

Lithologie der Molasseablagerungen (Miozän) im Raum Immendingen am Beispiel eines Bohrkerns (BK 104)

VERENA BRAUN & UTE GEBHARDT

Kurzfassung

Im Jahre 2014 wurden die langjährigen Grabungen des SMNK an der miozänen Wirbeltierfundstelle am Höwenegg bei Immendingen vorerst eingestellt, um den Schwerpunkt auf die Präparation und taxonomische Bearbeitung der bisher geborgenen Funde zu legen. Als Nachfolgeprojekt vor Ort bot sich die Bearbeitung von Bohrungen (ca. 70 Bohrkern) an, die uns freundlicherweise von der Daimler AG zur wissenschaftlichen Bearbeitung zur Verfügung gestellt wurden. Die Bohrkern enthalten Material aus der Unteren und Oberen Süßwassermolasse, das etwas älter ist als die an der Grabungsstelle angetroffenen Schichten. Im Zentrum der vorliegenden Arbeit steht die Untersuchung und Beschreibung des Bohrkerns BK 104. Auf der Basis einer Faziesinterpretation nach MIALL (1996) und ergänzenden Untersuchungen von Dünnschliffen und Tonmineralanalysen ergibt sich als Ablagerungsraum vorerst ein verflochtenes Flusssystem mit Überschwemmungsebenen unter den Bedingungen eines feuchtwarmen Wechselklimas. Dieser Befund muss durch die Bearbeitung weiterer Bohrkern verifiziert werden.

Abstract

In 2014, the long termed excavations of the SMNK at the Höwenegg near Immendingen on Miocene vertebrates have been canceled. As a following project, the investigation of about 70 drilling cores in ownership of the Daimler AG has been started. These cores contain sediments from the Lower freshwater molasse and the Upper freshwater molasse. The sections are somewhat older than the sediments at the excavation site. In this publication, the core number 104 is investigated. As it contains fluvial sediments, a facies interpretation after MIALL (1996) has been done. From this it can be assumed that the environment has been a braided river system with overbank flats under the condition of a wet warm alternating climate. These results have to be verified by investigation of more drilling cores of the area.

Autoren

VERENA BRAUN, B.Sc., Bromberger Straße 144, D-28237 Bremen, Tel.: +49 421/69 19 29 78; E-Mail: braun.verena93@gmail.com
Dr. UTE GEBHARDT, Staatliches Museum für Naturkunde Karlsruhe, Erbprinzenstr. 13, D-76133 Karlsruhe; E-Mail: utegebhardt@gmx.de

Inhalt

1 Einleitung	15
2 Methodik	15
3 Das Bohrprofil	19
4 Weitere Untersuchungen	33
5 Faziesinterpretation	39
Dank	43
Literatur	43

1 Einleitung

Das Staatliche Museum für Naturkunde Karlsruhe gräbt seit vielen Jahren am Höwenegg bei Immendingen nach miozänen Großsäugern der Säugerzone MN 9 (z.B. JÖRG et al. 1955, TOBIEN & JÖRG 1959, TOBIEN 1986, BECHLY et al. 2005, MUNK et al. 2007). Trotz der herausragenden Bedeutung dieser Fundstelle wurden die Grabungen 2014 vorerst eingestellt, um den Schwerpunkt auf die Präparation und taxonomische Bearbeitung der bisher geborgenen Funde zu legen. Als Nachfolgeprojekt vor Ort bot sich die Bearbeitung von Bohrungen (ca. 70 Bohrkern) an, die uns freundlicherweise von der Daimler AG zur wissenschaftlichen Bearbeitung zur Verfügung gestellt wurden. Die Bohrkern enthalten Material aus der Unteren und Oberen Süßwassermolasse, das etwas älter ist als die an der Grabungsstelle angetroffenen Schichten. Sie gestatten die Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen, die zur Entstehung der Fossilfundstätte geführt haben. Im Rahmen dieses Beitrages wird exemplarisch der Bohrkern 104 vom Südrand der Schwäbischen Alb untersucht (Abb. 1). Die hier vorgelegten Ergebnisse sind im Rahmen einer Bachelor-Arbeit entstanden (BRAUN 2016).

2 Methodik

Bei dem hier bearbeiteten Bohrkern handelt es sich um den Kern BK 104 mit einer Länge von 50 Metern. Er wurde 2014 im Rotationskernbohrverfahren mit Wasserspülung gewonnen und lag uns im getrockneten Zustand vor. Der Kern umfasst Abfolgen der Unteren Süßwassermolasse

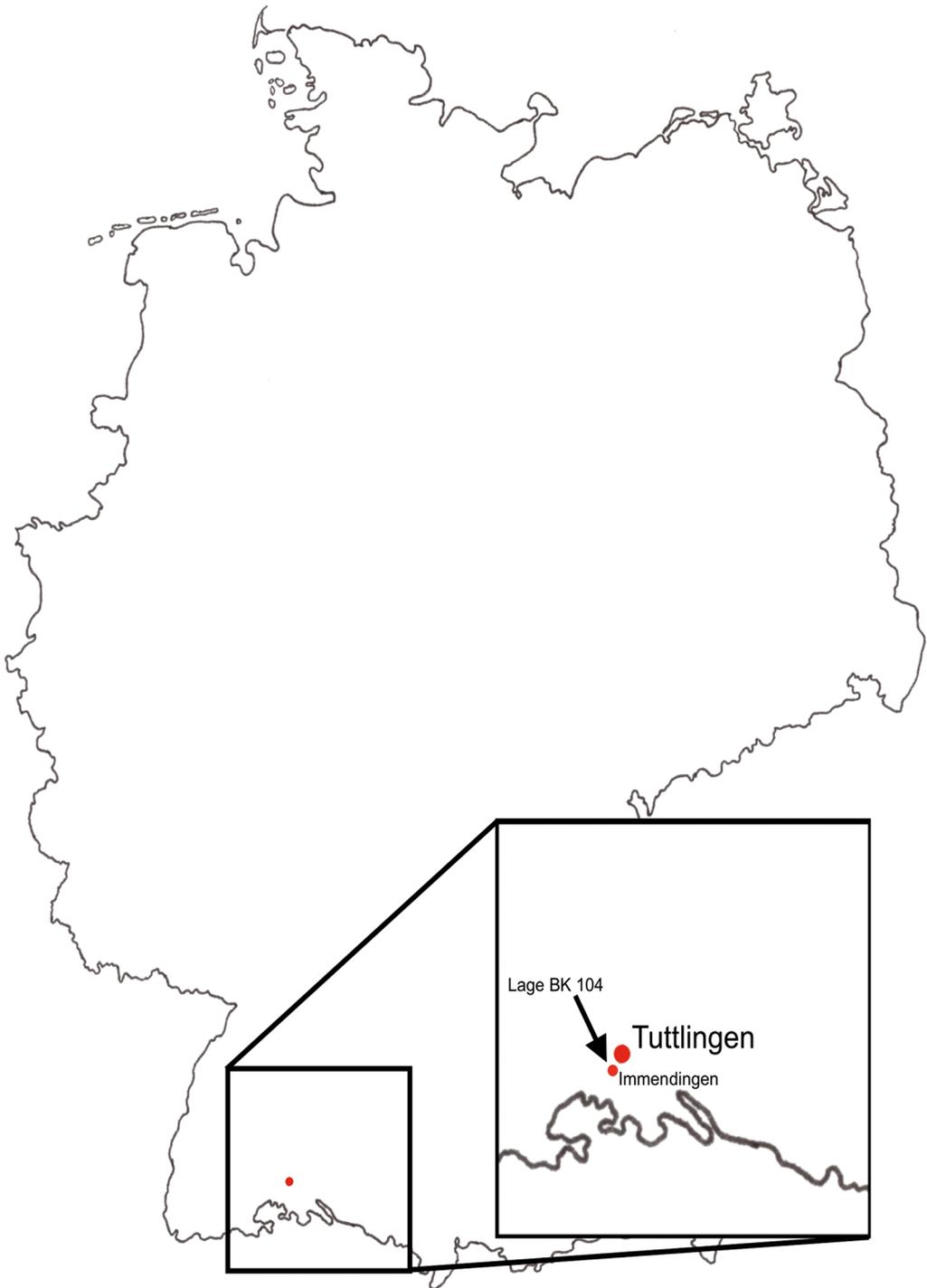


Abbildung 1. Lage des Bohrkerns BK 104 in Immendingen am Südrand der Schwäbischen Alb.

(USM), den Albstein als Vertreter der Oberen Meeresmolasse (OMM) und Abfolgen der Oberen Süßwassermolasse (OSM) (Abb. 2). Je nach Material und Zustand beträgt der Kerndurchmesser 10 cm. Es wurden ein ausführliches Schichtenverzeichnis (BRAUN 2016) sowie ein Bohrprofil erarbeitet. Darüber hinaus wurden Dünnschliffe angefertigt und rasterelektronenmikroskopische sowie tonmineralogische Untersuchungen durchgeführt. Alle Konglomerate/Kiese wurden einer makroskopischen qualitativen Geröllanalyse unterzogen (BRAUN 2016).

Das Hauptziel war die Bestimmung der Ablagerungsbedingungen der Sedimente. Da es sich augenscheinlich um fluviatile Ablagerungen handelt, wurde hierfür die Methode nach MIALL (1996) herangezogen. Bei dieser Methode werden auf der Basis von standardisierten Lithotypen (Faziescodes) fluviatile Architekturelemente (z.B. Gleithang, Sand- oder Kiesbank usw.) definiert. Aus der räumlich-zeitlichen Abfolge dieser Architekturelemente lassen sich dann der Flusstyp (im Vergleich mit den Ablagerungen rezenter Flüsse) und damit die Ablagerungsbedingungen (Klima, Morphologie usw.) ableiten.

2.1 Profildokumentation

Da der Schwerpunkt der Untersuchungen auf den Ablagerungsbedingungen lag, erfolgte die Profildokumentation entgegen der üblichen Vorgehensweise bei der Bearbeitung von Bohrungen von unten nach oben. Die Profilaufnahme wurde ausschließlich in der Kernlagerhalle und daher überwiegend bei Kunstlicht durchgeführt. Die Beschreibung der Lithoeinheiten (LE) erfolgte zu unterschiedlichen Tageszeiten und Wetterbedingungen am trockenen Kern mit einer Lupe mit 10-facher Vergrößerung. Um Merkmale wie Schichtungsgefüge usw. erkennen zu können, wurde die Oberfläche teilweise mit einem Schabgerät, Messer oder Hammer von Spülungsrückständen befreit. Erfasst wurden der Kernzustand, Begrenzungen der LE, die Art des Gesteins (Hauptkomponenten und Nebengemengteile), Farbe, Schichtung, Spaltverhalten, Karbonatgehalt, Mineralführung, sedimentologische und mineralogische, paläontologische sowie tektonische Besonderheiten. Die Korngrößen wurden mit einer Schablone von GEO Supplies Ltd. bestimmt. Daneben wurde auch ein Fadenzähler mit 6-facher Vergrößerung, geschliffener Glaslinse und Millimeter-Skala im Standfuß verwendet. Die Fotodokumentation erfolgte mit einer Nikon D300 und einer Panasonic DMC-FZ200.

2.2 Dünnschliffe

Von drei ausgewählten Lithotypen wurden nicht abgedeckte polierte Dünnschliffe hergestellt:

DS 1: Probe aus LE 2 (49,22-48,99 m);

Dicke: 40 μm

DS 2: Probe aus LE 3 (48,99-48,31 m);

Dicke: 30 μm

DS 7: Probe aus LE 70 (14,19-13,96 m);

Dicke: 19 μm

Die Bearbeitung der Schliffe erfolgte am Polarisationsmikroskop im Durchlicht bei 4- und 10-facher Vergrößerung. Verwendet wurden die Mikroskope LEITZ LABORLUX 12 POLS der Firma Leica und Axio Imager.M2m von Zeiss. Letzteres war mit einer AxioCam MRC 5 (ebenfalls von Zeiss) ausgestattet, die für die Fotoaufnahmen verwendet wurde.

2.3 Untersuchungen am Rasterelektronenmikroskop (REM)

Zur Klärung der Zusammensetzung wurden am Dünnschliff der Probe DS 1 am REM Messungen mit einem energiedispersiven Spektrometer (EDS) durchgeführt. Dafür wurde der Dünnschliff mit Kohlenstoff bedampft. Für die Messungen wurde das Gerät LEO 440 mit einer Wolfram-Katode verwendet. Es liefert digitale Bilder mit einer Größe von 1024 x 768 Pixeln, das minimale Auflösungsvermögen des LEO 440 beträgt < 5 nm (LUDWIG 2016). Die Bilder (Abb. 34 und 35) wurden mit dem SE- und dem 4-Quadranten-BSE(backscattered electrons)-Detektor aufgenommen. Zur analytischen Auswertung wurde das Messprogramm INCA verwendet.

2.4 Tonmineralanalytik mittels Röntgen-diffraktometrie

Für die Untersuchungen zur Tonmineralogie wurden 9 Proben genommen (Tab. 2) und im Labor für die Messungen vorbereitet (BRAUN 2016). Für die Röntgendiffraktometrie wurde das Bragg-Brentano-Diffraktometer D8 ADVANCE ECO der Firma Bruker bei einem Beugungswinkel von $2\theta = 0-70^\circ$ und $2\theta = 5-22^\circ$ eingesetzt. Die Grundlage der Zuordnung von Mineralphasen ist die Interpretation des Diffraktogramms, wobei Tonminerale über das sich ergebende Muster bestimmt werden (MOORE & REYNOLDS 1997). Die Auswertung der Spektren erfolgte mit dem Programm DIFFRAC.SUITE EVA 3.1 der Firma Bruker. Die Minerale wurden nach der Datenbank ICDD PDF2 1999 zugeordnet. Für die Bestimmung der Illit-Kristallinität wurde die Software Fityk 1.2.0 verwendet. Die Halbwertsbreite des

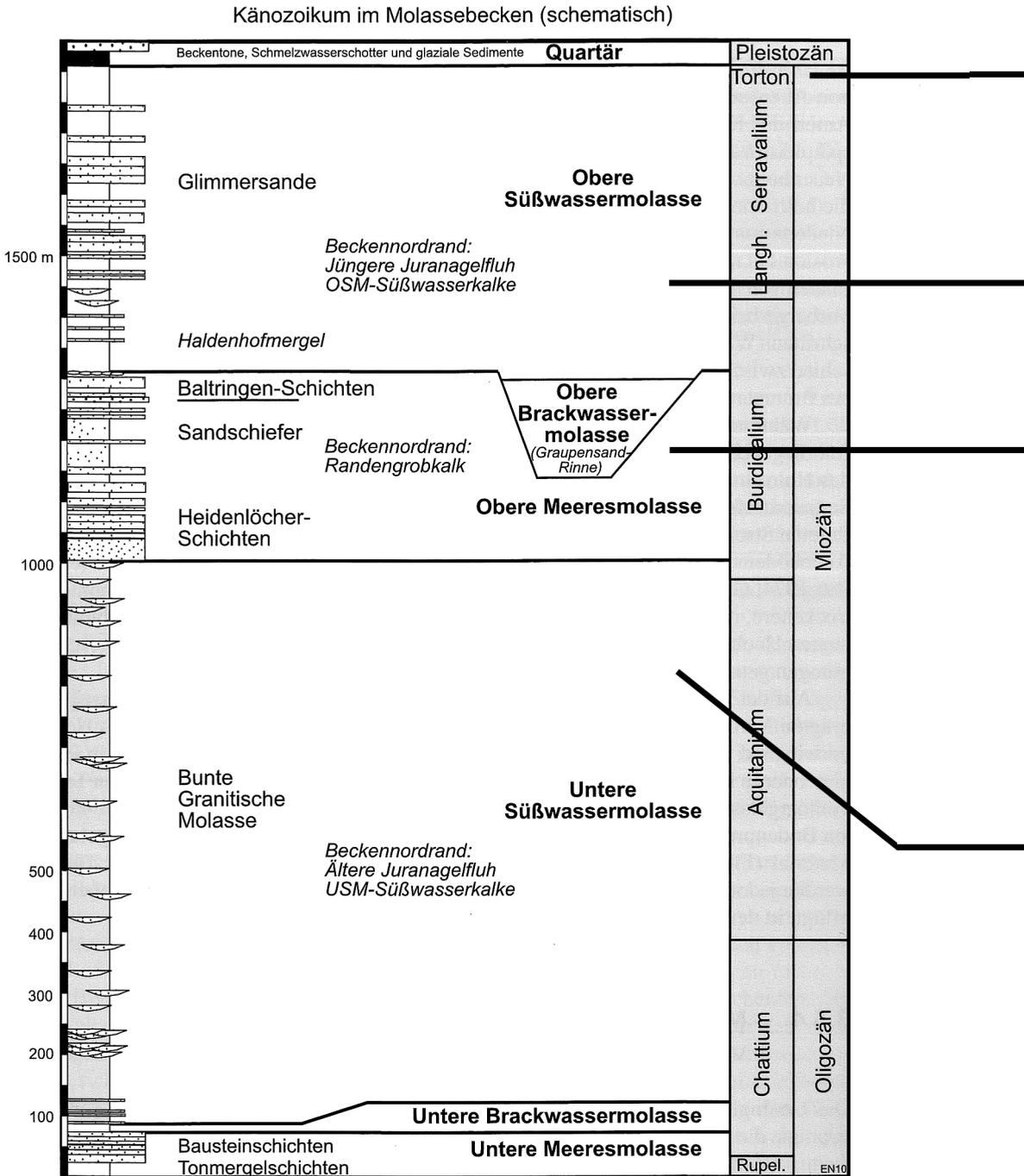
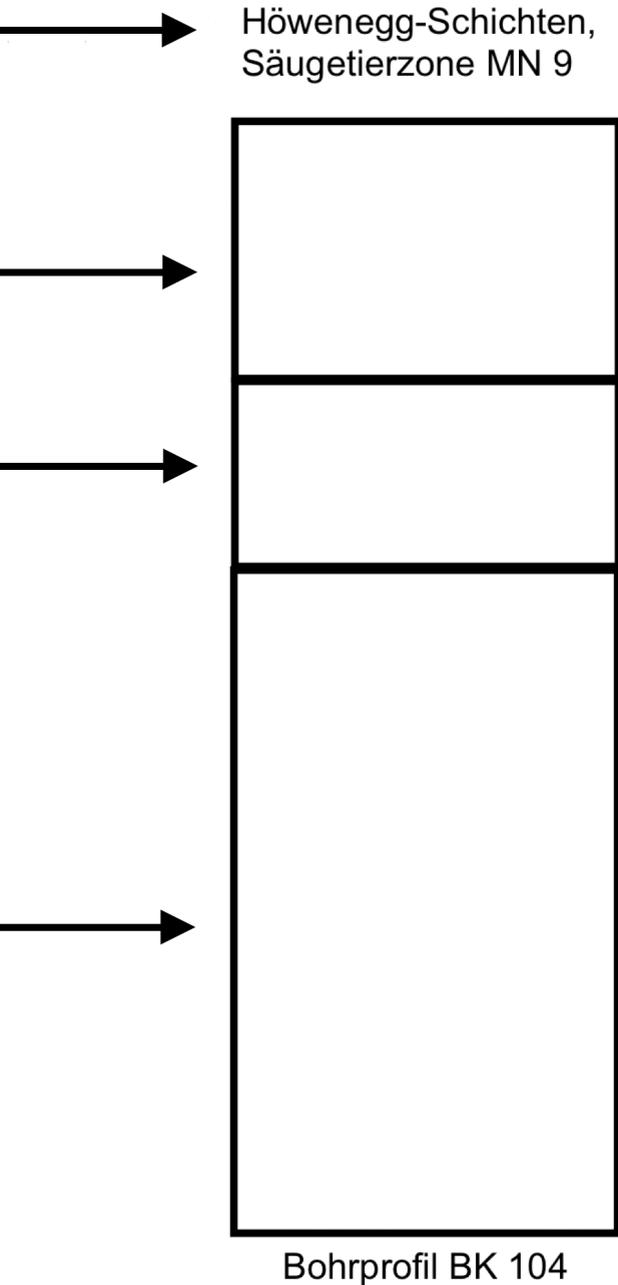


Abbildung 2. Stratigraphisches Profil der Molasseablagerungen mit zeitlicher Einordnung der Höwenegg-Schichten und des Bohrkerns BK 104 (verändert nach GEYER et al. 2011).



Illit-Peaks ist dabei umgekehrt proportional zum Diagenesegrad.

3 Das Bohrprofil

Als Grundlage für eine genetische Interpretation nach der Methode von MIALL (1996) wurde auf der Basis eines ausführlichen Schichtenverzeichnisses (BRAUN 2016) das Bohrprofil mit dem Grafikprogramm CoreIDRAW X6 gezeichnet. Abbildung 3 zeigt das Profil sowie die den LE zugeordneten Faziescodes und Architektur-elemente nach MIALL (1996) (vgl. Tab. 3 und 4). Die verwendeten Nummern der LE sind beginnend bei der Endteufe (LE 1) nach oben (LE 97) fortlaufend.

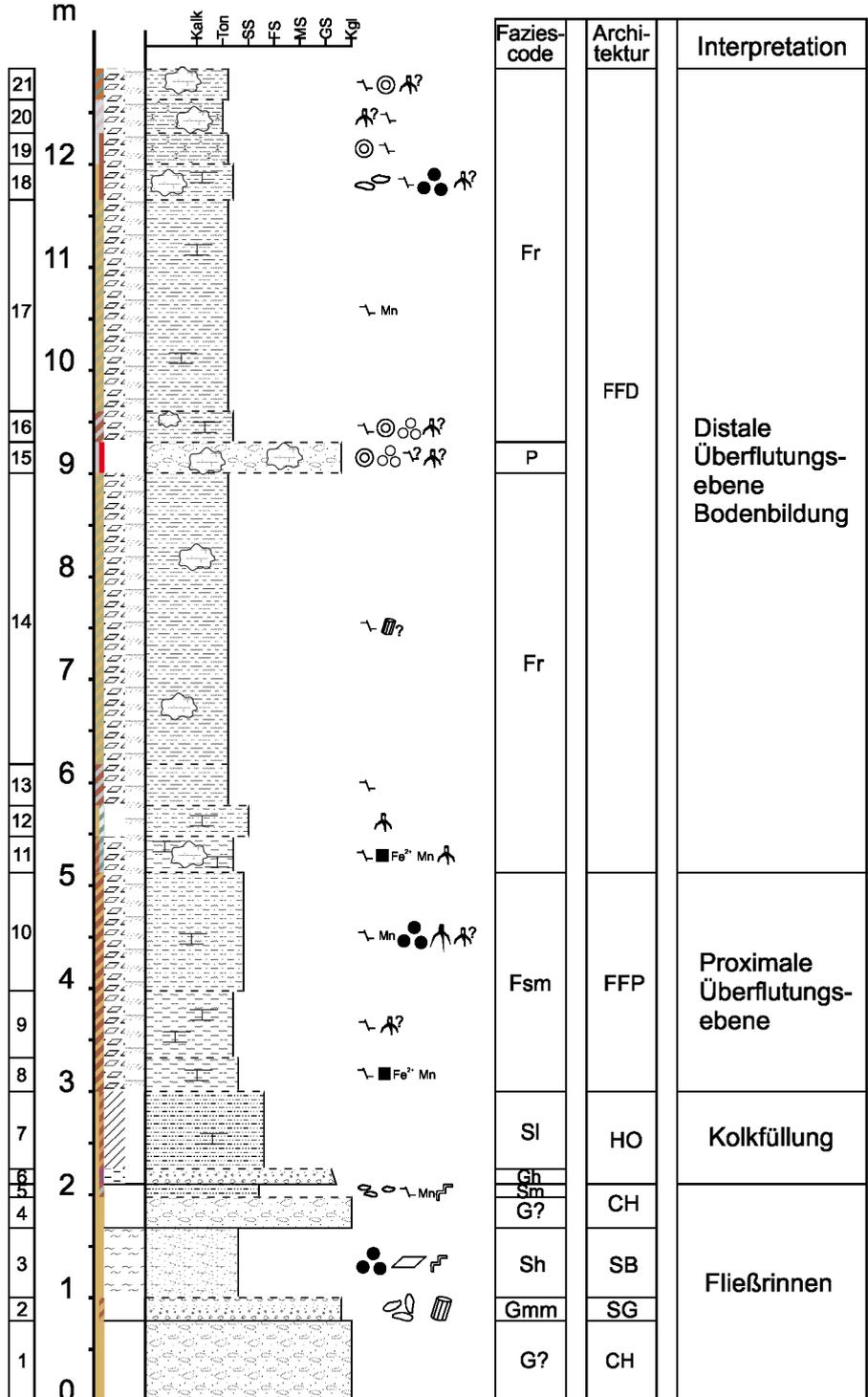
3.1 Lithotypen

Da es sich bei dem hier untersuchten Bohrkern um erdgeschichtlich sehr junges Material handelt, liegt ein Teil als unverfestigtes Lockergestein vor. Bei der genetischen Bewertung wurde keine Unterscheidung von Festgestein und Lockermaterial vorgenommen, das heißt z.B. Konglomerate (Festgestein) und Kiese (Lockergestein) wurden in gleicher Weise behandelt. Die im Bohrkern auftretenden Gesteine können vier Lithotypengruppen zugeordnet werden. Sie sind mit ihren charakteristischen Merkmalen in Tabelle 1 aufgeführt. Den innerhalb dieser Gruppen ausgeschiedenen Lithotypen wurden Faziescodes nach MIALL (1996) zugewiesen (Tab. 3 und Abb. 3).

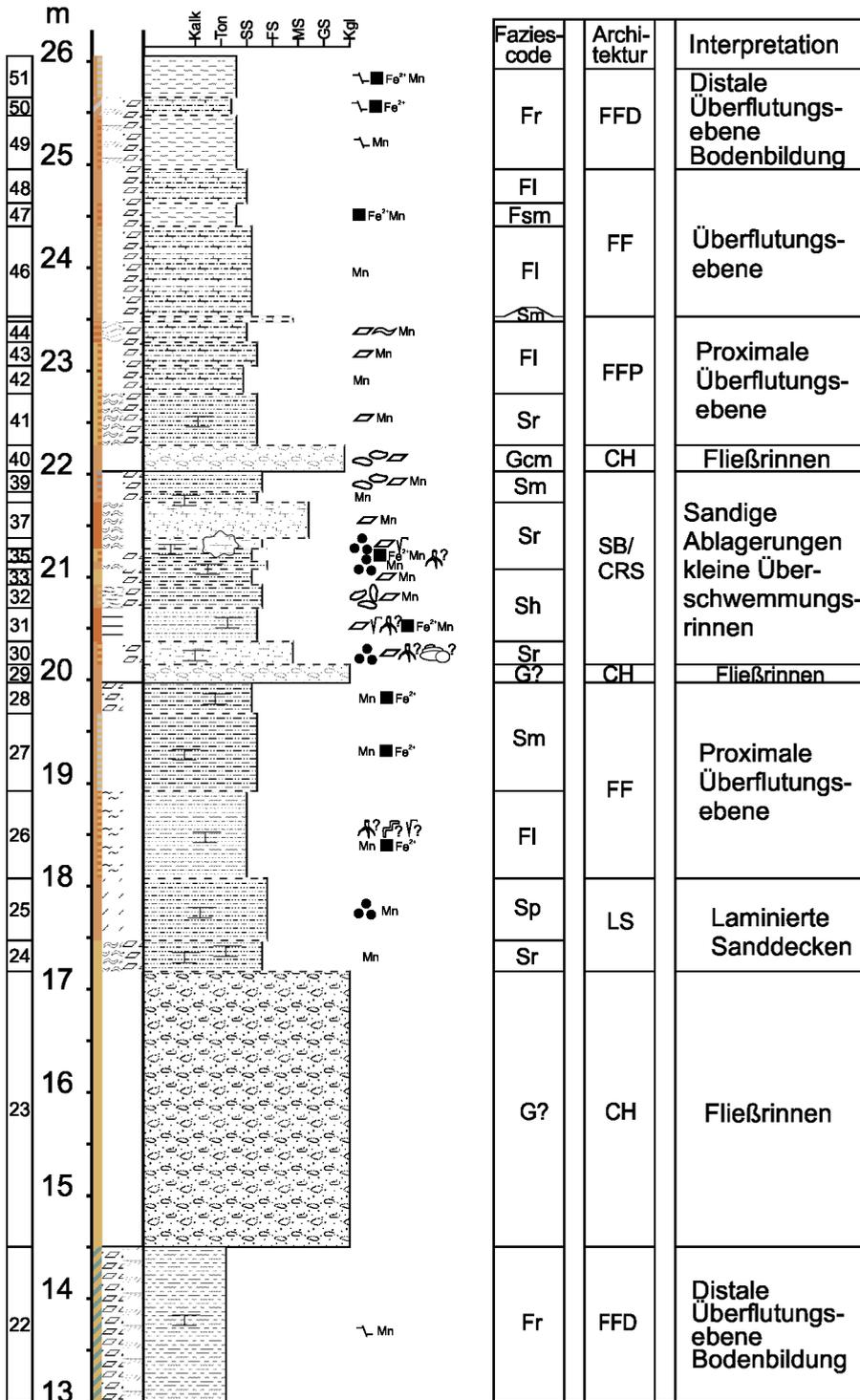
Tabelle 1. Überblick über auftretende Lithotypengruppen im Kern BK 104.

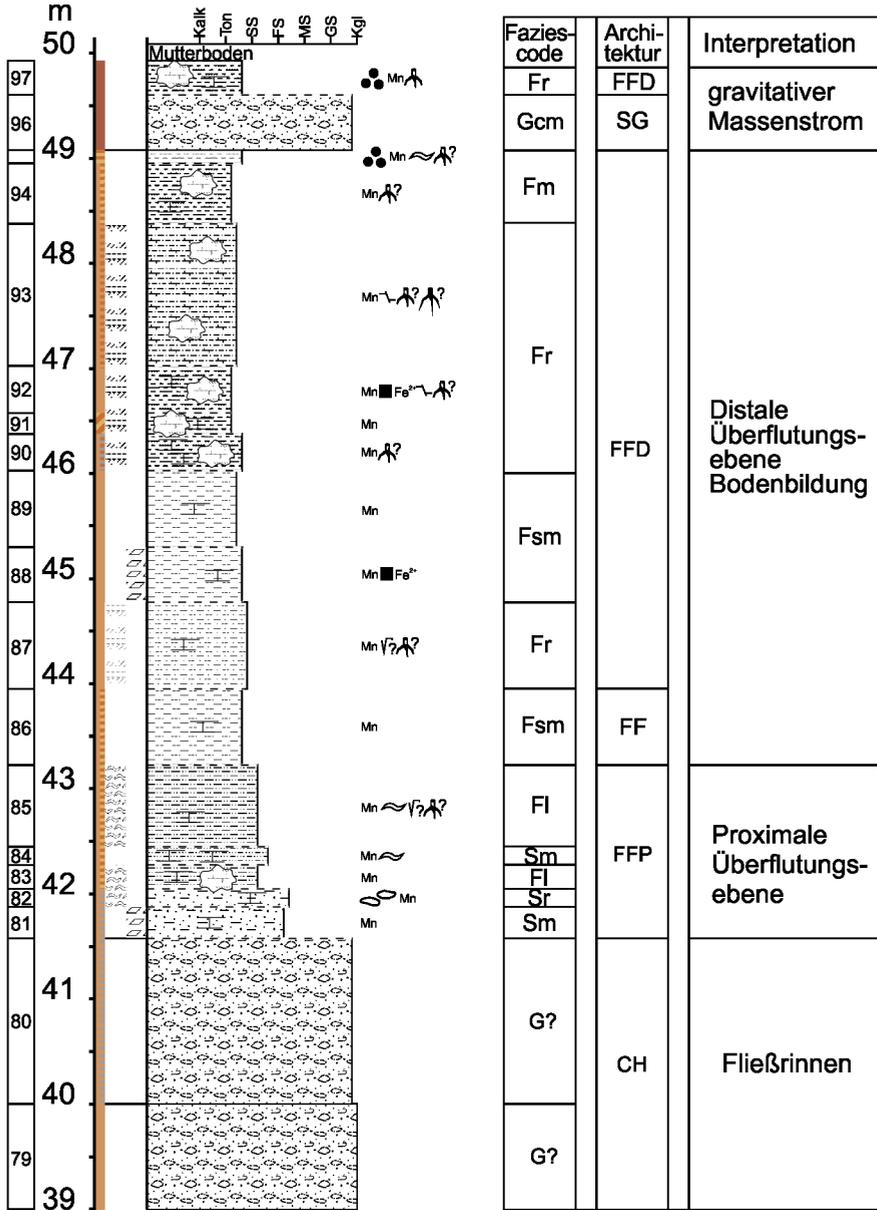
Lithotyp	Merkmale
Kies/ Konglomerat	meist als Lockergestein erhalten, selten als fester Kern nur vereinzelt Schichtungstypen erkennbar gut bis schlecht sortiert
Sand/ Sandstein	Fein- bis Grobsand, tonführend bis schluffig keine pedogene Überprägung verschiedene Schichtungstypen
Schluff/ Schluffstein	tonführend bis mittelsandig teilweise pedogen überprägt verschiedene Schichtungstypen
Ton/ Tonstein	schluffführend bis schluffig meist pedogen überprägt keine Schichtung erkennbar oft kompakt oder stark bröckelig erhalten

Abbildung 3 Bohrprofil des Bohrkerns BK 104 und Faziesinterpretation nach Miall (1996). Spalten von links nach rechts: Nummer der LE, Profilmeter, Gesteinsfarbe, Schichtung, Lithologie, besondere Merkmale, Faziescodes, Architekturelemente, Interpretation der Ablagerungsbereiche; Legende siehe S. 23: 1 - Kies, 2 - Sand, 3 - Schluff, 4 - toniger Schluff, 5 - Ton, 6 - karbonatische Feinklastika, 7 - Bodenbildungen, 8 - ebene Schichtung, 9 - wellige Schichtung, 10 - Linsenschichtung, 11 - Rippelschichtung, 12 - Schrägschichtung, 13 - bröckelig, 14 - Karbonatkonkretionen, 15 - Karbonatzementation, 16 - Gerölle, 17 - Sand, 18 - Sandlinsen, 19 - klastische Gänge, 20 - Tonklasten, 21 - Slickensides, 22 - Eisen, 23 - Mangan, 24 - große (meist karbonatische) Wurzelgänge, 25 - kleine (meist karbonatfreie) Wurzelgänge

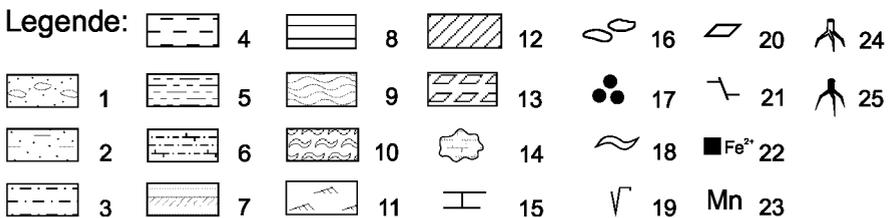


Fortsetzung Abbildung 3.





Fortsetzung Abbildung 3.



3.1.1 Konglomerate und Kiese

Die Grobklastika liegen häufig nicht als Festgestein, sondern als Einzelgerölle vor, an denen z.T. Reste einer Matrix zu finden sind. In diesen Fällen ist davon auszugehen, dass die Matrix bedingt durch den Bohrvorgang nicht erhalten geblieben ist, sondern wahrscheinlich durch die Wasserspülung verloren ging.

Lithotyp Gmm: matrixgestütztes Mittelkonglomerat; hell- bis mittelbraun; mäßige Sortierung; keine Schichtung. Die Komponenten sind gut bis kantengerundet. Die Matrix ist ein kalkig zementierter schluffiger Mittelsand.

Lithotyp Gcm: hauptsächlich klastgestütztes Grobkonglomerat; mittel- bis dunkelbraun; mäßig bis schlecht sortiert; in der Regel ungeschichtet. Die Komponenten sind gut bis schlecht gerundet. Karbonatzement, keine Matrix (sekundär?).

Lithotyp Gh: klastgestütztes Feinkonglomerat; hellbraun; gut sortiert mit normaler Gradierung; undeutliche Schichtung, vereinzelte horizontale Regelung plattiger Komponenten. Die Gerölle sind hauptsächlich kantengerundet. Die Matrix ist ein schluffiger grobsandführender Feinsand, kalkig zementiert. Die Basis dieser LE ist in der Regel schräg.

Lithotyp G?: als lose Gerölle vorliegende Kiese, die deshalb nicht näher zugeordnet werden können. Meist zeigen diese LE eine hell- bis mittelbraune Farbe, die vermutlich von den Resten der kalkig zementierten Matrix stammt, und Eigenfarben der Gerölle. Eine weitergehende Bestimmung von Merkmalen wie Schichtung oder Stützgefüge ist nicht möglich.

Lithotyp P: feinkonglomeratisches Mittelkonglomerat; rosafarben und hellgrau; ohne Schichtung. Bei den Komponenten handelt es sich um schluffig-tonige Kalkkonkretionen mit konzentrisch schaligem Aufbau. Die Matrix ist ein karbonatisch zementierter schluffiger Ton.

3.1.2 Sandsteine

Lithotyp Sp: schluffiger Feinsand mit undeutlicher planarer Schrägschichtung; hellbraun; kalkig zementiert.

Lithotyp Sr: Feinsand, der tonführend bis mittelsandig sein kann, sowie feinsandiger Schluff und Mittelsand; hell- bis mittelbraun, teilweise schichtparalleler Farbwechsel von hell- und rotbraunen Lagen; meist Linsenschichtung, nur vereinzelt leicht wellige, feinclaminierte Schichtung, Rippelschichtung konnte nicht eindeutig beobachtet, in zwei LE aber vermutet werden (LE 71 und 74); Karbonatzement.

Lithotyp Sh: tonführender bis schluffiger Feinsand bis mittelsandiger Schluff; hell- bis rotbraun; ebene bis leicht wellige Schichtung; kalkig zementiert.

Lithotyp Si: schluffiger Feinsand; hellbraun bis teils mittelbraun; mit flacher Schrägschichtung; kalkig zementiert.

Lithotyp Sm: hauptsächlich schluffiger bis mittelsandiger, manchmal tonführender Feinsand und feinsandiger Schluff, vereinzelt Mittelsand; meist hellbraun; massiv schichtungslos; kalkig zementiert; vereinzelt pedogene Überprägung.

3.1.3 Schluff- und Tonsteine

Lithotyp Fi: feinsandiger Schluff, tonführend bis tonig; hell- bis mittelbraun, z.T. schichtparalleler Farbwechsel von hell- und rotbraun; in der Regel leicht wellig feinclaminiert oder Linsenschichtung, nur vereinzelt ungeschichtet; kalkig zementiert.

Lithotyp Fsm: Schluff, tonführend bis tonig; hell- bis mittelbraun; massiv ungeschichtet; kalkig zementiert.

Lithotyp Fm: schluffführender Ton; hell- bis rotbraun; massiv ungeschichtet; kalkig zementiert.

Lithotyp Fr: Schluff mit hohem Tongehalt und Ton, schluffführend bis schluffig; hell- bis rotbraun bis olivgrün-ockerfarben marmoriert; massiv ungeschichtet; kalkig zementiert; pedogen überprägt.

3.1.4 Pedogen überprägte Lithotypen

Die Faziescodes dieser Lithotypen beruhen auf dem Faziescode Fr (durchwurzelte Feinklastika) nach Miall (1996). Sie wurden durch Zusätze ergänzt, die folgende Bedeutung haben: m = marmoriert, e = einheitliche Farbe und s = Schluff.

Lithotyp Frm: schluffführender Ton, vereinzelt auch schluffiger Ton; in verschiedenen Farben marmoriert; kalkig zementiert; häufig Slickensides als einziges sedimentologisches und paläontologisches Merkmal; vereinzelt Kalkkonkretionen, Wurzelgänge und Pflanzenreste.

Lithotyp Fre: schluffführender bis schluffiger Ton; einheitlich meist hell- bis mittelbraun, auch rotbraun und vereinzelt fast schwarz; kalkig zementiert; fast immer Slickensides; auch Wurzelgänge und Kalkkonkretionen.

Lithotyp Frs: tonführender bis toniger Schluff; in der Regel hell- bis mittelbraun ohne Marmorierung; kalkig zementiert. Sehr verschiedene sedimentologische und paläontologische Merkmale in verschiedenen Kombinationen, meist jedoch

Slickensides sowie große und feine Wurzelgänge; besonders häufig Kalkkonkretionen.

3.2 Schichtungstypen

Schichtung lässt sich im Profil vor allem in feinklastischen Sedimenten nachweisen, da diese meist als kompakter Bohrkern vorliegen. Grobklastika liegen dagegen in der Regel als Lockermaterial ohne Matrix vor, so dass weder Schichtungs- noch Lagerungsphänomene beobachtet werden können.

3.2.1 Wellige, feinlaminierte Schichtung

Es handelt sich dabei um einen unscharf begrenzten Materialwechsel von feinsandigen Schluffsteinen und tonigen Lagen (z.B. LE 44, 63, 73). Die feinsandigen Schluffsteine sind mittelbraun bis karamelfarben, die Lagen mit einem höheren Tongehalt rotbraun (Abb. 4). Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen beträgt in der Regel zwischen 1 und 4 mm. Derartige Schichtungen entstehen aquatisch im oberen Strömungsregime, also bei schnell fließendem Wasser, oder als „Einkornlagen“ bei äolischem Transport. Dabei wird die feine Fraktion als Staub fliegend und die gröbere Sandfracht als Saltationsfracht bodennah transportiert.



Abbildung 4. Feinlaminierte Schichtung in LE 73 (Kernabschnitt 13,71-13,32 m). – alle Fotos: V. BRAUN.

3.2.2 Linsen- und Flaserschichtung

Die hellgrauen bis weißen Feinsandlinsen dieses Schichtungstyps sind meist ca. 8 cm breit und 2 bis 3 cm hoch (Abb. 5). Die meist isolierten Linsen befinden sich häufig in einer leicht welligen, feinlaminierten Schichtung aus Lagen mit ca. 1 bis 4 mm Mächtigkeit (z.B. LE 24, 30, 34, 68, 70). Linsen- und Flaserschichtung entsteht aquatisch, wenn Material und Wasserbewegung nicht ausreichen, um Rippel zu bilden. Im äolischen Milieu entsteht sie z.B. aus Adhäsionsrippeln,



Abbildung 5. Linsenschichtung der LE 70 (Kernabschnitt 14,19-13,96 m).

wenn äolisch transportierter Sand auf feuchten Tonebenen haften bleibt.

3.2.3 Kreuzschichtung

Im Profil tritt eine Kreuzschichtung nur einmal (LE 72) auf (Abb. 6). Sie ist über eine Mächtigkeit von 5 cm in einem feinsandigen und tonigen Schluff erkennbar. Die Schichten liegen im cm-Bereich und sind intern schräggeschichtet. Die einzelnen Lagen innerhalb einer Schicht sind weniger als 1 mm mächtig. In dieser Dimension ist Kreuzschichtung typisch für Wellenrippeln. Ob es sich dabei um Oszillationsrippeln (symmetrisch) oder Strömungsrippeln (asymmetrisch) handelt, kann an diesem Bohrkern nicht festgestellt werden.

3.3 Farben

Im Profil überwiegen hell- bis mittelbraune Farben, die sich aus dem Gehalt an fein dispersierten Eisenoxiden und -hydroxiden herleiten. Für die weit verbreiteten Marmorierungen ist der hohe Gehalt an quellfähigen Tonmineralen verantwortlich (vgl. Kap. 4.3), die durch wiederholtes Trocknen (Schrumpfen) und Aufquellen Slickensides und damit Wegsamkeiten für Wässer und Mineralien produzieren.

3.3.1 Ockerfarben-olivgrün marmoriert

Die kalkig zementierten, schwach schluffführenden Tone zeigen eine unregelmäßige Verteilung der ockerfarbenen und olivgrünen Farbtöne



Abbildung 6. Bildausschnitt mit Kreuzschichtung in LE 72 (Kernabschnitt 13,76-13,71 m).



Abbildung 7. Ockerfarben-olivgrüne Marmorierung der Farben in LE 14 (Kernabschnitt 43,83-41,00 m).

(Abb. 7). Alle LE mit dieser Marmorierung zeigen pedogene Slickensides (z.B. LE 14, 17, 22).

3.3.2 Rotbraun-hellgrau marmoriert

Diese Art der Marmorierung tritt vor allem in mehr oder weniger schluffführenden Tonen (z.B. LE 13) auf (Abb. 8). Alle LE mit dieser Marmorierung sind kalkig zementiert und können Slicken-



Abbildung 8. Rotbraun-hellgraue Marmorierung der Farben in LE 13 (Kernabschnitt 44,22-43,83 m).

sides, Kalkkonkretionen und Anzeichen für Wurzelgänge aufweisen.

3.3.3 Mittelbraun-hellgrau marmoriert

Mittelbraun-hellgrau-Marmorierungen sind selten und treten sowohl in einem schwach tonigen Schluff als auch in einem schluffführenden Ton (Abb. 9) auf. Beide LE sind kalkig zementiert.

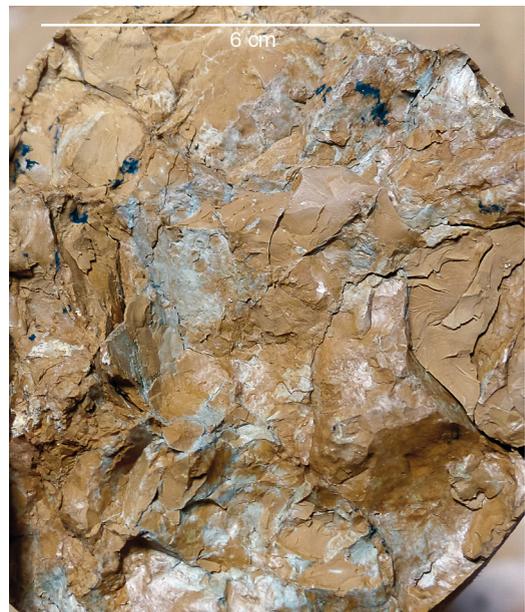


Abbildung 9. Mittelbraun-hellgraue Marmorierung der Farben in LE 53 (Kernabschnitt 22,92-19,38 m).

3.4 Sedimentologische und mineralogische Besonderheiten

3.4.1 Harnische

Pedogen bedingte Slickensides

Pedogen bedingte Harnische (Slickensides) erscheinen im Kern als unregelmäßige, kleine, nahezu glatte Bruchflächen, die schwach glänzen (Abb. 10). Sie zeigen eine feine Striation, die auf unterschiedlichen Flächen unregelmäßig in verschiedene Richtungen verläuft. Slickensides entstehen bei einem hohen Gehalt an quellfähigen Tonmineralen durch den starken Quellungsdruck bei wiederholter Durchfeuchtung des Substrates (RESTALLACK 2001, National Committee on Soil and Terrain 2009).

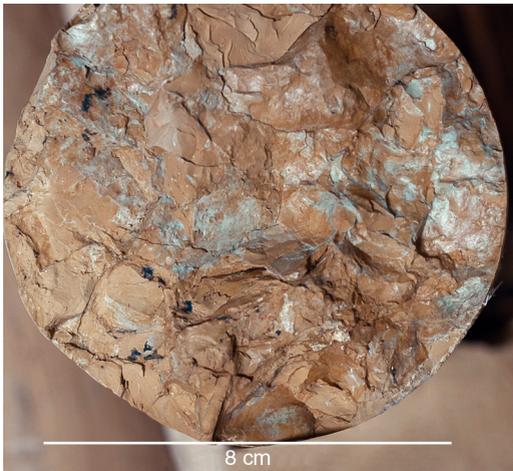


Abbildung 10. Pedogen bedingte Rutschungsflächen (Slickensides) in LE 53 (Kernabschnitt 22,92-19,38 m).

Tektonisch bedingte Harnische

Diese Harnische treten als größere, nahezu glatte Flächen mit feiner Striation auf, die alle in dieselbe Richtung zeigen (Abb. 11). Tektonische Harnische zeichnen sich gegenüber den pedogenen Slickensides vor allem dadurch aus, dass mehrere größere Flächen einschließlich ihrer Striation in dieselbe Richtung verlaufen.

3.4.2 Dendriten

In fast allen LE sind schwarze Verfärbungen zu beobachten. Sie treten in völlig unterschiedlichen Formen und Ausdehnungen auf. Meist sind sie punkt- bis fleckenförmig (Abb. 12), seltener fein verzweigt und netzartig (Abb. 13). Solche Dendriten bilden sich durch die Ausscheidung von



Abbildung 11. Tektonisch bedingte Rutschungsflächen (Harnische) in LE 3 (Kernabschnitt 48,99- 48,31 m).



Abbildung 12. Punktförmige Manganoxid-Abscheidungen in LE 57 (Kernabschnitt 18,98-18,73 m).



Abbildung 13. dendritische Mangan- und Eisenoxid-Abscheidungen in LE 12 (Kernabschnitt 44,51-44,22 m).

Eisen- und Manganoxiden aus auf Gesteins-, Schicht- und Klufflächen zirkulierenden Lösungen (SCHORN et al. 2016).

3.4.3 Kalkkonkretionen

Bei den Kalkkonkretionen handelt es sich meist um kugelige bis ovale Knollen, die eine starke Reaktion mit HCl zeigen. Da die Kalkkonkretionen im untersuchten Kern fast immer zusammen mit anderen pedogenen Merkmalen auftreten, ist davon auszugehen, dass sie pedogen entstanden sind (Abb. 14). Nur vereinzelt treten sie in nicht pedogen überprägten LE auf. Die Kalkkonkretionen in den Böden deuten auf ein basisches Grundwasser hin. Darüber hinaus ist für ihre Entstehung neben einem ausreichenden Karbonatangebot ein wechselfeuchtes warmes (mediterranes) Klima förderlich (z.B. GOUDIE 1983, ALONZO-ZARZA & WRIGHT 2010).

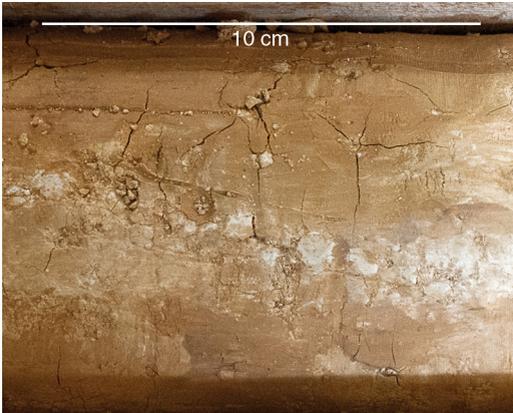


Abbildung 14. Hellgraue Kalkkonkretionen entlang eines Wurzelganges in LE 60 (Kernabschnitt 17,14-16,35 m).

3.4.4 Kalkige Zementationen

In den meisten LE sind bereichsweise kalkige Zementationen vorhanden, die sich wegen ihrer größeren Härte als knollenförmige und kuppige Bereiche zeigen. Sie weisen hellbraune bis -graue Farben auf, zeigen eine starke Reaktion mit HCl und können sehr unterschiedliche Ausdehnungen bis zu mehreren Zentimetern erreichen. Die Zementationen deuten darauf hin, dass ein Fluid mit einer Übersättigung an Calciumcarbonat in das Muttergestein eingedrungen sein muss und der Kalk ausgefällt wurde. Es handelt sich dabei im Prinzip um Vorstufen zur Konkretionsbildung oder sehr unreife Konkreti-

onen. In pedogen überprägten LE könnte dies durch Bioturbation begünstigt worden sein.

3.4.5 Tonaggregate und -klasten

Tonaggregate zeigen sich makroskopisch als rotbraune, punktförmige Verfärbungen. Sie bestehen aus Ton und weisen meist eine Größe im Bereich der Sandfraktion auf (Abb. 15). Sie haben eine glatte Oberfläche und zeigen verschiedene Braun- und Grautöne. Einige LE enthalten zudem größere Tonaggregate, die im Bohrprofil als Tonklasten vermerkt sind. Tonaggregate entstehen vor allem in situ bei der Bodenbildung, Klasten setzen einen Transport voraus.



Abbildung 15. Rotbrauner Tonklast in LE 32 (Kernabschnitt 29,32-29,10 m).

Ausgehend von der Größe der Tonklasten kann auf deren Transportweg geschlossen werden. Solche Aggregate zerfallen sehr schnell und müssen daher einen sehr kurzen Transportweg erfahren haben, wenn sie noch Größen im Zentimeter-Bereich aufweisen.

3.4.6 Oxidationsverwitterung

Die sedimentologische Besonderheit „Fe²⁺“ wird für LE verwendet, die hellgraue Verfärbungen zeigen (Abb. 16). Die Verfärbungen tauchen in sehr vielen LE auf und deuten darauf hin, dass

das Material durch reduzierende Bedingungen ausgebleicht wurde.



Abbildung 16. Zweiwertiges Eisen als hellgraue Verfärbungen in der Mitte der Kernbruchfläche in LE 42 (Kernabschnitt 27,25-26,97 m).

Nahezu alle LE zeigen ockerfarbene bis rotbraune Verfärbungen, die auf die Verwitterung und Oxidation eisenhaltiger Minerale hindeuten. Daher ist es wahrscheinlich, dass sie entweder primär unter oxidierenden Bedingungen abgelagert oder sekundär oxydiert wurden. Zur Klärung dieses Sachverhaltes sind weitere Untersuchungen an Dünnschliffen nötig.

3.4.7 Klastische Gänge

Klastische Gänge sind Risse im Sedimentgestein, die mit anderem sedimentärem Material verfüllt sind. Es kann sich dabei um Trockenrisse, Entwässerungsstrukturen und auch Bioturbation handeln. Im Kern treten vereinzelt Anreicherungen der Sandfraktion innerhalb von klastischen Gängen auf (Abb. 17). Diese können bis zu 10 cm breit und 7 cm lang werden. Da sich die Gänge in stark tonigem Material befinden und Komponenten der Sandfraktion enthalten, ist es sehr wahrscheinlich, dass es sich um verfüllte Trockenrisse handelt.

3.5 Paläontologische Besonderheiten

3.5.1 Spuren von Wurzelgängen

Es gibt zwei verschiedene Arten von Wurzelgängen, die in schluffführenden Tonen bis hin zu feinsandigen Schluffen auftreten können. In den



Abbildung 17. Klastischer Gang mit sandiger Füllung (Pfeile) in LE 36 (Kernabschnitt 28,75-28,65 m).

meisten LE tritt nur eine Art von Wurzelgängen auf. Nur in wenigen sind beide anzutreffen (LE 16).

Hellgraue, große Wurzelgänge

Große Wurzelgänge treten als hellgraue Verfärbungen mit einem mittelgrauen, leicht grünen Rand auf. Sie sind häufig von Rissen durchzogen und knollig bis gangartig-verzweigt ausgebildet. Der längste Wurzelgang hat eine Länge von 14 cm und eine Breite von 2 cm (Abb. 18).

Schwarze, feine Wurzelgänge

Diese Wurzelgänge treten als feine, schwarze Adern auf und sind meist nur wenige mm lang. Oft sind sie entlang von Rissen zu beobachten. Auch Gerölloberflächen und muldenförmige Vertiefungen zeigen häufig feine, verzweigte und netzartige Verfärbungen. Dabei könnte es sich um organische Reste von Wurzeln handeln. Verwechslungen mit Mangan-Dendriten sind nicht auszuschließen

3.5.2 Grab- und Wühlgänge

Im untersuchten Kern konnten vereinzelt auch Spurenfossilien (LE 3) beobachtet werden. Dabei könnte es sich um Grab- oder Wühlgänge in einem mittelsandigen und grobsandführenden

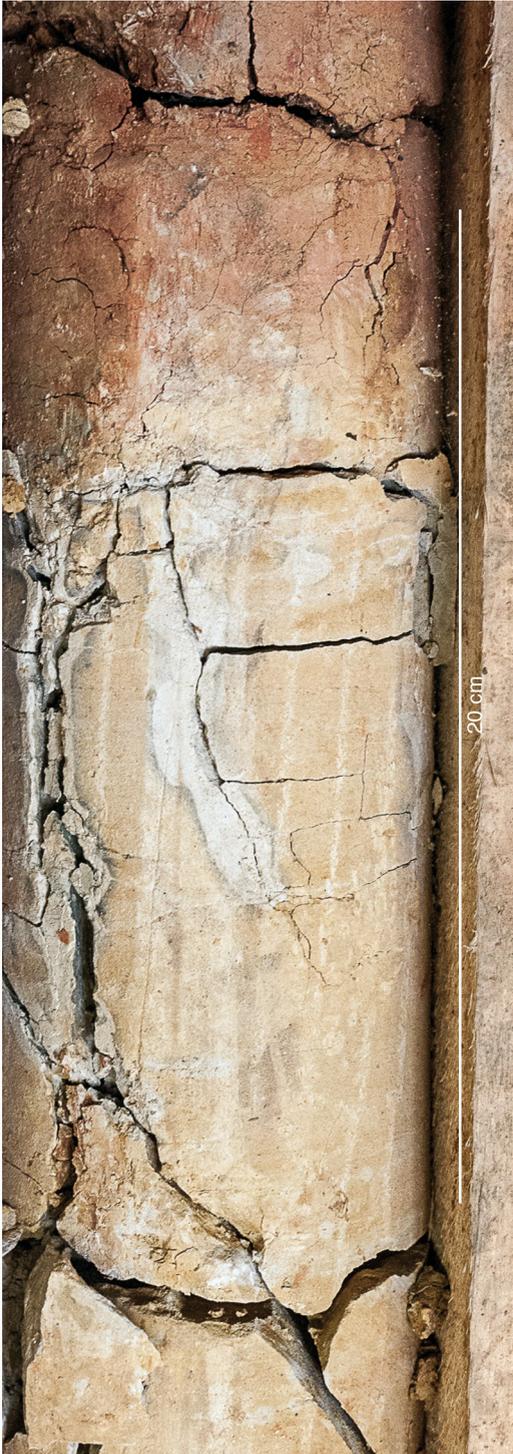


Abbildung 18 links. Großer Wurzelgang (14 cm lang und 2 cm breit) als hellgraue Verfärbung in LE 12 (Kernabschnitt 44,51-44,22 m).

Schluff handeln (Abb. 19). Der hier abgebildete Grabgang ist 1,1 cm lang und 0,4 cm im \emptyset . Nach Vergleichen mit der Literatur könnte es sich um die Ichnofazies *Scoyenia* handeln. Diese ist typisch für Ablagerungen auf der Überflutungsebene eines fluviatilen Systems (z.B. UCHMAN et al. 2004).



Abbildung 19. Hellbrauner Grab- oder Wühlgang (1,1 cm lang und 0,4 cm \emptyset) in LE 3 (Kernabschnitt 48,99-48,31 m).

3.6 Paläoböden

Im Kern treten viele LE auf, die pedogen überprägt sind. Diese Horizonte zeigen keinerlei Schichtung, dafür jedoch charakteristische Anzeichen für eine pedogene Überprägung: Slickensides, eine farbliche Marmorierung und verschiedene Arten von Wurzelgängen. Da größere Wurzelgänge oder Anzeichen für Bioturbation selten auftreten, deutet hauptsächlich das Schrumpf- und Quellverhalten der Tonminerale auf die pedogene Überprägung hin. Diese LE können als mehr oder weniger reife Paläoböden interpretiert werden.

3.6.1 Klassifikation der Böden

Ausgehend von den hier beobachteten Merkmalen kommen vier Bodentypen zur Klassifikation in Frage. Gemäß der FAO World Map Classification würden die Profile eines Greyzems oder Chernozems zu den beschriebenen Paläoböden im Kern passen. Auch ein Vertisol kommt

in Frage. Allerdings enthält dieser Typ hauptsächlich Smectit und nur untergeordnet andere Tonminerale (RESTALLACK 2001). Da durch die Tonmineralanalysen (vgl. Kap. 4.3) kein Smectit nachgewiesen werden konnte, ist ein Vertisol eher unwahrscheinlich. Nach der U.S. Soil Taxonomy entsprechen die Profile am ehesten einem Mollisol. Dieser Boden zeigt ein gut entwickeltes Profil mit einem basischen Oberflächenhorizont und dicht vermischtem Ton und Organik. Häufige Merkmale sind Spuren von Wurzelgängen und zerbröckelte Bodengefügekörper. Der B-Horizont kann tonig (Bt), kalkig (Bk) oder gipshaltig (By) sein. Der charakteristische A-Horizont bildet sich durch feine Wurzelsysteme von Grasland und durch Grab- und Wühlgänge von Bodenorganismen. Mollisols treten daher unter einer Grasland-Vegetation in semihumiden bis semiariden Regionen auf (RESTALLACK 2001).

3.6.2 Der Albstein

Eine Sonderstellung nimmt die LE 15 ein. Dabei handelt es sich um ein klastengestütztes, toniges Feinkonglomerat, das sich ausschließlich aus konzentrisch aufgebauten tonigen Karbonatkonglomerationen mit hauptsächlich hellgrauen bis rosafarbenen Farbtönen zusammensetzt (Abb. 20, 21). Die Größen der Komponenten bewegen sich zwischen etwa 2 mm und ca. 4 cm. Die Matrix besteht aus einem schluffigen Ton, ist stark kalkhaltig und zeigt häufig hellgraue Verfärbungen, die teilweise auf ehemalige Wurzelgänge zurück zu führen sind. Vereinzelt treten glatte, glänzende Bruchflächen auf, bei denen es sich um kleine Slickensides handeln könnte. Wahrscheinlich ist diese LE der Albstein, der sich in situ als Bodenhorizont gebildet hat. Der Albstein vertritt im Profil die Obere Meeresmolasse (GEYER et al. 2011) und ist eine Calcrete. Nach der Klassifikation von ESTEBAN & KLAPPA (1983) werden vier Calcrete-Typen unterschieden: massig-kalkig, knollig-bröckelig, plattig-geschichtet und kompakte Krusten oder verdichtete Horizonte (ALONSO-ZARZA & TANNER 2010, SCHORN et al. 2016). Im Falle der hier vorliegenden Calcrete dürfte es sich um den Typ „knollig-bröckelig“ handeln. Derartige Kalkkrusten bilden sich heutzutage bei Temperaturen von 16-20 °C und Niederschlägen von 100-500 mm pro Jahr (GOUDIE 1983) in ariden bis semiariden Klimazonen durch Lösung und erneute Ausfällung von Calcit im Bereich des Grundwasserspiegels. Das Auftreten des Albsteins deutet also auf ein zumindest semiarides Klima hin.



Abbildung 20. Übersicht über das Kernstück der LE 15, dem Albstein (Kernabschnitt 41,00-40,71 m).



Abbildung 21. Aufgeschlagenes Geröll mit konzentrisch-schaligem Aufbau aus LE 15, dem Albstein (Kernabschnitt 41,00-40,71 m).

3.7 Beschreibung und Interpretation der auftretenden Gerölltypen

Im Profil treten wiederholt Konglomerathorizonte auf. Da die Zusammensetzung der Geröllfraktion Aufschluss über Liefergebiete und Transportwege geben kann, wurden die Konglomerate makroskopisch qualitativ nach ihrer Zusammensetzung untersucht. Alle Konglomerate sind polymikt. Es konnten insgesamt acht Gerölltypen unterschieden werden. Dabei handelt es sich ausnahmslos um Kalksteingerölle, die sich vor allem durch ihre Farbe, aber auch durch ihre unterschiedliche Reaktion auf Salzsäure und z.T. durch ihren Gehalt an Fossilien unterscheiden. Die Gerölltypen 1 bis 3 sind massive dichte Kalksteine, die nur selten interne Strukturen zeigen. Sie sind vor allem durch ihre auffallend weiße bis hellgraue Farbe charakterisiert. Manchmal finden sich hellbraune Verwitterungsrinden. Der Bruch ist splittig. Sie treten in verschiedenen Größen

auf und sind in der Regel kantengerundet bis gut gerundet, manchmal auch nur angerundet, was auf kurze Transportwege hindeutet. Aufgrund der geographischen Herkunft des Bohrkerns und der auf der Schwäbischen Alb anstehenden Lithologien handelt es sich hier mit hoher Wahrscheinlichkeit um Weißjura-Kalksteine (Abb. 22).



Abbildung 22. Gerölltyp 1 aus Weißjura-Kalkstein aus LE 1 (Kernabschnitt 50,00-49,22 m).

Bei Gerölltyp 4 handelt es sich um einen dichten strukturlosen Kalkstein mit dunkelgrauer bis schwarzer Farbe, z.T. lässt sich ein brauner Verwitterungssaum beobachten. Der Bruch ist muschelig, teils splittrig. Die Gerölle sind in der Regel gut gerundet. Hier handelt es sich vermutlich um Schwarzjura-Gerölle, möglicherweise aus dem recht widerstandsfähigen Arietenkalk (Abb. 23).

Gerölltyp 5 ist bräunlich und zuckerkörnig bis grobkristallin. Er spaltet splittrig uneben bis muschelig. Da auch das Gesteinsmehl nur eine mit-



Abbildung 23. Gerölltyp 4 aus Schwarzjura-Kalkstein aus LE 78 (Kernabschnitt 12,24-11,00 m).

telstarke Reaktion mit HCl zeigt, handelt es sich vermutlich um einen dolomitischen Kalkstein (Abb. 24). Dolomitische Kalksteine finden sich im Braunen Jura, aber auch im Keuper.



Abbildung 24. Gerölltyp 5 aus dolomitischem Kalkstein aus LE 78 (Kernabschnitt 12,24-11,00 m).

Gerölltyp 6 ist grau bis dunkelgrau, zuckerkörnig bis grobkristallin und zeigt ein splittriges Spaltverhalten. Braune Verwitterungsrinden sind, wenn überhaupt, nur sehr dünn ausgebildet. Die Reaktion mit HCl ist schwach auf frischer Bruchfläche, stark auf Gesteinsmehl, es handelt sich daher wohl um einen dolomitischen Kalkstein. Die Gerölle sind kantengerundet bis gut gerundet. Lieferhorizont könnte der Schwarzjura, aber auch der Muschelkalk sein.

Gerölltyp 7 ist mittel- bis haselnussbraun, zuckerkörnig bis grobkristallin und spaltet splittrig. Die Reaktion mit HCl ist schwach auf frischer Bruchfläche, stark auf Gesteinsmehl, es handelt sich daher wohl ebenfalls um einen dolomitischen Kalkstein. Die Gerölle sind kantengerundet bis gut gerundet. Lieferhorizont könnte der Braune Jura, aber auch der Keuper sein.

Gerölltyp 8 ist rehbraun, manchmal leicht gelblich bis orangefarben. Auch er ist zuckerkörnig bis grobkristallin und spaltet splittrig. Die Reaktion mit HCl ist schwach auf frischer Bruchfläche, stark auf Gesteinsmehl. Darüber hinaus zeigt er weiße, gewellte und nadelförmige Strukturen. Sie treten häufig gebogen oder splittrig auf und sind unregelmäßig über die Bruchfläche verteilt. Bei diesen Strukturen handelt es sich um Bioklasten, wahrscheinlich um Schalenfragmente, aus denen das Gestein zu ca. 1 % besteht (Abb. 25). Neben Bivalvia- oder Gastropodengehäusen sind auch Ostrakoden und Otolithen

in einem miozänen Bohrkern zu erwarten (mdl. Mitt. C. IFRIM 2016). Am Rand eines Gerölls ist zudem eine 2 x 2 mm große Muschel zu sehen, die mit hoher Wahrscheinlichkeit aus dem Dogger oder Malm stammt. Sie zeigt große Ähnlichkeit mit frühen Jugendformen aus der Familie der Astartidae. (mdl. Mitt. W. MUNK 2016). Gerölltyp 8 stammt deshalb wahrscheinlich aus dem Braunen Jura.



Abbildung 25. Gerölltyp 8 aus Braunjura-Kalkstein mit Bioklasten aus LE 79 (Kernabschnitt 11,00-10,00 m).

Die Zusammensetzung der Konglomerate zeigt, dass die Weißjura-Gerölle in allen LE auftauchen und insgesamt am häufigsten sind. Die Schwarzjura-Gerölle tauchen ab LE 23 auf und sind in jedem darüber liegenden Konglomerat vertreten. Auch die Braunjura-Gerölle tauchen in LE 23 zum ersten Mal auf, sind jedoch deutlich seltener vorhanden. Grund dafür ist die Verwitterungsanfälligkeit der Braunjura-Gesteine.

Es besteht die Vermutung, dass Gerölle der Typen 5-8 auch aus dem Keuper oder Muschelkalk stammen könnten. Demnach wären sie weiter nördlich aus dem Schwarzwald abgetragen worden. Aus dem Muschelkalk sind Gerölle aus Kalksteinen und vom Keuper aus Sandsteinen zu erwarten.

Neben den beschriebenen Gerölltypen gibt es auch einige Gerölle, die sich durch ihre Merkmale unterscheiden und nur vereinzelt auftreten (Abb. 26). Da ihre Lithologie der des Albsteins entspricht, handelt es sich vermutlich um abgetragene Stücke dieses Bodenhorizonts. Der Fund als Geröll deutet auf einen sehr kurzen Transportweg hin.



Abbildung 26. Gerölle aus abgetragenem Albstein aus LE 23 (Kernabschnitt 35,53-32,85 m).

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass es sich bei allen Geröllern um Sedimentgesteine aus dem Mesozoikum handelt. Kristallines Grundgebirge wie Granit, Gneis, Vulkanite fehlt völlig. Daher ist anzunehmen, dass das Liefergebiet im Norden und Nordwesten, also in der Schwäbischen Alb zu suchen ist. Eine Anlieferung aus Westen vom Schwarzwald her oder gar aus Süden ist auszuschließen.

4 Weitere Untersuchungen

4.1 Dünnschliffe

4.1.1 Probe DS 1

Die Probe DS 1 wurde aus der LE 2, einem sandigen Mittelkonglomerat, entnommen. Untersucht werden sollte vor allem die Matrix. Makroskopisch betrachtet ist der Schliff DS 1 hellbraun mit mittelbraunen Verfärbungen und farblosen Körnern. Im Hellfeld ist er hauptsächlich farblos und zeigt hell- bis mittelgraue Körner. Er weist eine schlechte Sortierung auf, wobei die Komponenten der Schluff- bis Kiesfraktion angehören. Eine Regelung der Komponenten ist nicht zu beobachten. Die Probe führt Quarz, Calcit, Tonminerale, Hellglimmer, Plagioklas und Kalifeldspat. Des Weiteren treten kalkige Zementationen sowie organische Reste und Fossilien auf. Bei den Fossilien handelt es sich vermutlich um kleine Gastropoden und Bivalven (Abb. 27).

Der Schluffanteil ist vor allem siliziklastisch. Die Sandfraktion wird hingegen von karbonatischem Material gestellt. Die einzelnen Mineralkörner sind hauptsächlich xenomorph und gut gerundet.

Dies könnte auf lange Transportwege und starke mechanische Beanspruchung zurück zu führen sein. Vereinzelt finden sich Ooide (Abb. 28, 29). Sowohl die Fossilien als auch die Ooide stammen jedoch aus den Jura-Geröllen und liegen hier auf sekundärer Lagerstätte.

4.1.2 Probe DS 2

Die Probe DS 2 wurde aus LE 3 entnommen. Dabei handelt es sich um einen mittelsandigen, grobsandführenden Schluffstein. Makroskopisch ist der Schluff DS 2 hellbraun. Im Hellfeld ist er hauptsächlich farblos mit mittelgrauen Komponenten. Diese sind gut bis schlecht gerundet und liegen in Schluff- bis Mittelsandfraktion vor. Es treten vor allem Quarz (Abb. 30) und Calcit auf, daneben finden sich viele Tonminerale sowie vereinzelt Hellglimmer und Kalifeldspat. Auch kalkige Zementationen sind zu beobachten (Abb. 31, 32). Dunkle Komponenten mit einem mehr oder weniger regelmäßigen netzartigen Muster sind vermutlich organisches Material, möglicherweise Pflanzenreste (Abb. 33).



Abbildung 27. Gastropode? unter dem Mikroskop ohne Analysator in Dünnschliffprobe DS 1 (Kernabschnitt 49,10-49,00 m).

Die mineralogische Zusammensetzung des Schliffes DS 2 entspricht der von DS 1. Auch der Anteil der einzelnen Minerale ist dem von DS 1 sehr ähnlich. Der Hauptunterschied zwischen den Schliffen liegt in der Korngröße, DS 2 ist deutlich feinkörniger. Außerdem zeigt er weniger braune Verfärbungen. Dies lässt möglicherweise darauf schließen, dass weniger organisches Material abgelagert wurde. Das deckt sich mit dem makroskopischen Befund von LE 3, der keine Anzeichen auf Wurzelgänge lieferte. Wie im Schliff DS 1 finden sich ein-

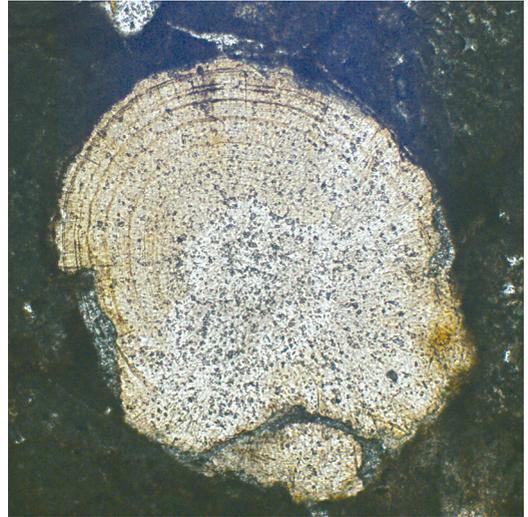


Abbildung 28. Ooid unter dem Mikroskop ohne Analysator in Dünnschliffprobe DS 1 (Kernabschnitt 49,10-49,00 m).

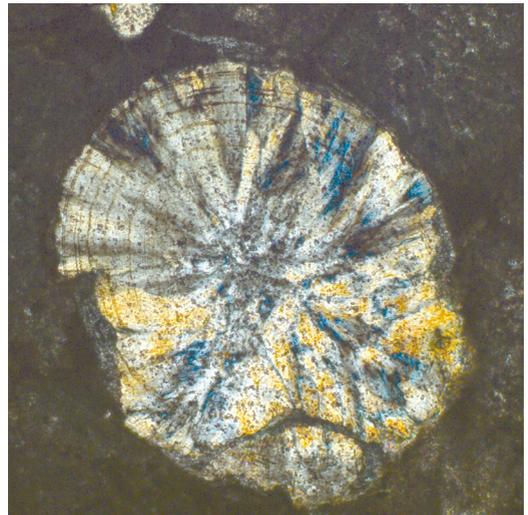


Abbildung 29. Dasselbe Ooid unter gekreuzten Polarisatoren in Dünnschliffprobe DS 1 (Kernabschnitt 49,10-49,00 m).

zelne Schalenbruchstücke, die jedoch ebenfalls allochthon sind.

4.1.3 Probe DS 7

Die Probe DS 7 wurde aus der LE 70 entnommen. Dabei handelt es sich um eine leicht wellige Wechsellagerung im 1- bis 4-mm-Bereich

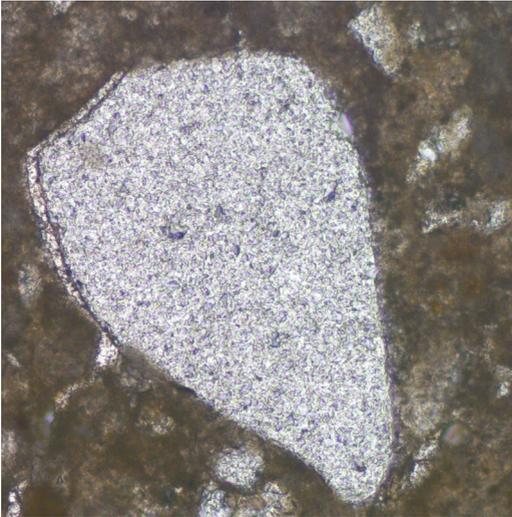


Abbildung 30. Quarzkorn im Durchlicht unter dem Mikroskop ohne Analysator in Dünnschliffprobe DS 2 (Kernabschnitt 48,50-48,43 m).

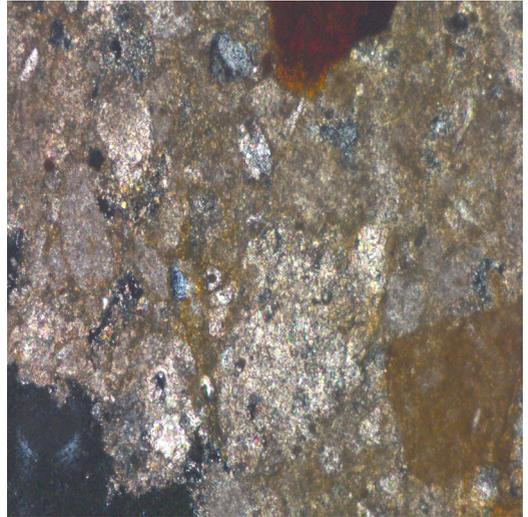


Abbildung 32. Dieselbe kalkige Zementationen unter dem Mikroskop unter gekreuzten Polarisatoren in Dünnschliffprobe DS 2 (Kernabschnitt 48,50-48,43 m).

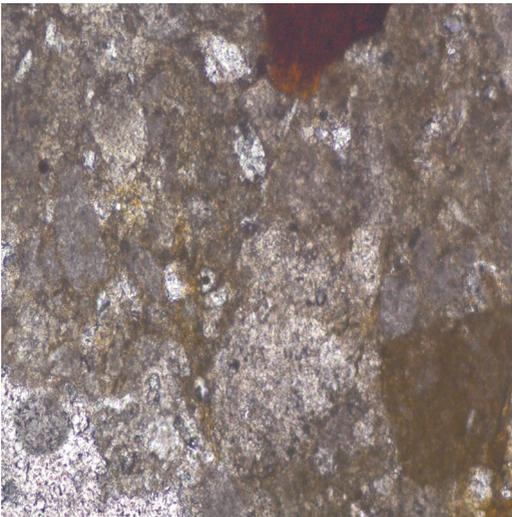


Abbildung 31. Kalkige Zementationen im Durchlicht unter dem Mikroskop ohne Analysator in Dünnschliffprobe DS 2 (Kernabschnitt 48,50-48,43 m).

von feinsandigem Schluffstein und schluffigem Feinsandstein. Ziel der Untersuchung war der Nachweis von möglicherweise tuffitischem Material für eine mögliche Korrelation mit dem Älteren Tuff im Raum Immendingen. Makroskopisch betrachtet ist der Schliff DS 7 farblos bis mittelbraun. Im Hellfeld ist er hauptsächlich farblos und hellgrau mit braunen Verfärbungen.



Abbildung 33. Pflanzenreste? unter dem Mikroskop ohne Analysator in Dünnschliffprobe DS 2 (Kernabschnitt 48,50-48,43 m).

Er zeigt eine gute Sortierung mit Komponenten, die meist einen Durchmesser zwischen 0,05 und 0,1 mm besitzen. Die Körner sind gut gerundet und hauptsächlich xenomorph. Im Wesentlichen besteht der Schliff aus kalkigen Zementationen und Tonmineralen. Daneben treten auch Quarz, Calcit, Hellglimmer, Dunkelglimmer und Kalifeldspat auf. Zudem konnten auch Erze, Gesteinsbruchstücke und Ooide nachgewiesen werden. Letztere legen nahe, dass der Ablagerungsraum karbonatisch geprägt gewesen sein muss, möglicherweise sind sie jedoch auch hier

allochthon aus Jurakalken herausgewittert. Für letzteres spricht, dass ein Großteil der Körner stark alteriert ist. Sie wurden vermutlich mehrfach umgelagert und mechanisch stark beansprucht. Die entsprechende LE zeigt am Kern eine leicht wellige, feinlaminierte Schichtung. Die makroskopisch erkennbare leicht wellige Schichtung zeigt sich auch im Schliff: hier durch die Einregelung der Komponenten in Form feiner, rötlicher und hellgrauer Bänder. In den rötlichen Bereichen ist der Tonanteil höher, und in den hellgrauen Bereichen sind vor allem kalkige Zementationen zu finden. Auch in diesem Schliff tritt organisches Material auf, bei dem es sich vermutlich um pflanzliche Reste handelt. Schalenfragmente oder Ähnliches konnten nicht nachgewiesen werden. Die Vermutung, dass es sich bei diesem Gestein um einen Tuff handelt, konnte nicht bestätigt werden (mdl. Mitt. S. WULF 2016).

4.2 REM-Daten

Zur genaueren Dokumentation der Zusammensetzung wurden insgesamt 16 Spektren der Probe DS 1 (49,10-49,00 m) mit dem EDS-System des REM aufgenommen. Aufgrund der körnigen Oberfläche war eine geminderte Qualität der BSE(backscattered electrons)-Bilder und -Analysen nicht vermeidbar. Abb. 34 zeigt ein BSE-Bild

mit den wichtigsten analysierten Phasen Quarz, Calcit und Hämatit. Wie weitere Messungen zeigten, besteht der Großteil des Schliffes aus den xenomorphen, hellgrauen Bereichen, bei denen es sich ausschließlich um Calciumcarbonat handelt.

Spektrum 3 zeigt ein Eisenoxid, vermutlich einen Hämatit (Abb. 35). Er enthält Titan als isomorphe Beimischung. Aluminium und Silicium sind eventuell noch Reste des Primärminerals, und das Calcium stammt vermutlich von der Matrix. Das Spektrum zeigt auch den $K\alpha$ - und $K\beta$ -Peak von Vanadium. Ein geringer Gehalt dieses Elements wird durch die Ergebnisse der quantitativen Analyse bestätigt.

Zudem konnte ein Zirkon nachgewiesen werden. Diese treten in Sedimentgesteinen selten und nur detritisch auf. Eine Verbindung zu einer vulkanischen Aktivität wie dem Hegau-Vulkanismus konnte nicht hergestellt werden. Daher ist der Zirkon vermutlich ein Relikt eines kristallinen Gesteins. Daneben deuten einige Analysen auf Glimmer als Primärminerale hin. Es könnte sich jedoch auch um Tonminerale als Sekundärminerale handeln, die kalkig zementiert sind. Das enthaltene Aluminium könnte durch eine Umwandlung in Aluminiumoxid als Sekundärmineral erklärt werden. Zudem konnte der Natrium-Feldspat Albit und Chlorkohlenwasserstoff im Schliff

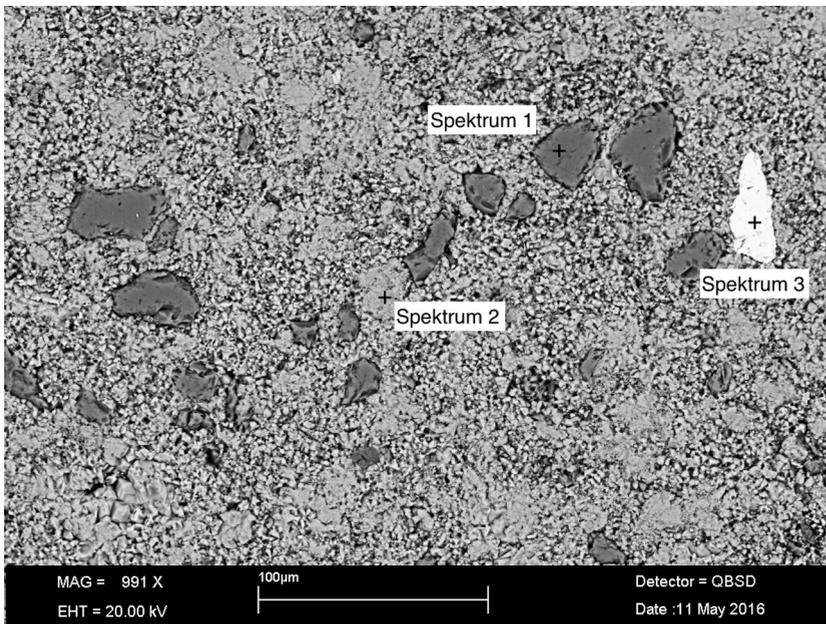


Abbildung 34. BSE-Bild des Rasterelektronenmikroskops der Dünnschliffprobe DS 1 mit den wichtigsten Phasen Quarz, Calcit und Hämatit (Kernabschnitt 49,10-49,00 m).

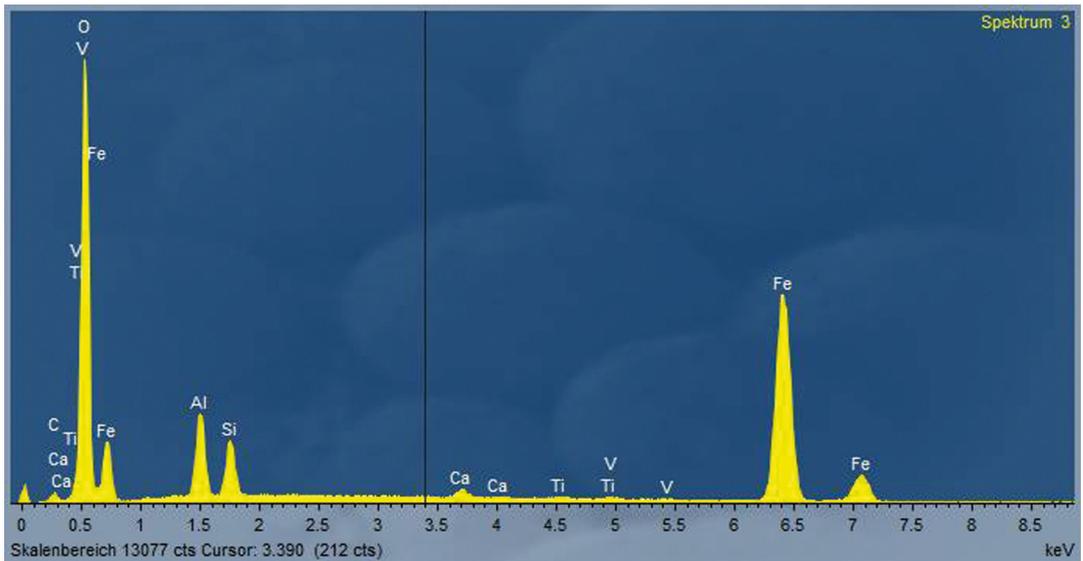


Abbildung 35. Spektrum mit den in Dünnschliffprobe DS 1 enthaltenen Elementen durch Messung mit dem Rasterelektronenmikroskop (Kernabschnitt 49,10-49,00 m).

nachgewiesen werden. Zu den wichtigsten natürlichen Quellen von chlorierten organischen Verbindungen gehört die Produktion durch Bakterien und bestimmte Pilzarten (HORNUNG 2005). Es ist demnach möglich, dass unter den organischen Verbindungen auch Pilzreste zu finden sind. Einige der untersuchten Phasen zeigen kleine Phosphor-Peaks. Phosphor kommt häufig in Böden vor, wo es bei der Zersetzung von organischem Material gebildet wird. Daher könnten die Spuren von Phosphor von den Böden der Überflutungsebene stammen.

4.3 Tonmineralanalysen

Zur Bestimmung der Tonminerale wurden insgesamt 9 Proben mithilfe der Röntgendiffraktometrie gemessen (Tab. 2, Abb. 36). Die Peaks bei Werten von $2\theta = 0-10^\circ$ entstehen durch Messungenauigkeiten. In allen Proben liegt dieselbe Zusammensetzung an Tonmineralen vor. In den Spektren von $5-22^\circ$ für 2θ konnten die Minerale Illit, Vermiculit, Kaolinit, Montmorillonit und Chamosit nachgewiesen werden. Mit den Spektren über einen Bereich von $0-70^\circ$ für 2θ konnten auch die Minerale Quarz und Calcit in jeder Probe bestimmt werden. Das Auftreten von Calcit zeigt, dass während des Aufbereitungsprozesses nicht alles Calciumcarbonat gelöst werden konnte. Erze und Hydroxide konnten in den Spektren

nicht identifiziert werden. Ein mögliches Signal wurde von dem der Tonminerale überdeckt.

Abbildung 36 zeigt ein repräsentatives Spektrum der Probe TMA 9 (Bulkanalyse; Entnahmetiefe 1,42-1,29 m) mit allen Mineralen, die mithilfe der Datenbank ICDD PDF2 1999 bestimmt werden konnten. Aussagefähig sind dabei vor allem die Tonminerale. Kaolinit entsteht in tropisch-feuch-

Tabelle 2. Übersicht über die Proben TMA 1 bis 9 für die Tonmineralanalytik mittels Röntgendiffraktometrie.

Probenbezeichnung	Entnahmetiefe im Kern [m]	LE	lithologische Beschreibung
TMA 1	42,75-42,60	14	Ton, schwach schluffführend
TMA 2	40,52-40,42	16	Ton, schluffführend
TMA 3	37,72-37,66	19	Ton, schluffig
TMA 4	37,32-37,15	21	Ton, schwach schluffführend
TMA 5	22,05-22,00	53	Ton, schluffführend
TMA 6	15,81-15,73	64	Ton, schluffführend
TMA 7	3,94-3,87	90	Ton, schluffig, feinsandführend
TMA 8	3,13-3,08	92	Ton, schluffführend
TMA 9	1,42-1,29	94	Ton, schluffführend

ten Klimaten bei der chemischen Verwitterung von Feldspat. Montmorillonit ist ein quellfähiges Tonmineral, das Wasser in sein Schichtgitter einlagern und auch wieder abgeben kann. Dadurch ist dieses Mineral maßgeblich für die Zerstörung der primären sedimentären Merkmale, wie z.B. der Schichtung, sowie die Entstehung von Slickensides bei der Bodenbildung verantwortlich. Montmorillonit findet sich häufig in tropischen Böden. Illit bildet sich vorwiegend aus Smectit, einem ebenfalls quellfähigen Tonmineral. Vermiculit entsteht bei der Verwitterung von Glimmern und Pyroxen und findet sich ebenfalls vor allem in Böden. Eine Aussage darüber, aus welchen Primärmineralen und durch welche Prozesse sich die hier nachgewiesenen Tonminerale tatsächlich gebildet haben, ist nicht möglich. Theoretisch kann sich jedes Tonmineral unter bestimmten Umständen in ein beliebiges anderes umwandeln (MOORE & REYNOLDS 1997). Für eine chemische Verwitterung sind warme Temperaturen und Feuchtigkeit erforderlich. Ausgehend von der Zusammensetzung der Proben ist es deshalb wahrscheinlich, dass im Zeitraum ihrer Ablagerung konstant warme Bedingungen herrschten. Zudem kann von einem mindestens semiariden, wahrscheinlich aber eher humiden Klima ausgegangen werden.

Illit-Kristallinität

An allen Tonmineralanalyse-Proben (Tab. 2) wurde auch die Illit-Kristallinität („Halbwertsbreite Illit“) bestimmt, die ein Maß für Druck- und Temperaturbedingungen ist, denen Gesteine ausgesetzt waren. Abbildung 37 zeigt die Verteilung der Messergebnisse in einem Diagramm Tiefe gegen Halbwertsbreite Illit. Dabei erstreckt sich der Bereich, in dem die Messpunkte liegen, von der flachen Diagenesezone in oberflächennahen Proben (Proben TMA 7 und 8) bis hin zur niedrigen Anchizone (schwächster Metamorphosegrad) der Proben TMA 1, 3 und 4. Ein Minimum innerhalb der Anchizone ist jedoch auszuschließen, da der Kern insgesamt nur eine schwache Diagenese aufweist und ganz sicher keine Anchimetamorphose erreicht hat. Daher sind die niedrigen Werte für $^{\circ} 2\theta$ vermutlich auf Messungenauigkeiten zurückzuführen. Die Proben TMA 2, 5, 6 und 9 zeigen relativ hohe Werte für die Halbwertsbreite von Illit mit $^{\circ} 2\theta$ zwischen 0,6 und 0,9. Dies entspricht der tiefen Diagenesezone und ist für die untersuchten Proben aus einer Tiefe von weniger als 50 Meter realistisch. Die Ausgleichsgerade zeigt den angenäherten Verlauf des Diagenesegrades durch die flache und tiefe Diagenesezone.

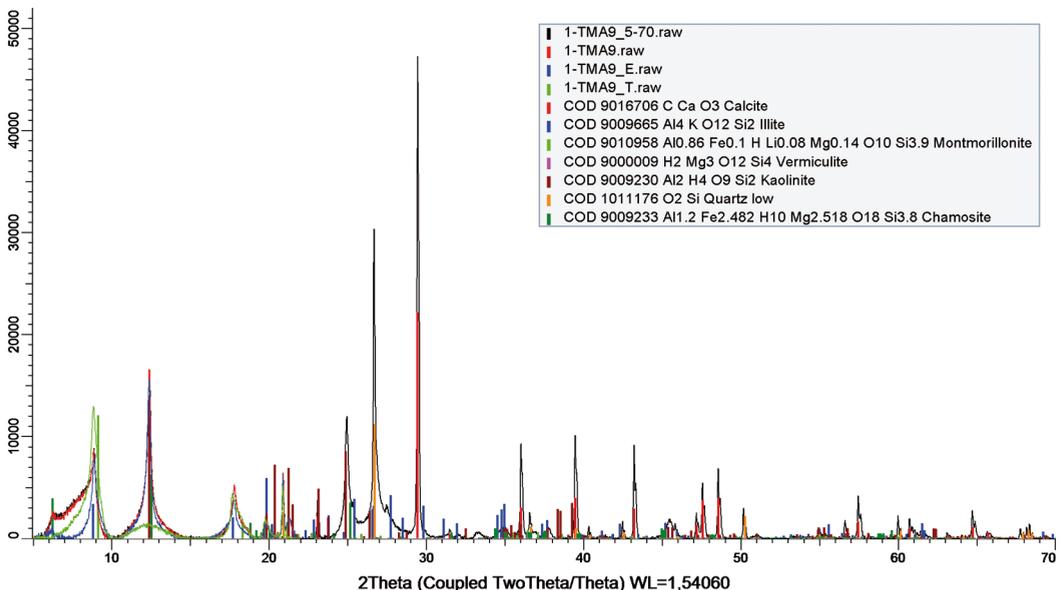


Abbildung 36. Spektrum mit den in Probe TMA 9 enthaltenen Mineralphasen durch Messung mit dem Röntgendiffraktometer (Kernabschnitt 1,42-1,29 m).

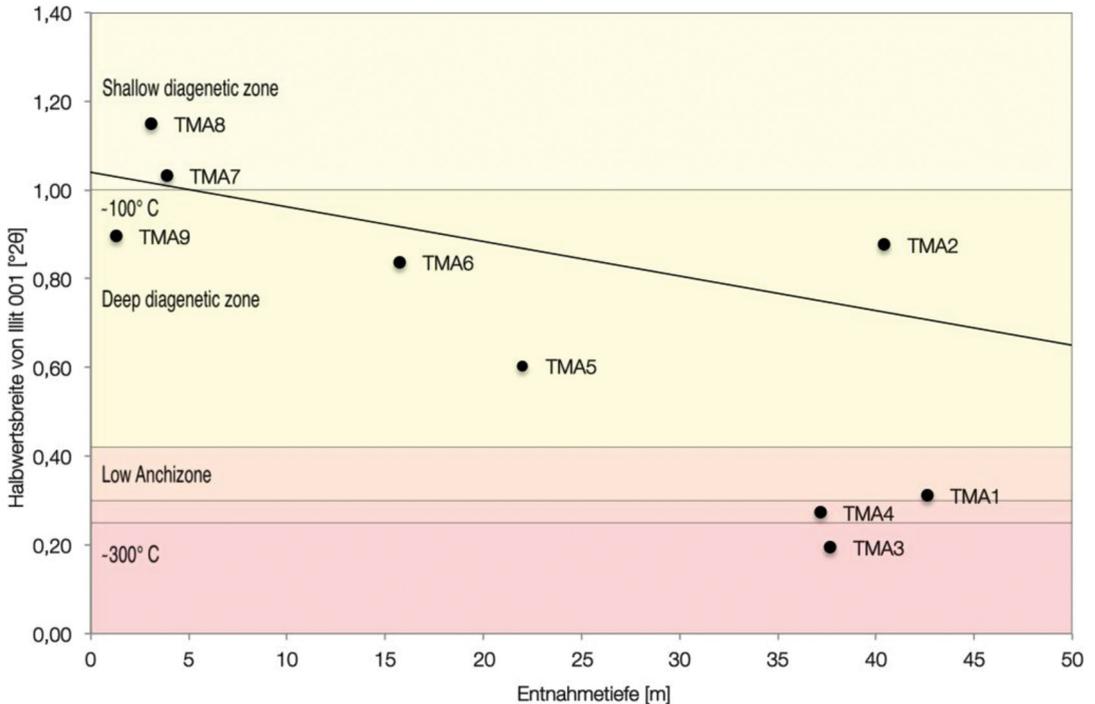


Abbildung 37. Halbwertsbreite des Illit-Peaks aufgetragen gegen die Teufe zur Abschätzung des Diagenesegrades für die ausgewerteten Proben basierend auf der Röntgendiffraktometrie.

5 Faziesinterpretation

Sedimentgesteine werden auf Basis ihrer primären Eigenschaften beschrieben und interpretiert. Im Falle fluviatiler Ablagerungen spielen besonders Merkmale wie Schichtung, Korngröße, Sortierung sowie sekundäre Veränderungen wie z.B. pedogene Überprägungen eine Rolle. Biologische Strukturen und Fossilien sind als zusätzliche Indizien von Bedeutung (M_{IAL} 1996).

5.1 Faziescodes und Architekturelemente nach M_{IAL}

Die Faziesinterpretation des Bohrprofils wurde nach der Methode von M_{IAL} (1996) durchgeführt. Bei dieser Methode werden auf der Basis von standardisierten Lithotypen (Faziescodes) fluviatile Architekturelemente (z.B. Fließrinne, Überflutungsebene, Gleithang, Sand- oder Kiesbank usw.) definiert. Aus der räumlich-zeitlichen Abfolge dieser Architekturelemente lassen sich dann der Flusstyp (im Vergleich mit den Ablagerungen rezenter Flüsse) und damit die Ablagerungsbedingungen (Klima, Morphologie usw.) ableiten. Ursprünglich wird für die Anwendung dieser Me-

thode jedoch vorausgesetzt, dass großflächige, dreidimensionale Aufschlüsse zur Untersuchung zur Verfügung stehen. Da für diese Arbeit ein Bohrkern verwendet wurde, ist zwar die Zuordnung der Faziescodes möglich, die Interpretation der Architekturelemente jedoch schwierig und oft mehrdeutig und deshalb mit entsprechenden Unsicherheiten verbunden.

Ausgehend von dem in der hier zugrunde liegenden Bachelor-Arbeit (BRAUN 2016) erstellten ausführlichen Schichtenverzeichnis wurden die in Tabelle 3 aufgeführten Faziescodes nach M_{IAL} (1996) den einzelnen LE zugeordnet (vgl. Kap. 3 und Abb. 3).

Die aus diesen Faziescodes abgeleiteten Architekturelemente sind in Tabelle 4 mit ihrer Interpretation aufgeführt.

Die meisten grobkörnigen Sedimente in Flusssystemen werden in Fließrinnen („Channels“ CH) abgelagert. Innerhalb eines solchen Systems gibt es eine Hierarchie von kleinen Fließrinnen hin zu großen Hauptfließrinnen. Zu den kleineren gehören unter anderem inaktive Fließrinnen, kleinere Gerinne („Chute channels“), die sich in Sandbän-

Tabelle 3. Faziesklassifikation (verändert nach MIALL 1996).

Faziescode	Fazies	Sedimentäre Strukturen	Interpretation
Gmm	matrixgestützte, massig ungeschichtete Kiese	schwach gradiert	gravitative Massenströme, plastische Schuttströme (viskos)
Gcm	klastengestützte, massig ungeschichtete Kiese	-	pseudoplastischer Schuttstrom bis Schlammstrom (träge Bodenfracht, turbulente Strömung)
Gh	klastengestützte, grob geschichtete Kiese	horizontale Lagerung, Dachziegellagerung (Imbrikationen)	longitudinale Ablagerungen, Kiespflaster, Kieswälle
G?	nicht bestimmbar	nicht bestimmbar	nicht bestimmbar
Sp	Sand, fein bis sehr grob, teils kiesig	einzelnen oder gruppiert, ebene Kreuzschichtung	laterale oder longitudinale Sedimentkörper, z.B. Sandbänke, Gleithang usw. (2-D-Dünen)
Sr	Sand, sehr fein bis grob	Rippeln, Kreuzlamination	Wellenrippeln (unteres Strömungsregime)
Sh	Sand, sehr fein bis grob, teils kiesig	horizontale Lamination Trennflächen oder Strömungsschichtung	ebene Lagerung (kritische Strömung)
Sl	Sand, sehr fein bis grob, teils kiesig	flache Schrägschichtung, geringer Winkel (< 15°), Kreuzschichtung	Kolkfüllungen, Antidünen
Sm	Sand, fein bis grob	ungeschichtet oder undeutliche Lamination	gravitative Massenströme
Fl	Sand, Schluff, Ton	feine Lamination, sehr kleine Rippeln	Ablagerungen der Überschwemmungsebene, Ablagerungen in Totarmen oder von abfließendem Hochwasser
Fsm	Schluff, Ton	massiv ungeschichtet	Ablagerungen der Überschwemmungsebene oder Ablagerungen in Totarmen
Fm	Ton, Schluff	massiv ungeschichtet, Trockenrisse	Ablagerungen der Überschwemmungsebene, Totarme oder Schichtflutablagerungen
Fr	Ton, Schluff	massiv ungeschichtet (z.T. sekundär entschichtet), Wurzeln, Bioturbation	Wurzelhorizont, beginnende Bodenbildung, pedogene Überprägung
P	Paläoböden-Karbonate (Calcit, Siderit)	pedogene Merkmale: Konkretionen, Filamente	Boden mit chemischen Ausfällungen

ke einschneiden und „Crevasse channels“, die sich bei Dambrüchen über die Überflutungsebene ergießen (MIALL 1996). Fließrinnen haben eine konvex gewölbte, erosive Basis. Aufgrund des geringen Kerndurchmessers ist es jedoch in der Regel nicht möglich, eine solche Basis zweifelsfrei zu beobachten. Möglicherweise befindet sich eine solche Schichtgrenze an der Basis der LE 29. Auch die dem Faziescode G? zugeordneten Konglomerate wurden in einer Fließrinne abgelagert. Vermutlich waren diese ursprünglich klastengestützt. In Konglomeraten, die in aktiven

Fließrinnen abgelagert werden, berühren sich die einzelnen Klasten, während sich das feine Material nach und nach in den Zwischenräumen ansammelt. Eine weitere Möglichkeit besteht darin, dass ursprünglich ein matrixgestütztes Konglomerat abgelagert wurde, bei dem die Matrix durch fließendes Wasser ausgespült wurde. Oft entstehen in aktiven Fließrinnen sandige Ablagerungskörper in unterschiedlicher Ausdehnung. Diese sandigen Sedimentkörper („Sandy bedforms“ SB) sind vor allem durch die Lithofaziescodes Sp, Sh, Sr und Sl charak-

Tabelle 4. Architekturelemente in fluvialen Ablagerungen (verändert nach MIALL 1996).

Element	Symbol	auftretende Faziescodes	Geometrie und Lagerung
Kanäle	CH	jede Kombination	Finger, Linsen oder Lagen
sandige Ablagerungen	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Linsen, Lagen, Decken, Keile, treten als Kanalfüllung auf, Schwemmfächer, kleine Barren
Auskolkungsrinnen	HO	Gh, Gt, St, Sl	löffelförmige Rinnen mit asymmetrischer Füllung
sandige gravitative Massenströme	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Loben, Lagen, typischerweise GB zwischengelagert
laminierte Sandlagen	LS	Sh, Sl, kleine Sp, Sr	Lagen, Decken
feine Ablagerungen der Überflutungsebene	FF	Fm, Fl, Fsm	dünne bis mächtige Decken, gewöhnlich SB zwischengelagert, kann inaktive Kanäle füllen
Wechselagerungen von Schichten verschiedener Korngröße	FFP	Sr, Fl, P	lagig, < 15 m mächtig, proximale Ablagerungen der Überflutungsebene
Schluffstein-Tonstein-Wechselagerungen	FFD	Fl, Fr, P	lagig, < 5 m mächtig

terisiert. Im Kernprofil treten jedoch vor allem die Faziescodes Sm, Sr und Sh auf (siehe z.B. LE 30 bis 39), die nicht eindeutig diagnostisch für das Architekturelement SB sind. Es könnte sich daher ebenso um die Architekturelemente LS („Laminated sand sheet“) oder DA („Downstream-accretion macroform“) handeln.

Das Profil zeigt eine geringmächtige Abfolge, die mit ihren Eigenschaften den Ablagerungen von gravitativen Massenströmen (Sediment-Gravity-Flow SG) entspricht (LE 96). Dieses Architekturelement tritt als schmale, langgestreckte Loben oder in gestapelten Schichten auf. Es wird von den Lithofazies Gmm, Gmg, Gci und Gcm dominiert und durch Schuttströme (Debris flows) gebildet (MIALL 1996). Schuttstrom-Ablagerungen sind schlecht sortiert und haben ein matrixgestütztes Gefüge. Sie zeigen eine ungeordnete Orientierung der Klasten, aber keine weiteren sedimentären Strukturen (NICHOLS 2009). Das Architekturelement SG spricht daher nicht für eine fluviatile Ablagerung, sondern eher für lateral gravitativ in das Flussbett gelangte Sedimente. Allerdings war der topographische Gradient im Bereich der Bohrkernlokalität vermutlich zu gering, um einen Debris flow gravitativ auslösen zu können (mdl. Mitt. O. FRIEDRICH). Es ist daher wahrscheinlicher, dass das matrixgestützte Mittelkonglomerat der LE 2 als Schlammflutsediment bei einem Hochwasserereignis abgelagert wurde. Die Annahme wird dadurch bestätigt, dass zum Teil ein klastengestütztes Gefüge vorliegt.

Im Bereich zwischen 32,85 m und 31,96 m (LE 24 und 25) zeigt das Profil eine Einschaltung von laminierten Sanden („Laminated sand sheets“). Solche laminierten Sandlagen werden als Ergebnis von flutartigen Überschwemmungen mit sandigem Material interpretiert. Sie bilden sich im oberen Fließ-Regime als ebene, flache Ablagerungen (MIALL 1996).

Die zwischen den LE 6 und 7 interpretierten Auskolkungen („Scour hollows“ HO) entstehen im Bereich des Zusammenflusses von Fließrinnen bei hohen Transportenergien und flacher Morphologie. Die typische Füllung besteht aus den Lithofazies Sh und Sl. Ein Interpretationsansatz ist, dass es sich bei derartigen Auskolkungen um große Unterspülungsstrukturen handelt, die sich an der Basis von Fließrinnen gebildet haben (MIALL 1996). Die Interpretation solcher Strukturen im Bohrkern ist jedoch sehr unsicher.

Ein Großteil des Bohrprofils kann den Architekturelementen der Überflutungsebene („Overbank fines“ FF) zugeordnet werden. Dabei handelt es sich um feinklastische Sedimente, die auf der Überflutungsebene bei Hochwasser abgelagert werden. Das Sediment wird als Suspensionsfracht transportiert. Es ist wesentlich feinkörniger als die Sedimente in den aktiven Fließrinnen, da auf der Überflutungsebene geringere Strömungsgeschwindigkeiten herrschen und damit deutlich geringere Transportkräfte wirken. Die Sedimente der Überflutungsebenen bestehen in der Regel aus Feinsand, Schluff und Ton. Der häufig vertretene Faziescode Fl umfasst Schluff-Horizonte

und Sande mit ebener Lamination oder Rippelschichtung, die zum Teil durch Bioturbation und Wurzelgänge wieder zerstört werden. Die Sedimente können sich während eines einzelnen Überflutungsereignisses oder bei kontinuierlicher Abscheidung von feinkörnigem Material aus der Suspension bilden (MIALL 1996).

In den meisten Fällen konnte im Profil eine Unterscheidung zwischen proximal und distal abgelagerten Sedimenten der Überflutungsebene getroffen werden. Distale Ablagerungen sind in der Regel sehr feinkörnig und zeigen im Profil Anzeichen für eine pedogene Überprägung. Dies setzt voraus, dass diese Bereiche nur kurzzeitig mit Wasser bedeckt waren. Proximale Ablagerungen liegen näher an den aktiven Fließrinnen, werden öfter überflutet und deshalb häufiger und mit größerem Material bedeckt. Diese Vorgänge stören die Bildung von Böden.

5.2 Fazit

Fasst man die zuvor genannten Merkmale zusammen, ergibt sich mit hoher Wahrscheinlichkeit ein verflochtenes Flusssystem (braided river) als Ablagerungsraum. Braided Rivers sind dynamische Systeme mit geringer Sinuosität (MIALL 1996, SCHÄFER 2005).

Sie entstehen bei etwas steilerem Gefälle der alluvialen Ebene und breiten sich als flächiges Fließrinnennetz in der gesamten Talebene aus, wobei eine stark schwankende Wasserführung ebenso charakteristisch ist wie die ständige Verlagerung der aktiven Fließrinnen. Verflochtene Flusssysteme führen in den aktiven Rinnen vorwiegend Kiese und Gerölle als Bodenfracht mit (SCHÄFER 2005). Die im Kern auftretenden Konglomerate wurden demnach wahrscheinlich bei starker Wasserführung in Rinnen abgelagert. Wegen der vielfach starken Wasserführung in verflochtenen Flusssystemen (SCHÄFER 2005) treten im Bereich des ehemaligen Stromstrichs oft erosive Basen mit Kolklöchern auf (MIALL 1996, SCHÄFER 2005). Dies würde das Auftreten des Architekturelements HO (Ausklungen, „Scour hollows“) erklären, das vor allem durch ein plötzliches Überangebot an Wasser entsteht. Die Flussebene eines solchen Systems ist jedoch nur bei Hochwasser vollständig mit Wasser bedeckt. Im Normalfall befinden sich zwischen den aktiven Rinnen Strominseln, die häufig trocken liegen.

Ebenso wie die Verlagerung der aktiven Fließrinnen ist auch die ständige Verlagerung dieser Strominseln („Downstream accretion macroform“

DA) ein Charakteristikum. An deren Leeseite werden Sedimente mit planarer Schrägschichtung mit steilem Winkel abgelagert. Auf den Strominseln bildet sich häufig eine Hochenergie-Parallelschichtung aus, selten treten auch Rippeln auf (MIALL 1996, SCHÄFER 2005). Die LE 24 bis 25 wurden dem Architekturelement „Laminated sand sheet“ (SL) zugeordnet. Die hier auftretende Parallelschichtung könnte sich möglicherweise im oberen Strömungsregime als eine solche Hochenergie-Parallelschichtung gebildet haben.

Die unterschiedlich starken Strömungsgeschwindigkeiten, die sich aus den Befunden im Kern ableiten lassen, entstehen bei zeitweilig erhöhtem Wasserangebot. Dieses periodisch verschiedene Wasserangebot spricht für ein Wechselklima zur Zeit der Sedimentation.

Die mittel- bis feinkörnige Sandfraktion wird als Suspensionsfracht mitgeführt und lagert sich als sandige Sedimentkörper ab. Diesen könnten die LE 29 bis 40 zugeordnet werden. Allerdings gestattet die auftretende Kombination an Faziescodes keine eindeutige Zuordnung zum Architekturelement SB. Nach MIALL (1996) könnte es sich auch um kleine Crevasse channels handeln. Sandige Sedimentkörper treten in verflochtenen Flusssystemen in Abhängigkeit von der Strömungsgeschwindigkeit in Form von Groß- oder Kleinrippeln auf (SCHÄFER 2005). Eine Rippelschichtung kann im Kern vermutet, jedoch nicht eindeutig identifiziert werden (z.B. LE 71). Die Suspensionsfracht eines verflochtenen Flusses spielt nur auf den stabilisierten Strominseln oder außerhalb der aktiven Fließrinnen eine Rolle. Die feinsten Korngrößenfraktionen werden als Schwebfracht hauptsächlich außerhalb der Rinnen abgelagert (BRIDGE 2003, SCHÄFER 2005). Da der Großteil des Kerns feinklastisch ist, dürften sich diese Profilabschnitte in diesem Ablagerungsraum gebildet haben. Der schnelle Wechsel von Channel-Ablagerungen zu feinkörnigen Sedimenten kann auf die sich rasch verlagernden Rinnen und deren wechselnde Aktivität zurückgeführt werden. Ein Beispiel dafür sind die LE 80 bis 86. Durch lange Verhandlungsphasen stand genügend Zeit zur Verfügung, um mächtige Bodenhorizonte zu bilden.

Es sei an dieser Stelle erneut darauf hingewiesen, dass die fehlerfreie Anwendung der Methode nach MIALL (1996) große dreidimensionale Aufschlüsse voraussetzt. Diese erste Interpretation eines Bohrkerns muss durch die Bearbeitung weiterer Bohrprofile und ein sich daraus

ergebendes dreidimensionales Bild verifiziert werden. Vorerst ergibt sich mit aller Vorsicht eine Interpretation des Ablagerungsraumes als verflochtenes Flusssystem mit Überschwemmungsebenen unter den Bedingungen eines feuchtwarmen Wechselklimas.

Dank

Wir danken der Daimler AG für die großzügige Bereitstellung des Bohrkerns 104 für die wissenschaftliche Bearbeitung sowie der Deutschen Bundeswehr, Standort Immendingen, für die hervorragende Kooperation. Herrn Dr. GREGOR AUSTERMANN, danken wir für Hilfe bei der Tonmineralanalytik. Zudem möchten wir uns bei Frau Dr. STORM, Herrn Dr. MEYER, Herrn Dr. VARYCHEV, Frau GLASS, Herrn FILLAUER (alle Universität Heidelberg) sowie Herrn D. SCHREIBER (SMNK) für vielfältige Unterstützung und Ratschläge bedanken. Ganz besonderer Dank gebührt Prof. Dr. O. FRIEDRICH, Universität Heidelberg, für die wissenschaftliche Betreuung des Projektes und konstruktive Diskussionen.

Literatur

- ALONSO-ZARZA, A. M. & TANNER, L. H (eds, 2010): Carbonates in continental settings: Facies, environments, and processes. – *Developments in sedimentology* **61**: 378 S.; Elsevier.
- ALONZO-ZARZA, A. M. & WRIGHT, V. P. (2010): Calcretes. – In: ALONZO-ZARZA, A. M. & TANNER, L. H (eds, 2010): Carbonates in continental settings: Facies, environments, and processes. – *Developments in sedimentology* **61**: 225-268; Elsevier.
- BECHLY, G., BERNOR, R. L., BÖTTCHER, R., FEJFAR, O., FREY, E., GIERSCH, S., HAAS, R., HEIZMANN, E. P. J., KOVAR-EDER, J., MITTMANN, H.-W., MUNK, W., NELSON, S., RASSER, M. W., SLAMKOVA, M., WAHNERT, V., ZIEGLER, R., ZIEMS, A. (2005): Multidisciplinary palaeontological research at the Late Miocene (MN9) Locality of Höwenegg (Baden-Württemberg). – *Berichte des Instituts für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz*, **10**: 5-6.
- BRAUN, V. (2006): Lithologische Bearbeitung des Bohrkerns BK 104 (Immendingen, Miozän) mit besonderer Berücksichtigung von Dünnschliffen und Tonmineralogie. – Bachelor-Arbeit, Geologisches Institut der Universität Heidelberg.
- BRIDGE, J. S. (2003): Rivers and floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record. – 504 S.; Wiley-Blackwell.
- ESTEBAN, M. & KLAPPA, C. F. (1983): Subaerial exposure. – In: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H. (eds.): Carbonate depositional environments. – *AAPG Memoir* **33**: S. 1-96.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. – 4. Aufl., 482 S.; E. Schweizerbart.
- GEYER, M., NITSCH, E. & SIMON, T. (2011): Geologie von Baden-Württemberg. – 5. Aufl., 627 S.; E. Schweizerbart.
- GOUDIE, A. S. (1983): Calcrete. – In: GOUDIE, A. S. & PYE, K. (eds.): *Chemical Sediments and Geomorphology*. – S. 93-131; London
- HORNUNG, A. (2005): Halogenasen aus Actinomyceten: Funktionelle und phylogenetische Studien. – *Dissertation Universität Freiburg*, 145 S.
- JÖRG, E., REST, H. & TOBIEN, H. (1955): Die Ausgrabungen der Jahre 1950-1954 an der jungtertiären Fossilfundstelle Höwenegg/Hegau. – *Beiträge zur naturkundlichen Forschung Südwestdeutschlands* **14**: 13; Karlsruhe
- MIALL, A. D. (1996): The Geology of Fluvial Deposits – Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. – 1. Aufl., 582 S.; Springer-Verlag.
- MOORE, D. M. & REYNOLDS, R. C. Jr. (1997): X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. – 2. Aufl., 378 S.; Oxford University Press.
- MUNK, W., BERNOR, R. L., HEIZMANN, E. P. J. & MITTMANN, H.-W. (2007): Excavations at the Late Miocene MN9 (10.3 Ma) Locality of Höwenegg (Hegau), Southwest-Germany, 2004-2006. – *Carolinea* **65**: 5-13; Karlsruhe
- National Committee on Soil and Terrain (2009): Australian Soil and Land Survey Field Handbook. – 3. Aufl., 264 S.; CSIRO Publishing.
- NICHOLS, G. (2009): Sedimentology and stratigraphy. – 2. Aufl., 419 S.; Wiley-Blackwell.
- RESTALLACK, G. J. (2001): Soils of the past. – 2. Aufl., 404 S.; Blackwell Science Ltd.
- SCHÄFER, A. (2005): Klastische Sedimente. – 1. Aufl., 414 S.; Spektrum Akademischer Verlag.
- SCHORN, S. et al. (2016a): Calcret. online unter: <https://www.mineralienatlas.de/lexikon/index.php/Calcret?lang=de&language=german>. Stand 21.05.2016
- SCHORN, S. et al. (2016b): Dendriten. online unter: <https://www.mineralienatlas.de/lexikon/index.php/Dendriten?lang=de&language=german>. Stand 11.05.2016
- TOBIEN, H. (1986): Die jungtertiäre Fossilgrabungstätte Höwenegg im Hegau (Südwestdeutschland). Ein Statusbericht. – *Carolinea* **44**: 9-34; Karlsruhe.
- TOBIEN, H. & JÖRG, E. (1959): Die Ausgrabungen der jungtertiären Fossilfundstätte Höwenegg (Hegau) 1955-1959. – *Beiträge zur naturkundlichen Forschung Südwestdeutschlands* **18**: 175-191; Karlsruhe
- UCHMAN, A., PIKA-BIOLZI, M. & HOCHULI, P. A. (2004): Oligocene trace fossils from temporary fluvial plain ponds: An example from the Freshwater Molasse of Switzerland. – *Eclogae Geologicae Helvetiae* **97**: 133-148.