Der Steinbruch Eulenflucht im Süntel in Niedersachsen – ein regionalgeologisches Referenzprofil des Berriasium (Unterkreide)

Sandra Franke, Roberto Pierau



Kurzfassung

Im ehemaligen Steinbruch Eulenflucht im Süntel, der sich ca. 10 km südwestlich von Springe befindet, wurde ein 15,70 m mächtiges Profil an der südwestlichen Wand aufgenommen. Dieses ergänzt die Abfolge der 2009 in der Nachbarschaft abgeteuften Bohrung Eulenflucht-1 ins Hangende. Das Profil beginnt mit einer ca. 4 m mächtigen massiven Sandsteinbank, die am Top mit einem geringmächtigen Aufarbeitungshorizont endet. Darüber folgt eine ca. 9 m mächtige Wechselfolge aus hellbraunen, feinsandigen Sandsteinbänken und dunkelgrauen, teilweise heterolithischen und laminierten Ton- und Siltsteinen. Den Abschluss des Profils bildet ein etwa 3 m mächtiger dunkler, plattiger Tonstein. An der Basis der abschließenden Tonsteinschicht befindet sich eine 15 cm dicke Kohlelage gefolgt von einer ca. 5 cm bis 10 cm mächtige Muschelschill-Bank.

Die im Steinbruch Eulenflucht angetroffene Abfolge des Berriasium (145 – 140 Mio. J.; Unterkreide) wird in einem regionalgeologischen Kontext in die Entwicklung des späten Jura und der frühen Kreide des südniedersächsischen Raumes gestellt. Das zusammengesetzte Profil aus Aufschluss und Bohrung zeigt den

Übergang von der lagunären Randfazies der Münder-Formation des Jura-Kreide-Grenzbereiches (oberes Tithonium und tiefes Berriasium) bis hin zu einem fluviatil-deltaischen Ablagerungsraum in der tiefen Unterkreide (oberes Berriasium, veraltet „Wealden“). Der lagunäre Charakter der Münder-Formation reicht bis in das tiefe Berriasium (Wealden 1 und 2) hinein und nimmt immer mehr ab. Der Ablagerungsraum im Untersuchungsgebiet wird nun zunehmend fluviatil-deltaisch geprägt, jedoch weiterhin unter brackisch-marinen Bedingungen. Im mittleren Abschnitt des Berriasium („Wealden 3“) dominieren Feinsande, welche, wie in diesem Zeitabschnitt beckenweit zu beobachten, einen großräumigen regressiven Trend bekunden. Die Wechselfolge aus Ton-, Silt- und Feinsandsteinen kann als fluviatil-deltaische Verlandungszyklen gedeutet werden. Der obere Teil des Steinbruch-Profils zeigt dunkle, organikreiche Tonsteine die Teil eines transgressiven Trends darstellen können, der sukzessive hin zu den vollmarinen Bedingungen im nachfolgenden Valanginium führt.

In der zusammengesetzten Abfolge der Bohrung Eulenflucht-1 und der Profilaufnahme konnte die fazielle Entwicklung des Berriasium im Süntel rekonstruiert werden. Aufgrund der regionalgeologischen Bedeutung wurde der Steinbruch als Geotop ausgewiesen.

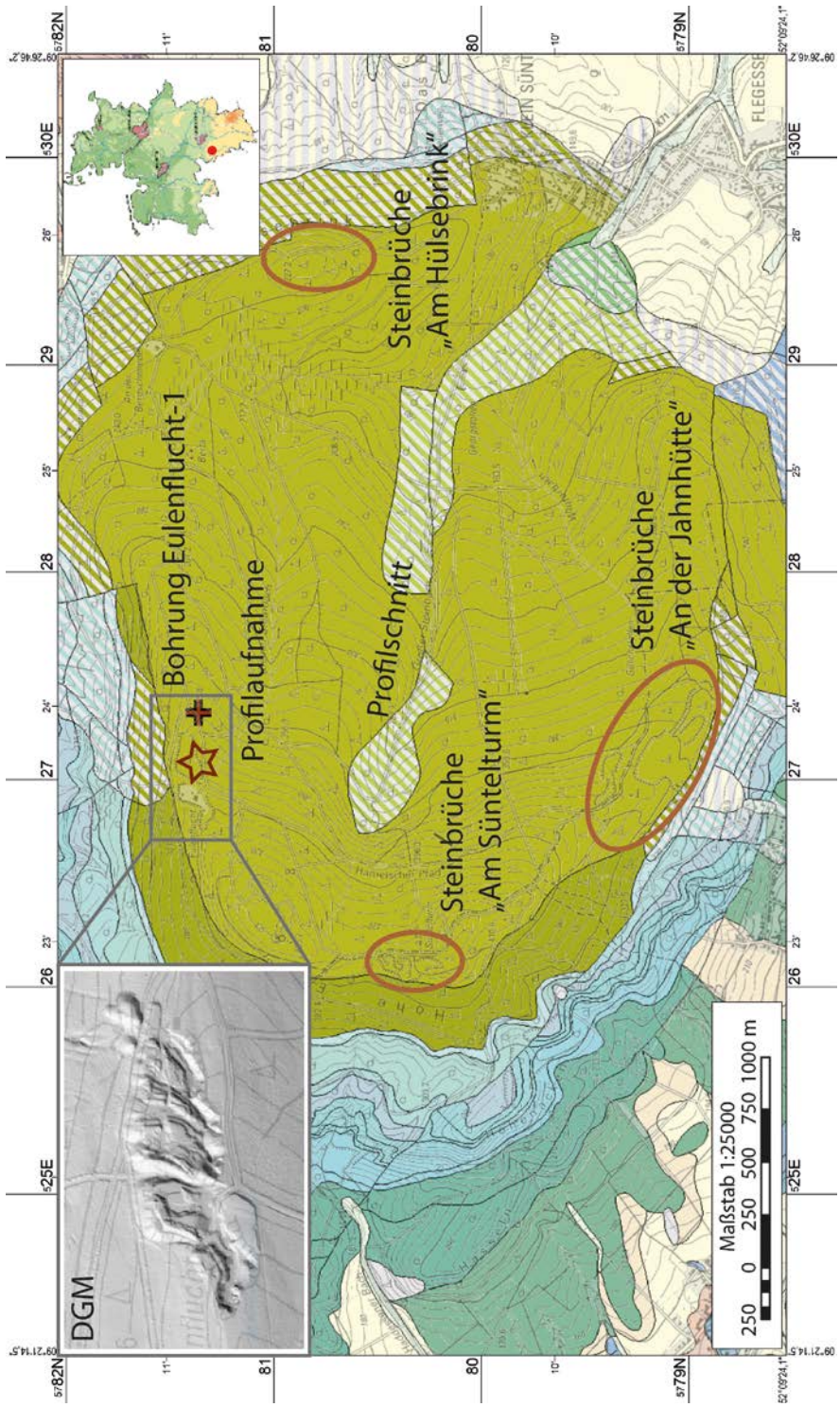
Einleitung

Die hier vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Geologie der Sandsteine der tiefsten Unterkreide (Berriasium, veraltet „Wealden“), die im südöstlichen Bereich des Süntel in ehemaligen Steinbrüchen aufgeschlossen sind. Der Süntel bildet den östlichen Teil des Wesergebirges und befindet sich zwischen Hameln, Bad Münder und dem sich nördlich angrenzenden Auetal. Mit einer Höhe von ca. 440 m ü. NN bildet die Hohe Egge die höchste Erhebung innerhalb des Süntel.

In den Kammlagen des Süntel wurden die Bausandsteine des „Wealden“ bis vermutlich in die 1950er Jahre in diversen Steinbrüchen abgebaut. So finden sich relativ ausgedehnte ehemaligen Abbaustellen im südlichen Bereich des Süntel, oberhalb von Welliehausen (Steinbrüche an der Jahnhütte), in der Umgebung des Süntelturm, in der Nähe der ehemaligen Waldgaststätte „Eulenflucht“ und im östlichen Bereich des Süntel „Am Hülsebrink“ (Abb. 1). Der Abbau von Steinkohle war bis in die 1940er Jahre ein wichtiger Industriezweig in der Region. Durch die Gewinnung von Steinkohle aus dem Schacht- und Stollenbetrieb und einigen wenigen Bohrungen sind wichtige Kenntnisse zur lokalen Geologie gewonnen worden (Graupner 1981).

Der ehemalige Steinbruch Eulenflucht erstreckt sich über eine Länge von ca. 200 m bei einer Aufschlusshöhe von ca. 5 m bis 20 m. Trotz des starken Bewuchses

Abb. 1 ➞ siehe nächste Seite
Geologische Übersichtskarte des Süntel (https://nibis.lbeg.de/cardomap3/). In der Karte ist die Position des Profils im Steinbruch Eulenflucht mit einem Stern gekennzeichnet. Etwa 300 Meter östlich befindet sich die Bohrung Eulenflucht-1 (rotes Kreuz, BID: 3822GE0170). Alle relevanten Steinbrüche (rote Ellipsen) sind in der Karte markiert. Der Detailausschnitt zeigt das digitale Geländemodell (DGM) des Steinbruchs Eulenflucht.


Bohrung Eulenflucht-1
Profilaufnahme
Profilschnitt
Steinbrüche „Am Hülsebrink"
Steinbrüche „Am Süntelturm"
Steinbrüche „An der Jahnhütte"
DGM
Maßstab 1:25000
250 0 250 500 750 1000 m
FLEGESSE

und der teilweisen Bedeckung des anstehenden Gesteins mit Hangschutt und Vegetation sind mehrere Teilprofile zugänglich, die lateral gut zu verfolgen sind. Teilprofile aus dem Steinbruch Eulenflucht wurden von Hegazi (1970), Jürgens (1972) und Pelzer (1998) beschrieben. Mit der sedimentologischen Aufnahme des Steinbruchs wird das Profil der etwa 300 m westlich abgeteuften Kernbohrung Eulenflucht-1 (BID: 3822GE0170) ins Hangende verlängert, um damit ein zusammengesetztes Profil vom Oberjura (Münder-Formation) bis zum vermuteten „oberen Wealden“ (Berriasium, Wealden 5 bis 6) zu erhalten. Im Jahr 2009 wurde die 328 m lange Kernbohrung Eulenflucht-1 abgeteuft für die eine detaillierte biostratigraphische Einstufung existiert (Heunisch & Luppold 2015).

Zeitlicher und paläogeographischer Überblick

In Abbildung 2 ist die vereinfachte stratigraphische Übersicht der Unterkreide, modifiziert nach Stratigrafische Tabelle von Deutschland 2016 (STD 2016), mit den aktuellen Formationsbezeichnungen dargestellt. Der veraltete lithostratigraphische Begriff „Wealden“ wird durch die Bückeberg-Gruppe abgelöst. Die Bückeberg-Gruppe wird in den höheren Teil des Berriasium eingestuft (Erbacher et al. 2018), sie stellt die älteste geologische Stufe der Unterkreide dar und umfasst den Zeitraum von ca. 145 bis 140 Millionen Jahren. Aufgrund der faziellen Variabilität innerhalb der Bückeberg-Gruppe werden regional weitere Formationen und Subformationen unterschieden. Die mikropaläontologische Gliederung in Ostrakodenzonen (Wealden 1 bis 6) nach Wolburg (1959) wird weiterhin für die zeitliche Einstufung der Bückeberg-Gruppe verwendet. Im Untersuchungsgebiet kann die Deister-Formation ausgewiesen werden, die lokal in eine tonig dominierte Osterwald-Subformation und in eine vorwiegend sandige Barsinghausen-Subformation unterteilt werden kann (Erbacher et al. 2018).

Das Untersuchungsgebiet befand sich während des Berriasium am südlichen Rand des Niedersächsischen Beckens. Dieses wurde im Süden durch die Rheinische

Abb. 2 Vereinfachte stratigraphische Übersicht (nach STD 2016) der Unterkreide in Norddeutschland. 1 – nach Wolburg (1959), 2 – informeller Name.

System	Chronostratigraphie		Gruppen	Lithostratigraphische Einheiten in Norddeutschland		Mikropal. Gliederung [1]	
				alt	neu Leine-Bergland		
Unterkreide	Berriasium	Ober	Bückeberg-Gruppe	"Wealden" Bückeberg-Formation	Barsinghausen-Subformation Deister-Formation Osterwald-Subformation	Wd	6 5 4 3 2 1
		Unter		Serpulit	Münder-Formation [2]	O. M.	6 5

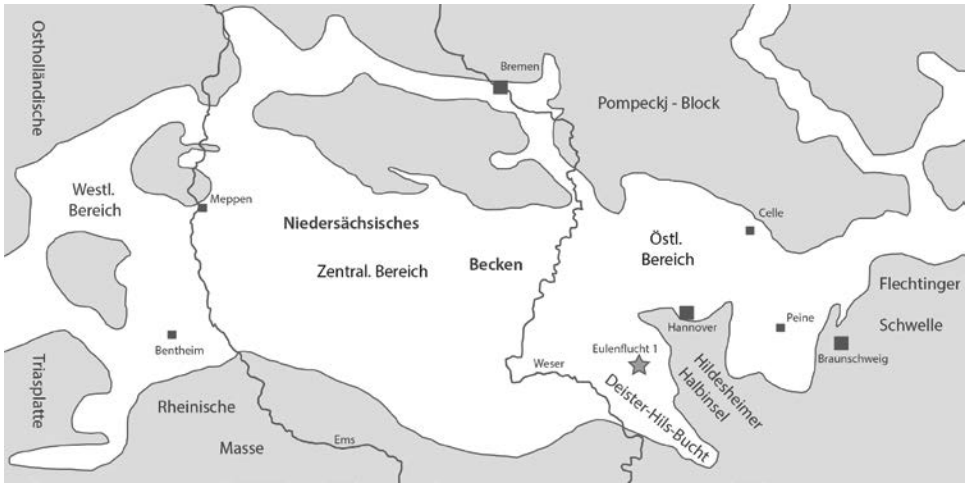


Abb. 3 Paläogeographische Übersichtskarte der älteren Unterkreide (Berriasium/Valanginium) des Niedersächsischen Beckens. Vereinfacht nach Schott et al. (1967/1969) mit wichtigen lokalen Bezeichnungen. Die Lokation der Bohrung Eulenflucht-1 als Teil des Untersuchungsgebietes ist als Stern gekennzeichnet.

Masse, im Westen durch die Ostholländische Triasplatte, im Norden durch den Pompeckj-Block und im Osten durch die Flechtinger Schwelle begrenzt (Abb. 3). Das Niedersächsische Becken lässt sich in drei Teilbecken untergliedern, in denen sich Ablagerungen von bis zu mehreren hundert Meter Mächtigkeit befinden (Mutterlose und Bornemann 2000). Der Südrand des Beckens lässt sich paläogeographisch kleinräumiger differenzieren. Das Gebiet des heutigen Süntel befand sich in der Deister-Hils-Bucht, die durch die Hildesheimer Halbinsel vom östlichen Teilbecken getrennt wurde. In der Deister-Hils-Bucht befand sich nach Pelzer (1998) eine von anastomisierenden bis mäandrierenden Flüssen geprägte Deltaebene, die sich umgeben von küstennahen Sümpfen und Lagunen in das Becken vorbaut. Die Ausdehnung dieses terrestrisch-fluviatil beeinflussten Bereiches lässt sich bis in die Rehburger Berge verfolgen (Wilde 1991).

Geologisches Profil des Steinbruch Eulenflucht

Im Frühjahr 2020 wurde ein 15,70 m mächtiges Gesamtprofil an der südlichen Aufschlusswand im ehemaligen Steinbruch Eulenflucht aufgenommen (RW: 32527098,6 HW: 5781379.7 ETRS89 / UTM zone 32N).

Das Aufschlussprofil beginnt bei etwa 380 m ü. NN in einem massiven, dickbankigen Mittelsandstein der von einer etwa 9 m mächtigen Wechselfolge aus Ton-, Silt- und Feinsandstein überlagert wird. Das Profil endet bei ca. 396 m ü. NN im Hangenden in einem dunklen, blättrigen Tonstein. Die hier einzeln beschriebenen Abschnitte wurden anhand der Beobachtungen im Gelände eingeteilt (Abb. 4). Die Schichten fallen mit ca. 5°–10° nach Nordnordost ein.

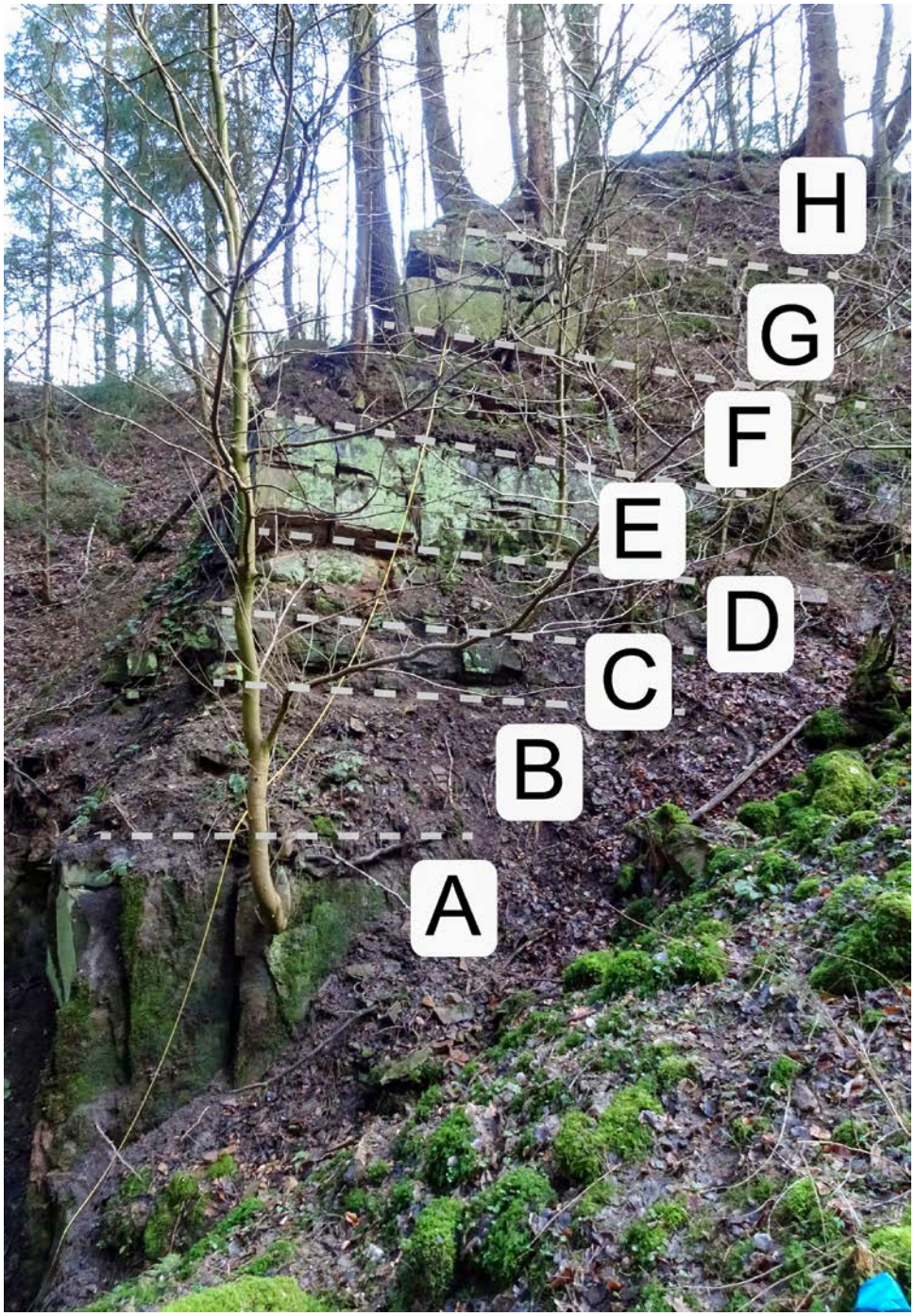


Abb. 4 Übersichtsaufnahme der Profilwand im Steinbruch Eulenflucht (Blickrichtung NW). Das Profil wurde bei der Aufnahme aufgrund der lithologischen Änderungen in einzelne Abschnitte (A bis H) eingeteilt.

Der unterste Abschnitt A besteht aus einem ca. 4 m mächtigen feinsandigen Mittelsandstein. Dieser homogene Sandstein ist braungrau, schwach kalkig, teilweise fest zementiert bis leicht mürbe und besteht vorwiegend aus subangular gerundeten Quarz-Körnern. Eine Bankung von 2 bis 3 m Mächtigkeit ist erkennbar. Einige wenige Lösungshohlräume von Schalenresten sind sichtbar. Am Top befindet sich eine ca. 10 cm dicke Schicht mit aufgearbeiteten Pflanzenresten (Phytoklasten) und flaseriger Schichtung. Darüber sind feinkiesige Gerölle in einer ca. 10 cm mächtigen Feinsandstein-Lage zu finden (Abb. 5).

Im Hangenden schließt sich Abschnitt B (1,00 bis 1,10 m mächtig) mit einer Wechselfolge aus Ton-, Silt und Feinsandstein an. Er beginnt mit einem 20 bis 30 cm mächtigen schwarzgrauen, organikreichen Tonstein über dem eine ca. 80 cm mächtige Abfolge aus laminiertem, flaserig geschichtetem Silt- und Tonstein in heterolithische Wechsellagerung folgt. Darin eingeschaltet sind mehrere ca. 5 bis 10 cm dicke, siltige Feinsandsteinbänkchen mit dünnen Tonzwischenlagen, kohligen Pflanzenresten und wenigen Schalenresten. Am Top dieses Abschnittes lagert ein laminierter, siltiger Tonstein.

Der folgende Abschnitt C besteht aus einer ca. 60 cm mächtigen Bank aus flachwinklig schräggeschichtetem, siltigem Feinsandstein mit Schalenabdrücken an der Bankunterseite.

Es folgt der ca. 1,30 m mächtige Abschnitt D, der aus einer 60 cm mächtigen Wechselfolge, aus dünnen Schichten von organikreichen, laminierten und flaserig geschichteten Ton- und Siltstein besteht. Darin sind geringmächtige Feinsandbänke von 5 bis 10 cm Mächtigkeit eingeschaltet. Oberhalb der Wechselfolge lagert eine ca. 5 cm mächtige Schicht aus halbplastischem, hellgrauem Ton. Darüber schließt sich eine ca. 55 cm mächtige, braungraue, von Organismen durchwühlte (Bioturbation) Bank aus Feinsandstein an. Der rostbraune Sandstein ist glimmerreich und zeigt Millimeter-dünne Tonlagen auf den Schichtflächen. Der Abschnitt endet mit einer 10 cm mächtigen dunkelgrauen, siltigen und organikreichen Tonsteinlage.

Im überlagernden Abschnitt E findet sich eine ca. 1,2 m mächtigen Bank aus siltigem Feinsandstein, die in den unteren 20 cm laminiert und flachwinklig schräggeschichtet, und im höheren Teil massig ausgebildet ist. In diesem Feinsandstein sind Schalenreste auf den Schichtflächen erhalten sowie wenige Bioturbationsspuren sichtbar.

Der folgende Profilabschnitt F ist ca. 1,7 m mächtig. Die Basis besteht aus einem ca. 60 cm mächtigen, dünnplattigen, organikreichen Tonstein, der überlagert wird von einem ca. 60 cm mächtigen siltigem und ungeschichteten Feinsandstein. Darüber folgt eine weitere 50 cm mächtige Wechselfolge aus horizontal laminiertem Ton- bis Siltstein mit eingeschalteten 5 bis 10 cm mächtigen Feinsandsteinbänken.

Die jüngste Sandsteinlage bildet den Abschnitt G. Diese besteht aus einem ca. 1,5 m mächtigen, graubraunen Mittel- bis Feinsandstein mit tonigen Zwischenlagen. Innerhalb des Sandsteinpaketes kann eine Bankung mit wechselnder Mächtigkeit zwischen 20 cm bis 1 m beobachtet werden, die durch dünne (mm- bis cm-Bereich) Tonlagen voneinander getrennt sind. Die einzelnen Sandsteinbänke sind teilweise horizontal geschichtet, können aber auch massiv und ungeschichtet ausgebildet sein.

Der oberste Abschnitt des Profils, Abschnitt H, ist ca. 3,5 m mächtig und besteht aus einem organikreichem, siltigem, dunkelgrauem und teilweise blättrigem. Nahe der Basis findet sich eine ca. 15 cm dicke

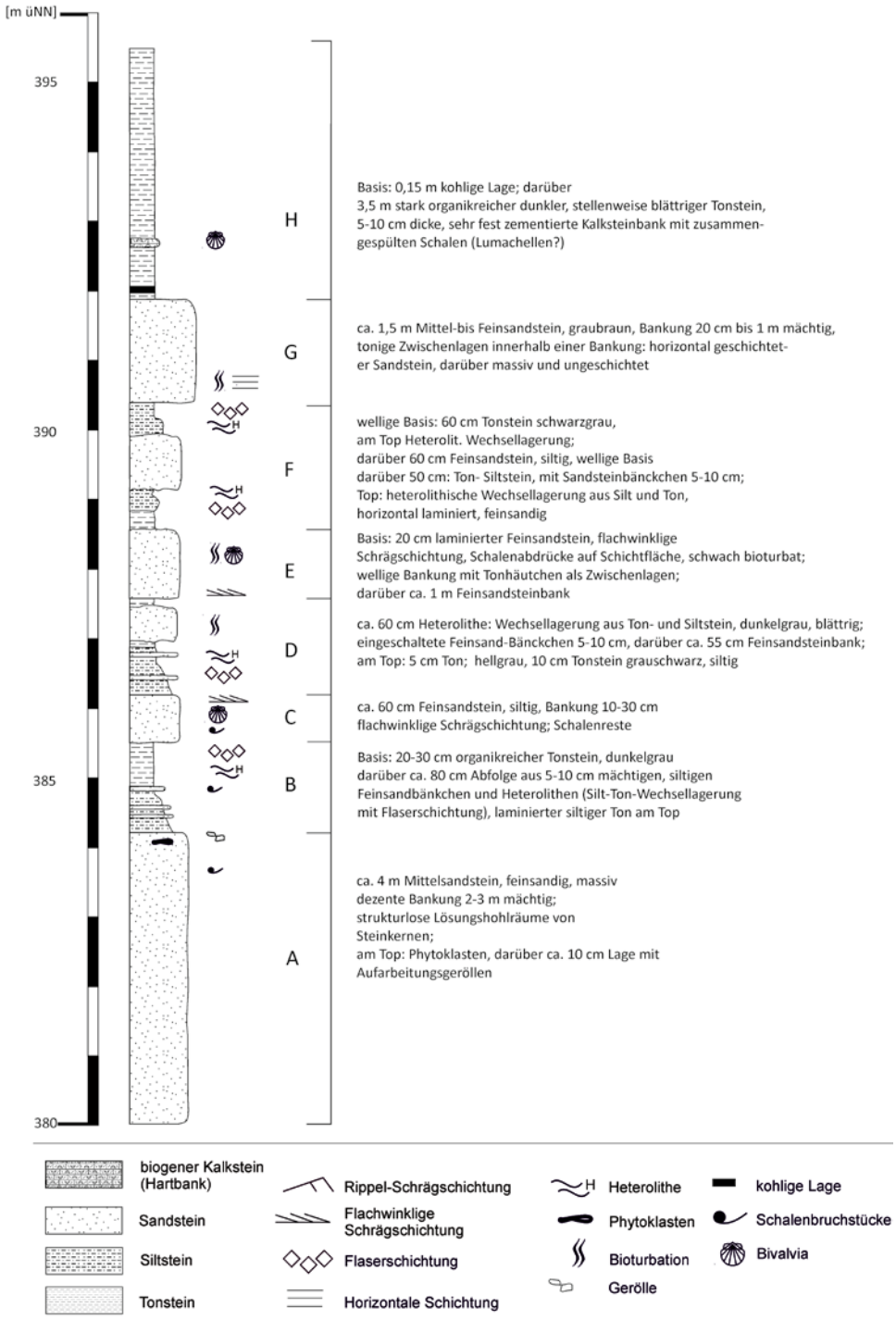


Abb. 5 Verwitterungsprofil und lithologische Beschreibung aus dem Steinbruch Eulenflucht. A–H sind lithologische Einheiten, die bei der Aufnahme unterschieden wurden.

Kohlelage über der sich eine ca. 10 cm dicke Kalksteinbank, bestehend aus zusammengespülten Muschelschalen, befindet. Im Hangenden dieser Bank folgen bis zur Geländeoberkante bei ca. 390 m ü. NN, dunkle Tonsteine, die den Abschluss des Profils bilden.

Zusammengesetztes Profil der Deister-Formation im Süntel aus der Profilaufnahme und der Bohrung Eulenflucht-1

Etwa 300 m östlich vom Steinbruch Eulenflucht wurde im Jahre 2009 die Bohrung Eulenflucht-1 abgeteuft. Mit der Bohrung wurde ein kontinuierliches Profil durch das mittlere und untere Berriasium bis in den unterlagernden Oberjura (Oxfordium) im Niedersächsischen Bergland erbohrt (Heunisch & Luppold 2015). Ergänzend zur vorhanden Beschreibung der Bohrung Eulenflucht-1 wurde die Bohrkerne um zusätzliche sedimentologische Details (z. B. Schichtung, Sedimentstrukturen, Fossilien) erweitert und ergänzt. Das zusammengesetzte Profil der Deister-Formation im Bereich des Süntel (Abb. 6) wurde aus der Geländehöhe des Bohransatzpunktes der Bohrung Eulenflucht-1, dem Schichteinfallen und der Geländehöhe an der Basis des dokumentierten Profils aus dem Steinbruch Eulenflucht rekonstruiert. Das Aufschlussprofil bildet mit einer vermuteten Lücke von etwa 14 m den überlagernden Teil der Bohrung Eulenflucht-1.

In der Bohrung Eulenflucht-1 sind die Ablagerungen der unterkretazischen Deister- sowie der Münder-Formation des Oberjura enthalten. Letztere bestehen aus einer Wechsellagerung von organikreichen Tonsteinen, Mergel- und Tonmergelsteinen sowie Kalksteinen (Heunisch & Luppold 2015). Innerhalb dieser Schichtfolge treten in den Tonmergelsteinen Horizonte mit Stromatolithen (Cyanobakterienmatten) auf, die auf eine Flachwasser-Fazies hindeuten. Im zusammengesetzten Profil (Abb. 6) sind hier lediglich die oberen 20 m der Münder-Formation im konkordanten Übergang zur Unterkreide dargestellt.

In der Bohrung Eulenflucht-1 sind 100 m mächtige Ablagerungen der Deister-Formation erbohrt worden. Sie bestehen im unteren Bereich aus einer Wechsellagerung von organikreichen, dunklen Ton- und Tonmergelsteinen mit sandig-siltigen Einschaltungen. In den Ton- und Tonmergelsteinen treten die typischen Muschel-Schilllagen (Lumachellen-Lagen oder Schillkalk-Bänke) und Stromatolithe auf. Im „Wealden 2“ treten neben Stromatolithen und Schilllagen immer häufiger organikreiche, dunkle Tonsteine auf. Gelegentlich sind auch Anzeichen von Bodenbildung in Form von Eisen- und Kalzit-Konkretionen vorhanden. Begleitend tritt meist heterolithische Wechsellagerungen, bestehend aus laminierten Ton- und Siltsteinen auf. Dieser Abschnitt kann innerhalb der Deister-Formation der tonig dominierten Osterwald-Subformation zugeordnet werden.

Der obere Teil der Bohrung, der biostratigraphisch in den „Wealden 2–3“ eingestuft wurde (Heunisch & Luppold 2015), besteht aus schräggeschichteten, horizontal geschichteten und ungeschichteten, massiven Sandsteinen sowie geringmächtigen organikreichen, tonigen Lagen. Dieser Abschnitt wird der sandig dominierten Barsinghausen-Subformation zugeordnet.

Kombiniertes Profil Bohrung und Steinbruch Eulenflucht

1 : 500. Ergänzt nach Heunisch & Luppold.

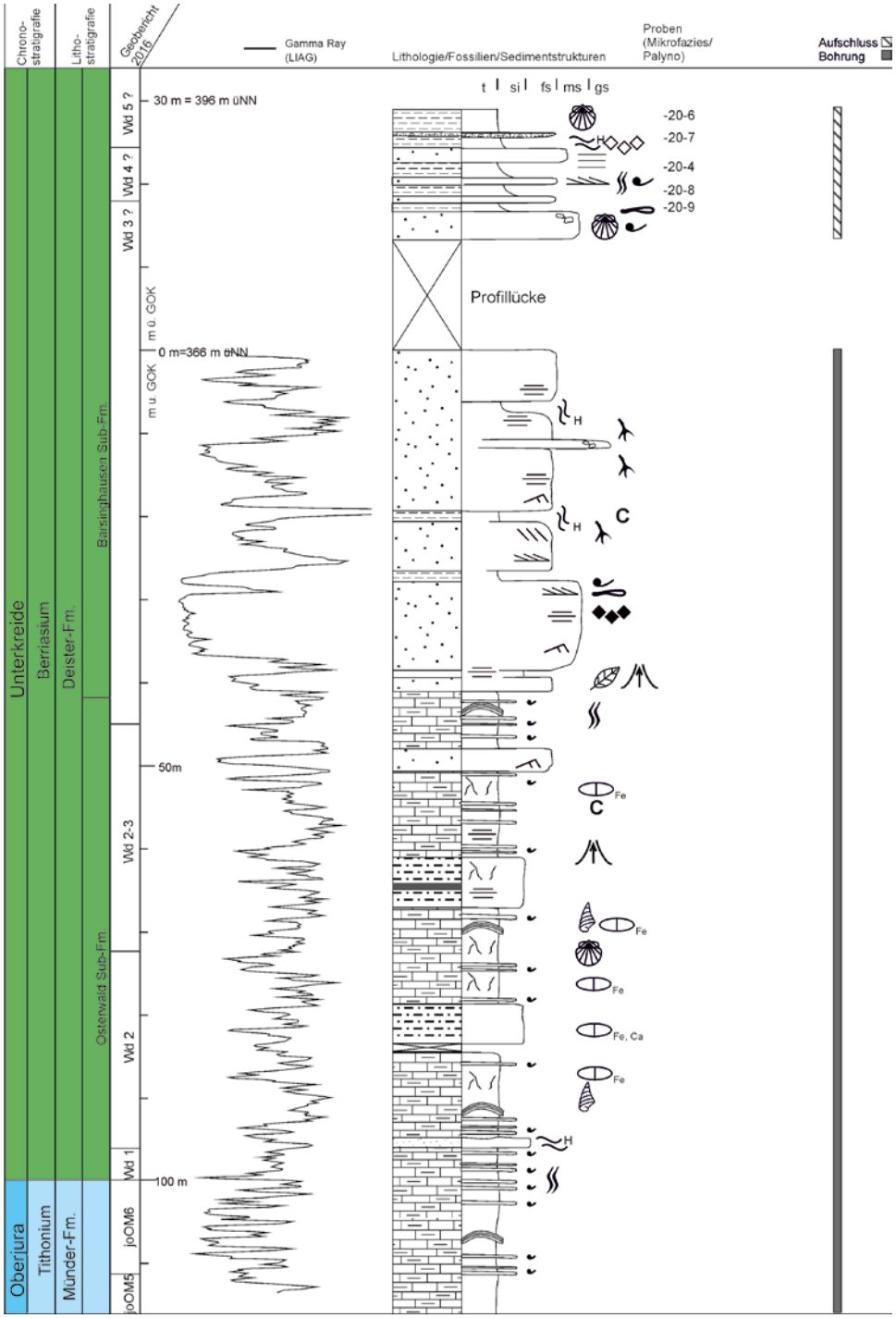
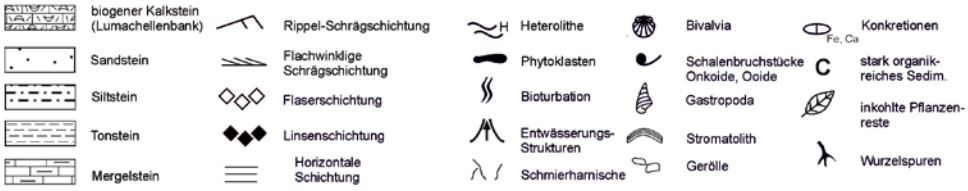


Abb. 6 ← siehe vorherige Seite
Zusammengesetztes Profil des oberen Tithonium und Berriasium im Süntel aus der Bohrung Eulenflucht-1 (ergänzt nach Heunisch & Luppold, 2015) und der eigenen Profilaufnahme aus dem Steinbruch Eulenflucht. Die Neben der stratigraphischen Einordnung befindet sich die geophysikalische Bohrlochmessung (Gamma Ray-Messung) und das zusammengesetzte Verwitterungsprofil.



Die Grenze zwischen Osterwald- und Barsinghausen-Subformation ist lithologisch definiert. In den geophysikalischen Bohrlochmessungen ist der Wechsel von einem tonig dominierten unteren Bereich (Osterwald-Subformation) zu einem sandig dominierten oberen Abschnitt (Barsinghausen-Subformation) ab einer Teufe von 50 m unter GOK zu erkennen (Abb. 6). Im sandig dominerten Bereich sind gut ausgebildete Vergröberungstrends der Korngrößen im Verlauf der Gamma Ray-Messung zu erkennen.

Die Sandsteine des „Wealden 2–3" bilden den Abschluss der Bohrung Eulenflucht-1 (Heunisch & Luppold 2015). Aus der Höhe (über NN) des Ansatzpunktes der Bohrung Eulenflucht-1 und der Höhe der Basis des Aufschlusses ergibt sich eine Differenz von 14 m. Trotz dieser Profillücke von 14 m, wird das massive Sandsteinpaket an der Basis des dokumentierten Steinbruch-Profils als Anschluss an die im Hangenden der Bohrung Eulenflucht-1 erbohrten Sandsteine des Wealden 3 angesehen. Diese massiven Sandsteinbänke bilden im gesamten Steinbruch Eulenflucht die Basis des Aufschlusses und können entlang der östlichen Profilwand im Steinbruch nachverfolgt werden.

Bisher publizierte Profilaufnahmen im Steinbruch Eulenflucht

Von Hegazi (1970) wurde die Schichtenfolge des Berriasium aus den bekannten Aufschlüssen im Süntel dokumentiert und der Versuch unternommen, diese zu korrelieren. Auch im Steinbruch Eulenflucht wurde von Hegazi (1970) ein Profil dokumentiert, das sich vermutlich wenige Meter westlich des hier beschriebenen Profils befindet. Das von Hegazi (1970) beschriebene Profil beginnt mit einer ca. 2,5 m mächtigen Mittel- bis Feinsandsteinbank, über der sich eine 10 bis 11 m mächtige Wechselfolge von Schluff-, Ton- und Sandsteinbänken befindet.

Nach Jürgens (1972) lässt sich die Schichtfolge des Berriasium im Süntel in zwei Abschnitte unterteilen, die durch eine zeitgleiche Schichtfläche getrennt werden.

Die Basis der massiven Sandsteinbänke am Fuß des hier aufgenommenen Profils stellen dabei die Trennfläche dar. Die Sandsteinbänke sind im gesamten Süntel in vergleichbarer Ausbildung und Mächtigkeit vorzufinden. Die geringmächtigen Kohleflöze sind im Süntel lokal verbreitet, großen Mächtigkeitsschwankungen unterworfen und keilen auf kurze Distanz aus. Sie können somit nicht für eine Korrelation herangezogen werden (Hegazi 1970). Der feinkiesige Sandstein am Top des massiven Sandsteinpaketes (Abschnitt A) wurde auch von Jürgens (1972) und vermutlich auch von Pelzer (1998) beobachtet und dort als „Konglomeratlage" bezeichnet. In weiteren Profilen im Süntel werden Konglomeratlagen aus unterschiedlichen Niveaus oberhalb der von Jürgens (1972) beschriebenen mutmaßlich zeitgleichen Trennfläche beobachtet. Eine Korrelation der Profile mittels einzelner Konglomeratlagen ist damit nur sehr lokal möglich.

Pelzer (1998) dokumentiert eine ca. 9 m mächtige Abfolge aus dem südlichen Bereich des hier beschriebenen Aufschlusses als eine Wechsellagerung von Siltsteinen mit eingeschalten Ton- und Sandsteinen unteren Teil und einem oberen Abschnitt mit kompakten Sandsteinbänken mit siltigen Horizonten. In der obersten Lage ist ein schräggeschichteter, feinkonglomeratischer Aufarbeitungshorizont beschrieben, der nach Hegazi (1970) eventuell als lokaler Korrelationsmarker zwischen den Profilen im Steinbruch Eulenflucht herangezogen werden kann.

Faziesrekonstruktion des Berriasium im Süntel

Anhand des Palynomorphen-Spektrums der Bohrung Eulenflucht-1 ist das Ablagerungsmilieu in einem deltaisch bis brackisch-flachmarinen und teilweise lagunären Fazies-Bereich anzusiedeln (Heunisch & Luppold 2015). Vereinzelt sind Abschnitte mit Dinozysten (Algen mit organischer Wandung) nachgewiesen, die auf kurzzeitige marine Ingressionen hindeuten und beckenweit nachgewiesen wurden (Schneider et al. 2018). Mit Beginn des „mittleren Wealden" (Wealden 3), setzt im Gebiet des Süntel die Haupt-Sandschüttung ein, bei der homogene und strukturlose Sandsteinkörper von mehreren Metern Mächtigkeit abgelagert wurden. Die Ablagerung der Sandsteine erfolgte vermutlich in einem fluviatil-deltaischen Milieu und stellt einen großräumigen regressiven Trend dar.

Für das Gebiet des Süntel ergibt sich damit eine Abfolge aus mehreren Regressions- und Transgressions-Trends eines Deltakomplexes. Der ältere Abschnitt („Wealden 1 bis 3") stellt dabei den regressiven Teil der Abfolge dar, in dem sich sukzessive kleinere oder kurzzeitige Schüttungen eines fluviatil-deltaischen Systems in das Becken vorbauen. Der Abschnitt der mächtigen Sandstein-Ablagerungen stellt das Maximum der fluviatil-deltaischen Schüttungen dar. Anhand der Aufschlüsse im Süntel können keine mehrphasigen Sandschüttungen im Sinne von kartierbaren Einheiten, wie z.B. aus den Bückebergen, die dort als „Unterer" und „Oberer Hauptsandstein" bekannt sind (Hornung et al. 2012), beobachtet werden. Oberhalb des mächtigen Sandsteines im Aufschluss Eulenflucht findet sich ein geringmächtiger Geröllhorizont (Top der Einheit A), der als jüngste Ablagerung eines progradierenden Deltas interpretiert werden kann. Auch im Osterwald, dem

Nesselberg und im südöstlichen Bereich des Deister treten Grobsand- bis Feinkies-Lagen in den Sandsteinen auf (Waldeck 1969; Jürgens 1972).

Nach Ablagerung der mächtigen Sandsteinabfolge im „mittleren" Abschnitt des Berriasium setzt allmählich ein transgressiver Trend ein, der zur sukzessiven Flutung und Erweiterung des Niedersächsischen Beckens führte. Die überlagernden Wechselfolgen, beginnend mit Feinsandstein über Silt- hin zu Tonstein, könnten als Verlandungszyklen eines fluviatil-deltaischen Systems interpretiert werden. Diese sind durch die Verlagerung von deltaischen Rinnen entstanden. In solchen Verlandungszyklen der oberen Deltaebene finden sich siltig-tonige Sedimente der Überflutungsebene, sowie sandig-siltige Uferdamm-, Durchbruchsfächer- und Rinnen-Sedimente. Fehlende Bioturbation ist ebenfalls ein Indiz für die Entstehung der Sedimente auf der oberen Deltaebene. Den Abschluss der dokumentierten Abfolge bilden dunkle Tonsteine, die als Beckensedimente interpretiert werden und den distalen Faziesbereich der Abfolge bilden. Da das Profil nicht weiter in jüngere Schichten verfolgt werden kann, ist eine Festlegung einer „maximum flooding surface" nicht möglich, sondern bedarf, wie oben erwähnt, weiterer mikropaläontologische Untersuchungen.

Der obere Teil der Abfolge aus dem Steinbruch Eulenflucht könnte aufgrund seiner lithologischen Beschaffenheit in den „oberen Wealden" („Wealden 4 bis 5") eingeordnet werden. Leider konnten aus den entnommenen Proben aufgrund der Fossilarmut keine stratigraphische Zuordnung vorgenommen werden. Im jüngsten Berriasium, bis spätestens mit Einsetzten des Valanginium, ändern sich die Bedingungen im Niedersächsischen Becken von brackisch-marin hin zu vollmarinen Bedingungen. Während des Berriasium wurden dabei dunkle Tonsteine mit eingeschalteten Schillkalk-Hartbänken abgelagert (Kemper 1973), die so auch im obersten Abschnitt des aufgenommenen Profils nachgewiesen sind (Abschnitt H).

Durch das hier dokumentierte Profil des aufgelassenen Steinbruchs Eulenflucht konnte die in der Bohrung Eulenflucht-1 aufgeschlossen Abfolge erweitert und in einen regionalgeologischen Zusammenhang gestellt werden. In der zusammengesetzten Abfolge kann die fazielle Entwicklung der Deister-Formation im Gebiet des Süntel erstmals rekonstruiert werden. Aufgrund der guten Erhaltung und der Zugänglichkeit wurde das Profil im Steinbruch Eulenflucht als regionalgeologisches Richtprofil der Barsinghausen-Subformation und Geotop ausgewiesen.

Danksagung

Besonderen Dank gebührt Herr Prof. Jörg Mutterlose für die konstruktive Kritik und wertvollen Hinweise die zu einer deutlichen Verbesserung des Manuskripts beitrugen.

Literatur

Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK, Hrsg.) (2016): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016.

Erbacher, Jochen; Hiss, Martin; Luppold, Friedrich Wilhelm; Mutterlose, Jörg (2018): Bückeberg-Gruppe. – In: Litholex [Online-Datenbank], Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover). Letzte Änderung 24.09.2018 [Datum der Recherche 05.10.2021], Datensatz 2008144, https://litholex.bgr.de.

Graupner, Armin (1981): Der Berrias-Steinkohlenbergbau in Niedersachsen 1945–1963. – Schriften der Wirtschaftswissenschaftlichen Gesellschaft zum Studium Niedersachsen e. V., Göttingen, 184 S.

Heunisch, Carmen; Luppold, Friedrich Wilhelm (2015): Mitteljura bis Unterkreide in den Bohrungen Eulenflucht 1 und Wendhausen 6 – litho- und biostratigrafische Ergebnisse. -GeoBerichte, 31: 40–85; Hannover.

Hegazi, Mohamed El-Taher Ahmed (1970): Lithologische Untersuchungen im Unteren und Mittleren Wealden im SE-Teil des Süntel. – Diplom-Arbeit, TU Hannover, Fakultät I: Natur- und Geisteswissenschaften, 87 S.

Hornung, Jahn; Böhme, Annina; v. d. Lubbe, Torsten; Reich, Mike; Richter, Annette (2012): Vertebrate tracksites in the Obernkirchen Sandstone (Late Berriasian, Early Cretaceous) of northwest Germany: their stratigraphical, palaeogeographical, palaeoecological and historical context. - Paläontologische Zeitschrift, 86 (3): 231–267.

Jürgens, Udo (1972): Sedimentologie der Wealden-Sandsteine im hannoverschen Bergland (NW-Deutschland). – Dissertation, Universität Hamburg, Fachbereich Geowissenschaften, 164 S.

Kemper, Erwin (1973): Das Berias (tiefe Unterkreide) in NW-Deutschland. – Geologisches Jahrbuch, A9: 47–67; Hannover.

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

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

Schneider, Anton Christoph; Heimhofer, Ulrich; Heunisch, Carmen; Mutterlose, Jörg (2018): From arid to humid – The Jurassic-Cretaceous boundary interval in northern Germany. – Review of Palaeobotany and Palynology, 255: 57–69.

Schott, Wolfgang; Jaritz, Werner; Kockel, Franz; Sames, Carl Wolfgang; von Stackelberg, Ulrich; Stets, Johannes; Stoppel, Dieter; Baldschuhn, Reinhard; Krampke, Klaus-Dieter (1967/69). Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropa, 306 Karten (1967). Erläuterungen zum Paläogeographischen Atlas der Unterkreide von NW-Deutschland, 315 S. (1969) – Eds. Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover.

Waldeck, Harald (1969): Gefügeuntersuchungen in Wealdenkonglomeraten des Osterwaldes und Nesselberges südlich Hannover. – Geologisches Jahrbuch, 87: 229–276; Hannover.

Wilde, Volker (1991): Untersuchungen zur Genese der sandigen Fazies des Wealden im Bereich der Rehburger Berge (Niedersachsen). – Diplom-Arbeit, Universität Münster, Fachbereich Geowissenschaften, 113 S.

Wolburg, Johannes (1959): Die Cyprideen des NW-deutschen Wealdens. – Senckenbergiana Lethaea, 40: 222–315; Frankfurt.

Arbeit eingereicht: 03.06.2022
Arbeit angenommen: 23.08.2022

Anschrift der Verfasser:
Sandra Franke, Roberto Pierau
Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie
Referat L2.4 Geologische Grundlagen
Stilleweg 2
30655 Hannover
Roberto.Pierau@lbeg.niedersachsen.de
Sandra.Franke2@web.de

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Naturhistorica - Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover

Jahr/Year: 2022-2023

Band/Volume: 164-165

Autor(en)/Author(s): Franke Sandra, Pierau Roberto

Artikel/Article: Der Steinbruch Eulenflucht im Süntel in Niedersachsen – ein regionalgeologisches Referenzprofil des Berriasium (Unterkreide) 81-94