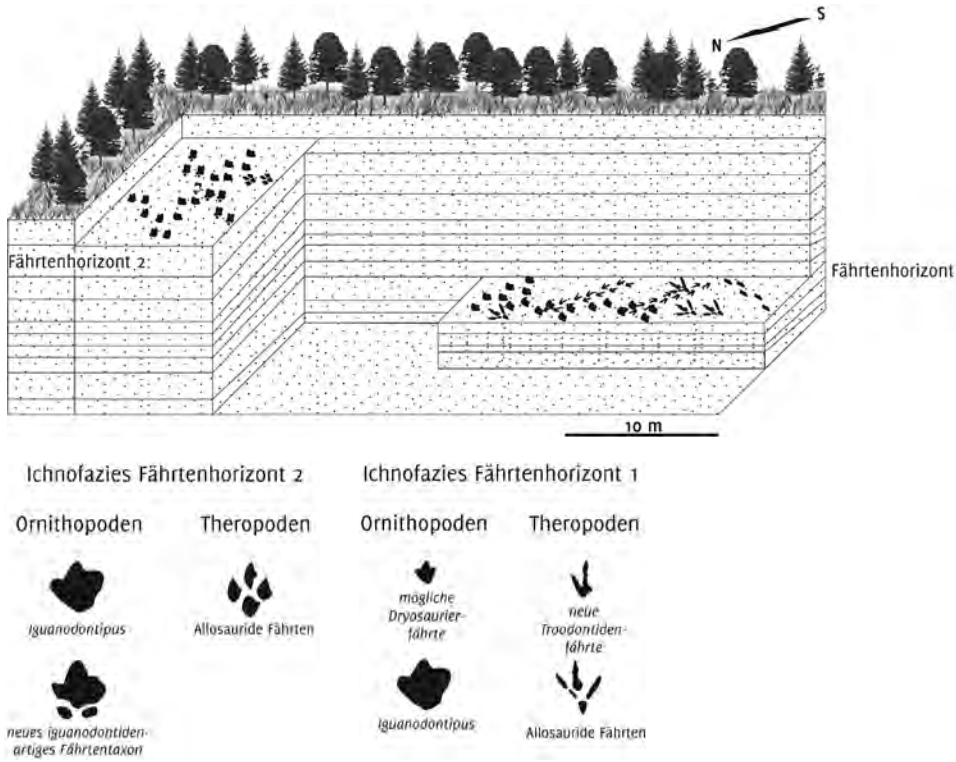


Abb. 28 Vereinfachte Aufschlussskizze der Fundlokalität im aktiven Obernkirchener Sandsteinbruch. Gekennzeichnet sind die zwei Fährtenhorizonte mit den verschiedenen Ichnofazien. Es ist möglich, dass der Fährtenhorizont 1 (Tafel 2 A Beilagenblatt; NB 5) mit dem ersten Fährtenhorizont des Hessischen Steinbruchs (Tafel 2 B Beilagenblatt; AB 5; Abb. 27) übereinstimmt. Allerdings lassen sich die Fährtenhorizonte aufgrund der kleinräumigen faziellen Unterschiede nur schwer bis gar nicht korrelieren.

Die Fährten der Theropoden des aktiven Steinbruchs lassen sich in mindestens 4 Fußmorphologien differenzieren (Richter & Böhme 2016).

Die meisten Theropoden weisen einen funktional tridactylen Fuß auf. Die Füße der Theropoden sind im Gegensatz zu denen von Ornithopoden asymmetrisch aufgebaut. Die einzelnen drei Zehenglieder sind demnach unterschiedlich lang (Abb. 25, 29 D und 30 E). Die Phalangen des IV. Zehes sind gegenüber den Zehengliedern der II. Zehe deutlich schmaler und länger. Die III. und mittlere Zehe ist demnach die

Abb. 29 (siehe gegenüberliegende Seite) Verschiedene Trittsiegel und Fährten von Ornithopoden und Theropoden im aktiven Steinbruch. **A** und **B** zeigen Iguanodontiden-Fährten auf dem zweiten Fährtenhorizont (NB 33). **C** Tief eingedrücktes Trittsiegels eines Iguanodontiden (Länge beträgt etwa 35 cm). **D** Trittsiegel eines Theropoden mit erkennbaren Zehenpolstern und Klauenabdrücken. **E** Zweizehiger Fußabdruck eines ?Troodontiden auf dem ersten Fährtenhorizont (NB 5). **F** Zwei nicht näher zu definierende Trittsiegel am Aufschlusspunkt A12 (siehe auch Abb. 34 und Tafel 4 Beilagenblatt). Länge des Hammers beträgt 30 cm.

A

B

C

D

E

F

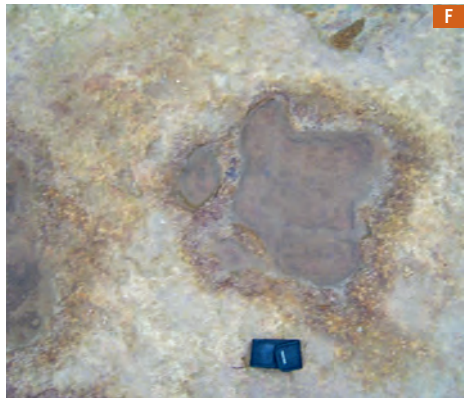
A

B

C

D

E


F

G

Abb. 30 (siehe gegenüberliegende Seite) Verschiedene Trittsiegel und Fährten von Ornithopoden und Theropoden im aktiven Steinbruch. **A** Mögliches isoliertes Theropoden-Trittsiegel am Aufschlusspunkt A16 (siehe auch Abb. 34 und Tafel 4 Beilagenblatt). **B** Kleiner Fußabdruck eines Iguanodontiden am Aufschlusspunkt A16 (siehe auch Abb. 34 und Tafel 4 Beilagenblatt). **C** Fährtenplatte mit Hyporelief-Abdrücken von möglichen Jungtieren. **D** Teilabdruck eines Iguanodontiden in Hyporelieferhaltung auf einem isolierten Sandsteinblock. **E** Theropoden-Fußabdruck auf dem ersten Fährtenhorizont NB 5 (Länge beträgt etwa 38 cm). **F** Neuer iguanodontider Fährtentypus auf dem zweiten Fährtenhorizont NB 33. **G** Hyporelief eines Iguanodontiden-Fußabdrucks.
Die Länge des Hammers beträgt 30 cm, die Länge der Fototasche etwa 10 cm.

längste und hebt sich sehr deutlich von der II. und IV. Zehe ab. Der entfernteste Punkt der Theropodenfährten wird durch das Ende des IV. Zehenabdrucks gebildet. Die längeren Phalangen lassen sich mit Hilfe von Sohlenpolstern in den Abdrücken identifizieren (Abb. 29 D und 30 E). Nicht jedes Trittsiegel von Theropoden weist jedoch diese Sohlenpolster auf. Auf der ersten Sohle des aktiven Sandsteinbruchs sind die Polster sehr gut ausgebildet.

Die häufig vorhandenen Klauenabdrücke an den vorderen Enden der Zehen können unterschiedliche Umrisse aufweisen. Sie besitzen eine aciculare (nadelförmige) bis triangulare Form und können je nach Größe des Fußabdrucks scharf oder stumpf wirken.

Die Achse der III. Zehe (mittlere Zehe) verläuft bei Theropodenfährten nahezu parallel zur Fährtenachse. In den meisten Fällen sind die Zehen der Spuren zur Fährtenmittellinie geneigt (Thulborn 1990; Wright 1996). Das trifft auch für die großen Ornithopoden-Trittsiegel des Arbeitsgebiets zu. Als Erzeuger der großen Theropodenfährten kommen eine Vielzahl von Genera aus den Gruppen der Tetanurae, Allosauroidea und Coelurosauria in Frage (T. van der Lubbe, schriftliche Mitteilung). Eine Unterscheidung der großen Theropodenfährten und der Ornithopodenfährten mit Hilfe der Winkel zwischen den Zehen allein ist nur bedingt möglich. Zwar unterscheiden sich die Theropoden von den Ornithopoden durch einen prinzipiell kleineren Winkel zwischen den Zehen, jedoch kann dieser innerhalb einer Fährte durchaus variieren (Wright 2004). Eine eindeutige Aussage, ob es sich um einen Theropoden handelt, ist auf diesem Wege nicht möglich. Lediglich die vorhandenen Klauenabdrücke, die konischere Form der Zehenabdrücke und das Verhältnis zwischen Länge und Breite einer Fährte (Theropoden < 1, Ornithopoden ≥ 1) können als ein mögliches Indiz für die Unterscheidung der Spuren verwendet werden.

Knochenfunde von großen Theropoden aus den Schichten der Barsinghausen-Subformation (Deister-Formation), die einen Aufschluss über die Erzeuger geben könnten, fehlen bis heute. Diverse Funde von Allosauriern wie *Valdoraptor oweni, Becklespinax altispinax* und *Neovenator salerii* sind in den Schichten der Unteren Kreide von England zu finden (Naish 2003). Allerdings stammen diese Skelettfunde aus dem Valanginium und Barremium von England und sind somit jünger als die Fährten des Bückebergs.

Die zweite Gruppe von Theropodenspuren stellt eine Besonderheit für die Unterkreide von Westeuropa dar. Es handelt sich hierbei um didactyle (zweizehige) Trittsiegel, die zusammen mit kleinen und großen Ornithopoden- und großen Theropodenfährten auf der ersten Fährtensohle des aktiven Steinbruchs vorkommen (Abb. 25

Abb. 31 A Nicht bestimmter Knochenabdruck aus dem aktiven Obernkirchen Sandsteinbruch (Lesesteinvorkommen L3; siehe auch Abb. 34 und Tafel 4 Beilagenblatt). Teilweise ist die Hohlform noch mit einem weißem Residuum des ehemaligen Knochenmaterials verfüllt. B Rippenabdruck in einem Sandstein, ebenfalls mit weißem Residuum aus dem aktiven Obernkirchener Sandsteinbruch (Lesesteinvorkommen L4, siehe auch Abb. 34 und Tafel 4 Beilagenblatt) (Foto B A. Böhme 2009).

und 29 E). Es handelt sich um Spuren von Troodontiden, einer Familie der Dromaesaurier (Sichelklauendinosaurier; Richter & Böhme 2016).

Körperfossilien der Troodontidae sind vor allem aus den kretazischen Schichten von Nordamerika und Asien gut dokumentiert. In Europa sind Überreste dieser Familie jedoch bis auf einige Zahnfunde bisher nicht bekannt. Die Fährten auf dem Bückeberg sind der erste Nachweis für die Präsenz von Troodontiden in Nordwesteuropa während der basalen Unteren Kreide und geben neue Erkenntnisse über die geografische Verbreitung dieser Familie und ihre Variabilität: Die norddeutschen Fährten lassen auf recht stattliche, bis 1,50 m lange Troodontiden schließen, wohingegen vor allem die chinesischen Körperfossilien/Skelette deutlich kleiner sind.

Die Körperfossilien der Wirbeltierfauna (Vertebraten)

Bei den gefundenen Wirbeltierresten handelt es sich ausschließlich um die für den Obernkirchen-Sandstein typische Hohlraumerhaltung von Knochen. Während des aktiven Abbaus des Obernkirchen-Sandstein im Arbeitsgebiet wurden zahlreiche Überreste von Wirbeltieren zutage gefördert. Mit der zunehmenden Schließung der meisten Pingen und der kleineren Brüche, nahm auch die Anzahl der Neufunde ab. Prinzipiell ist die Funddichte an fossilen Vertebraten (Wirbeltieren) des Obernkirchen-Sandstein gering. Bis heute ergibt das eine überschaubare Anzahl an Wirbeltierfunden. Demnach ist jeder einzelne Fund von umso höherer Bedeutung.

Zu den körperlich erhaltenen Wirbeltierresten gehören großwüchsige Schildkröten, Krokodile, Süßwasserformen von Plesiosauriern, Fische, Pterosaurier und ein einziger Dinosaurier *(Stenopelix valdensis)*.

Dames (1884) beschreibt den ersten nachgewiesenen Skelettrest eines *Iguanodon* aus dem Unteren „Wealden"-Schiefer der Isterberg-Formation. Der Fund stammt aus dem unteren Bereich des Hauptkohleflözes im Marien-Schacht der Grube Körrssen bei Stadthagen. Es handelt sich hierbei um den Rest eines Humerus (Oberarmknochen). Dunker (1843/1844) erwähnt im Programm der höheren Gewerbeschule in Cassel einen in Obernkirchen gefundenen Zahn eines *Iguanodon* und Struckmann (1894) beschreibt ebenfalls einen *Iguanodon*-Zahn aus dem „Wealden" von Sehnde bei Lehrte. Weitere Überreste, wie ein nahezu vollständig erhaltener Schmelzschuppenfisch, Krokodilschädel von *Goniopholis pugnax* und *Pholidosaurus schaumburgensis,* Süßwasser-Plesiosaurier (*Plesiosaurus pugnax* (Koken 1887), ein Unterkieferfragment von *Ctenochasma roemeri* (Flugsaurier) aus dem Deister (Meyer 1852) und ein unvollständiges Skelett von *Stenopelix valdensis* (Meyer 1859) stammen hauptsächlich aus dem Obernkirchen-Sandstein und bilden im Gegensatz zu den zahlreichen Spurenfossilien eine überschaubare Anzahl an Fossilfunden.

Die geringe Funddichte an fossilem Wirbeltiermaterial ist sehr wahrscheinlich auf den während des Berriasium existierenden Lebensraum zurückzuführen. Die Deltaebene im südöstlichen Bereich des Niedersächsischen Beckens, aus der der Obernkirchen-Sandstein hervorging, war anscheinend trotz eines gewissen Nahrungsangebots nicht der primäre Lebensraum größerer Ornithopoden und Theropoden. Die große Anzahl an Fährten lässt jedoch auf Gruppen und somit auf wiederholt auftretende Wanderungen von Iguanodontiden-Herden schließen und steht somit im absoluten Gegensatz zu den bisher gefundenen Skelettresten.

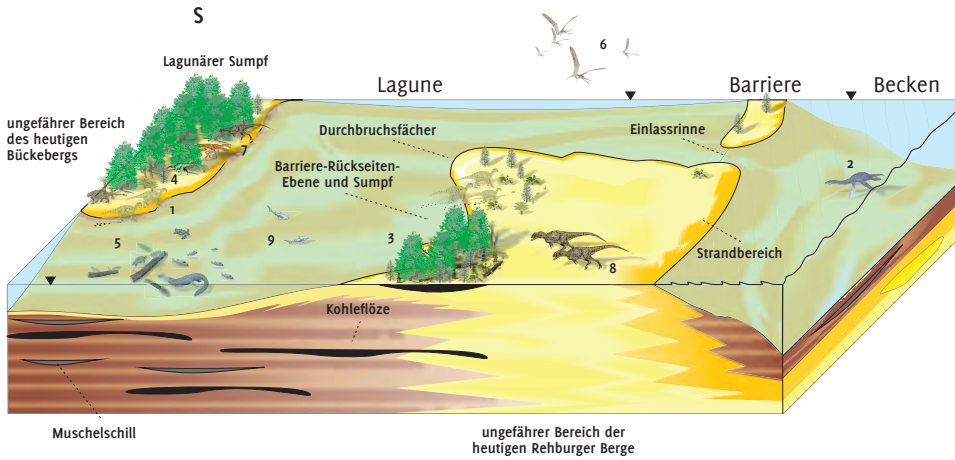


Abb. 32 Vereinfachte Rekonstruktion der Ablagerungsmilieus im Hannoverschen Bergland: 1) Strandbereich des heutigen Bückebergs mit einer Herde Iguanodontiden. 2) Ein aus dem Becken in die Lagune einwandernder Süßwasser-Plesiosaurier (*Brancasaurus* sp. und weitere Arten, die bisher nicht bestimmt werden konnten). 3) Barriererückseiten-Ebene und -Sumpf mit *Matonidium, Nilssonia, Sagenopteris, Zamites, Ginkgoites, Dictyophyllum* und *Abietites*. 4) Der im Harrl gefundene und einzige aus der Barsinghausen-Subformation bekannte Dinosaurier *Stenopelix valdensis*. 5) Vergesellschaftung von Krokodilen *(Goniopholis simus)*, großen Ganoidfischen und Schildkröten mit aus Baumstämmen und Blättern bestehendem Treibgut. 6) Flugsaurier *Ctenochasma roemeri*, dessen Überreste in den Schichten des Obernkirchen-Sandstein im Gebiet des heutigen Deisters gefunden wurden (Meyer 1852; Bennett 2007). 7) kleinere Theropoden (wahrscheinlich Troodontiden), die ebenfalls die Lagunen- und Strandbereiche aufsuchen. 8) größere Theropoden, die die lagunären Sümpfe und Strandbereiche nach Nahrung durchsuchen. 9) ein Rückenflossenstachel *(Hybodus)* aus dem Harrl zeigt, dass auch größere Süßwasserhaie in den Lagunen lebten. Geändert nach Pelzer (1998). Zeichnungen des Plesiosauriers 2) und der Dinosaurier 7) und 8) geändert nach Mineo Shiraishi.

Die wenigen Funde lassen zudem vermuten, dass die ehemaligen Strandbereiche und Lagunen entlang des Deltas als Wanderrouten von pflanzenfressenden Dinosauriern von einem Weidegrund zu einem anderen genutzt wurden. Die Gruppen von Iguanodontiden lockten vermutlich fleischfressende Theropoden besonders an Stränden und in den Lagunen an, an denen keine Deckung vorhanden war und ein schlammiger Untergrund die Jagd begünstigte.

Der bis heute einmalige Fund eines zu großen Teilen artikulierten, aber dennoch unvollständigen Dinosauriers *(Stenopelix valdensis)* könnte als ein eingeschwemmter Kadaver interpretiert werden. Von *S. valdensis* ist lediglich der Großteil des postcranialen Skelettes bekannt. Die zahlreichen Calamiten-Reste innerhalb dieser Bänke am Fundort am Harrl lassen ebenfalls den Schluss zu, dass von Zeit zu Zeit stärkere Strömungen vorgeherrscht haben müssen, die für den Transport von größeren Pflanzenmaterial und toten Tieren notwendig waren. Bei den seltenen Knochenabdrücken von Plesiosauriern, wie *Plesiosaurus pugnax*, handelt es sich um Süßwasserformen, die im Becken lebten und wahrscheinlich durch Verbindungen zum Meer

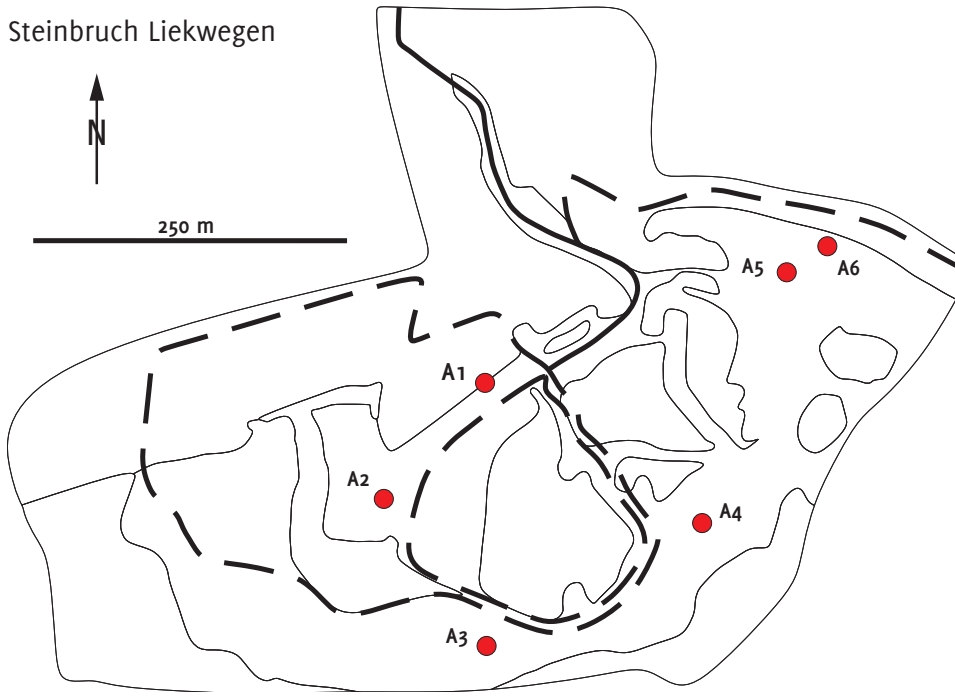


Abb. 33 Steinbruchskizze des Steinbruchs Liekwegen im Norden des Kartiergebiets mit eingetragenen Aufschlüssen (A1 bis A6, siehe auch Tafel 4 Beilagenblatt). Steinbruchsituation September 2009. Umgezeichnet nach Google Earth.

einwanderten. Krokodile und Schildkröten könnten die lagunären Bereiche des Deltas belebt haben und sind wahrscheinlich nur über kurze Distanzen bis zum Einbettungsort transportiert worden.

Bei den Fossilien, die kurz vor oder während der Kartierung entdeckt wurden, handelt es sich um nicht näher bestimmte, disartikulierte Teilabdrücke von Knochen. Abb. 31 B zeigt einen Rippenabdruck, der jedoch durch den Abbaufortschritt verloren ging. Der zweite Teilabdruck (Abb. 31 A) wurde vom Autor während der Kartierungsarbeiten gefunden, konnte aber nicht näher bestimmt werden. Die beiden Abdrücke sind in isolierten Sandsteinblöcken gefunden worden, das erschwert eine stratigrafische Einordnung. Lediglich die Lage der Sandsteinblöcke oberhalb der zweiten Abbausohle des aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs gibt einen Hinweis auf deren ursprüngliche Lage. Das bedeutet, dass die Blöcke sehr wahrscheinlich aus den oberen 5 Metern des im aktiven Steinbruch aufgeschlossenen Obernkirchen-Sandstein stammen.

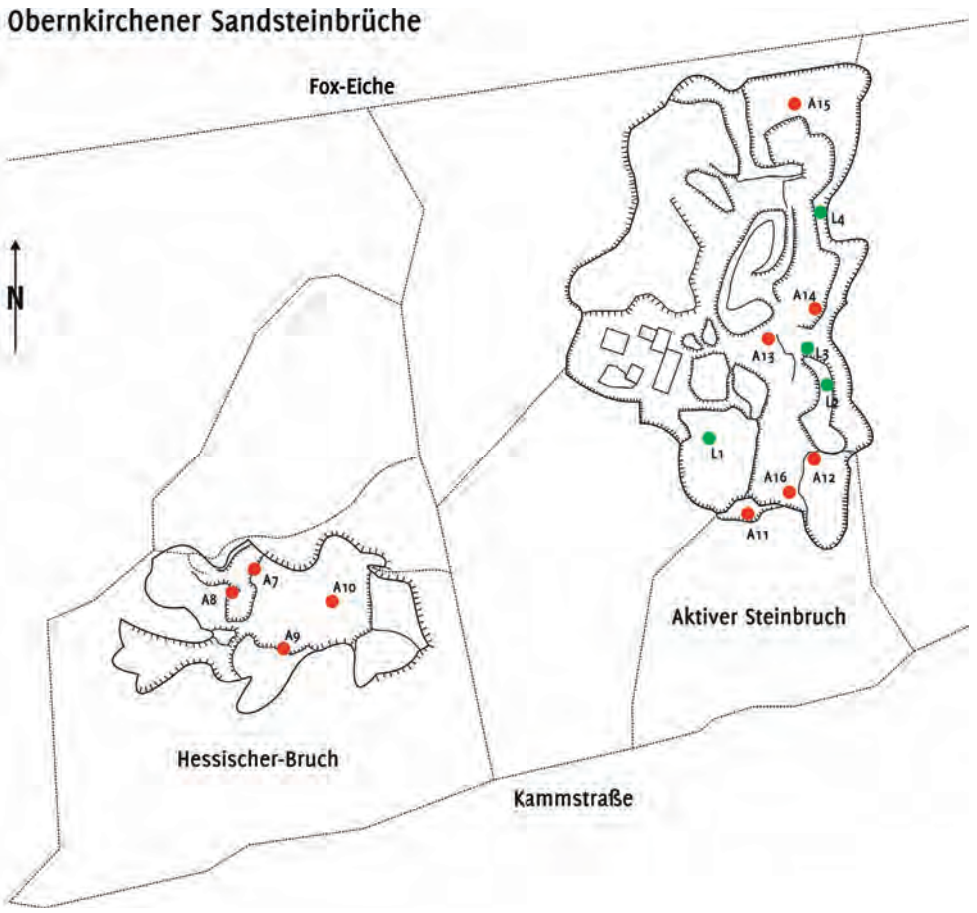


Abb. 34 Steinbruchskizze des Hessischen Bruchs und aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs mit eingetragenen Aufschlüssen ● (A7–A10 und A11–A16; siehe auch Tafel 4 Beilagenblatt) und Lesesteinvorkommen ● (L1–L4) Steinbruchsituation September 2009. Umgezeichnet nach Google Earth.

Danksagung

Vor allem möchte ich Herrn Prof. Dr. Gerhard H. Bachmann, Institut für Geowissenschaften der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, und Frau Dr. Annette Richter, Niedersächsisches Landesmuseum Hannover, für die damalige Vergabe und Betreuung meiner Diplomkartierung danken.

Ich danke Herrn Fritz Klebe, Hochbauamt Landkreis Schaumburg, für die Bereitstellung einer Unterkunft im Jugend-, Bildung- und FreizeitCentrum Bückeberg über die gesamte Kartierdauer. Zusätzlich bedanke ich mich bei Familie Brandenburg für ihre Gastfreundschaft und ihre Hilfe in medizinischen Notfällen. Ein besonderer Dank geht an Herrn Dr. Jochen Lepper, vormals Niedersächsisches Amt für Bodenforschung, für die Einführung in die Geologie des Kartiergebiets

und die Hilfe bei geologischen Fragestellungen. Des Weiteren möchte ich Herrn Dr. Jahn Hornung (Universität Göttingen) und Frau Annina Böhme (Niedersächsisches Landesmuseum Hannover) für die Hilfestellung bei den Profilaufnahmen und die vielen anregenden Gespräche danken. Bei Frau Dr. Annette Richter und Herrn Dr. Jahn Hornung bedanke ich mich weiterhin für die unermüdliche Hilfe bei den fachlichen Korrekturen des umfangreichen Manuskriptes. Auch bedanke ich mich bei Herrn Dr. Dieter Schulz (Naturhistorische Gesellschaft Hannover) und Herrn Matthias Winter (vemion GbR), für die redaktionellen und gestalterischen Korrekturen und Anregungen, die zur Fertigstellung dieser Arbeit geführt haben.

Ich bedanke mich auch bei Herrn Dr. Volker Wilde für die Hilfe bei der Bestimmung der dokumentierten Pflanzenfossilien. Herrn Thorsten van der Lubbe danke ich für die schnelle und kompetente Korrektur des Theropoden-Kapitels. Ganz besonders danke ich meiner Familie für die stete Unterstützung und den Rückhalt.

Zum Schluss danke ich den im Kartiergebiet ansässigen Einwohnern, die während der Kartierarbeiten stets freundlich und zuvorkommend waren.

Literaturverzeichnis

Abbink, Oskar; Targarona, Jordi; Brinkhuis, Henk; Visscher, Henk (2001): Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. – Global and Planetary Change 30 (3–4): 231–256; Amsterdam.

Babinot, Jean-François; Gervais, J.; Masse, Jean-Pierre; Tronchetti, Guy (1971): Contribution à l'étude micropaléontologique et sédimentologique des «Marnes vertes infracrétacées» de la Basse-Provence occidentales (Sud-Est de la France). – Annales de l'Université de Provence-Sciences 46: 189–208; Marseille.

Baldschuhn, Reinhard; Frisch, Ursula; Kockel, Franz (1996): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1 : 300.000. – Geologie en Mijnbouw: 1–88; Cham.

Ballerstedt, Max (1905): Über Saurierfährten der Wealdenformation Bückeburgs. – Naturwissenschaftliche Wochenschrift, Neue Folge 4: 481–485; Jena.

Ballerstedt, Max (1914): Bemerkungen zu den älteren Berichten über Saurierfährten im Wealdensandstein und Behandlung einer neuen, aus 5 Fußabdrücken bestehenden Spur. – Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1914: 48–64; Stuttgart.

Ballerstedt, Max (1920): Dinosaurierfährten im Wealdensandstein des Harrl bei Bückeburg und eine zurzeit freiliegende Spur eines „vierfüssigen", plumpen Dinosauriers. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 72: 231–233; Stuttgart.

Beckles, Samuel H. (1862): On some Natural Casts of Reptilian Footprints in the Wealden Beds of the Isle of Wight and of Swanage. - Quarterly Journal of the Geological Society, 18: 443–447; London.

Bennett, S. Christopher (2007): A review of the pterosaur *Ctenochasma:* taxonomy and ontogeny. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 245: 23–31; Stuttgart.

Busnardo, Robert; Le Hégarat, Gérard (1965): IV. – Conclusions („Berriasien" in Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon Sept. 1963). – Mémoires du Bureau Recherches Géologiques et Minières 34: 25–33; Paris.

Casey, Raymond; Allen, Percival; Dörhöfer, Gunter; Gramann, Franz; Hughes, Norman F.; Kemper, Edwin; Rawson, Peter F.; Surlyk, Finn (1975): Stratigraphical subdivision of the Jurassic-Cretaceous boundary beds in NW Germany. - Newsletters in Stratigraphy, 4: 4–5; Berlin, Stuttgart.

Cäsar, Sebastian (2012): Sedimentologie und

Sequenzstratigraphie oberjurassischer Karbonate von Norddeutschland (Oxfordium/ Kimmeridgium, Niedersächsisches Becken). Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg: 250 S; Hamburg.

Credner, Heinrich (1863): Über die Gliederung der oberen Juraformation und der Wealden-Bildung im nordwestlichen Deutschland. – F. A. Credner; Prag.

Daber, Rudolf (1953): Paläobotanische Untersuchungen in der Unterkreide von Quedlingburg. – Geologie 2: 401–416; Berlin.

Daber, Rudolf (1960): Beitrag zur Wealden-Flora in Nordostdeutschland. - Geologie 9: 591-637.

Dames, Wilhelm B. (1884): *„Megalosaurus dunkeri"*. – Sitzungsbericht der Gesellschaft naturforschender Freunde zu Berlin: 186–188; Berlin.

Delair, Justin B. (1989): A history of dinosaur footprint discoveries in the British Wealden. – In: Gillette, David D.; Lockley, Martin G. (eds): Dinosaur Tracks and Traces. – Cambridge University Press: 19–25; Cambridge.

Deutsche Stratigraphische Kommission (2017): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2017. – Deutsche Stratigraphische Kommission, 2. Auflage, 1 Karte, Sprache: Deutsch; Potsdam.

Diedrich, Cajus (2004): New Important Iguanodontid and Theropod Trackways of the Tracksite Obernkirchen in the Barriasian of NW Germany and Megatracksite Concept of Central Europe. – Ichnos 11: 215–228; London.

Dietrich, Wilhelm O. (1927): Über Fährten ornithopodider Saurier im Obernkirchner Sandstein. – Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft, 78: 614–621; Stuttgart.

Dunker, Wilhelm B. R. H. (1843/1844): Programm der höheren Gewerbeschule in Cassel; Kassel.

Elstner, Franz; Mutterlose, Jörg (1996): The Lower Cretaceous (Berriasian and Valanginian) in NW Germany. – Cretaceous Research, 17: 119–133; Amsterdam.

Erbacher, Jochen; Hiss, Martin; Luppold, Friedrich W.; Mutterlose, Jörg (2014): Definition der Bückeberg-Gruppe – Litholex-Beitrag. – https://litholex.bgr.de/pages/Einheit.aspx?ID=2008144 (zuletzt abgerufen am 21.01.2020); Hannover.

Falke, Horst (1944): Der Wealden-Steinkohlebergbau in Niedersachsen. – Amt für Landesplanung und Statistik; Oldenburg.

Fischer, Rudolf (1998): Die Saurierfährten im Naturdenkmal Münchehagen. - Mitteilungen aus dem Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover, 37: 3–59; Hannover.

Gothan, Walther; Weyland, Hermann (1973): Lehrbuch der Paläobotanik. – Akademie Verlag; Berlin.

Grabbe, Heinrich (1881): Neue Funde von Saurier-Fährten im Wealdensandstein des Bückeberges. – Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins der preussischen Rheinlande und Westfalens. – Correspondenzblatt, 38: 161–164; Bonn.

Graupner, Armin (1968): Gliederung und Lagerstätten des kohleführenden Wealdens im Hilsgebiet. – Geologisches Jahrbuch, 85: 165–192; Hannover.

Grupe, Oskar (1933): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarter deutscher Länder; Berlin.

Harms, Franz-Jürgen (2020): Briefwechsel im Zusammenhang mit der Entdeckung der Saurierfährten bei Münchehagen (TK25, Blatt 3521 Rehburg). – Stellungnahme vom 13. Januar 2020: 2 S., 3 Anlagen; Hannover.

Haubold, Hartmut (1990): Die Dinosaurier. Die Neue Brehm-Bücherei; Lutherstadt Wittenberg.

Hiss, Martin; Mutterlose, Jörg; Niebuhr, Birgit; Schwerd, Klaus (2005): Die Kreide in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – Newsletter on Stratigraphy, 41: 287–306, Stuttgart.

Hornung, Jahn; Böhme, Annina; van der Lubbe, Torsten; Reich, Mike; Richter, Annette (2012): Vertebrate tracksites in the Obernkirchen Sandstone (Bückeberg Formation, late Berriasian, Early Cretaceous) of northwest Germany – their stratigraphical, palaeogeographical, palaeoecological, and historical context. – Paläontologische Zeitschrift, 86 (3): 231–269; Frankfurt/Main.

Huckriede, Reinhold (1967): Molluskenfaunen mit limnischen und brackischen Elementen aus Jura, Serpulit und Wealden NW-Deutschlands und ihre paläogeographische

Bedeutung. – Beihefte zum Geologischen Jahrbuch 67: 1–263; Hannover.

Hübner, Tom (2016): Elusive ornithischian Tracks in the famous Berriasian (Lower Cretaceous) 'Chicken Yard' tracksite of the nothern Germany: quantitative differentiation between small tridactyl trackmakers. – In: Falkingham, Peter L.; Marty, Daniel; Richter, Annette (eds): Dinosaur Tracks: The Next Steps: 310-330. – Indiana University Press; Bloomington.

Jones, Thomas R. (1862): Tracks, trails and surface markings. – Geologist, 5: 128–139; London.

Kauenhowen, Walter (1927): Die Faziesverhältnisse und ihre Beziehung zur Erdölbildung an der Wende Jura-Kreide in Nordwestdeutschland. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung B, Beilagen-Band, 58: 215–272; Stuttgart.

Kelber, Klaus-Peter (1999): Neue Befunde über die Schachtelhalme des Keupers. – In: Hauschke, Norbert; Wilde, Volker (eds): Trias – Eine ganz andere Welt: 355–370. – Pfeil Verlag; München.

Kemper, Edwin (1973): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in NW-Deutschland. – Geologisches Jahrbuch A 9: 47–67; Hannover.

Kemper, Edwin (1976): Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete mit einem Abriß der emsländischen Unterkreide, 64: Das Bentheimer Land, 5. ergänzte Auflage: 206 S. – Verlag Heimatverein der Grafschaft Bentheim e. V.; Nordheim-Bentheim.

Koken, Ernst H. F. (1887): Die Dinosaurier, Crocodiliden und Sauropterygier des norddeutschen Wealden. – Geologisch-Paläontologische Abhandlungen, 3: 311–340; Berlin.

Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Geozentrum Hannover NIBIS Kartenserver (2013): http://www.nibis.lbeg.de/cardomap3/ (zuletzt abgerufen am 25. November 2013); Hannover.

Lehmann, Ulrich (1978): Eine Platte mit Fährten von *Iguanodon* aus dem Obernkirchner Sandstein (Wealden). – Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, 48: 101–114; Hamburg.

Lepper, Jochen; Ehling, Angela (2018): Kapitel 7 Wealden-Sandsteine. – In: Ehling, Angela; Lepper, Jochen (Hrsg.): Bausandsteine in Deutschland Band 3 A: Niedersachsen: 231-266. – Monographien von BGR und LBEG; Stuttgart.

Mägdefrau, Karl (1931): Zur Morphologie und phylogenetischen Bedeutung der fossilen Pflanzengattung *Pleuromeia*. – Beihefte zum Botanischen Centralblatt, 48: 119–140; Leipzig.

Meyer, Hermann von (1852): *Ctenochasma Roemeri*. – Palaeontographica 2: 82–84; Kassel.

Meyer, Hermann von (1859): *Stenopelix valdensis,* ein Reptil aus der Wealden-Formation Deutschland's. – Palaeontographica, 7: 25–34; Kassel.

Mutterlose, Jörg (1992): Die Unterkreide-Aufschlüsse (Berrias-Hauterive) im nördlichen Wiehengebirgsvorland (N-Deutschland). – Geologie und Paläontologie in Westfalen, 21: 39–113; Münster.

Mutterlose, Jörg; Bornemann, André (2000): Distribution and facies patterns of Lower Cretaceous sediments in northern Germany: a review. – Cretaceous Research, 21: 733–759; Amsterdam.

Naish, Darren (2003): A definitive allosauroid (Dinosauria; Theropoda) from the Lower Cretaceous of East Sussex. – Proceedings of the Geologists' Association, 114: 319–326; Amsterdam.

Oldham, Timothy C. B. (1973): The plant debris beds of the English Wealden. – University of Cambridge.

Oldham, Timothy C. B. (1976): Flora of the Wealden plant debris beds of England. – Palaeontology, 19: 437–502; London.

Pelzer, Guido (1984): Cross section through a fluvial environment in the Wealden of Northwest Germany. – In: Reif, Wolf-Ernst.; Westphal, Frank (eds): Short papers. Third symposium on Mesozoic terrestrial ecosystems: 181–186. – Attempto Verlag; Tübingen.

Pelzer, Guido (1998): Sedimentologie und Palynologie der Wealden-Fazies im Hannoverschen Bergland. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 207: 211 ff; Frankfurt/Main.

Raddatz, Maik (2010): Geologische Kartierung der Bückeberg-Formation (Unterkreide) am Bückeberg bei Obernkirchen

(Niedersachsen). TK 25.000 Blatt Kathrinhagen 3721 (Arch. Nieders. L.-Amt Bodenforsch., OASYS 203800): 125 S.; Halle/Saale (unveröffentlicht).

Richter, Annette; Böhme, Annina (2016): Too Many Tracks: Preliminary Description and Interpretation of the Diverse and Heavily Dinoturbated Early Cretaceous "Chicken Yard" Ichnoassemblage (Obernkirchen Tracksite, Northern Germany). – In: Falkingham, Peter L.; Marty, Daniel; Richter, Annette (eds): Dinosaur Tracks: The Next Steps: 334–357. – Indiana University Press; Bloomington.

Richter, Annette; Reich, Mike (2011): Dinosaur Tracks 2011 (Abstract Volume and Field Guide to Excursions): 188 S.; Göttingen.

Richter, Paul B. (1906): Die Gattung *Hausmannia* Dunker und einige seltenere Pflanzenreste. – In: Engelmann, Wilhelm (ed.): Beiträge zur Flora der Unteren Kreide Quedlinburgs, 1: 1–27; Leipzig.

Richter, Paul B. (1909): Die Gattung *Nathorstiana* P. Richter und *Cylindrites spongioides* Goeppert. – In: Engelmann, Wilhelm (ed): Beiträge zur Flora der Unteren Kreide Quedlingburgs, 2: 1–12; Leipzig.

Riegel, Walter; Wilde, Volker; Pelzer, Guido (1986): Erste Ergebnisse einer paläobotanischen Grabung in der fluviatilen Wealden-Fazies des Osterwaldes bei Hannover. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 86: 137–170; Frankfurt/Main.

Sarjeant, William A. S.; Delair, Justin B.; Lockley, Martin G. (1998): The Footprints of *Iguanodon:* A History and Taxonomic Study. – Ichnos, 6: 183–202; London.

Schenk, August J. (1871): Beiträge zur Flora der Vorwelt. Die Flora der Nordwestdeutschen Wealdenformation. – Palaeontographica, 19: 203–262; Kassel.

Schudack, Ulla (1994): Revision, Dokumentation und Stratigraphie der Ostracoden des nordwestdeutschen Oberjura und Unter-Berriasium. – Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen, 11 (E): 193 S.; Berlin.

Schütte, Kurt A. (1980): Die Stillegung des Schaumburger Bergbaus im Jahre 1961. – Unser Betrieb, 28: 20–25; Dortmund.

Schwennike, Tobias (1998): Lebensspuren und Oberflächenmarken auf der Fährtenfläche im Naturdenkmal Münchehagen. – Mitteilungen aus dem Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover, 37: 61–102; Hannover.

Seward, Albert C. (1895): The Wealden flora. Catalogue of the Mesozoic Plants in the Department of Geology, 1–2. – British Museum, Natural History; London.

Smith, Alan G.; Hurley, A. M.; Briden, James C. (1981): Phanerozoic Paleocontinental World Maps. – Cambridge University Press; Cambridge.

Stach, Erich (1968): Die Untersuchung von Kohlelagerstätten. – In: Bentz, Alfred; Martini, Hans-Joachim: Lehrbuch der Angewandten Geologie Band II: 421–562. – Ferdinand Enke Verlag; Stuttgart.

Stechow, Eberhard (1909): Neue Funde von *Iguanodon*-Fährten. – Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1909: 700–705; Stuttgart.

Struckmann, Carl E. F. (1880): Vorläufige Nachricht über das Vorkommen vogelähnlicher Thierfährten *(Ornithoidichnites)* im Hastingssandsteine von Bad Rehburg bei Hannover. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1: 125–128; Stuttgart.

Struckmann, Carl E. F. (1894): Über einen Zahn des *Iguanodon* aus dem Wealden von Sehnde bei Lehrte. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 156: 828–831; Stuttgart.

Tagart, Edward (1846): On markings in the Hastings sands near Hastings, supposed to be the footprints of birds. – Quarterly Journal of the Geological Society of London, 2: 267; London.

Thulborn, Tony (1990): Dinosaur Tracks; Chapman & Hall; London.

Vakhrameev, Vsevolod A. (1991): Jurassic and Cretaceous floras and climates of the Earth. – Cambridge University Press; Cambridge.

Vakhrameev, Vsevolod A.; Dobruskina, Inna A.; Meyen, Cergej V.; Zaklinskaya, Elena D. (1978): Paläozoische und mesozoische Floren Eurasiens und die Phytogeographie dieser Zeit. – VEB Gustav Fischer Verlag; Jena.

Voigt, Silke; Wagreich, Michael; Surlyk, Finn; Walaszczyk, Ireneusz; Ulicny, David; Cech, Stanislav; Voigt, Thomas; Wiese, Frank;

Wilmsen, Markus; Niebuhr, Birgit; Reich, Mike; Funk, Hanspeter; Michalík, Josef; Jagt, John W. M.; Felder, Peter J.; Schulp, Anne S. (2008): Cretaceous. – In: McCann, Tom (ed): The Geology of Central Europe, 2: 923–997. – The Geological Society; London.

Watson, Joan (1969): A revision of the English Wealden flora: I Charales-Ginkgoales. – Bulletin of the British Museum, 17: 207–254; London.

Watson, Joan; Alvin, Kenneth. L. (1996): An English Wealden floral list, with comments on possible environmental indicators. – Cretaceous Research, 17: 5–26; Amsterdam.

Weber, Jutta; Lepper, Jochen (2005): Tracing a 17–20th century odyssey: The provenance of the Batavia sandstone portico. – Bulletin of the Australasian Institute for Maritime Archaeology, 29: 53–60; Brisbane.

Wick, Werner; Wolburg, Johannes (1962): Wealden in NW-Deutschland. – Leitfossilien der Mikropaläontologie, 40: 191–224; Berlin.

Wilde, Volker (1981): Geologische Kartierung des Harrl bei Bückeburg. – Diplomkartierung, Westfälische Wilhelms-Universität zu Münster in Westfalen; Westfalen (unveröffentlicht).

Woodhams, Ken E.; Hines, John S. (1989): Dinosaur footprints from the Lower Cretaceous of East Sussex, England. – In: Gillette, David D.; Lockley, Martin G. (eds): Dinosaur Tracks and Traces: 301–307. – Cambridge University Press; Cambridge.

Wright, Joanna L. (1996): Fossil terrestrial trackways: function, taphonomy and paleoecological significance. – University of Bristol, England; Bristol.

Wright, Joanna L. (2004): Bird-Like Features of Dinosaur Footprints. – In: Currie, Philip J.; Koppelhus, Eva B.; Shugar, Martin A.; Wright, Joanna L. (eds): Feathered Dragons – Studies on the Transition from Dinosaurs to Birds: 167–181. – Indiana University Press; Bloomington.

Arbeit eingereicht: 14.11.2018
Arbeit angenommen: 26.06.2019

Anschrift des Verfassers:
Maik Raddatz-Antusch
Augustastraße 4
06108 Halle (Saale)
E-Mail: maik_raddatz@yahoo.de

Glossar

Antiklinale/Synklinale Antiklinale: Falte mit nach unten divergierenden Schenkeln = geologischer Sattel; Synklinale: durch Faltung entstandene tektonische Form mit nach oben divergierenden Faltenschenkeln

Aufsattelung allgemein das Herausheben von Schichten, die in der Landschaft übertage hervortreten bzw. anstehend sind und einen sog. „Sattel“ bilden

Bioklasten, feinklastisch Bezeichnung für zerbrochene (z. B. Schalenbruch) oder isolierte Organismenreste (z. B. Muschelschalen), feinkörnig

Bioturbation Bezeichnung für die durch die Tätigkeit wühlender Organismen im Boden erfolgte Durchmengung des Sediments

Bivalven wissenschaftliche Bezeichnung Bivalvia (Muscheln) für eine Klasse der Weichtiere (Mollusca)

dextrale divergente Scherbewegung rechtshändig, auseinanderstrebend, Vorgang der Deformation bzw. Gefügeumformung, bei der durch vorherrschende Spannungen parallele Flächen in gesetzmäßiger Anordnung entstehen

Dinoflagellaten Gruppe mit vorwiegend einzelligen, begeißelten Organismen

flaserig Bezeichnung für ein Gesteinsgefüge mit gelängten, gezerrten Gesteinskomponenten, die häufig in metamorphen Gesteinen (Gneise) aber auch in Sedimentgesteinen vorkommen

fluviodeltaisch Ablagerungsbereich eines

flussdominierten Deltas

höherer Reifegrad (sehr gut sortierter Feinsandstein mit einem höheren Reifegrad) „Reifegrad“ bezieht sich auf klastische Sedimente; je höher der Quarzanteil, desto “reifer” ist das klastische Sediment bzw. desto weiter war der Transportweg

hydrothermale Alteration chemische und mineralogische Gesteinsveränderung unter Einfluss von hydrothermalen Lösungen (Wasseransammlung in Gesteinsschichten)

Ichnofossilien Spurenfossilien, z. B. Trittsiegel (Fußspuren) und Fährten auf einer ehemaligen Sedimentoberfläche oder Grabgänge und Wohnbauten ehemals oberflächennahe Horizonte tiefgehend durchdringend

kretazisch kreidezeitlich, beschreibt die zeitliche Einordnung in die Kreidezeit (vor ca. 145 bis ca. 66 Millionen Jahren)

lentikular (geschichtet) linsenförmig, wird vor allem bei Schichten, Gängen etc. verwendet

Lumachellen ein im Wesentlichen aus Mollusken- oder Brachiopodenschalen bestehender Schill-Kalk (Anhäufung von vollständigen und/oder zerbrochenen Schalen, Klappen oder Gehäusen von Organismen), der meist große Porenräume besitzt und daher oft als Speichergestein für Kohlenwasserstoffe auftritt

mesohalin Bezeichnung für den Grenzbereich von Süß- und Salzwasser, der Gesamtsalzgehalt liegt zwischen 0,1 und 1,0 %

oligohalin siehe auch mesohalin, der Gesamtsalzgehalt liegt zwischen 0,01 und 0,1 %

Peliten Bezeichnung für Sedimente, deren Material (feinklastische Gesteine) aus der mechanischen Zerstörung anderer Gesteine stammt (Trümmergestein)

Peloide Beschreibung von Kalksteinen im Dünn- und Anschliff, bezeichnet rundliche, ovale bis leicht längliche, mikritische oder kryptokristalline Körner in der Größenordnung von 50 bis 500 µm mit oder ohne Internstruktur (je nach Definition). Peloide sind aufgrund ihrer Größe und Struktur meist nur in Dünnschliffen unter dem Mikroskop zu erkennen

Plagioklas (auch Kalknatronfeldspate) gehört zur Feldspatgruppe sehr häufig vorkommender Silikat-Minerale der allgemeinen chemischen Zusammensetzung, sie bilden Kristalle der Ab-An-Mischkristallreihe mit den Endgliedern Albit ($NaAlSi_3O_8$) und Anorthit ($CaAl_2Si_2O_8$)

pleiomesohalin siehe auch mesohalin, der Gesamtsalzgehalt liegt hierbei zwischen 1,0 bis 1,65 %

Pompeckjsche Schwelle paläozoische Barre (Barriere), die die Nordsudeten mit dem Unterelbe-Bereich und Schleswig-Holstein verbunden hat; benannt nach dem Geologen K. F. Pompeckj, der als Erster eine solche Barre zur Erklärung der Faunenunterschiede des Unter- und Mittelkambrium in Böhmen und im Baltikum angenommen hatte

Rifting Vorgang der Bildung eines Rifts (engl. für Spalte) bzw. einer Senke von großer (regionaler) Länge

Salzdiapirismus ein Prozess, bei welchem höher teilbewegliches oder weniger dichtes Material (in diesem Fall Salz) aus tiefen Bereichen aufdringt und sein Hangendes durchbricht

Sandvulkan in dieser Arbeit verwendeter Begriff, der Entwässerungsstrukturen auf Schichtenoberflächen beschreibt

sideritisch Eisenspat oder Spateisen enthaltend (wichtiges Eisenerzmineral)

Subsidenz örtliche oder regionale Absenkung der Erdoberfläche

Taphonomie Wissenschaft, die sich mit der Entstehung, Bergung und Präparation von Fossilien beschäftigt

Tektogen Tektogenese ist allgemein ein strukturbildender Prozess tektonischer Überprägung von Bereichen der Erdkruste bzw. der Erdoberfläche; die jeweiligen von Tektogenese betroffenen Zonen nennt man entsprechend Tektogen

tektonische Inversion generell wird zwischen positiver und negativer Inversion unterschieden; prinzipiell handelt es sich um einen Vorgang, bei dem entweder durch eine Krustendehnung entstandene Abschiebung durch tektonischen Zusammenschub in eine Aufschiebung umgewandelt wird oder bei dem in einem Extensionsregime ehemalige, unter Einengung entstandene Auf- und Überschiebungssysteme in bestimmten Abschnitten als Abschiebungen reaktiviert werden

Tempestiten Sturmflutsediment, entstanden durch die Aufwirbelung präexistenter Sedimente, gefolgt von rascher Resedimentation der aufgewühlten Sedimentpartikel; daraus ergibt sich ein charakteristisches Gefüge des Sediments, verursacht durch eine Vermischung verschiedener Sedimenttypen und Faunenelemente aus benachbarten Ablagerungsräumen, oder eine Massenanhäufung vollständiger oder zertrümmerter Muschel-/Brachiopodenschalen

Tab. 1 Profil aktiver Sandsteinbruch der Obernkirchener Sandsteinbrüche; Aufschlusspunkt A14 (siehe Tafel 2 A und Tafel 4 Beilagenblatt)

Bank	Mächtigkeit	Lithologie
NB 41	13 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich
NB 40	11 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich
NB 39	11 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich
NB 38	25 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, erosiv vertieft bis in NB 35
NB 37	3 cm	sandiger Ton, rötliche Färbung
NB 36	3–55 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, erosiv vertieft bis in NB 33
NB 35	34 cm	Feinsandstein, teilweise erodiert
NB 34	6 cm	sandiger Ton
NB 33	30 cm	Mittelsandstein, grau bis gelblich, Top teilweise rinnenartig erodiert und verfüllt mit Feinsandstein der Bank NB 35, Pflanzenfossilien, Bivalvenreste, tief eingedrückte Fährten von Ornithopoden und Theropoden (zweiter Fährtenhorizont)
NB 32	30 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, massiv, Top und Basis scharf
NB 31	24 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, massiv, Top und Basis scharf
NB 30	56 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, massiv, Top und Basis scharf, Pflanzenfossilien
NB 29	9 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, massiv, Rippellamination, Pflanzenfossilien
NB 28	42 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, massiv, diffuse Horizontalschichtung, Bivalvenreste, Pflanzenfossilien
NB 27	3 cm	sandiger Ton
NB 26	10 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, massiv
NB 25	20 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, massiv
NB 24	14 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, massiv
NB 23	0–30 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, massiv, erosiv bis in NB 20 vertieft
NB 22	14 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, massiv, strukturlos, keilt teilweise durch Einschneiden von NB 23 aus
NB 21	3 cm	sandiger Ton
NB 20	16 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich
NB 19	9 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich

NB 18	13 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, rinnenartige Einschaltung von Feinsandstein mit diffuser Horizontalschichtung
NB 17	3 cm	sandiger Ton
NB 16	0–50 cm	Mittelsandstein, Rinne die erosiv in die unterlagernde Bank NB 15 vertieft ist
NB 15	51 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, am Top Wurzeln
NB 14	36 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, am Top Wurzeln
NB 13	20 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, am Top Wurzeln
NB 12	0–5 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, Wurzelreste vorhanden, keilt manchmal aus, Rinnenfüllung bis 5 cm
NB 11	24 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, am Top Wurzeln
NB 10	5 cm	Kohleflöz
NB 9	25 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich
NB 8	13 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich, Rinnenfüllungen, erosiv bis in Bank NB 6 vertieft
NB 7	0–20 cm	Feinsandstein, grau bis gelblich
NB 6	3 cm	sandiger Ton
NB 5	56 cm	Feinsandstein, hellgrau bis gelblich, „Hühnerhof“ (erster Fährtenhorizont), ein bis zwei „Sandvulkane“, diffuse Horizontalschichtung, rinnenartig, Bivalvenreste
NB 3 & NB 4:	1,30–1,90 m	Feinsandstein, gelblich, diffuse Horizontalschichtung, mehrere Bänke zu einer lithologischen Einheit zusammengefasst, Pflanzenfossilien, Bivalvenreste, zeigt flache Rinnen (nicht u-förmig), breitester Rinnenanschnitt bis zu 15 m, kleinster Rinnenanschnitt 3 m, maximale Mächtigkeit der Rinnen 90 cm, minimale Mächtigkeit der Rinnen 20 cm, Mächtigkeit bis zum „Hühnerhof“ 1,30 m bis 1,90 m
NB 2	30 cm	Feinsandstein, grau bis grauviolett, gut sortiert, flaserige Schichtung durch Kohleflitter nachgezeichnet, nicht makroskopisch gradiert, Top und Basis scharf, diffuse Strömungsrippellamination
NB 1	0,10 cm	Kohleflöz

Tab. 2 Profil Reserve-Steinbruch „Hessischer Bruch" der Obernkirchener Sandsteinbrüche; Aufschlusspunkt A7 & A9 (siehe Tafel 2 B und Tafel 4 Beilagenblatt)

Bank	Mächtigkeit	Lithologie
AB 44		Löss
AB 34 bis Ab 43	115 cm	Feinsandstein, gelblich bis bräunlich, diffuse Horizontalschichtung, Kohleflitter-führend
Die Schichten AB 34 bis 43 schwanken stark in ihren Mächtigkeiten, weisen Rinnen und erosive Schichtgrenzen auf. Die Gesamtmächtigkeit der Schichten AB 34 bis AB 43 beträgt etwa 1,15 m.		
AB 33	4 cm	Fein- bis Mittelsandstein, grau bis grauviolett, diffuse Horizontalschichtung
AB 32	13 cm	Fein- bis Mittelsandstein, grau bis grauviolett, diffuse Horizontalschichtung
AB 31	13 cm	Fein- bis Mittelsandstein, grau bis grauviolett, diffuse Horizontalschichtung
AB 30	6 cm	Fein- bis Mittelsandstein, grau bis grauviolett, diffuse Horizontalschichtung
AB 29	9 cm	Fein- bis Mittelsandstein, grau bis grauviolett, diffuse Horizontalschichtung
AB 28	10 cm	Fein- bis Mittelsandstein, grau bis grauviolett, diffuse Horizontalschichtung
AB 27	17 cm	Fein- bis Mittelsandstein, grau bis grauviolett, diffuse Horizontalschichtung
AB 26	12 cm	Fein- bis Mittelsandstein, grau bis grauviolett, diffuse Horizontalschichtung
Es folgt die Steinbruchsohle mit einer Aufschlusslücke von mindestens 1 Meter.		
AB 25	36 cm	Feinsandstein, massiv, vereinzelte dreizehige Ornithopodenfährten (dritter Fährtenhorizont) auf der gesamten Fläche verteilt, hinzu kommen Abdrücke von Pflanzen
AB 24	0,5 – 0,7 cm	sandiger Ton
AB 23	22 cm	Feinsandstein, massiv
AB 22	33 cm	Feinsandstein, massiv
AB 21	34 cm	Feinsandstein, massiv, Top scharf
AB 20	1 cm	sandiger Ton
AB 19	6 cm	Feinsandstein, unregelmäßig, linsig

AB 18	1 cm	sandiger Ton
AB 17	34 cm	Feinsandstein, massiv, Basis scharf, gerade, im Süden rinnenförmig vertieft, Bivalven-Steinkerne, Wurzeln am Top (10 cm), eventuell kleine Wirbeltierreste
AB 16	9 cm	Feinsandstein, grau, massiv, Basis und Top scharf
AB 15	46 cm	Feinsandstein, grau, massiv, Basis und Top scharf
AB 14	0–8 cm	Feinsandstein, keilt manchmal aus, Rinnenfüllungen
AB 13	1 cm	sandiger Ton
AB 12	28 cm	Feinsandstein, Top und Basis scharf, unregelmäßig ausgebildet
AB 11	36 cm	Feinsandstein, streckenweise normal gradiert, durch Muschelsteinkern-anreicherungen an der Basis, Top und Basis scharf, unregelmäßig, flaserige Schichtung durch Kohleflitter, Belastungsmarken im Anschnitt erkennbar (Fährten von ?Ornithopoden, zweiter Fährtenhorizont)
AB 10	4 cm	Feinsandstein, Top und Basis scharf, unregelmäßig, keilt nach Süden aus
AB 9	14 cm	Feinsandstein, rosa bis grau, massiv, Basis erosiv mit starker Bioturbation *(Lockeia)* an der Sohlfläche, Mächtigkeit nimmt nach N zu
AB 8	5 cm	Feinsandstein, lentikular geschichtet, Breite 60 cm, erosiv vertieft bis auf AB 6
AB 7	1 cm	Feinsandstein, dünnschichtig (1 bis 2 cm), normal gradiert mit tonigen Zwischenlagen, (< 1 mm), keilt manchmal lateral aus
AB 6	1 cm	sandiger Ton
AB 5	43 cm	Feinsandstein wie bei AB 1, Basis scharf, schwach erosiv, Top scharf, wellig-unregelmäßig, mit Belastungsmarken (Fährten von ?Ornithopoden und ?Theropoden im Anschnitt, erster Fährtenhorizont)
AB 4	3 cm	sandiger Ton, lateral diskontinuierlich
AB 3	62 cm	wie AB 1, massiv, doppelklappige und eingeregelte Bivalvenreste, Top scharf, aber unregelmäßig, Pflanzenreste, unterhalb Top Bioturbation
AB 2	0,4 cm	sandiger-siltiger Ton, rötliche Färbung
AB 1	0,30 cm	Feinsandstein, hellgrau, massiv, strukturlos, lateral ausgedehnt, Top und Basis scharf, Top etwas unregelmäßig, einklappige Bivalvenreste, nicht eingeregelt

Tab. 3 Profil Liekwegener Sandsteinbruch „Liekwegener Bruch"; Aufschlusspunkt A6 (siehe Tafel 2 C und Tafel 4 Beilagenblatt)

Bank	Mächtigkeit	Lithologie
LB 21	30 cm	Löss
LB 20	230 cm	Siltsandstein, mehrere dünne Schichten zu einer lithologischen Einheit zusammengefasst, Top und Basis scharf, unregelmäßig, dünne Schichten keilen zum Teil aus
LB 19	40 cm	Kohleflöz, lateral begrenzt, Breite etwa 10 m
LB 18	220 cm	Siltsandstein, mehrere dünne Schichten zu einer lithologischen Einheit zusammengefasst, teilweise Schrägschichtungen, Mächtigkeiten der einzelnen Schichten deutlich geringer als unterlagernder Bereich (LB 9 bis LB 17)
LB 17	20 cm	Siltsandstein, Top und Basis scharf, unregelmäßig ausgebildet
LB 16	20 cm	Siltsandstein, dickbankig, grau bis bräunlich, Top und Basis scharf, unregelmäßig ausgebildet
LB 15	5–20 cm	Siltsandstein, Rinnenfüllungen, grau bis bräunlich
LB 14	20 cm	Siltsandstein, Rinnen, Top und Basis scharf, grau bis bräunlich
LB 13	20 cm	Siltsandstein, Top und Basis scharf, grau bis bräunlich
LB 12	15 cm	Siltsandstein, Top und Basis scharf, grau bis bräunlich
LB 11	10 cm	Siltsandstein, Top und Basis scharf, grau bis bräunlich
LB 10	0–10 cm	Siltsandstein, Top und Basis scharf, grau bis bräunlich
LB 9	20 cm	Siltsandstein, dickbankig, Top und Basis scharf, unregelmäßig, Rinnenfüllung erosiv bis in Schichten von LB 8 vertieft, Schrägschichtungen
LB 8	28 cm	Siltsandstein, mehrere Schichten zu einer lithologischen Einheit zusammengefasst, Pflanzenfossilien, Rinnenfüllungen erosiv bis in dünne Schichten von LB 7 vertieft, maximale Breite der Rinnen beträgt etwa 30 cm, maximale Mächtigkeit der Rinnen beträgt etwa 20 cm
LB 7	62 cm	Siltsandstein, mehrere Zentimeter dünne Schichten zu einer lithologischen Einheit zusammengefasst, lateral ausgedehnt, Schrägschichtungen, teilweise rinnenartig, Top und Basis scharf, unregelmäßig, Schichten keilen zum Teil aus
LB 6	220 cm	Siltsandstein, mehrere Zentimeter dünne Schichten zu einer lithologischen Einheit zusammengefasst, lateral ausgedehnt, Schrägschichtungen, teilweise rinnenartig, Top und Basis scharf, unregelmäßig, Schichten keilen zum Teil aus
LB 5	18 cm	Siltsandstein, Rinnen mit Siltsandstein als Rinnenfüllungen, Schrägschichtungen
LB 4	10 cm	Siltsandstein, diffuse Rippellamination, lateral ausgedehnt

LB 3	60 cm	Siltsandstein, mehrere dünne Schichten zusammengefasst, Schrägschichtungen, Top und Basis scharf, aber unregelmäßig, Pflanzenreste, lateral ausgedehnt
LB 2	5 cm	Kohleflöz, ?Hauptkohleflöz, trennt den Unteren „Wealden"-Schiefer (LB 1) von dem überlagernden Obernkirchen-Sandstein
LB 1		Tonstein, bildet Sohle des Steinbruchs, eingeregelte Bivalven (Neomiodontiden und Unioniden, meist einklappig

Tab. 4 Aufschlüsse (siehe Tafel 4 Beilagenblatt)

Nr.	Beschreibung	Einfallsrichtung/Einfallswinkel
A1	Unterer „Wealden"-Schiefer schluffig bis siltig Muschelreste (Neomiodontiden, Unioniden)	keine
A2	Unterer „Wealden"-Schiefer schluffig bis siltig Muschelreste (Neomiodontiden, Unioniden)	keine
A3	Hauptkohleflöz (Flöz 3) Glanzkohle 5 cm mächtig	keine
A4	Hauptkohleflöz (Flöz 3) Glanzkohle 5 cm mächtig	keine
A5	Hauptkohleflöz (Flöz 3) Glanzkohle 5 cm mächtig	keine
A6	Grenze zwischen Unterem „Wealden"-Schiefer und Obernkirchen-Sandstein (mit zwischengeschaltetem Hauptkohleflöz) siehe Profil Liekwegener Sandsteinbruch „Steinbruch Liekwegen"	348/5, 350/5, 10/7, 5/3, 360/6, 354/3, 360/3, 345/5, 358/6, 349/8, 3/5, 359/4
A7	Obernkirchen-Sandstein gelblich bis grauer Feinsandstein teilweise dickbankig fossilführend (hauptsächlich Neomiodontiden) 3 Fährtenhorizonte etwa 20 m Breite Gesamtmächtigkeit etwa 7,14 m	286/3, 282/5, 10/3, 350/1, 290/4, 356/3, 344/3, 336/4, 355/2, 9/6, 10/2, 334/4, 5/4, 345/3, 328/3, 10/7, 350/3, 348/5, 16/10, 170/10, 290/4, 350/1, 10/3, 282/5, 286/3

A8	Fortsetzung von Bank AB 5 Aufsicht auf Top der Bank AB 5 mit stark zertrampelter Oberfläche (Dinosaurierfährten) Fährtenhorizont durch 1 cm mächtige Tonlage überdeckt 2 m Breite	334/4, 5/4, 345/3, 328/3, 10/7, 350/3
A9	oberer Bereich des Profils Reserve-Steinbruch „Alter Bruch“ der Obernkirchener Sandsteinbrüche Fein- bis Mittelsandstein schwankende Mächtigkeiten 30 m Breite Mächtigkeit etwa 1,15 m	345/4, 350/3, 5/6, 360/7, 325/4, 356/3, 343/3, 346/7, 3/2
A10	Feinsandstein Bank AB 25 des Profils „Hessischer Bruch“ der Obernkirchener Sandsteinbrüche Aufsicht des zweiten Fährtenhorizonts mit vereinzelten Spuren und einer aus vier Trittsiegeln bestehenden Fährte	keine
A11	Feinsandstein des Obernkirchen-Sandstein Ansammlung von „knollenartigen“ Pflanzenresten an der Sohle	300/4, 325/2, 311,/3, 291/5
A12	„gestörtes Kohleflöz“; gehört zum Kohleflöz A13; Obernkirchen-Sandstein	keine
A13	im unteren Profilanschnitt anstehendes Kohleflöz im Obernkirchen-Sandstein	keine
A14	erster Fährtenhorizont des aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs („Hühnerhof“) Feinsandsteinbank NB 5 Profil aktiver Sandsteinbruch „Neuer Bruch“ der Obernkirchener Sandsteinbrüche	325/5, 340/7, 310/2, 300/5
A15	zweiter Fährtenhorizont des aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs Feinsandsteinbank NB 33 Profil aktiver Sandsteinbruch „Neuer Bruch“ der Obernkirchener Sandsteinbrüche	keine
A16	Feinsandstein mit Fährten gehört zum ersten Fährtenhorizont	300/5, 303/7, 290/3, 325/8, 359/3
A17	Feinsandstein des Obernkirchen-Sandsteins größere alte Pinge oberhalb der Kammstraße	178/5, 190/4, 130/15, 305/4, 312/5, 307/7, 295/3
A18	Feinsandstein mit Pflanzenfossilien am östlichen Hang der alten Pinge	keine
A19	kleinere alte Pinge mit anstehendem Feinsandstein des Obernkirchen-Sandstein	325/3, 347/2, 358/3, 306/3, 298/7, 321/5

A20	langezogene verlassene Pinge mit anstehendem Obernkirchen-Sandstein Silt- bis Feinsandstein mit vereinzelten Pflanzenfossilien	340/7, 292/3, 347/5, 319/4
A21	anstehendes Hauptkohleflöz unter Baumwurzel unterhalb der Kammstraße wenige Zentimeter mächtig	keine
A22	Unterer „Wealden"-Schiefer in Quellaustritt	keine
A23	Unterer „Wealden"-Schiefer in Quellaustritt unterhalb Kammstraße teilweise durch Hangrutschungen überdeckt	keine
A24	Aushub am Wanderweg „Fürstenweg" Richtung Wendthagen kalkiger Muschelschill zwischen Tonsteinen des Unteren „Wealden"-Schiefer 1 m Breite	keine
A25	anstehender Feinsandstein des Obernkirchen-Sandstein mehrere 10er Meter Breite 3–4 m Höhe	325/7, 310/5, 336/4, 291/7, 313/8, 325/3
A26	Feinsandstein östlich vom Jugend-Bildung-Freizeit-Zentrum, etwa 500 m nördlich vom Parkplatz neben Gaststätte Walther am Hang Obernkirchen-Sandstein dünnbankig 10 m Höhe und 20 m Breite	300/5, 310/15, 314/6, 323/6, 308/4
A27	Feinsandstein des Obernkirchen-Sandstein Aufschlusswand entlang der Zufahrtsstraße des aktiven Obernkirchener Sandsteinbruchs etwa 10 m Höhe und mehrere 10er-Meter Breite	314/7, 9/4, 292/5, 314/5, 310/2, 336/4, 312/5

Tab. 5 Lesesteine (Tafel 4 Beilagenblatt)

Nr.	Beschreibung
L1	Feinsandsteinblock auf kleiner Halde südlich der Bearbeitungshalle mit Pflanzenabdruck
L2	Feinsandsteinblock auf Halde etwa 50 m südlich von „Hühnerhof“ mit Knochenabdruck
L3	Feinsandsteinblock mit Baumabdruck unterhalb von L2
L4	ungefähre Lage des Feinsandsteinblocks mit Rippenabdruck am Abhang der oberen Sohle, siehe Kapitel „Die Körperfossilien der Wirbeltierfauna (Vertebraten)“
L5	alte überwucherte Pinge mit vereinzelt auftretenden Feinsandsteinen, gelblich-graue Färbung, schwach glimmerführend
L6	plattige Tonsteine überdeckt durch Hangrutschungen bestehend aus Sandsteinen
L7	plattige graue Tonsteine; Unterer „Wealden“-Schiefer überdeckt durch Hangrutschungen bestehend aus Sandsteinen
L8	graue Tonsteine, die in kleine Blättchen zerfallen sind; Unterer „Wealden“-Schiefer
L9	unterhalb Kammstraße graue Tonsteinblättchen; Unterer „Wealden“-Schiefer vermischt mit Silt- bis Feinsandsteinen
L10	Grenze zwischen Waldrand und Acker, nordwestlich vom Forsthaus Borstel; graue und rote Mergel; Grenze Mittlerer Münder-Mergel und Unterer „Wealden“-Schiefer
L11	rötliche und grünliche Mergel auf Acker verteilt; Mittlerer Münder-Mergel
L12	dunkler werdende grünliche Mergel
L13	grünliche Mergel
L14	dunkelgrüne Mergel
L15	rötliche Mergel; Mittlerer Münder-Mergel
L16	vereinzelt grünliche Mergel mit grauen Tonsteinen vermischt; Mittlerer Münder-Mergel
L17	rote Mergel auf Acker verteilt
L18	rötliche bis graue Mergel auf Acker nordwestlich der Siedlung Borstel in Richtung Rolfshagen
L19	rote Mergel; Acker
L20	gelbliches, bröckeliges, mürbes Konglomerat mit Seeigelstachel; reagiert mit HCl; Wegrand am Acker
L21	grauer Mergel; Acker
L22	mergelige Lesesteine
L23	Mittlerer Münder-Mergel
L24	rote bis graue Mergel; Mittlerer Münder-Mergel
L25	vereinzelte graue mergelige Lesesteine; Mittlerer Münder-Mergel

L26	graue Mergel
L27	grauer Tonstein; plattig, siltig; Unterer „Wealden“-Schiefer
L28	siltiger Tonstein; am Wanderweg
L29	Tonstein
L30	Tonstein
L31	grauer Tonstein; oberhalb Wanderweg
L32	Tonstein; plattig; Unterer „Wealden“-Schiefer
L33	im Wald; graue, plattige Tonsteine
L34	50 m östlich von Wanderweg Richtung Siedlung Borstel; Tonstein
L35	Tonstein
L36	Sandstein als Hangrutschung aus dem Hangenden
L37	Feinsandstein des Obernkirchen-Sandstein
L38	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L39	Sandstein; Obernkirchen-Sandstein
L40	Sandstein
L41	Feinsandstein
L42	Feinsandstein
L43	Siltsandstein
L44	Feinsandstein mit Pflanzenresten
L45	Feinsandstein des Obernkirchen-Sandstein
L46	Siltsandstein
L47	Feinsandstein; Wald
L48	Feindsandstein
L49	Siltsandstein mit Pflanzenabdrücken
L50	erste Tonsteine neben Sandsteinen; Grenze Unterer „Wealden“-Schiefer und Obernkirchen-Sandstein
L51	graue Tonsteine; Unterer „Wealden“-Schiefer
L52	Tonsteine
L53	plattige Tonsteine mit Sandsteinen; Unterer „Wealden“-Schiefer
L54	Sandsteine im Waldgebiet; erste Sandsteineinlagerungen im Unteren „Wealden“-Schiefer
L55	graue Tonsteine

L56	plattige graue Tonsteine
L57	Tonsteine am „Futter Platz“; Unterer „Wealden“-Schiefer
L58	Siltsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer; am Wanderweg Richtung Hörkamp
L59	Sandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L60	Sandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L61	Feinsandstein
L62	Feinsandstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L63	Feinsandstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L64	Siltsandstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L65	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L66	Siltsandstein
L67	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L68	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L69	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L70	Sandstein
L71	Feinsandstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L72	Feinsandstein mit Pflanzenabdrücken; Unterer „Wealden“-Schiefer
L73	graue plattige Tonsteine; Unterer „Wealden“-Schiefer
L74	graue Tonsteine; Unterer „Wealden“-Schiefer
L75	feinkörnige Sandsteine; Unterer „Wealden“-Schiefer
L76	Siltsandstein am Wanderweg; Obernkirchen-Sandstein
L77	Siltsandstein; Obernkirchen-Sandstein
L78	Feinsandstein am Wegrand
L79	Feinsandstein; Obernkirchen-Sandstein
L80	Siltsandstein
L81	Feinsandstein mit Resten von Neomiodontiden; Obernkirchen-Sandstein
L82	Feinsandstein am Rand des Wanderwegs; Obernkirchen-Sandstein
L83	grauer bis gelblicher Siltsandstein; Obernkirchen-Sandstein
L84	gelblicher Feinsandstein; Hauptsandstein des Obernkirchen-Sandstein
L85	grauer Siltsandstein

L86	Feinsandstein mit kleineren Wurzelresten
L87	gräulicher Feinsandstein mit Muschelresten; Hauptsandstein des Obernkirchen-Sandstein
L88	Feinsandstein
L89	Feinsandstein; Hauptsandstein des Obernkirchen-Sandstein
L90	gelblicher Siltsandstein
L91	gelblich bis grauer Mittelsandstein mit Neomiodontiden
L92	grauer Feinsandstein; Hauptsandstein des Obernkirchen-Sandstein
L93	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L94	grauer Tonstein
L95	plattiger grauer Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L96	gelblicher Feinsandstein
L97	grauer Tonstein
L98	plattiger Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L99	Tonstein
L100	grauer siltiger Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L101	Feinsandstein; zwischen den beiden Wanderwegen Richtung Wendthagen; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L102	grauer Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L103	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L104	Feinsandstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L105	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L106	Feinsandstein
L107	Feinsandstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L108	graue Tonsteine; Unterer „Wealden“-Schiefer
L109	plattiger, grauer Tonstein
L110	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L111	Feinsandstein mit Equisetiten-Resten; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L112	Mittelsandstein mit Kohleflittern; Obernkirchen-Sandstein
L113	Feinsandstein mit Muschelresten; Obernkirchen-Sandstein
L114	Tonsteine am Rand des Wanderwegs; Unterer „Wealden“-Schiefer
L115	graue Tonsteine unterhalb Baumwurzel; Unterer „Wealden“-Schiefer

L116	Tonstein
L117	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L118	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L119	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L120	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L121	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L122	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L123	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L124	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L125	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L126	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L127	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L128	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L129	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L130	Tonstein; Unterer „Wealden“-Schiefer
L131	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L132	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L133	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L134	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L135	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L136	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L137	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L138	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L139	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L140	Feinsandstein; Einschaltung im Unteren „Wealden“-Schiefer
L141	Feinsandstein mit Muschelresten; Obernkirchen-Sandstein
L142	Feinsandstein; Obernkirchen-Sandstein
L143	Feinsandstein; Obernkirchen-Sandstein
L144	Feinsandstein mit Muschelresten; Obernkirchen-Sandstein
L145	Feinsandstein; Obernkirchen-Sandstein
L146	Feinsandstein; Obernkirchen-Sandstein

L147	Feinsandstein; Obernkirchen-Sandstein
L148	Feinsandstein; Obernkirchen-Sandstein
L149	Feinsandstein; Obernkirchen-Sandstein
L150	Feinsandstein; Obernkirchen-Sandstein
L151	Feinsandstein; Obernkirchen-Sandstein
L152	graue Mergel; Mittlerer Münder-Mergel
L153	graue Mergel; Mittlerer Münder-Mergel
L154	graue Mergel; Mittlerer Münder-Mergel
L155	graue bis grünliche Mergel; Mittlerer Münder-Mergel
L156	graue Mergel; Mittlerer Münder-Mergel
L157	graue bis grünliche Mergel; Mittlerer Münder-Mergel
L158	grünliche Mergel; Mittlerer Münder-Mergel
L159	Feinsandstein; Obernkirchen-Sandstein
L160	Feinsandstein; Obernkirchen-Sandstein
L161	Siltsandstein; Obernkirchen-Sandstein
L162	Feinsandstein mit Neomiodontiden; Obernkirchen-Sandstein
L163	Siltsandstein
L164	Feinsandstein
L165	Feinsandstein; Obernkirchen-Sandstein

WWW.NATURHISTORICA.DE

Naturhistorica 157

Die Meteorite Niedersachsens
Alexander Gehler und Mike Reich

Diese Publikation beleuchtet die einzelnen Fallereignisse und Funde von Meteoriten auf dem Gebiet des heutigen Niedersachsen in den letzten 500 Jahren. Die Beschreibungen der einzelnen Meteorite werden durch reichhaltiges historisches und aktuelles Bildmaterial illustriert, wie auch zu großen Teilen mit bisher unveröffentlichten oder gänzlich unbekannten Dokumenten ergänzt.

102 S., 12 €

Tab. 6 Verzeichnis der Bohrungen. Die ausführlichen Beschreibungen der Bohrungen sind unter naturhistorica-161.n-g-h.org mit angegebener Tabellennummer zu finden

Bohrung	Tabelle
Horsthof 9/87 (Koord.: R 3510670; H 5791420) vom Kartenserver des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie, Geozentrum Hannover (2010)	7
Forsthaus Halt WD 5/86 (Koord.: R 3514720; H 5792560) vom Kartenserver des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie, Geozentrum Hannover (2010)	8
Forsthaus Borstel 10/87 (Koord.: R 3511320; H 5791660) vom Kartenserver des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie, Geozentrum Hannover (2010)	9
Forsthaus Borstel WD 11/87 (Koord.: R 3511660; H 5791350) vom Kartenserver des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie, Geozentrum Hannover (2010)	10
Bückeberg WD 6/87 (Koord.: R 3512673; H 5791990) vom Kartenserver des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie, Geozentrum Hannover (2010)	11
Bückeberg WD 8/87 (Koord.: R 3511832; H 5791952) vom Kartenserver des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie, Geozentrum Hannover (2010)	12
Bückeberg WD K1/87 (Koord.: R 3513500; H 5792365) vom Kartenserver des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie, Geozentrum Hannover (2010)	13
Bückeberg WD K2/87 (Koord.: R 3513860; H 5792410) vom Kartenserver des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie, Geozentrum Hannover (2010)	14
Forsthaus Halt WD K3/87 (Koord.: R 3515300; H 5792580) vom Kartenserver des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie, Geozentrum Hannover (2010)	15
Bückeberg WD K4/87 (Koord.: R 3513820; H 5792781) vom Kartenserver des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie, Geozentrum Hannover (2010)	16

Tab. 7–16
Die ausführlichen Beschreibungen der Bohrungen sind zu finden unter naturhistorica-161.n-g-h.org

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Naturhistorica - Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover

Jahr/Year: 2019

Band/Volume: 161

Autor(en)/Author(s): Raddatz-Antusch Maik

Artikel/Article: Geologie und Paläontologie der unterkreidezeitlichen Sandsteine des Bückebergs bei Obernkirchen (Niedersachsen) 7-98