Sedimentologie und Sequenzstratigraphie oberjurassischer Karbonate von Norddeutschland (Oxfordium/Kimmeridgium, Niedersächsisches Becken)

Dissertation

Zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

> vorgelegt von Sebastian Cäsar

> > aus Hamburg

Hamburg 2012 Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

Auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. C. Betzler und Dr. T. Pawellek

Hamburg, den 4.7.2012

Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge Leiter des Fachbereichs Geowissenschaften

## <u>Summary</u>

The aim of this study is to reconstruct the Upper Jurassic (Oxfordian/Kimmeridgian) Korallenoolith formation and the Lower Süntel formation regarding their facies, stratigraphic architecture and sequence stratigraphy. The study area is located in the Weser-Leine Bergland (Lower Saxony Basin) and comprises several quarries and sediment cores in the southern Weser-Leine Bergland (northern Ith Mountains and Thüster Mountains). In order to relate this study to already established stratigraphic models by Helm et al. (2003) and Kästner et al. (2008) the sediment core Eulenflucht1 in the SE-Süntel Mountains (northern Weser-Leine Bergland) was included in the sedimentary data set.

A stratigraphic correlation between the northern and southern Weser-Leine Bergland could be demonstrated for the the first time by the mapping of unconformities. Subaerial exposure and erosion resulted in two major unconformities which are of particular importance for the understanding of the sedimentary architecture as a result of subaerial exposure and erosion. The major unconformity B&C contains *Gastrochaenolites* borings and shows an increasing erosion rate to the northwest. It is overlain by the coral-bearing "Fossilschicht" in the Süntel Mountains and the microbialite patch reefs of the "Obere Korallenbank" in the northern Ith Mountains. In opposite to Helm et al. (2003), who have correlated the "Obere Korallenbank" with the "*Florigemma* Bank" both lithological members form of a single unit which can be traced throughout the Weser-Leine Bergland. The generation of the second major unconformity, the so called "Haupterosionsfläche" (Unconformity E) indicates subaerial exposure and erosion of the sedimentary succession with a decreasing erosion rate to the northern Ith Mountains.

Applying sedimentological, geophysical and geochemical criteria, 24 different facies can be distinguished. The correlation of the major unconformities indicates that different controlling factors influenced the shallow marine depositional system and the recognizable facies-associations during different stages of the deposition of the Korallenoolith formation and the Lower Süntel formation.

The facies-association of the established depositional system I below the major unconformity B&C consists of shoreface oolites, coral framestones and intraclastic-rich deposits which indicate a storm and wave-dominated environment of an inner to middle carbonate ramp. The facies-associations in the overlying stratum of the unconformity B&C (depositional systems II to IV) reflect a current-generated submarine oolitic shoal environment. As a result of the different attributes of the facies, the oolitic shoal environment encompassed backshoal, inner shoal, shoal-fringe and fore-/ intrashoal subenvironments.

Based on the textural variations and facies stacking patterns in combination with variations in carbonate content and gamma-ray values, A/S-cycles (accommodation space to sediment supply and/or sediment production) of three different orders were defined in the Upper

i

Jurassic succession. Short-term fluctuations in A/S-ratio (3<sup>rd</sup> order A/S-cycles) reflect an interaction of allocyclic and autocyclic processes. Erosion unconformities which limited the A/S-cycles at the top can be traced over long distances and were interpreted as an indicator for an external allocyclic controlling factor. The correlation of the 2<sup>nd</sup> order A/S-cycles reveals a gradual increase in cycle-thickness from the horst areas (Süntel and northern Deister) to the grabens (northern Ith, Osterwald). It is proposed that the 2<sup>nd</sup> order A/S-cycle thickness variations were the result of synsedimentary tectonic activity triggered by the late Cimmerian phase in the Oxfordian which affected the accommodation space and controlled deposition, erosion and lateral facies variations in the Weser-Leine Bergland. This finding emphasizes the strong influences of the tectonic regime on the sedimentary architecture of the Korallenoolith formation.

For the Korallenoolith formation, up to 17 2<sup>nd</sup> order A/S-cycles can be combined to six longterm 1<sup>st</sup> order depositional cycles Ko1 to Ko6 applying sequence analysis. The hierarchically stacked depositional cycles of the 1<sup>st</sup> and 2<sup>nd</sup> order correspond with time equivalent depositional cycles in other European sedimentary basins, which formed in tune with the orbital cycles of eccentricity (100 and 400 ka).

In this study, the Korallenoolith formation is subdivided into the stratigraphic members Lower, Middle and Upper Korallenoolith, which are separated by the major erosion unconformities B&C and E. The uppermost stratum of the Upper Korallenoolith member, the so called *"Humeralis*-Schichten" are absent in the horst areas (Süntel and northern Deister) as a result of post-sedimentary erosion and non deposition. In summary, the presented stratigraphic model corresponds well with the established stratigraphic model for the Lower Saxony Basin by Gramann et al. (1997). A precise placement of the Upper Jurassic succession into a larger biochronostratigraphic framework is only given for the uppermost stratum of the Upper Korallenoolith member (*"Humeralis*-Schichten"), due to the parallelization with existing ostracod biostratigraphy. The stratigraphic interval encompasses the ostracod zones 6 and 7 which correspond to the *pseudocoradata* and *baylei* ammonite zones.

## <u>Zusammenfassung</u>

Ziel dieser Arbeit ist die Charakterisierung der oberjurassischen Schichtenfolgen der Korallenooltih Formation und der Unteren Süntel Formation (Oxfordium/ Kimmeridgium) hinsichtlich der Fazies, der stratigraphischen Architektur und der Sequenzstratigraphie. Das Arbeitsgebiet befindet sich im Weser-Leine Bergland (Niedersächsisches Becken). Die Erhebung sedimentologischer, geophysikalischer und geochemischer Daten erfolgte in Steinbrüchen und an Bohrkernen im nördlichen Ith und am Thüster Berg (südliches Weser-Leine Bergland). Um einen Bezug zu bereits existierenden stratigraphischen Modellen im nördlichen Weser-Leine Bergland (z. B. Helm et al. 2003, Kästner et al. 2008) zu ermöglichen schließt die Kernbohrung KB Eulenflucht1 (südöstlicher Süntel) den erhobenen Datensatz ab.

Mithilfe der Kartierung von Diskontinuitätsflächen konnte erstmals ein stratigraphischer Bezug zwischen dem nördlichen und dem südlichen Weser-Leine Bergland hergestellt werden. Zwei Diskontinuitätsflächen sind aufgrund von Emersion und Inzision und dem damit in Verbindung stehenden Schichtausfall hervorzuheben. Die Diskontinuitätsfläche B&C indiziert zunehmende Erosionsraten nach Nordwesten und die Entwicklung eines *Gastrochaenolites*-beinhaltenden Hartgrundes. Die so genannte "Fossilschicht" im Süntel und die "Obere Korallenbank" im nördlichen Ith liegen der Diskontinuitätsfläche B&C auf und bilden einen lithologischen Leithorizont. Aufgrund der Gleichstellung der "Fossilschicht" mit der "Oberen Korallenbank" muss der etablierten Parallelisierung der "*Florigemma*-Bank" mit der "Oberen Korallenbank" von Helm et al. (2003) widersprochen werden. Die Entwicklung der stratigraphisch jüngeren "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) dokumentiert subaerische Freilegung und Erosion der sedimentären Schichtenfolge. Die Erosionsraten nehmen ausgehend vom Süntel in südöstlicher Richtung ab.

Anhand makro- und mikroskopischer Untersuchungen wird die sedimentäre Schichtenfolge in 24 Fazies differenziert. Durch die vollzogene Korrelation der Schichtenfolge auf Basis der identifizierten Diskontinuitätsflächen konnte nachgewiesen werden, dass auf den Ablagerungsraum des flachmarinen "Korallenoolithmeeres" zu unterschiedlichen Zeiten unterschiedliche Steuerungsfaktoren wirkten, die wiederum einen maßgeblichen Einfluss auf die vorgefundenen Faziesvergesellschaftungen hatten. Die Faziesvergesellschaftung des Ablagerungssystems I im Liegenden der Diskontinuitätsfläche B&C setzt sich aus *Shoreface* Oolithen, Korallen Framestones und intraklastenreichen Ablagerungen zusammen. Diese Faziesvergesellschaftung indiziert ein sturm- und wellendominierendes System, dass der inneren bis mittleren Karbonatrampe zuzuordnen ist. Die Ablagerungssysteme II bis IV im Hangenden der Diskontinuitätsfläche B&C reflektieren ein strömungsgeneriertes System aus oolithischen Untiefen (*Shoals*). Eine Differenzierung des Ablagerungsraumes in *Backshoal*, Inner Shoal, Shoal-Fringe und Foreshoal/ Intrashoal erfolgte aufgrund der unterschiedlichen Attribute der Fazies.

Die detaillierte Untersuchung von Fazies unter Hinzunahme von Schwankungen im Karbonatgehalt und der Gamma-Ray Intensität zeigt, dass die oberjurassische Schichtenfolge im Weser-Leine Bergland eine Unterteilung in hierarchisch gestapelte A/S-Zyklen zulässt. Drei Ordnungen von A/S-Zyklen können unterschieden werden. Kurzfristige Schwankungen im A/S-Verhältnis (3. Ordnung) spiegeln eine Wechselwirkung von auto- und allozyklischen Prozessen wider. Die Generierung von überregional korrelierbaren Erosionsflächen wird als Indiz für einen allozyklischen Kontrollfaktor herangezogen.

Die Korrelation von A/S-Zyklen der 2. Ordnung offenbart, ausgehend von den Hochgebieten (Süntel, nördlicher Deister), eine graduelle Mächtigkeitszunahme der Zyklenpakete in Richtung der Grabenzonen (nördlicher Ith, Osterwald). Die Verteilung der Zyklenmächtigkeit wird mit der beginnenden synsedimentären Tektonik während der späten *Cimmerian* Phase im Oxfordium in Verbindung gebracht, die einen erheblichen Einfluss auf den zur Verfügung stehenden Akkomodationsraum im Weser-Leine Bergland ausübte. Dieses Ergebnis unterstreicht den Einfluss des tektonischen Milieus auf die stratigraphische Architektur der Korallenoolith Formation.

Mithilfe von Sequenzanalysen konnten die 17 A/S-Zyklen der 2. Ordnung in 6 A/S-Zyklen der 1. Ordnung (Ko1 bis Ko6) zusammengefasst werden. Die hierarchisch gestapelten Ablagerungszyklen der Korallenoolith Formation zeigen große Übereinstimmungen mit zeitlich äquivalenten Ablagerungszyklen in anderen europäischen Sedimentbecken, die im Einklang mit den 100 ka und 400 ka Perioden der Exzentrizität stehen.

Die Korallenoolith Formation lässt sich mittels der Hauptdiskontinuitätsflächen B&C und E in den Unteren, Mittleren und Oberen Korallenoolith unterteilen. Die "*Humeralis*-Schichten", als jüngstes Schichtglied des Oberen Korallenooliths sind aufgrund postsedimentärer Abtragung in den Hochgebieten nicht überliefert. Das in dieser Arbeit vorgestellte stratigraphische Modell für das Weser-Leine Bergland erreicht eine hohe Übereinstimmung mit dem etablierten stratigraphischen Modell von Gramman et al. (1997). Eine genaue Einstufung der untersuchten Schichtenfolge in den biochronostratigraphischen Rahmen ist lediglich für die jüngsten Schichtglieder des Oberen Korallenooliths ("*Humeralis*-Schichten") gegeben. Durch die Anbindung der "*Humeralis*-Schichten" im Steinbruch Lauenstein an die international gültige Ostrakoden-Biostratigraphie konnte gezeigt werden, dass die besagte Schichtenfolge die Ostrakodenzonen 6 und 7 umfasst, welche wiederum der *pseudocoradata*- und *baylei*-Ammonitenzone entsprechen.

# Inhaltsverzeichnis

Summary	i
Zusammenfassung	iii
Inhaltsverzeichnis	. V
1. Einleitung	. 1
1.1. Entwicklung des Niedersächsischen Beckens – Tektonik, Stratigraphie und Paläogeographie	1
1.2. Stratigraphie der Malm-Gruppe	8
1.2.1. Lithostratigraphie 1.2.2. Biostratigraphie	8 .13
1.3. Stand der Forschung und Zielsetzung	15
1.4. Vorstellung des Arbeitsgebietes und der angewandten Methoden	18
2. Fazies und Ablagerungsräume	21
2.1. Beschreibung und Interpretation der identifizierten Fazies	21
2.2. Oberjurassische Oolithe des Niedersächsischen Beckens:	70
Unterscheidungsmerkmale, Kontrollfaktoren und Ablagerungsraume	70
Vergesellschaftung einer oberjurassischen Karbonatrampe unter besonderer Finbeziehung der Foraminiferen	76
2.4. Erfassung von Diskontinuitätsflächen und Schichtlücken	80
2.4.1. Beschreibung und Interpretation der Diskontinuitätsflächen	.80
2.4.2. Parallelisierung von Diskontinuitätsflächen und in Relation stehender Leithorizonte	.94 104
2.5. Ablagerungssysteme1	07
2.5.1. Ablagerungssystem I1	07
2.5.2. Ablagerungssystem II1	09
2.5.3. Ablagerungssystem III	12  15
3. Die sedimentäre Schichtenfolge im Weser-Leine Bergland1	19
3.1. Profilbeschreibung und Korrelation1	19
3.1.1. Sedimentologische Beschreibung1	119
3.1.2. Beschreibung und Korrelation der geophysikalischen Messergebnisse1	26
3.1.3. Beschreibung und Korrelation der geochemischen Messergebnisse1	31
3.1.4. Zusammenfassung1	33
3.2. Dolomitisierung der Korallenoolith Fm 1	37
4. Stratigraphische Architektur und Sequenzstratigraphie1	40
4.1. Faziesstapelungsmuster und hochfrequente A/S-Zyklen 1	40
4.1.1. Definition und Beschreibung der identifizierten sedimentären A/S-Zyklen	40
4.1.2. Identifikation und Differenzierung von allo- und autozyklischen Kontrollfaktoren	44  47

4.2. A/S-Zykl	en der 2. Ordnung148
4.2.1. Besch 4.2.2. Die Ko 4.2.3. Besch	reibung der A/S-Zyklen 2. Ordnung im Arbeitsgebiet Süntel
4.2.4. Besch	reibung der A/S-Zyklen 2. Ordnung im Arbeitsgebiet Thuster Berg
4.3. Sequenz	stratigraphische Analyse
4.3.1. Ablage 4.3.2. Ablage Pass).	erungszyklen 1. Ordnung im Arbeitsgebiet Sudostlicher Suntel (KB Eulenflucht1) 169 erungszyklen 1. Ordnung im Arbeitsgebiet Nördlicher Ith (Steinbruch am Lauensteiner 
4.3.3. Ablage Steinbi	erungszyklen 1. Ordnung im Arbeitsgebiet Thüster Berg (Salzhemmendorfer üche und Sedimentkerne)
4.4. Sequenz Weser-Le	stratigraphie und Entwicklung der sedimentären Schichtenfolge im ine Bergland
4.4.1. Korrela	ation der Ablagerungszyklen 1. Ordnung der Korallenoolith Fm.
4.4.2. Kontro	Ilfaktoren der Korallenoolith Fm
4.5. Chronos	tratigraphischer Rahmen202
4.5.1. Stratig	raphie des Weser-Leine Berglands 202
4.5.2. Einbez	tiehung der oberjurassischen Schichtenfolge in den existierenden 205
4.5.3. Chrono	bstratigraphische Zuordnung der Ablagerungszyklen der 1. Ordnung und
sequer 4.5.4. Einstuf paläok	nzstratigraphische Korrelation im überregionalen Kontext
5. Zusammen Literaturverze	fassung der Ergebnisse215 eichnis
Danksagung.	
Anhang	
Anhang I: Anhang II: Anhang III: Anhang IV: Anhang V: Anhang VI:	Säulenprofil KB Eulenflucht1 (südöstlicher Süntel) Säulenprofil Steinbruch Borela (Thüster Berg) Säulenprofil Steinbruch Voska (Thüster Berg) Säulenprofil KB Sah301 (Thüster Berg) Säulenprofil KB Sah304 (Thüster Berg) Darstellung der Profile nach Hoyer (1965) und Korrelation der Schichtenfolge im Weser-Leine Bergland basierend auf Diskontinuitätsflächen und in Relation stehender lithologischer Leithorizonte
Anlage	Säulannrafil Stainhruch Lauanatainar Daas (zäzdlishaz (4))
	Saurenprom Steinbruch Lauensteiner Pass (nordlicher Ith)

## 1. Einleitung

## 1.1. Entwicklung des Niedersächsischen Beckens – Tektonik, Stratigraphie und Paläogeographie

Das Niedersächsische Becken (NB) differenzierte sich während des Juras aus dem im späten Paläozoikum angelegten Zentraleuropäischen Becken (CEBS) und ist demzufolge als Subbecken desselben anzusehen (z. B. Betz et al. 1987; Ziegler 1990; Kley et al. 2008; Maystrenko et al. 2008). Bei der Betrachtung der tektonischen und sedimentären Entwicklung des Niedersächsischen Beckens spielt folglich die des Zentraleuropäischen Beckens eine übergeordnete Rolle. Beim Überbegriff des CEBS handelt es sich um ein WNW-ESE verlaufendes System aus Sedimentbecken, welche sich von Zentralengland bis nach SE Polen und von der Nordsee bis in die Niederlande erstreckten (Maystrenko et al. 2008).

Die folgend dargestellte Beckenentwicklung vom späten Paläozoikum bis ins Känozoikum liegt in erster Linie den Publikationen von Betz et al. (1987) und Kley et al. (2008) zugrunde.

Während der letzten Phase der Variszischen Orogenese ist die Sedimentation auf das variszische "Vorlandbecken" beschränkt, welches von Betz et al. (1987) als Molasse-Trog bezeichnet wird. Ein zu dieser Zeit vorherrschendes kompressives NW–SE orientiertes Spannungsregime führt zur Deformation des variszischen "Vorlandbeckens" (Betz et al. 1987). Bedingt durch das Spannungsregime verlaufen sämtliche Synklinalen, Antiklinalen und Hauptstörungszonen im Bereich des Rheinischen Massivs in SW-NE Richtung.

Die Hauptspannungsrichtung änderte sich während des Stefaniums und des frühen Perms (Betz et al. 1987). An den NW-SE verlaufenden Störungssystemen entwickelte sich ein E-W orientiertes extensiv dextrales Spannungsregime, welches sich in der Ausbildung von N-S verlaufenden Bruchzonen wiederfindet (Betz et al. 1987; Kley et al. 2008). Die Dehnungsbewegungen führten zur Ausbildung von kleinen *Pull-Apart* Strukturen, in denen die Unteren Rotliegend und Oberen Rotliegend I-Sedimente abgelagert wurden (Kley et al. 2008; Stollhofen et al. 2008). Infolge andauender Extension und einsetzender thermischer Subsidenz kam es zur Differenzierung des CEBS in das nördliche und das südliche Permische Becken (Van Wees et al. 2000; Stollhofen et al. 2008). In den Sedimentbecken lagerten sich die Oberen Rotliegend II-Sedimente ab (Drong et al. 1982; Ziegler 1990).

Gesteuert durch das entstehende Nordsee Riftsystem infolge des beginnenden Zerfalls von Pangea unterlag der Bereich des CEBS E-W orientierter Extensionstektonik (Abb. 1.1.1, z.B. Ziegler 1990; Betz et al. 1987; Kley et al. 2008). Die Dehnungsbewegungen entlang der N-S verlaufenden Abschiebungen führten zur Ausbildung bedeutender Grabenstrukturen im

CEBS, wie z. B. dem Horn Graben, dem Glückstadt Graben sowie der Weser Depression (z.B. Betz et al. 1987; Ziegler 1990; Kley et al. 2008). Nach Kley et al. (2008) werden zwei Phasen der Extension in der Trias unterschieden: Eine erste während des Buntsandsteins Hauptextensionsphase (Röhling 1991) und die während des Keupers. Die Hauptextensionsphase im Keuper fällt in Zeiten in denen erste Salzbewegungen im Untergrund nachgewiesen sind (Best 1996; Kley et al. 2008). Das in der Region des zukünftigen Niedersächsischen Beckens existierende permische Störungssystem erfuhr keinerlei Reaktivierung (Betz et al. 1987).



Abb. 1.1.1: Stratigraphische und tektonische Entwicklung des Niedersächsischen Beckens unter Einbeziehung der tektonischen Hauptphasen. Modifiziert nach Betz et al. (1987)

Während des Unteren und Mittleren Buntsandsteins lagerten sich kontinentale bis lakustrinfluviatile Sedimente im Bereich des zukünftigen NB ab. Die Tone des Oberen Buntsandsteins besitzen dagegen einen flachmarinen Charakter. Liefergebiete der siliziklastischen Sedimente sind die im Süden angrenzenden Landmassen (Betz et al. 1987). Der Untere Muschelkalk ist durch eine flachmarine oolithische Karbonatsedimentation geprägt, während es im Mittleren Muschelkalk zur Ausfällung von Evaporiten kam. Mit Beginn des Oberen Muschelkalks setzen wiederum vollmarine Bedingungen ein, ersichtlich durch die Trochiten- und Ceratiten-führenden Schichtglieder. Kontinentale Ablagerungen sind für die Zeit des Keupers zu vermerken (Betz et al. 1987).

Im Zuge fortschreitender Riftprozesse bedingt durch das Auseinanderdriften Pangeas unterlag das CEBS einer zweiten Hauptextensionsphase während des späten Juras und der Oberen Kreide (z. B. Betz et al. 1987; Ziegler 1990; Kley et al. 2008). Dies führte zur Differenzierung des CEBS und zur Entstehung des E-W streichenden NB (Betz et al. 1987; Jordan & Kockel 1991), des Zentralgrabens (z. B. Oakman & Partington 1998; Moeller & Rasmussen 2003), des westlichen Niederländischen Beckens (z. B. Van Wijhe 1987; Duin et al. 2006) und des Polnischen Troges (Dadlez 2003; Scheck-Wenderoth & Lamarche 2005). Die Beckenbegrenzungen des NB verlaufen entlang der alten reaktivierten Permo-Karbonischen Bruchzonen (Betz et al. 1987; Gemmer et al. 2003). Als Folge der Extensionstektonik wurden im späteren Verlauf Horst-Graben Systeme im NB ausgebildet.

Im späten Callovium nahm der klastische Einfluss ab und es stellten sich im Unteren Oxfordium vollmarine Bedingungen mit Ton- und Karbonatsedimentation im Bereich des NB ein (Abb. 1.1.1). Das NB dieser Zeit findet durch Helm et al. (2001) Erwähnung als nördliches "Nebenmeer" der Tethys. Dieses Schelfmeer war im Oxfordium von mehreren großen Inseln umgeben, dem Ringköbing-Fünen-Hoch und Friesland-Hoch im Norden bzw. Nordwesten, sowie dem Rheinischen & Böhmischen Massiv im Süden, was nach Fürsich & Sykes (1977) zur Bezeichnung "*European Archipelago*" führte (Abb. 1.1.2). Große Bereiche des Ringköbing-Fünen-Hochs bildeten noch kein zusammenhängendes Festland sondern einen durch Hochgebiete gegliederten Flachmeerbereich (Ziegler 1990; Weiss 1995), daher ist eine Verbindung zum Norddänischen Becken sehr wahrscheinlich (Christensen 1988). Die Verbindung zum süddeutschen- und tethyalen Raum sowie nach Ostengland und Polen war Anhand mehrerer Pforten und Wasserstraßen gewährleistet (Ziegler 1990).

Betz et al. (1987) erwähnen für das Oxfordium regionale *Uplift Event*s (Abb. 1.1.1), die das CEBS erfassten und für die Heraushebung der Pompeckj Schwelle nördlich des NB sorgten (Kley et al. 2008; Stollhofen et al. 2008). Ebenfalls umfasste die Hebung das Rheinische Massiv südlich des NB wodurch das NB zunehmend von der Tethys abgeschnitten wurde, was letztendlich in Verbindung mit einem globalen Meeresspiegeltiefstand zur Ablagerung von siliziklastischen Sedimenten im westlichen NB (Abb. 1.1.2, Klassen 1984) und zur Ausbildung einer überregionalen Diskontinuitätsfläche während des Mittleren Oxfordium führte (Abb. 1.1.1, z. B. Betz et al. 1987; Stollhofen et al. 2008).



Abb. 1.1.2: Paläogeographische Karte für das Mittlere Oxfordium und das Kimmeridgium. Modifiziert nach Lott et al. (2010)

Die paläogeographische Situation in NW-Europa veränderte sich im Kimmeridgium (vgl. Abb. 1.1.2). Zunehmende Hebungen der umliegenden Landmassen führten dazu, dass die differenzierten Inseln südlich des NB im Kimmeridgium eine zusammenhängende Landmasse ausbildeten (Abb. 1.1.2, Ziegler 1990). Aufgrund dieser neu entstandenen Schwellenregion bestand keine Verbindung mehr zum süddeutschen Sedimentationsraum und zum Pariser Becken. Ebenso wurden die Verbindungen nach England und zur Tethys eingeengt (Ziegler 1990). Diese paläogeographische Umgestaltung von NW-Europa hatte zur Folge, dass die flachmarinen oolithischen und brachiopodenreichen Ablagerungen des Oberen Oxfordiums den tendenziell eher brackischen Ablagerungen des frühen Kimmeridgiums im NB weichen mussten.

Die im höheren Kimmeridgium beginnende differenzierte Subsidenz führte zu marinen Ablagerungsbedingungen (Betz et al. 1987). Laterale Veränderungen der Mächtigkeiten im Kimmeridgium wurden durch Horst und Graben Systeme verursacht, die im Zuge des immer noch vorherrschenden extensiven Spannungsregimes entstanden. Der generell häufige lithologische Wechsel, besonders im Mittleren und Oberen Kimmeridgium, ist auf relative Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen (Betz et al. 1987). Insgesamt erreicht das Kimmeridgium im NB Mächtigkeiten von bis zu 200 m.

Durch den generell regressiven Trend während des Tithonium (Hardenbol et al. 1998) in Verbindung mit ariden klimatischen Bedingungen (Valdes & Sellwood 1992; Sellwood et al. 2000; Sellwood & Valdes, 2006) sind Salinitätsschwankungen im Beckenbereich belegt (Gramann et al. 1997). Die sedimentäre Abfolge reicht von brackisch-marinen Bedingungen über Evaporitablagerung bis hin zu hypersalinen Konditionen (Betz et al. 1987). Dies führt zu zyklischen Ablagerungen von: Karbonaten, Anhydriten und Haliten (Abb. 1.1.1, Betz et al. 1987). Insgesamt erreichen die Karbonat-Halit Zyklen des Tithoniums eine Mächtigkeit von 1000 bis 1500 m.

Die Beckensubsidenz wurde während des Tithonium durch tektonische Bewegungen entlang den NW-SE verlaufenden Verwerfungssystemen (Brand & Hoffmann 1963; Rosenfeld 1978) gesteuert und erreichte sehr hohe absolute Werte (Abb. 1.1.1). Zurückzuführen ist dies auf die Reaktivierung des im Stefan und frühen Perm angelegten Störungssystems (Betz et al. 1987).

Das Berriasium ist in vielen Sedimentbecken NW-Europas durch einen Meeresspiegeltiefstand gekennzeichnet (Ziegler 1990). Im NB spiegelt sich dies in der Ablagerung des "deutschen" Wealden wider. Sedimentation fand, aufgrund anhaltender Senkungsraten, nur im Zentrum und entlang der südlichen und östlichen Begrenzung des NB statt (Betz et al. 1987). Abgelagert wurden hauptsächlich lakustrine und bituminöse Tone im Zentralbereich, sowie deltaische und fluviatile kohlehaltige Ablagerungen im Süden und Osten. Das Wealden erreicht im NB eine Mächtigkeit von bis zu 500 m.

Die Basis des Valanginium ist durch eine regionale Transgression charakterisiert, wodurch wieder marine Bedingungen im NB einsetzten. Im Beckeninnern wurden Tone und an den Beckenbegrenzungen deltaische Sande sedimentiert (Schott et al. 1967). Während des Meeresspiegelmaximums im späten Aptium und Albium erfasste das Meer den Pompeckj Block.

Die Subsidenz des NB während der Unterkreide fällt zusammen mit der Hauptrifting Phase der Nordsee. Durch Krusten-Extension und darauf folgende dextrale divergente Dehnungstektonik in der Nordsee, wurden die südlichen Becken, u. a. das Sole Pit Becken (Van Hoorn 1987) und das Niedersächsische Becken (Malkovsky 1987) beansprucht (Betz et al. 1987). Das Niedersächsische Becken wurde in der Kreide durch die differenzierten Rift-Prozesse in der Nordsee, das extensive Spannungsregime sowie die intensiven Subsidenzraten in lokale Strukturen (Subbecken) gegliedert (Betz et al. 1987; Gramann et al. 1997). Zeitgleich hoben sich das Brabanter, das Böhmische und das Rheinische Massiv, die als Sedimentliefergebiete für die unterkretazischen Ablagerungen dienten. Im Verlauf der Mittleren Kreide nahmen die Senkungsraten stetig ab (Betz et al. 1987; Baldschuhn et al. 1991).

In der Oberkreide und dem frühen Känozoikum änderte sich, aufgrund der beginnenden alpidischen Orogenese (Ziegler 1990) das Spannungsfeld im NB, von einem extensiven zu einem kompressiven System (Abb. 1.1.1, Gemmer et al. 2003). Dadurch kam es entlang der Störungsysteme zu Inversionsbewegungen im NB (Betz et al. 1987; Brink et al. 1992; Ziegler et al. 1995; Gemmer et al. 2003). Während der Inversion entwickelte sich im Graben eine zweite Generation von konjugierten Abschiebungen, bestehend aus synthetischen Verwerfungen im hangenden Block und antithetischen Verwerfungen im liegenden Block. Diese Verwerfungen formen einen so genannten "V-shaped key stone block" (Abb. 1.1.1). Die bereits existierenden Verwerfungen erfuhren bei der Inversion eine Rotation um 180° und der "V-shaped key stone block" wurde gehoben (Betz et al. 1987). Die erste Inversionsphase, durch die u. a. große Bereiche des Beckens über die Erosionsbasis gehoben wurden (Ziegler 1990; Baldschuhn et al. 1991; Petmecky et al. 1999), begann im Coniacium/ Santonium (Baldschuhn et al. 1991). Zu beachten bleibt, dass die südlichen Bereiche gegenüber den nördlichen Bereichen stärkeren Hebungsraten augesetzt waren. Die Begrenzungen der invertierten Areale senkten sich in der Folge ab und in den Senken kam es zur Ablagerung mächtiger Kalkformationen (Betz et al. 1987; Baldschuhn et al. 1991). Die Mächtigkeit variiert, da die Inversion nicht synchron in allen Bereichen des Beckens ablief (Betz et al. 1987). Die vom Cenomanium bis Danium abgelagerten Kalke erreichen im NB Mächtigkeiten von bis zu 1500 m.

Die zweite Inversionsphase ist auf das späte Paleozän begrenzt (Betz et al. 1987; Ziegler et al. 1995). Durch die erneute Beckeninversion und der damit verbundenen Hebung und

anschließenden Erosion der stratigraphisch älteren Schichtglieder liegen die im späten Paleozän und Eozän abgelagerten Tonschiefer diskordant über kretazischen und jurassischen Ablagerungen (Abb. 1.1.1).

Über den marinen Tonschiefern haben sich deltaische bis flachmarine Sedimente des Eozäns abgelagert. Die letzte Inversionsbewegung ereignete sich im frühen Oligozän (Betz et al. 1987; Ziegler et al. 1995). Eine letzte Hebung des Bereiches fand während des Miound Pliozäns statt. Diese war wohl die Konsequenz des thermischen *Upliftings* des Rheinischen Massivs, infolge der Entstehung des Rheintalgrabens. Die Hebung dieser Gebiete dauert weiterhin an (Ziegler 1992; Goes et al. 2000). Im Gegensatz dazu senken sich seit dem Miozän die nördlichen Gebiete des Norddeutschen Beckens durch thermische Subsidenz mit einer Rate von 0.1 mm pro Jahr ab (Ludwig & Schwab 1995).

Das rezente Spannungsfeld in Norddeutschland ist NW-SE orientiert. Dies ergaben *In-Situ* Messungen durch Baumann & Illies (1983) im Rheinischen Massiv sowie nach der Methode von Bell & Gough (1979) analysierte Tiefenbohrungen im NB.

### 1.2. Stratigraphie der Malm-Gruppe

In gängiger geologischer Literatur wird die Schichtenfolge des nordwestdeutschen Oberjuras häufig als "Malm" bezeichnet. Dies ist allerdings nicht zutreffend, da der nordwestdeutsche Oberjura auch lithologische Einheiten umfasst, welche nach derzeitigen Vorstellungen bereits dem Berriasium (Unterste Kreide) angehören (Gramann et al. 1997).

Die bis zum jetzigen Zeitpunkt unsichere stratigraphische Reichweite des "Malm" in Nordwestdeutschland ist auf die Jura/Kreide-Grenzziehung nach Kemper (1973) zurückzuführen, der den Oberen Münder Mergel bereits der Kreide zuordnet. Einen Lösungsvorschlag liefern Gramann et al. (1997) die den von Kemper (1973) definierten stratigraphischen Umfang des nordwestdeutschen "Malm" als Malm-Gruppe bezeichnen. Die Malm-Gruppe wird demnach im Liegenden durch den Ornatenton und im Hangenden durch den Wealden (Bückeberg-Formation) begrenzt (Gramann et al. 1997). Die Malm-Gruppe erstreckt sich lithostratigraphisch vom obersten Ornatenton bis zum Serpulit (Abb. 1.2.1).

#### 1.2.1. Lithostratigraphie

Die Malm-Gruppe setzt in Nordwestdeutschland mit der Ornatenton Formation ein (Gramann et al. 1997). Die Ornatenton Formation erstreckt sich nach Mönnig (1989, 1993) bis in das tiefste Oxfordium mit der Zone des *Quenstedtoceras mariae* (Abb. 1.2.1, Gramann et al. 1997). Die tonreichen Ablagerungen der Ornatenton Formation besitzen aufgrund ihrer Fossilführung (u. a. Ammonoideen, Acritarchen) einen vollmarinen Charakter (Mönnig 1989, 1993; Kunz 1990). Die Ablagerungen der Ornatenton Formation wurden bisher lediglich von Mönnig (1989, 1993) für den Raum Hannover/ Hildesheim und durch Lange (1973) nordwestlich von Osnabrück beschrieben.

Die Heersumer Schichten umfassen die Ammonitenzonen der *Cardioceras cordatum* und *Cardioceras plicantilis* und reichen stratigraphisch gesichert bis in die Zone der *pumilus* (Gramann et al. 1997). Eine Unterteilung der Heersumer Schichten in die Unteren Heersumer Schichten und die Oberen Heersumer Schichten liegt vor (Abb. 1.2.1, Gramann et al. 1997). Die Ablagerungen der Heersumer Schichten werden durch Gramann et al. (1997) als feinkörnige, bioturbate und spiculitische Beckensedimente angesprochen. Am Top der Oberen Heersumer Schichten können lokal Hornsteinlagen und Kieselknollen auftreten, welche diagenetischen Ursprungs sind und sich aus Schwamm-Skleren bzw. Rhaxen zusammensetzen (Gramann 1962; Vinken et al. 1974). Die Oberen Heersumer Schichten liegen im Weser- und Wiehengebirge diskordant über den Unteren Heersumer Schichten (Gramann et al. 1997).

Eine klassische Dreiteilung in Unteren, Mittleren und Oberen Korallenoolith nehmen Gramann et al. (1997) für die Korallen-führenden und oollithischen Ablagerungen in Nordwestdeutschland vor (Abb. 1.2.1). Regionale Studien von Kästner et al. (2008, 2010) zeigen für das Wesergebirge und den Süntel die Ausbildung eines Verkarstungshorizontes innerhalb der Korallenoolith Fm., worauf die Unterteilung der Korallenoolith Fm. in Unteren Korallenoolith und Oberen Korallenoolith für die untersuchten Gebiete basiert. Nach Mönnig & Bertling (1995), Stinder (1991), Gramann et al. (1997) und Kästner et al. (2010) befindet sich die Basis des Unteren Korallenooliths stratigraphisch in der Plicatilis-Zone oder der Pumilius-Zone. Die stratigraphische Grenze zu den liegenden Heersumer Schichten verläuft demnach diachron (Abb. 1.2.1). Der Untere Korallenoolith setzt lokal faziell differenziert mit der "Unteren Korallenbank" oder fossilreichen Austernbänken ein, die zum Top einen Übergang in oolithische Kalksteine erkennen lassen (Hoyer 1965). Ammonitenfunde belegen eine stratigraphische Reichweite für den Unteren Korallenoolith bis in die Zone der Perisphinctes cautisnigrae (Gramann et al. 1997). Mit dem Beginn des Mittleren Korallenooliths ist nach Gramann et al. (1997) ein markanter Wechsel innerhalb der Ostrakoden- und Foraminiferenfaunen zu verzeichnen. Charakteristisch ist das Einsetzen der Ostrakodengattungen Macrodentina und Galliaecytheridea sowie das erstmalige Auftreten von agglutinierenden Großforaminiferen wie Everticyclammina und Alveosepta (Gramann et al. 1997). Eine lithostratigraphische Abgrenzung ist hingegen schwierig und wird von Bearbeiter zu Bearbeiter nach unterschiedlichen lithologischen Aspekten vorkommen. Als Grund wird der zeitlich unterschiedliche Beginn des Mittleren Korallenooliths angenommen (Gramann et al. 1997). Nach Klassen (1984) und Gramann et al. (1997) ist der Mittlere Korallenoolith im Niedersächsischen Becken als sandige Fazies, den sogenannten Wiehengebirgsquarzit, im Wiehen- und Wesergebirge und als Korallen-führende kalkoolithische Fazies im Bereich des Süntel, Osterwald und Ith ausgebildet. Eine ostwärts gerichtete Verzahnung der beiden Fazies wird angenommen (Gramann et al. 1997). Erstmals auftretende Charophyten (Schudack 1993) sowie die von Huckriede (1967) beschriebenen Süßwassermollusken deuten darauf hin, dass der terrestrische Einfluss während des Mittleren Korallenooliths zunimmt. Charakteristisch für den Beginn des Oberen Korallenooliths sind brachiopodenreiche Kalkmergel und Kalksteine (Gramann & Luppold 1991). Hervorzuheben ist das teilweise massenhafte Auftreten der Brachiopode Zeilleria ventroplana (= humeralis), wodurch der Obere Korallenoolith in gängiger Literatur (z. B. Hoyer 1965; Gramann & Luppold 1991; Gramann et al. 1997) auch als *Humeralis*-Schichten bezeichnet wird (Abb. 1.2.1). Lithologisch sind für die Humeralis-Schichten, im Raum Hannover/ Hildesheim sowie am Ith, eine Wechselfolge von Mergelsteinen und untergeordnet Ooid-führenden Kalksteinen charakteristisch (Gramann & Luppold, 1991; Weiss, 1995). Eine biochronostratigraphische Zuordnung der Schichtglieder zur Zone der *Ringsteadia pseudocordata* ist aufgrund regelmäßiger Funde der selbigen im Wesergebirge, im Ith und im Hildesheimer Jurazug gesichert (Salfeld 1914; Gramann et al. 1997). Der Obere Korallenoolith reicht stratigraphisch bis ins Kimmeridgium (Schudack 1994; Weiss

1995, 1997; Gramann et al. 1997; Helm 2005). Aufgrund einer zunehmenden Verbrackung des Meerwassers zum Top des Oberen Korallenooliths (z. B. Jordan 1971; Kunz 1990; Zihrul 1990; Weiss 1995) sind Ammonitenfunde innerhalb der obersten Schichtglieder sehr selten, wodurch die genaue Festlegung der biochronostratigraphischen Grenze Oxfordium/ Kimmeridgium und der Grenze Korallenoolith Fm./ Süntel Fm. bis zum jetzigen Zeitpunkt problematisch ist (Zeiss 1991; Weiss 1995; Gramann et al. 1997).

									Biostratigra	phische Gliederung	Nordwe	estdeuts	schlands										
Alter	Serie	Stufe International	Lithostratigraphische Gliederung Nordwestdeutschlands			KLINGLER et al. 1962	Boreal/ Subboreal Ammonoideen Zonierung		Ostracoden - Zonen	Charophyten- Zonen	Dinoflagellaten- Zonen	Sporen & Pollen-Zonen											
	Α	В	С	C D		E	F	G		н	1.	J	к										
	REIDE	iasium	"Wealden'	("Wealden") Bückeberg - Formation Serpulit		W 2 W 1		eutschland eisbar			Zone 9		Hils 1										
	J. K	Ber				OM 6	jwo 6			Zone 23 Zone 22	Zone 8	]											
	1			ē	D Oberer		OM 5	jwo 5	Ŭ Å	Zone 21 Zone 20	Zone 7 Zone 6												
145,5 -	OBERJURA			Merg	Mittle	rer	OM 4	jwo 4	in NW		Zone 19	1	1										
		thoniun		Münder	Unterer		OM 3	jwo 3	Zonen	Zone 18	Zone 5		(b Zone 4										
-		E		Einbeck	kh. Plattenkalk		OM 2	jwo 2	Elegans Autissiodorensis		Zone 17	Zona d	 b	(a)									
150,8 -		ümmeridgium	be	Gigas-	Schichten Oberer		OM 1 MM 3	jwo 1 jwm 3			Zone 16 Zone 15	Zone 3											
			ridgiu	Grup	el Fm.	E Mittlerer	rer	MM 2	jwm 2	Mutabilis	Zone 14 Zone 13		Zone 3	Zone 3									
			Ialm -	Ialm -	Ialm -	Ialm -	lalm -	Aalm -	Ialm -	Ialm -	lalm -	Aalm -	Aalm -	Malm	Sünt	Unterer	MM 1	jwm 1	Cymmodoce		Zone 9-12	Zone 2	a
		x	2		Hume	hten	UM 6	jwu 6	Baylei Bseudocordata	Rosenkrantzi	Zone 8 Zone 7	Zone 1	d										
					Koralle	lenoolith Mit	Mittl	LIM 5	iwu 5	rseudocoruata	Regulare	Zone 6	1000	c	Zone 2								
		-				Unt.	UM 4	iwu 4	Cautisnigrae	Serratum	Zone 5		Zone 2										
	2	rdiun		Heersumer Schichten Ob. Unt.	mer -		OW 4	JWU 4	Pumilis	Glosense	Long		b										
		Oxfo			UM 3	jwu 3	Plicatilis	Tenuiserratum Densiplicatum	Zone 3		a												
					Unt.		UM 2	jwu 2	Cordatum	rdatum		1	Zana i	Zone 1									
101.0							UM 1	jwu 1	Mariae		Zone 1		a	12									
101,2 -	M. JURA	Callovium	Dogger	Ornater	nton-For	mation			-														

Alter in Mio. Jahren nach F.M. GRADSTEIN et al. 2005 - C und D: Gebräuchliche lithologische Einheiten in Nordwestdeutschland - E: Gebräuchliche Abkürzungen der litho - und biostratigraphischen Einheiten in Nordwestdeutschland in Anklang an den "Symbolschlüssel Geologie"- F: "Historische" Schreibweise der stratigraphischen Einheiten nach KLINGLER et al. (1962) -G: Boreal/ Subboreal Ammonoideen Zonierung nach HARDENBOL et al. (1998) - H: Ostracoden Zonierung

nach U. SCHUDACK (1994) - I: Zonierung mit Charophyten (M. SCHUDACK) - J: Zonierung mit Dinoflagellaten- Zysten nach C. HEUNISCH - K: Zonierung mit Sporen und Pollen (C. HEUNISCH)

Abb. 1.2.1: Litho- und Biostratigraphie der Malm-Gruppe. Modifiziert nach Gramann et al. (1997)

Für die Süntel Fm., in älterer Literatur als Kimmeridge Fm. bezeichnet (z. B. Hoyer 1965; Gramann et al. 1997), wird ebenfalls eine klassische Dreiteilung in die Untere, Mittlere und Obere Süntel Fm. vorgenommen (Menning & DSS 2002). Die Dreiteilung spiegelt wahrscheinlich die Auswirkung von Meeresspiegelschwankungen auf den Sedimentationsraum wider (Gramann et al. 1997). Die Ablagerungen des Unteren und Oberen Süntel spiegeln einen regressiven Trend wider. Gegenteilig erfolgte während des Mittleren Süntel ein kräftiger Meeresspiegelanstieg (Gramann et al. 1997). Daher ist es nicht überraschend, dass Ammonitenfunde oberhalb der *Humeralis*-Schichten fast ausschließlich auf den Mittleren Süntel beschränkt sind, dem Abschnitt mit dem größten pelagischen Einfluss (Gramann et al. 1997).

Die innerhalb der Humeralis-Schichten beginnende Herabsetzung der Salinität im Meerwasser setzt sich in der Schichtenfolge des Unteren Süntel fort (Schudack 1994; Weiss 1995; Gramann et al. 1997). Die identifizierten Mollusken- und Ostrakodenfaunen der Ostrakodenzonen 9 und 10 belegen einen brackischen bis limnischen Charakter (Huckriede 1967; Schudack 1994; Weiss 1995). Einen ersten Höhepunkt erlebten die Charophyten im Unteren Süntel (Schudack 1996). Nach Hiltermann (1966), Huckriede (1967), Malz (1958) und Gramann et al. (1997) unterlag der Sedimentationsraum zu dieser Zeit extremen Salinitätsschwankungen. Es sind sowohl hyposaline als auch hypersaline Perioden überliefert (Gramann et al. 1997). Bedingt durch die Salinitätsschwankungen decken die Ablagerungen des Unteren Süntel ein breites Fazies-Spektrum ab (Weiss 1995; Gramann et al. 1997). Weiss (1995) beschreibt für die sedimentäre Schichtenfolge am nördlichen Ith eine vertikale Faziesabfolge von brackisch bis limnischen Mergelsteinen mit eingeschalteten Kalksteinbänken, als Anzeiger für marine Verhältnisse, bis hin zu Anhydriten und Zellendolomiten, die Phasen hypersalinarer Bedingungen überliefern (Gramann et al. 1997). Infolge des Meeresspiegelanstieges im Mittleren Süntel stellten sich in Teilen des Niedersächsischen Beckens kurzzeitig marine Bedingungen ein (Schudack 1996; Gramann et al. 1997). Ammonitenfunde (Aulacostephanus eudoxus und Aulacostephanus pseudomutabilis) sind hauptsächlich auf die Eudoxus-Zone beschränkt. Ebenfalls auf diese Zone beschränkt sind punctate Brachiopoden (Schülke et al. 1993), sowie die von Gever (1953) beschriebenen Korallen vom Kalkrieser Berg. Zeitweilig wurden in westlichen Gebieten des Niedersächsischen Beckens Sandsteine, häufig mit Pflanzenresten, sowie tonig-schluffigen Gesteinen abgelagert, die wegen ihrer Textur von Klüpfel (1931) und Klassen (1984) als "Bröckeltonsteine" bezeichnet werden. Die rötlichen bis rot-grün fleckigen Sedimentgesteine werden als Paläoböden bzw. als deren Umlagerungsprodukte interpretiert (Gramann et al. 1997). Auf Basis der "Bröckeltonsteine" kann davon ausgegangen werden, dass das westliche Niedersächsische Becken während des Mittleren Süntel zeitweilig "begehbar" war. Die Saurierfährten von Barkhausen belegen diese Vermutung (Gramann et al. 1997). Die siliziklastische bis terrigene Fazies verzahnt sich nach Osten mit der mergeligkalkigen Fazies des "Mittleren Süntel" (Gramann et al. 1997). Die Untergrenze des Oberen Süntel dokumentiert im Niedersächsischen Becken einen Fazieswechsel von den vornehmlich marinen Ablagerungen des Mittleren Süntel zu brackischen bis limnischen

Mergel- und Tonsteinen (Gramann et al. 1997). Ammonitenfunde innerhalb des Oberen Süntel sind sehr selten und die wenigen gefundenen Exemplare wurden durch Schweigert (1996) als *Aulacostephanus contejeani* bestimmt. Bedingt durch die Ammonitenfunde muss der Obere Süntel zumindest teilweise der Eudoxus-Zone zugeordnet werden (Abb. 1.2.1, Gramann et al. 1997).

Lithofaziell sind die *Gigas*-Schichten durch das Auftreten von dickbankigen bioklastischen und oolithischen Kalksteinen leicht von den tonig-feinsandigen Ablagerungen der obersten Schichtenfolge des Oberen Süntel zu trennen (Gramann et al. 1997). Der lithofazielle Wechsel dokumentiert einen zunehmend flachmarinen Einfluss auf den Sedimentationsraum der basalen *Gigas*-Schichten (Gramann et al. 1997). Neben den oolithischen Ablagerungen spiegeln reguläre Seeigel, Ammonoideen und letztmalig agglutinierende Foraminiferen marine Bedingungen wider (Gramann et al. 1997). Die *Gigas*-Schichten erreichen im Osnabrücker Bergland Mächtigkeiten bis zu 40 m (Farrenschon & Klassen 2003).

Charakteristisch für die Einbeckhäuser Plattenkalke sind plattige bis dünnschichtige, feinkörnige Karbonatgesteine (Gramann et al. 1997). Ammonoideen fehlen innerhalb dieses Schichtabschnittes gänzlich (Gramann et al. 1997). Die Existenz der vornehmlich in brackischen Gewässern vorkommenden *Corbula inflexa* und das gesteinsbildende Auftreten von Kotpillen (Schmidt 1955) veranlassen Gramann et al. (1997) die Einbeckhäuser Plattenkalke als Stillwasserfazies zu interpretieren. Salinitätsschwankungen innerhalb der Einbeckhäuser Plattenkalke wurden von Huckriede (1967) anhand von Fossilassoziationen beschrieben. Huckriede (1967) erwähnt einerseits das Auftreten von limnischen Assoziationen mit *Valvata helicelloides* und andererseits das von brachyhalinen Echinodermaten.

Das Sedimentationsgebiet engte sich innerhalb der Unteren Münder Mergel weiter ein (Gramann et al. 1997). Infolge der Regression und semiarider bis arider klimatischer Bedingungen stellten sich im Beckenbereich hypersaline Bedingungen ein (Gramann et al. 1997; Farrenschon & Klassen 2003). In diese Zeit fallen die teilweise evaporitischen, häufig als Rotsedimente ausgebildeten Gesteine des Unteren Münder Mergels (Gramann et al. 1997). Die hypersalinaren Bedingungen haben einen Einschnitt bei den Mikrofaunen- und - Floren-Assoziationen zur Folge (Gramann et al. 1997). Die basale Schichtenfolge des Mittleren Münder Mergels ist durch zunehmend marine Fazies gekennzeichnet (Gramann et al. 1997). Infolge des Meeresspiegelhochstandes lagerten sich Karbonate im gesamten Beckenbereich ab (Aldorfer Serpelkalk, Otolithen-Pflaster). Anzeichen für einen Meeresspiegelrückgang sehen Gramann et al. (1997) wiederum in den Ablagerungen des Oberen Münder Mergels. Unter ariden Bedingungen kam es in den Sediment-Trögen zur Ausfällung von mächtigen Salinarabfolgen (Gramann et al. 1997; Farrenschon & Klassen 2003). Für die Genese der Gipse und Anhydrite des Oberen Münder Mergels rekonstruiert

Kunz (1990) ein Sabkha-ähnliches Milieu im flachen Subtidal bis Supratidal. Einen Klimawechsel zu eher semiariden Bedingungen zeigen die Palynomorphen in den obersten Schichtabschnitten der Oberen Münder Mergel an (Gramann et al. 1997). In diesen Zusammenhang stellen Gramann et al. (1997) das Vorkommen von Stromatolithen am Top der Serpelkalke von Thüste und das der Oberen Gipsbank in Holzen (Gramann et al. 1997). Die Malm-Gruppe schließt mit einem Meeresspiegelhochstand im Serpulit ab (Abb. 1.2.1, Gramann et al. 1997). Der Sedimentationsraum weitete sich nach Westen und Norden aus, wobei auch beckeninterne Schwellen transgressiv überdeckt wurden (Gramann et al. 1997). Trotz der Transgression stellte sich keine stenohalin-marine Organismen-Vergesellschaftung ein (Gramann et al. 1997). Vielmehr werden für weite Abschnitte des Serpulits limnische Ablagerungen wie der "Purbeck-Mergel" oder hypersalinare Ablagerungen in Form von Anhydrit- und Steinsalzlagen beschrieben (Gramann et al. 1997). Die zeitgleiche Ablagerung von Oligohalin-Sedimenten und die Ausfällung von Evaporiten ist durch Salinitätsschichtung in einem abgeschnürten Becken zu erklären (Schott 1951; Jordan 1971; Gramann et al. 1997).

Mit Beginn der "Wealden-Zeit" (Bückeberg Fm., Berriasium) vollzog sich ein Klimawechsel hin zu humideren Bedingungen, wodurch die Flachwasser-Karbonate und Evaporite der Malm-Gruppe durch organischreiche Tonsteine ersetzt wurden (Gramann et al. 1997).

## 1.2.2. Biostratigraphie

Aufgrund von Salinitätsschwankungen, die auf den flachmarinen Ablagerungsraum der Malm-Gruppe einwirkten, sind nicht alle Standart-Ammonitenzonen im NW-deutschen, subborealen Raum nachweisbar (Gramann et al. 1997). Das mangelhafte Auflösungsvermögen der Ammonoideen hat zur Folge, dass eine gesicherte Korrelation für einzelne lithologische Formationen der Malm-Gruppe mit den international anerkannten Ammonitenzonen von Hardenbol et al. (1998) schwer durchzuführen ist. Dies gilt insbesondere für die Schichtenfolge des Obersten Oxfordiums und Kimmeridgiums in NW-Deutschland (Baylei- bis Autissiodorensis-Zone). Die Situation verschlimmert sich im Tithonium, in dem mit Beginn der Einbeckhäuser Plattenkalke keine Biochronostratigraphie mit Ammoniten mehr möglich ist (Abb. 1.2.1).

Um dennoch die lithologischen Einheiten in einen biochronostratigraphischen Kontext zu bringen, versuchen bzw. versuchten diverse Autoren (z. B. Klingler et al. 1962; Heunisch 1993; Schudack 1993; Weiss 1995), anhand existierender Faunen- und Florengruppen die Malm-Gruppe in hochauflösende biostratigraphische Zonen zu gliedern, welche mit der international anerkannten Ammoniten-Zonierung standhalten und korreliert werden können (vgl. Abb. 1.2.1). Vorrangig zu nennen sind dabei die Ostrakoden-Stratigraphie nach Schudack (1994) und Weiss (1995) sowie die Stratigraphie basierend auf der Verteilung von Charophyten (Schudack 1993).

Als am brauchbarsten hat sich die Ostrakoden-Zonierung erwiesen, die in einzelnen Abschnitten des Kimmeridgiums, Tithoniums und Berriasiums eine höhere stratigraphische Auflösung erreicht als die Ammoniten-Zonierung (Weiss 1995; Gramann et al. 1997). Da die Ostrakoden die wirklich einzige faziesübergreifende Gruppierung darstellen, ist eine umfassende Unterteilung der Malm-Gruppe in 23 Zonen gegeben (Schudack 1994). Jedoch ist aufgrund der primär kalkoolithisch ausgebildeten Fazies im Korallenoolith die Reichweite der Ostrakoden Zonen als gering einzustufen (Abb. 1.2.1). Ebenfalls muss darauf hingewiesen werden, dass einzelne Ostrakodengattungen streng an palökologische Faktoren und somit an die Fazies gebunden sind.

Eine Unterteilung der Malm-Gruppe in 9 Zonen basierend auf dem Auftreten von Charophyten etablierte Schudack (1993). Da die Charophyten in ihren Massenvorkommen auch im Oberjura und der Unterkreide auf Süß- und Brackwasserbereiche begrenzt sind, ist deren Auflösungsvermögen naturgetreu in limnischen und brackischen Schichtkomplexen, wie zur Zeit des Oberen Münder Mergel und des Serpulit (Charophyten-Zonen 6 bis 8), am höchsten. Innerhalb dieser Formationen ist mit Hilfe der Charophyten eine genauere Unterteilung möglich, als es traditionell mit Ostrakoden der Fall ist (Schudack 1993).

Andererseits ist vom Ornatenton bis in den Unteren Korallenoolith aufgrund der marinen Bedingungen mit Charophyten im Vergleich zu anderen Organismen (z. B. Ostrakoden, Foraminiferen, Dinoflagellaten) keine Stratigraphie möglich. Erst im Mittleren Korallenoolith, durch die zunehmende Verbrackung des Niedersächsischen Beckens, setzt die Charophyten-Zone 1 nach Schudack (1993) ein (Abb. 1.2.1).

In den höheren Schichtkomplexen der Malm-Gruppe (Mittlerer Süntel bis Serpulit) spiegelt das Palynospektrum überwiegend kontinentale Ablagerungsbedingungen wider (Gramann et al. 1997). Bezogen auf das Vorkommen der Sporen und Pollen lässt sich der erwähnte Schichtkomplex in drei biostratigraphische Zonen untergliedern (Zone 3 bis Hils 1, Abb. 1.2.1). Eine zufrieden stellende Biostratigraphie mit Sporen und Pollen ist innerhalb der Zone 4, die den Zeitraum vom Oberen Süntel bis zu den Oberen Münder Mergeln abdeckt, möglich (Gramann et al. 1997). Für die marinen Schichtglieder (Heersumer Schichten, Unterer Korallenoolith) ist indes die biostratigraphische Auflösung als gering einzustufen (Gramann et al. 1997).

Umgekehrt verhält es sich mit der etablierten Dinoflagellaten-Stratigraphie von Kunz (1990) und Heunisch (1993). Da die Dinozysten auf das marine Milieu beschränkt sind, können die marinen Schichtglieder des Ornatenton bis zum Unteren Korallenoolith hochauflösend untergliedert werden (Abb. 1, Kunz 1990; Heunisch 1993). Beginnend mit der zunehmenden Verbrackung des Sedimentationsraumes ab den *Humeralis*-Schichten nimmt die Reichweite der Dinoflagellaten-Zonen ab. Innerhalb der brackischen und limnischen Schichtkomplexe des Tithoniums ist keine Dinoflagellaten-Stratigraphie möglich (Abb. 1.2.1).

### 1.3. Stand der Forschung und Zielsetzung

Die oberjurassischen Karbonate von West- und Südwesteuropa wurden in mehreren Studien eingängig untersucht und erforscht. Die Resultate erlauben es, die Karbonatplattform-Geometrien zu rekonstruieren und sequenzstratigraphische Einteilungen der neritischen Abfolgen vorzunehmen. Gut erforscht sind im Besonderen die Karbonatplattformen der Schweiz (Gygi 1986; Gygi et al. 1998; Pittet und Strasser 1998; Jank et al. 2006), von Frankreich (Enay et al. 1988; Collin et al. 2005), Süddeutschland (Pawellek und Aigner 2003; Ruf et al. 2005), Spanien (Bádenas et al. 2005; Bádenas & Aurell 2010) und Großbritannien (Wignall 1991; Taylor et al. 2001).

Die Genese der oberjurassischen Karbonatplattform in Norddeutschland ist hingegen, im Bezug auf Sedimentationsprozesse und Sequenzstratigraphie, wenig bis nicht erforscht und verstanden. Da die norddeutsche Plattform im Überschneidungsbereich der borealen und tethyalen (mediterranen) Provinz liegt, nimmt diese für das sedimentologische und stratigraphische Verständnis mitteleuropäischer Karbonatplattformen eine Schlüsselposition ein.

Ein Kästner (2008,2010) veröffentlichtes von et al. Ablagerungsund sequenzstratigraphisches Modell für die Schichtenfolge der Korallenoolith Fm. im Wesergebirge und Süntel (nördliches Weser-Leine Bergland) liegt vor. Kästner et al. (2008) gelang es, die untersuchte sedimentäre Schichtenfolge in Ablagerungseinheiten unterschiedlicher Hierarchie zu trennen und diese miteinander lateral zu korrelieren. Unter Berücksichtigung der "Hauptemersionsfläche", die im Süntel eine wichtiae Diskontinuitätsfläche mit Paläoverkarstung darstellt (Abb. 1.3.1, Helm et al. 2003), überliefert die sedimentäre Schichtenfolge der Korallenoolith Fm. einen Long-Term Verflachungspart, gefolgt von einem Long-Term Vertiefungspart im Hangenden der "Hauptemersionsfläche" (Kästner et al. 2008, 2010).

Dieses sequenzstratigraphische Modell lässt sich nicht auf die sedimentäre Schichtenfolge des Korallenooliths im südlichen Weser-Leine Bergland (Ith, Thüster Berg) übertragen. Die durch Betzler et al. (2007) untersuchte 64 m mächtige kalkoolithische und Korallenriff-führende Schichtenfolge der Korallenoolith Fm. im Steinbruch am Lauensteiner Pass (nördlicher Ith) spiegelt die Existenz von drei *Long-Term* Zyklen wider. Erschwerend kommt hinzu, dass die "*Florigemma*-Bank", ein Mikrobialith-Horizont, der am Top an die "Hauptemersionsfläche" gebunden ist und im nördlichen Weser-Leine Bergland als Leithorizont dient (Abb. 1), nicht bis in den nördlichen Ith verfolgbar ist (Helm et al. 2003; Helm 2005).

Eine Anbindung der Korallenoolith Fm. des Osterwalds an die äquivalente Schichtenfolge im Süntel und Deister lieferten Helm et al. (2003) auf Basis der Parallelisierung der *"Florigemma*-Bank" mit der "Oberen Korallenbank" (Abb. 1.3.1). Allerdings muss in diesem Zusammenhang erwähnt werden, dass aufgrund der markant unterschiedlichen Faziesausbildung der beiden Korallenhorizonte, selbst die Autoren die vorgenommene Korrelation skeptisch hinterfragen. Ältere lithostratigraphische Modelle für das nördliche Weser-Leine Bergland (z. B. Klüpfel 1931 (Wesergebirge); Hoyer 1965 (Süntel, Deister, Osterwald)) beziehen sich auf die Korrelation von Diskontinuitätsflächen und Korallenführenden sowie Gastropoden-führenden Leithorizonten.

Die im Durchschnitt deutlich mächtiger überlieferte Korallenoolith Fm. im südlichen Weser-Leine Bergland (Ith (Steinbruch Lauensteiner Pass, Steinbruch Greitberg), Thüster Berg (Steinbrüche Salzhemmendorf), Duinger Berg (Steinbruch Marienhagen)) wurde bislang nur punktuell auf unterschiedliche sedimentologische, paläontologische und rohstoffgeologische Fragestellungen hin untersucht (z. B. Schulze 1975 (Mikrofazies und Diagenese); Gramann 1983 (Litho- und Biostratigraphie); Faupel & Thomsen 1989 (Lithostratigraphie); Weiss 1995 (Litho- und Biostratigraphie); Betzler et al. 2007 (Fazies und Sequenzstratigraphie)). Gegenüber der 50 bis 60 m mächtigen Korallenoolith Fm. im Süntel und Deister erreicht die Korallenoolith Fm. im Bereich der Ith-Hils Mulde Mächtigkeiten über 120 m.

Auf Basis der bislang veröffentlichten Daten (z. B. Betzler et al. 2007; Kästner et al. 2008, 2010) existiert kein einheitliches stratigraphisches Modell, welches das nördliche Weser-Leine Bergland (Süntel, Deister) und das südliche Weser-Leine Bergland (Ith, Thüster Berg) miteinander in Relation setzt.



**Abb. 1.3.1:** Parallelisierung der Korallenoolith Fm. im nördlichen Weser-Leine Bergland und im Osterwald auf Basis der "*Florigemma*-Bank" im Süntel und Deister und der "Oberen Korallenbank" im Osterwald. Modifiziert nach Helm et al. (2003)

Aufgrund der im Widerspruch stehenden veröffentlichten sequenzstratigraphischen Modelle von Kästner et al. (2008, 2010) und Betzler et al. (2007) ist ein Hauptziel der Promotionsarbeit, die zwei bisher getrennt voneinander bearbeiteten Schichtenfolgen des Korallenooliths für das nördliche und das südliche Weser-Leine Bergland miteinander zu korrelieren.

Weitere Hauptziele dieser Promotionsarbeit sind die Erstellung eines Ablagerungsmodells und die zyklostratigraphische Gliederung der oberjurassischen Schichtenfolge (Oxfordium/ Kimmeridgium) im norddeutschen Becken, auf Basis sedimentologischer, geophysikalischer und geochemischer Analysen an ausgesuchten Aufschlüssen und Bohrkernen im nördlichen und südlichen Weser-Leine Bergland.

## Spezielle Ziele

- Differenzierung und Definierung der neritischen Karbonatfazies
- Dokumentation und Definierung von Diskontinuitätsflächen
- Korrelation der untersuchten Sektionen im nördlichen und südlichen Weser-Leine Bergland auf Basis der kartierten Diskontinuitätsflächen und assoziierter Leithorizonte
- Erstellung von A/S-Zyklen (Akkomodationsraum gegen Sedimentzufuhr und/ oder Sedimentproduktion) verschiedener Hierarchien, basierend auf Texturvariationen, Schwankungen der Gamma Ray Intensitäten und des Karbonatgehalts sowie der vertikalen Faziesverteilung
- Aufnahme und Dokumentation der kleinmaßstäblich bis mittelgroßen lateralen Variationen innerhalb der sedimentären A/S-Zyklen
- Definierung und Unterscheidung der Kontrollfaktoren
- Etablierung eines sequenzstratigraphischen Modells
- Vergleich des sequenzstratigraphischen Modells mit bereits etablierten sequenzstratigraphischen Modellen f
  ür andere europ
  äische Sedimentbecken, um es in einen 
  überregionalen Kontext zu bringen.

## 1.4. Vorstellung des Arbeitsgebietes und der angewandten Methoden

Die herzynisch-streichenden Höhenzüge des Weser-Leine Berglandes verlaufen ca. 25 km südwestlich von Hannover (Abb. 1.4.1). Nach Hoyer (1965) ist das Arbeitsgebiet in mehrere herzynisch-verlaufende Becken- und Schwellenachsen und kleinere, im Grundsatz gleichartige Achsen in rheinischer Richtung untergliedert. In geologischer Hinsicht wird das Weser-Leine Bergland aus den Gesteinen der Trias, des Juras, der zuvor beschriebenen "Malm-Gruppe" und der Unterkreide aufgebaut. Lokal sind Ablagerungen des Zechsteins anzutreffen, die infolge halokinetischer Prozesse an der Oberfläche ausstreichen (Herrmann 1968). Die verwitterungsresistenten kalkoolithischen Ablagerungen der Korallenoolith Fm. bilden dabei die Kämme der jeweiligen Höhenzüge, die aufgrund der erwähnten Gesteinseigenschaft steil abfallende Kalkklippen von mehreren zehner Metern Mächtigkeit gestalten.



Abb. 1.4.1: Übersichtskarte und vereinfachte geologische Karte des Weser-Leine Berglands, inklusive der Position der in dieser Arbeit bearbeiteten und neu interpretierten Profilsektionen. Projektion in WGS 1984 UTM 32N

Um die gesetzten Zielstellungen zu erfüllen, wurden im Zuge der Promotionsarbeit sedimentologische Profilaufnahmen in den Steinbrüchen von Salzhemmendorf (Steinbruch Voska und Steinbruch Borela) und am Lauensteiner Pass (nördlicher Ith) im südlichen Weser-Leine Bergland durchgeführt (Abb. 1.4.1). Infolge der Zusammenarbeit mit der Rheinkalk GmbH, den Betreiber der Salzhemmendorfer Steinbrüche, bot sich die Möglichkeit, den sedimentologischen Datensatz am Thüster Berg um zwei Kernbohrungen (Sah301 und Sah304) zu erweitern (Abb. 1.4.1).

Die lithostratigraphische Profilbeschreibung für die 163 m mächtige sedimentäre Schichtenfolge im Steinbruch am Lauensteiner Pass beruht auf der Neubearbeitung des von Betzler et al. (2007) veröffentlichten 64 m mächtigen unteren Abschnitts, des oberen Abschnittes (Cäsar 2007) sowie ergänzender sedimentologischer Profilaufnahmen. Biostratigraphische Daten für den oberen Abschnitt (*Humeralis*-Schichten und Süntel Fm.), erhoben und publiziert von Weiss (1995), komplementieren den Lauensteiner Datensatz.

Eine Genehmigung für die sedimentologische Bearbeitung des Korallenooliths am Duinger Berg (Steinbruch Marienhagen) scheiterte seitens des Steinbruchbetreibers aufgrund der nicht gewährleisteten Hangstabilität der Steinbruchwände.

In einer späteren Phase der Promotionsarbeit ergab sich zudem die Option der sedimentologischen Aufnahme der KB Eulenflucht1 im Verbund mit dem Geozentrum Hannover (BGR, LBEG, LIAG). Die insgesamt 328 m mächtige KB Eulenflucht1 wurde im südöstlichen Süntel (nördliches Weser-Leine Bergland) unter der Schirmherrschaft des Geozentrum Hannovers abgeteuft (Abb. 1.4.1) und umfasst die gesamte Schichtenfolge der "Malm-Gruppe". Der für die Promotionsarbeit relevante stratigraphische Abschnitt (Heersumer Schichten bis Süntel Fm.) wurde in einer zweiten Phase detailliert beschrieben und beprobt und schließt den neu erhobenen sedimentologischen Datensatz ab.

Die Geländearbeit (Steinbrüche und Sedimentkerne) umfasste die detaillierte Aufnahme und Beschreibung der sedimentären Schichtenfolge. Die detaillierte Aufnahme der sedimentären Schichtenfolge beinhaltet sowohl die Erfassung der jeweiligen Sedimentbänke, der Sedimentstrukturen und der Grenzflächen sowie die Dokumentation horizontaler und lateraler Faziesübergänge. Für die Ansprache der sedimentären Ablagerungen wurde die Klassifikation von Dunham (1962) sowie Embry und Klovan (1972) herangezogen. Die Beschreibung der Sedimentstrukturen und -eigenschaften bezieht sich auf Campbell (1967). Orientierte Gesteinsproben wurden jeder relevanten Sedimentbank entnommen, die an der Universität Hamburg zu Dünnschliffen weiterverarbeitet wurden. Insgesamt basiert die mikrofazielle Auswertung und Interpretation der untersuchten Schichtenfolge auf der Beschreibung von 511 Dünn- und Anschliffen.

Für die Messung der natürlichen Radioaktivität (Kalium, Uranium, Thorium) des Sedimentgesteins, um zusätzliche Informationen über spezifische Gesteinseigenschaften

(z.B. horizontale Korngrößenverläufe) zu gewinnen, wurden die Steinbruchwände zusätzlich mit einer Multispektral Gamma-Ray Sonde der Firma Exploranium (Modell GR-320enviSPEC) aufgenommen. Sofern es die Aufschlussbedingungen zuließen, wurde im Abstand von 15 cm eine Messung durchgeführt. Die Dauer jeder einzelnen Messung belief sich auf 120 Sekunden.

Die Messung und Bestimmung des Karbonatgehalts wurde für die drei bearbeiteten Sedimentkerne vorgenommen, da sich der Durchmesser der Sedimentkerne Sah301 und Sah304 für eine Befahrung mit der Multispektral Gamma-Ray Sonde als zu gering erwies. Eine Befahrung der KB Eulenflucht1 mit einer Gamma-Ray Sonde ist zwar von Seiten des Geozentrum Hannovers erfolgt, jedoch liegen die Messergebnisse zum jetzigen Zeitpunkt nicht vor. Um eine möglichst hohe Anbindung an die geophysikalischen Messergebnisse zu gewährleisten, wurden die Sedimentkerne im Abstand von 50 cm beprobt.

Die Auswertung und Messung der Probensätze für die Sedimentkerne Sah301 und Sah304 erfolgte an der Universität Hamburg unter Anwendung der LECO-Methode mit einer LECO SC-144 DR Messeinheit. Die Bestimmung des prozentuellen Anteils an Kohlenstoff in den Proben der KB Eulenflucht1 wurde mit einer LECO CS-200 Messvorrichtung durch das BGR in Hannover vorgenommen.

Die in dieser Arbeit durchgeführten Korrelationen der Ablagerungszyklen der 1. und 2. Ordnung im Weser-Leine Bergland beziehen sich neben den neu erhobenen Datensätzen auf bereits publizierte und neu interpretierte Profilbeschreibungen von Hoyer (1965) sowie auf die geophysikalischen und geochemischen Datensätze von Kästner et al. (2008, 2010). Die genaue Lage und Bezeichnung der Profilsektionen ist der Abbildung 1.4.1 zu entnehmen. Für die Rekonstruktion der großmaßstäblichen A/S-Schwankungen erfolgte für jede individuelle sedimentäre Sektion eine 1D-Sequenzanalyse nach Kerans & Tinker (1997).

## 2. Fazies und Ablagerungsräume

## 2.1. Beschreibung und Interpretation der identifizierten Fazies

Charophyten und Ostrakoden-führender Mergelkalkstein bis Kalkstein (Fazies 1)

### Beschreibung

Bei dem Charophyten und Ostrakoden-führenden Mergelkalkstein bis Kalkstein handelt es sich um einen 50 cm mächtigen, blau-gräulichen zum Teil braun-gelblich verwitterten Mudstone bis Wackestone (Abb. 2.1.1a). Der Tonanteil nimmt graduell zum Top des Sediments ab und ist im unteren Bereich als Mergelkalkstein und im oberen als Kalkstein zu klassifizieren. Die Fazies zeigt eine brekziöse bis klumpige Textur. Großflächig durchziehen vertikale und untergeordnet horizontale Röhren die Ablagerung (Abb. 2.1.1e). Die Röhren sind mit gelblichen Mergeln verfüllt. In der hellbräunlich bis zum Teil grünlich schimmernden mikritischen oder mikrokristallinen Matrix sind wenige Charophyten und Ostrakoden vorhanden (Abb. 2.1.1c & 2.1.1d). Folglich ist die Faunen und Floren-Vergesellschaftung der beschriebenen Fazies, basierend auf makro- und mikroskopischen Untersuchungen, als niedrig-divers einzustufen. Der Anteil an terrestrischem Material wie z. B. detritischen Quarzkörner ist hoch. Wie der Abbildung 2.1.1f zu entnehmen ist, entspricht der Top der Kalksteinbank einer unregelmäßigen Oberfläche.

#### Interpretation

In gängiger Literatur gelten Charophyten im Oberen Jura als Indikatoren für Süßwasserbereiche (z. B. Schudack, 1993). Die brekziöse bis klumpige Textur ist nach Freytet & Verrecchia (2002) sowie Flügel (2004) durch Wurzelaktivitäten höherer Landpflanzen entstanden. Mit Mergeln verfüllte millimetergroße Röhrensysteme sind häufig am Top lakustriner Karbonatabfolgen zu finden und implizieren Bodenbildung (Freytat & Verrecchia 2002; Flügel, 2004). Ein kontinentaler Einfluss auf die Ablagerung ist zudem anhand einer braun-gelblichen Verwitterungsfarbe und dem hohen Gehalt an terrestrischem Material existent.

Es wird vorgeschlagen, dass die Fazies einen palustrinen Ablagerungsraum anzeigt, der temporär aufgrund von Meeresspiegelschwankungen subaerischen Bedingungen ausgesetzt war, wodurch eine einsetzende Bodenbildung forciert werden konnte.



**Abb. 2.1.1:** Aufschlussfoto der Charophyten Mergel (Fazies 2) und des Charophyten und Ostrakodenführenden Mergelkalkstein bis Kalkstein (Fazies 1) (Abb. a; Lauenstein Steinbruch). Charakteristisch für die Mergelabfolge ist ein sich wiederholender Farbwechsel von blau zu grün. Der Übergang zu der Fazies 1 erfolgt graduell. (b) Fossile Oogonie einer Charophyte. (Probe L2 entnommen bei 154.8 m, Lauenstein Steinbruch). Dünnschlifffotos der Fazies 1 (Abb. c & d; Probe 2 entnommen bei 157.9 m, Lauenstein Steinbruch). Hauptkomponenten der mikritisierten Fazies sind Oogonien von Charophyten (Abb. c) sowie Ostrakoden (Abb. d). Als besonderes sedimentäres Merkmal beinhaltet die Fazies 1 ein stark ausgeprägtes horizontales Wurzelgangsystem (Abb. e; Lauenstein Steinbruch bei 156.7 m). Die Gänge sind mit gelblichen Mergeln verfüllt. (f) Das Top der Kalksteinbank ist stark unregelmäßig geformt (siehe rote Pfeile) (Steinbruch Lauenstein bei 157.1 m).

#### Charophyten Mergel (Fazies 2)

#### Beschreibung

Die Charophyten Mergel sind aus drei individuellen, im Durchschnitt 110 cm mächtigen *Fining-Upward* Paketen aufgebaut (Abb. 2.1.1a). Die Basis bildet jeweils ein bläulicher Kalkmergel, der am Top durch eine Zunahme des Tongehaltes als Mergel zu klassifizieren ist. Die Mergel sind intensiv grünlich gefärbt. Insgesamt erreichen die Charophyten Mergel eine Gesamtmächtigkeit von 3.3 m und belegen am Top einen graduellen Übergang zu dem Charophyten und Ostrakoden-führenden Mergelkalkstein bis Kalkstein (Fazies 1).

In Schlämmproben sind fossile Charophyten-Oogonien häufig (Abb. 2.1.1b). Der Anteil an Charophyten-Oogonien nimmt zum Top der Mergelpakete kontinuierlich zu. Es treten fossile Charophyten-Oogonien auf, die eine ovale Form und ein ausgeprägtes Relief aufweisen. Untergeordnet sind Ostrakoden ein häufiger Faunen-Bestandteil der Fazies. Eine genaue Auflistung der in den Charophyten Mergeln vorkommenden Ostrakoden-Gattungen liefert Weiss (1995). Demnach beinhalten die Mergel die Gattungen *Bisulcocypris* sowie untergeordnet *Rhinocypris* und *Cetacella* (Abb. 2.1.2). Insbesondere innerhalb der oberen Charophyten Mergel ist die Gattung *Bisulcocypris* sehr häufig vertreten. Sehr vereinzelnd führen die Mergel dünnschalige Pelecypoden.

#### Interpretation

Die durch Weiss (1995) nachgewiesenen Ostrakoden-Gattungen indizieren Brack- bis Süßwasserbedingungen (Abb. 2.1.2). Nach Weiss (1995) ändert sich die Zusammensetzung der Ostrakoden-Vergesellschaftung sowohl innerhalb der Mergel-Abfolge als auch innerhalb der einzelnen Mergelpakete. Bläuliche Kalkmergel an der Basis führen vermehrt Brackwasser-tolerierende Gattungen wie *Cetacella* und Pelecypoden, während die grünlichen Mergel eher eine Süßwasser-dominierende Ostrakoden-Vergesellschaftung beinhalten. Süßwasser-tolerierende Ostrakoden-Gattungen wie *Bisculcocypris* erreichen ihr maximales Auftreten innerhalb der Mergel-Abfolge zusammen mit Charophyten-Oogonien. Die Änderungen der Fossil-Vergesellschaftung werden durch Schwankungen im Salzgehalt des Wassers gesteuert.

Die vertikale Verteilung der Ostrakoden-Gattungen in Kombination mit dem Auftreten von Charophyten sowie der *Fining-Upward*-Trends belegt innerhalb der Charophyten Mergel einen generellen Wechsel von einer brackisch dominierenden Fossil-Vergesellschaftung an der Basis zu einer Süßwasser implizierenden Fossil-Vergesellschaftung am Top der Abfolge. Daher wird ein lakustriner Ablagerungsraum, wie küstennahe Seen oder Teiche angenommen, der temporär durch marine Ingressionen brackischen Konditionen unterlegen war.



**Abb. 2.1.2:** Vertikale Komponentenverteilung unter besonderer Berücksichtigung der Ostrakoden innerhalb der oberen sedimentären Abfolge im Steinbruch am Lauensteiner Pass. Zu verbuchen ist ein generell übergeordneter Wechsel der Ostrakoden-Vergesellschaftung von stenohalin zu euryhalin (zwischen Profilmeter 153-157), Legende siehe Abb. 3.1.1.

#### Algen Bindstone (Fazies 3)

#### Beschreibung

Die Algen Bindstone Fazies besteht aus dünn laminierten kalkigen Mergellagen. Der in Abbildung 2.1.3 illustrierte obere Abschnitt der Mergellage belegt eine rhythmische planare bis wellige Ablagerung dunkelbrauner, brauner und hellbrauner Laminae und ist 17 cm mächtig. Dunkelbraune Laminae wurden als stromatolithische Algenmatten identifiziert. Die Algenmatten sind, wie der Abbildung 2.1.3 zu entnehmen ist, schichtintern verfältet (*Crinkled Lamination*). Agglutination und Anheftung von Schalen-Detritus, Peloiden und Ooiden ist vorhanden.

Hellbraune Laminae bilden im Wechsel mit stromatolithischen Algenmatten die untere Sektion (Abb. 2.1.3). Die hellbraunen Laminae beinhalten Quarzkörner, welche einen guten Rundungsgrad aufweisen. Zum Top der Algen Bindstone Fazies ist ein Rückgang an stromatolithischen Algenmatten zu registrieren. Hellbraune quarzreiche Laminae sind vergesellschaftet mit bräunlich dünn laminierten Horizonten. Innerhalb der bräunlichen stark mikritischen Laminae sind Dolomit-Rhomboeder sowie Pseudomorphosen von GipsKristallen enthalten. Dünnschalige Pelecypoden und Ostrakoden sind präsent. Das Top der Algen Bindstone Fazies ist stark unregelmäßig ausgebildet, charakterisiert durch die Trunkation vorhandener Laminae (Abb. 2.1.3).

### Interpretation

In Übereinstimmung mit Laporte (1967), Hardie & Ginsburg (1977), Shinn (1983), Flügel (2004) und Colombiè & Strasser (2005) indizieren wellig laminierte stromatolithische Algenmatten das untere Intertidal bis Supratidal. Die Existenz einer euryhalin niedrigdiversen Fossil-Vergesellschaftung in Kombination mit Stromatolithen und Dolomit-Rhomboeder lässt auf einen Lebensraum schließen der ständigen Salinitätsschwankungen unterworfen war. Die Präsenz der *Crinkled Lamination* und der Erosionsfläche am Top der Mergellage lässt auf temporäre subaerische Freilegung der Ablagerung schließen. Die gut gerundeten Quarzkörner, die zu einzelnen Laminae angeordnet sind, belegen kurzzeitigen äolischen Eintrag von z. B. küstennahen Dünenzügen.



**Abb. 2.1.3:** Polierter Dünnschliffscan der Algen Bindstones (Teufe zwischen 267.5 und 267.55 m; KB Eulenflucht1). Eine planare bis wellige Anordnung der Laminae ist zu erkennen. Dunkelbraue Laminae wurden klassifiziert als stromatolithische Algenmatten, die im Wechsel mit hellbraunen (Quarz Laminae) und braunen Laminae (Laminae mit Dolomit-Rhomboeder und Gips Pseudomorphose) die Ablagerung arrangieren. Der Einbau von externen Komponenten, wie Ooiden und Peloiden, erfolgte häufig. *Crinkled Lamination* (CL) ist ein besonderes sedimentäres Merkmal einzelner Laminae. Eine deutliche Trunkierung (T) der obersten Laminae ist präsent. Die stark ausgeprägte Erosionsfläche trennt den Algen Bindstone von den nächst jüngeren Schichtgliedern der Fazies 8.

#### Laminierte Mudstones (Fazies 4)

#### Beschreibung

Dunkelgraue im Durchschnitt 40 cm mächtige Tonmergel- bis Kalkmergelbänke bilden bis zu 1.3 m mächtige Mudstone-Intervalle. Die Mudstones beinhalten eine planare bis zum Teil wellige Feinschichtung (Abb. 2.1.4a & 2.1.4b). In einigen wenigen Abschnitten wird die Laminierung durch Bioturbation unterbrochen. Innerhalb eines Mudstone-Intervalls sind mehrere *Fining-Upward*-Trends vorhanden.

Die in den Mudstones vorkommende Fossil-Vergesellschaftung ist als niedrig-divers anzusprechen. In wenigen Intervallen liegen dünnschalige Pelecypoden, Austern sowie Ostrakodenschalen zum Teil eingeregelt vor (Abb. 2.1.4a). Marine Organismen wie Echinodermaten oder Foraminiferen sind absent. Detritischer Quarz ist vorhanden.

Die durchgeführten Karbonatgehaltsmessungen belegen innerhalb aufeinander folgender Proben starke Schwankungen. So variiert der Karbonatgehalt zwischen 47 bis 75 % und prägt eine stark irreguläre Log-Signatur aus.

#### Interpretation

Die laminierten Mudstones zeigen hydrodynamisch geschützte und niedrigenergetische Bereiche einer, zumindestens temporär von der offenen See abgeschnittenen Lagune an. Es ist anzunehmen, dass die Ablagerungen subtidale Bereiche innerhalb der Lagune kennzeichnen. Die vorhandene euryhaline Organismen-Vergesellschaftung lässt vermuten, dass es temporär zu Salinitätsschwankungen kam.


# **Tonstein Fazies (Fazies 5)**

# Beschreibung

Die Tonstein Fazies beinhaltet fein laminierte dunkelgraue Ablagerungen (Abb. 2.1.5). Die Laminierung ist unregelmäßig bis wellig ausgebildet. Die Tonstein Fazies ist im Durchschnitt 11 cm mächtig. Eine chemische Reaktion der Ablagerung unter Anwendung von 8 %iger HCI fand nicht statt. Beim Anschlag mit dem Hammer zerbricht das Gestein in millimeterdünne Scherben. Die Schichtunterseite ist gekennzeichnet durch eine unregelmäßig ausgebildete Fläche und ein horizontal angelegtes Gangsystem. Eine stark unregelmäßig geformte Fläche separiert die Tonstein Fazies von einer Tempestit-Abfolge, die sich im Hangenden anschließt (Fazies 12; Abb. 2.1.14). Makrofossilien sind nicht existent.



Abb. 2.1.5: Bohrkernscan der Tonstein Fazies (KB Eulenflucht1 – Teufe: 273.96 und 274 m). Im Anschlag spaltet sich das Gestein zu unregelmäßig bis wellig geformten Tonsteinplättchen. Makrofossilien sind absent.

# Interpretation

Die Tonstein Fazies wird einem hydrodynamisch niedrigenergetischen und geschützten lagunärer Ablagerungsraum zugeordnet. Die intensive Bioturbation an der Basis signalisiert eine vorhandene endobenthische Faunen-Vergesellschaftung und reduzierte Sedimentationsraten. Die fehlende Makrofauna lässt auf ungünstige Lebensbedingungen zur Zeit der Ablagerung schließen.

<sup>▲</sup> Abb. 2.1.4: Bohrkernscans der laminierten Mudstone Fazies (KB Eulenflucht1 – Abb. a Teufe; 258.35 und 258.48 m; Abb. b Teufe: 259.05 bis 259.18 m). (a) Intensive Bioturbation (Biot) der Ablagerungen, erkennbar anhand hellgrauer Flächen, ist partiell vorhanden. Die Fazies beinhalten dünnmächtige Schilllagen (Sh). Die einzelnen Schalen sind wohl geordnet in das Sediment eingebettet. (b) Die homogenen millimeterdünnen dunkelgrauen Laminae sind planar bis wellig angeordnet. Makrofossilien sind innerhalb der Fazies eine Seltenheit.

### Siliziklastische Fazies (Fazies 6)

#### Beschreibung

Die siliziklastische Fazies bildet eine 4 m mächtige Wechselfolge von Tonmergel- bis Mergelgestein mit dünnbankigen Kalksandsteinen bzw. Sandsteinen aus. Die Basis der siliziklastischen Abfolge ist unregelmäßig wellig ausgebildet und wird sowohl durch einen abrupten Wechsel der Lithologie als auch der Fazies charakterisiert. Anhand geophysikalischer (Multispektral Gamma-Ray) und geochemischer (XRD) Messverfahren ist die Basis der siliziklastischen Abfolge sehr gut nachzuvollziehen (Abb. 2.1.6a). Die basale Abfolge besteht aus millimeterdünnen stark verwitterten grau-bläulichen Tonmergelplättchen. Der Karbonatgehalt ist sehr gering. Die Tonmergel erfuhren eine biogene Aufarbeitung, wodurch eine durchgehende Laminierung nicht vorhanden ist (Abb. 2.1.6a). Vereinzelnd führen die Tonmergel dünnschalige Pelecypoden und Holz-Fragmente. Insgesamt ist die Biodiversität als sehr gering einzustufen.

Neben dem 96 cm mächtigen Tonmergel-Intervall lässt sich die siliziklastische Abfolge in 6 *Fining-Upward* Sequenzen gliedern. Jede Sequenz offenbart eine Erosionsfläche an der Basis, eine normale Gradierung sowie eine interne Unterteilung in drei Abschnitte: unterer Abschnitt, mittlerer Abschnitt, oberer Abschnitt. Mächtigkeiten der *Fining-Upward*-Sequenzen variieren zwischen 27 cm (Sequenz f) und 78 cm (Sequenz a).

Kalksandsteine bis Sandsteine bilden den unteren Abschnitt. Die hellbraun-gelblich verwitterten fein- bis mittelkörnigen Kalksandsteinbänke sind sehr gut sortiert und zwischen 4 und 20 cm mächtig. Wie auf der Abbildung 2.1.6b hervorgehoben, ist eine Beulenschichtung ausgebildet *(Hummocky Cross-Stratification)*. Die Basis der Kalksandsteinbänke ist unregelmäßig erosiv geformt und zeigt an der Schichtunterkante intensive Bioturbation (Abb. 2.1.6c). Glimmerplättchen sind auf den Schichtflächen der Oszillationsrippeln häufig vorhanden. Darüber hinaus sind Glaukonit und Holz-Fragmente durchgehende Komponenten der Kalksandsteinbänke. Fossilreste oder Schalen sind nicht vorhanden.

Ein gradueller Übergang zu den wellig laminierten und hellbräunlich verwitterten Kalkmergeln des mittleren Abschnittes existiert und ist durch eine Abnahme der Korngröße gekennzeichnet (Abb. 2.1.6d). Im Anschlag sind die Kalkmergel grau-bläulich und zerbrechen unregelmäßig. Wie der Abbildung 2.1.6b zu entnehmen ist, bilden die millimeterdünnen, wellig geformten Kalkmergelplättchen *Hummocky*-Schrägschichtungskörper. XRD-Messungen belegen einen erhöhten Ankerit und Dolomit-Gehalt (Cäsar 2007). Glimmerplättchen und Glaukonit sind ebenfalls Bestandteile des mittleren Abschnittes, der generell durch einen sehr geringen Fossilgehalt gekennzeichnet ist.

Die Mergellagen des oberen Abschnittes sind eben bis leicht wellig geformt und zeigen eine Wechselfolge von millimeter-dünnen, feingeschichteten, hellbraunen und graublauen Laminae (Abb. 2.1.6c). Die Korngröße nimmt vom mittleren zum oberen Abschnitt graduell ab. *Hummocky*-Schrägschichtungskörper sind nicht mehr vorhanden. Deckungsgleich zum mittleren Abschnitt enthalten die Mergelplättchen Glimmer, Glaukonit sowie Holz-Fragmente und belegen einen sehr geringen Fossilgehalt. Die obersten Schichtglieder sind erosiv gekappt und werden von der sich anschließenden *Fining-Upward*-Sequenz überlagert.

Nach Schulze (1975) führen die Mergel und Kalksandsteine die Tonmineralien Kaolinit, Illit und Chlorit. Da insbesondere das Tonmineral Illit über eine sehr hohe radioaktive Eigenstrahlung verfügt, ist die siliziklastische Fazies sehr gut anhand der Gamma-Ray Intensität von den anderen Fazies zu unterscheiden. Gemessene Gamma-Ray Intensitäten variieren zwischen 42 und 60 cps. Übergeordnet nimmt die Gamma-Ray Intensität zum Top der siliziklastischen Fazies hin ab.

## Interpretation

Die Entstehung von Hummocky Cross-Stratification in den Kalksandsteinbänken ist auf ständige Wellenbewegung in einem hydrodynamisch hochenergetischen Sedimentationsraum zurückzuführen. Generell wird die Genese von HCS mit Sturmwellen in Verbindung gebracht (z. B. Walker und Plint 1992; Galloway und Hobday 1996). Weitere Indizien, die eine hydrodynamisch hochenergetische Genese indizieren, sind die vorhandene Erosionsfläche an der Basis und die gradierte Schichtung der einzelnen Seguenzen. Somit sind die Sequenzen a bis f als Tempestite zu bezeichnen. Die sehr geringe Biodiversität sowie der sehr hohe Gehalt an terrestrischem Material und die intensive Bioturbation des Tonmergel-Intervalls lassen auf einen geschützten küstennahen Ablagerungsraum schließen, der einem ständigen terrestrischem Zustrom unterworfen war. Nach Weiss (1995) ist die 20 cm mächtige Kalksandsteinbank der Sequenz d mit dem von Grupe (1933) beschriebenen "Unteren Grenzsandstein" gleichzusetzen.

Abb. 2.1.6: Die Abbildung a zeigt den lithologisch als auch faziellen Übergang zur silizilkalstischen Fazies (Lauenstein Steinbruch, 125.3 m über der gemessenen Profilbasis). Die Grenzfläche ist markant irregulär ausgebildet und belegt einen abrupten Wechsel der Biodiversität, der Gamma-Ray Intensitäten sowie des Dolomitgehaltes. (Abb. b.1) Die massiven Kalksandsteinbänke bilden den unteren Abschnitt der Sequenzen aus. Als besonderes sedimentäres Merkmal beinhalten die Kalksandsteinbänke *Hummocky Cross-Stratification* (HCS) (Lauenstein Steinbruch um die 128.5 m oberhalb der gemessenen Profilbasis). Zur besseren Übersicht sind die Sedimentstrukturen in Abbildung b.2 illustriert. Eine graduelle Korngrößenabnahme charakterisiert den Übergang zum mittleren Abschnitt der aus Mergellagen mit HCS arrangiert ist. Die Schichtunterkanten der Kalksandsteinbänke zeigen deutliche Spuren biogener Aufarbeitung (Biot) (Abb. c). Der obere Abschnitt beinhaltet planar bis wellig angeordnete millimeterdünne Kalk- bis Tonmergellagen. Die Abbildung d gibt den Top der siliziklastischen Abfolge wieder (Lauenstein Steinbruch, um die 129.1 m über der gemessenen Profilbasis). Die komplette Abfolge einer Sequenz ist den Sequenzen e und f zu entnehmen. Das Top liegt erosiv vor und wird überlagert durch die *Pectiniden* Floatstone Subfazies (Fazies 9c). Legende siehe Abb. 3.1.1. ▶



**Bioturbate Wackestones und Packstones (Fazies 7)** 

## Beschreibung

Bioturbate Wackestones und Packstones bilden gut gebankte bis zu 6 m mächtige Kalkmergel- bis Mergel-Intervalle aus (Abb. 2.1.8). Einzelne Mergelbänke erreichen durchschnittlich eine Mächtigkeit von 40 cm. Im Gelände ist eine hellbraune bis rostbraune Verwitterungsfarbe charakteristisch für die Fazies. Die Bankgrenzen sind oft irregulär wellig ausgebildet. Im Anschlag zerbricht das Gestein scherbig und zeigt eine dunkelgraue Farbe. Die Ablagerungen sind bioturbat (Abb. 2.1.7a) und beinhalten eine niedrig-diverse Faunen-Vergesellschaftung. Makroskopisch sind dünnschalige Pelecypoden sowie vereinzelnd Austernschalen vorhanden. Ostrakoden bilden die wichtigste Faunenkomponente und sind häufig vorhanden (Abb. 2.1.7c). Schlämmproben von Weiss (1995) belegen die Existenz der

Ostrakodenarten *Cetacella inermis*, *Macrodentina lineate*, *Fabanella sp.* und *Marslatourella gigantean*, wobei ein Wechsel der Ostrakoden-Vergesellschaftung innerhalb der einzelnen Wackestone und Packstone-Intervalle zu verzeichnen ist. Schlämmproben mit einer *Macrodentina/ Fabanella*-Vergesellschaftung stehen Schlämmproben, die eine *Cetacella/ Marslatourella*-Vergesellschaftung beinhalten, gegenüber (Abb. 2.1.2). Neben Ostrakoden treten miliolide Foraminiferen (Abb. 2.1.7b), Calcisphären und Dasycladaceen weniger häufig auf. Nach Gramann (1983) sind fossile Charophyten-Oogonien innerhalb einzelner Mergelbänke existent. Der Anteil an detritischen Quarzkörnern ist hoch. Wie in den Abbildungen 2.1.7b & 7c zu sehen ist, sind die Komponenten in einer stark mikritisierten Matrix eingebettet.

Generell belegt die Gamma-Ray Kurve Intensitäten um die 18 cps. Einzelne *Peak*-förmige Ausschläge erreichen Intensitäten bis zu 27 cps. Die *Log*-Signatur ist irregulär bis zackig ausgebildet (Abb. 2.1.8) und zeigt keine übergeordneten *fining* oder *coarsening*-Trends an. Anhand höherer Intensitäten kann die Fazies von den schräggeschichteten oolithischen Grainstones (Fazies 15) gut abgegrenzt werden.



**Abb. 2.1.7:** Dünnschlifffotos der bioturbaten Wackestone und Packstone Fazies. (a) Eine markant geflammte Struktur bedingt durch Bioturbation (Biot) ist präsent (Steinbruch Lauenstein, 137.2 m über der gemessenen Profilbasis). Die Biodiversität ist als sehr-niedrig anzusprechen. Hauptkomponenten der Fazies sind Ostrakoden (Ostr.) sowie untergeordnet miliolide Foraminiferen (M). Der Anteil an detritischen Quarzkörner (Qz) ist insgesamt sehr hoch (Abb. b & c; Steinbruch Lauenstein 130.5 m (Abb. 7b) und 137.2 m (Abb. 7c) oberhalb der gemessenen Profilbasis).

## Interpretation

Die braun- rostbraune Verwitterungsfarbe, bedingt durch erhöhte Eisengehalte, sowie der hohe Quarzgehalt sind auf permanente kontinentale Einflüsse zurückzuführen. Diese Eigenschaften der Fazies korrespondieren sehr gut mit der beobachteten Fossil-Vergesellschaftung. Die bioturbaten Ablagerungen in Kombination mit der niedrig-diversen und Ostrakoden-dominierenden Fossil-Vergesellschaftung belegen hydrodynamisch niederenergetische und geschützte subtidale Bereiche einer Lagune (z. B. Colombiè & Strasser 2005; Kavoosi et al. 2009; Heldt et al. 2010; Wilmsen et al. 2010). Insbesondere die Ostrakode *Macrodentina* kann nach Gramann & Luppold (1991) als Anzeiger für lagunäre Ablagerungsbereiche herangezogen werden. Das Erscheinen einer Brackwassertolerierenden Ostrakoden-Assoziation, bestehend aus *Cetacella* und *Marslatourella*, im Zusammenhang mit einer euryhalinen Fossil-Vergesellschaftung, belegt eine temporäre Abnahme der Salinität. Somit sind Phasen, in denen es zur zeitweiligen Verbrackung der Lagune kam, anzunehmen.



Abb. 2.1.8: Aufschlussfoto der sedimentären Abfolge zwischen Profilmeter 129.1 und 137.5 m im Steinbruch am Lauensteiner Pass. Die illustrierte Abfolge beinhaltet eine vertikale Fazies-Abfolge bestehend aus intensiv orange-bräunlich verwitterten Quarz-führenden bioklastischen Kalksteinbänken (Fazies 9) und hellbräunlich verwitterten dünnbankigen Mergelgestein der bioturbaten Wackestone und Packstone Fazies (Fazies 7). Die untere Kalksteinbank zwischen Profilmeter 129.1 und 130 ist der Pectinadae Floatstone Subfazies (Fazies 9c) zugehörig. Die obere Kalksteinbank ist sehr sandig entwickelt und belegt an deren Schichtunterkante die Existenz des Spurenfossils Thallasinoides (Fazies 9b, siehe auch Abb. 9c; Profilmeter 134.7 bis 135.5). Die Mergelbänke arrangieren sich in diesem Beispiel zu einem 4.5 m mächtigen Mergel-Intervall. Anhand der dazugehörenden Gamma-Ray-Intensitäten und Signaturen sind diese beiden Fazies sowie die zwei fining-upward Sequenzen der Tempestit Fazies gut voneinander zu trennen. Legende siehe Abb. 3.1.1.

### Quarzführende bioklastische Wackestones und Packstones (Fazies 8)

### Beschreibung

Die Fazies setzt sich aus dünn gebankten hellgrau bis bläulichen Mergeln bis Mergelkalksteinen zusammen. Die durchschnittliche Bankmächtigkeit beträgt 30 cm. Ablagerungen der quarzführenden bioklastischen Wackestones und Packstones belegen zum Teil Spuren intensiver biogener Aufarbeitung, in Form einer marmorierten bis fleckigen Sedimentstruktur. Eine graduelle Zunahme des Tongehaltes in Kombination mit einer Abnahme der Komponenten-Diversität ist innerhalb einer Sedimentbank zu verfolgen.

Die Diversität an fossilen Komponenten ist als niedrig bis moderat einzustufen. Zusammen mit Austern bilden dünnschalige Pelecypoden die wichtigste Fossilgruppe innerhalb der Fazies. Ostrakoden, Gastropoden, Echinodermaten sowie vereinzelnd Dasycladaceen und agglutinierende Foraminiferen vervollständigen die Fossil-Vergesellschaftung. Glaukonit und detritische Quarzkörner sind vorhanden. Innerhalb der Fazies variiert der Karbonatgehalt sehr stark und liegt zwischen 58 und 89 %. Die Log-Signatur ist demnach sehr irregulär.

## Interpretation

Nach Colombiè & Strasser (2005) und Jank et al. (2006) implizieren intensiv bioturbate quarzführende bioklastische Wackestones und Packstones im Oberen Jura einen hydrodynamisch geschützten lagunären Ablagerungsraum. Die Präsenz von Glaukonit sowie Bioturbation lässt auf reduzierte Sedimentationsraten schließen. Generell belegt die Fazies günstige Lebensvoraussetzungen, zurückzuführen auf eine offene Zirkulation des Meerwassers. Im Unterschied zu der Fazies 7 sind aufgrund der durchgehenden Präsenz von stenohalinen Organismen wie z. B. Echinodermaten zur Zeit der Ablagerung der quarzführenden bioklastischen Wackestones und Packstones offen marin lagunäre Konditionen anzunehmen.

## Quarzführende Mollusken und Thallasinoides Packstones und Floatstones (Fazies 9)

## Beschreibung

Quarzführende Mollusken und *Thallasinoides* Packstones und Floatstones bilden in der Regel dunkelgraue bis gräulich-blaue stark bioturbate Kalksteinbänke und untergeordnet sandige Kalksteinbänke, die im Durchschnitt 77 cm mächtig sind. Die Packstones und Floatstones belegen einen *Fining-Upward*-Trend der Korngröße. Basierend auf Unterschieden der Textur sowie der Fossil-Komposition, sind drei unterschiedliche Subfazies zu differenzieren:

- 1) Pectinidae Floatstone (Fazies 9a)
- 2) Thallasinoides Floatstones (Fazies 9b)
- 3) Austern Packstones und Floatstones (Fazies 9c)

Beim *Pectinidae* Floatstone handelt es sich um einen massiven orange-bräunlich verwitterten Kalkstein (Abb. 2.1.9a). Die Basis der 98 cm mächtigen Kalksteinbank ist unregelmäßig wellig geformt und separiert den Floatstone von den stratigraphisch älteren siliziklastischen Schichten (Fazies 2.1.6d). Das Top überliefert einen graduellen Übergang in die nächstfolgenden jüngeren Ablagerungen. Das Gestein erfuhr eine intensive biogene Aufarbeitung. Der Fossilgehalt ist insgesamt sehr hoch. Makroskopisch sind Pectiniden sehr häufig erhalten (Abb. 2.1.9b). Die makroskopische Fossil-Vergesellschaftung beinhaltet darüber hinaus terebratulide Brachiopoden und Austern.

Anhand mikroskopischer Untersuchungen sind Echinodermaten, agglutinierende Großforaminiferen sowie untergeordnet Ostrakoden und Dasycladaceen Bestandteile der Fazies. Radialförmige Ooide sind vorhanden. Die Form der Ooide ist unregelmäßig und die Rinde belegt erste Spuren von einsetzender Mikritisierung. Detritische Quarzkörner sind ein häufiger Bestandteil der Fazies. Glimmer und Glaukonit sind durchgehend präsent. XRD-Messungen indizieren einen erhöhten Anteil an Ankerit (Ca(Fe, Mg) (CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>) im Gestein (Probe 44, Cäsar (2007)).

Anhand der Gamma-Ray Intensitäten ist eine gute Abgrenzung des Pectiniden Floatstone gegenüber der siliziklastischen Fazies durchzuführen. An der wohl definierten und wellig geformten Grenzfläche ist ein abrupter Rückgang der Gamma-Ray Intensitäten von 55 cps auf 20 cps zu vermerken (Abb. 2.1.8). Innerhalb der Kalksteinbank nimmt die Intensität auf 17 cps ab.

Einzelne, bis zu 100 cm mächtige sandige bis schwach tonführende Kalksteinbänke beinhalten an der Schichtunterseite ein wohl entwickeltes weitvernetztes und horizontal angelegtes Gangsystem, des Ichnofossils *Thallasinoides* (Abb. 2.1.9c). Eine sehr intensive orange-bräunliche Verwitterungsfarbe hebt die Fazies sehr gut von den umliegenden Ablagerungen ab (Abb. 2.1.8). Insofern nicht durch die intensive Bioturbation der Ablagerungen absent, ist eine zum Teil feine wellige Laminierung erkennbar. Vergleichbar mit dem *Pectinidae* Floatstone ist der Übergang zu den nachfolgenden stratigraphisch jüngeren Schichten graduell entwickelt.

Makroskopisch sind Austernschalen und Brachiopoden die dominierenden Faunenkomponenten der Thallasinoides Floatstones. Echinodermaten und agglutinierende Großforaminiferen sind häufig und Gastropoden sowie dünnschalige Pelecypoden mäßig vorkommende Ostrakodenschalen vorhanden. Vereinzelnd und Dasvcladaceen vervollständigen die Fossil-Vergesellschaftung. Wie der Abbildung 2.1.9d zu entnehmen ist sind die Ablagerungen der Thallasinoides Floatstones zum Teil stark angereichert an detritischen Quarzkörnern sowie Glaukonit. Ooide sind zum Teil mikritisiert und zeigen eine starke externe Beanspruchung in Form von Auswaschungsphänomenen. Generell sind die Ablagerungen schlecht sortiert. XRD-Messungen belegen einen erhöhten Anteil an Ankerit (z. B. Probe 48, Cäsar (2007)).

Anhand von Messungen der Gamma-Ray Intensitäten sind für die *Thallasinoides* Bänke stark schwankende und unruhige Log-Signaturen zu vermerken. Die Gamma-Ray Intensitäten schwanken zwischen 20 und 24 cps.



Abb. 2.1.9: Aufschluss- und Dünnschlifffotos der Qz-führenden bioklastischen Packstones und Floatstones (Fazies 9) inklusive einer Auflistung der dazugehörigen Subfazies: Pectinidae Floatstone (Fazies 9a: Abb. a & b), Thallasinoides Floatstones (Fazies 9b: Abb: c & d) sowie Austern Pack- und Floatstones (Facies 9c; Abb. e & f). Der ca. 1 m mächtige Pectinidae Floatstone ist aufgrund seiner markant orange-bräunlichen Verwitterungsfarbe im Gelände sehr gut zu verfolgen (Abb. a). Nahaufnahmen der Kalksteinbank lassen unzählige Pectiniden (Pect) erkennen, die der Subfazies ihren Namen verleihen (Abb. b, Steinbruch Lauenstein; Profilmeter 129.1 bis 130). Für einen größeren lithologischen sowie faziellen Kontext ist auf die Abbildung 2.1.8 verwiesen. (c) Die Bänke der Thallasinoides Floatstones heben sich aufgrund ihrer intensiv orange-bräunlichen Verwitterungsfarbe deutlich von den umliegenden Fazies ab (siehe auch Abb. 2.1.8). An deren Schichtunterseiten ist ein komplex horizontal angelegtes Gang-System vom Typ Thallasinoides erkennbar (rote Pfeile; Steinbruch Lauenstein 151. 4 m oberhalb der Profilbasis). (d) Die Mikrofazies beinhaltet u. a. detritische Quarzkörner (Qz), Glaukonit (GI) sowie agglutinierende Foraminiferen (Aggl. F.) und umgelagerte Ooide (Oo). (e) Aufschlussfoto einer Austern-führenden Floatstonebank im Steinbruch Lauenstein bei Profilmeter 151.5. Der zum Teil rotbräunlich bis rostbräunlich verwitterte Kalkstein beinhalten Austern in Lebensstellung. (f) Die Austernschalen liegen wohl eingeordnet in der mikritischen Matrix vor.

Die Austern Packstones und Floatstones zeigen im Gelände eine rostbräunliche Verwitterungsfarbe und liegen parautochthon im Sediment vor (Abb. 2.1.9e). Die Matrix der Mergelkalksteine bis Kalksteine ist mikritisiert. Die Basis der einzelnen Sedimentbänke ist wohl entwickelt, charakterisiert durch eine unregelmäßig geformte Grenzfläche sowie intensiver Bioturbation. Das Top indiziert graduelle Fazies-Übergänge, gekennzeichnet durch eine fortschreitende Abnahme der Korngröße.

Austernartige Pelecypoden sind die dominierende Faunenkomponente dieser Subfazies. Mitunter ist eine homogene und horizontale Anordnung der Austernschalen zu verzeichnen (Abb. 2.1.9f). Neben austernartigen Pelecypoden beinhalten die Ablagerungen eine moderatdiverse Fossil-Vergesellschaftung bestehend aus Echinodermaten, Mollusken sowie untergeordnet aus agglutinierenden Großforaminiferen, Ostrakoden und Dasycladaceen. Detritische Quarzkörner und Glaukonit sind ein durchgehender Bestandteil der Subfazies.

Der Karbonatgehalt dieser Fazies schwankt zwischen 60 und 92 %. Ein übergeordneter Zunahme- bzw. Abnahme-Trend des Karbonatgehaltes innerhalb aufeinander folgender Bänke ist nicht vorhanden.

#### Interpretation

Die moderate bis hohe Fossil-Diversität der Packstones bis Floatstones, sowie die stenohaline Komponenten-Vergesellschaftung in Kombination mit dem erhöhten Gehalt an terrestrischem Material implizieren offen marine, gut durchlüftete tiefere subtidale Bereiche einer geschützten Lagune. Die Präsenz von Glaukonit und Bioturbation belegt hydrodynamisch niedrigenergetische Bereiche unter größerer Wasserbedeckung und reduzierte Sedimentationsraten. Nach Gramann & Luppold (1991) sowie Wilmsen et al. (2010) sind Glaukonit- und Quarz-führende austernreiche Ablagerungen in lagunäre Ablagerungsräume zuzuordnen. Diese Interpretation korrespondiert sehr gut mit der Existenz des Spurenfossils Thallasinoides. Generell indiziert Thallasinoides in oberjurassischen Ablagerungen niedrigenergetische Wellenbewegung in offen marin lagunären Sedimentationsräumen (z. B. Sellwood 1981; Fürsich & Werner 1986; Bádenas & Aurell 2010; Wilmsen et al. 2010). Die Existenz von Thallasinoides ist auch aus brackischen Lagunen beschrieben (Fürsich & Werner 1986). Demnach kommt Thallasinoides in Ablagerungen vor. die schwankende Salinitätsgehalte anzeigen. Der hohe Auswaschungsgrad sowie die Mikritisierung der Ooide implizieren Transport und Resedimentation. Folglich sind die Ooide eine allochthone Komponente dieser Fazies.

## Quarzreiche bioklastische Wackestones und Floatstones (Fazies 10)

## Beschreibung

Die Fazies besteht aus gelbbräunlichen mergeligen dünngebankten Kalksteinen mit eingeschalteten Mergelgesteinen (Abb. 2.1.10a & 2.1.10e). Die Ablagerungen sind stark bioturbat, was durch ein fleckiges bis marmoriertes Erscheinungsbild verdeutlicht wird (Abb. 2.1.10b). Die Mächtigkeiten der Wackestones und Floatstones belaufen sich auf 45 bis 96 cm, schwanken aber lateral. Einzelne Bankgrenzen sind scharf bis wellig. Vereinzelt führen die an Ton angereicherten mergeligen Kalksteine das Schichtsilikat Glaukonit. Detritische Quarzkörner sind sehr häufig (Abb. 2.1.10c). Die Matrix sowie die Komponenten sind stark Faunen-Vergesellschaftung besteht aus loftusiiden Foraminiferen mikritisiert. Die (Alveosepta, Everticyclammina) sowie wenigen nodosariiden Exemplaren, Ostrakoden, dünnschalige Pelecypoden, Calcisphären und Serpuliden. In den eingeschalteten Mergellagen sind Steinkerne von nerineoiden und dickbäuchigen Gastropoden (Phasianella) keine Seltenheit (Abb. 2.1.10f & 2.1.10g). Insgesamt kann die Diversität innerhalb der Faunen-Vergesellschaftung als niedrig angesehen werden. Peloide sind vorhanden. Die Ablagerungen enthalten bis zu 50 cm große Holz-Fragmente, die einen wichtigen Bestandteil darstellen (Abb. In Nordwest-Richtung dieser Fazies 2.1.10d). fortschreitende, schräggeschichtete und bioklastenreiche oolithische Geokörper belegen einen kontinuierlichen faziellen Übergang in quarzreiche und bioklastische Wackestones (Abb. 2.1.11).

Wie aus Abbildung 2.1.10a ersichtlich ist, lassen sich die quarzreichen Wackestones anhand gemessener Gamma-Ray Intensitäten sehr gut von den im Hangenden oder Liegenden vorkommenden Tempestiten (Fazies 12) und schräggeschichteten Oolithen (Fazies 15) differenzieren. Die gemessenen Intensitäten sind im Gegensatz zu den Fazies 12 & 15 signifikant höher und liegen zwischen 11 und 14 cps. Charakteristisch für die Fazies ist eine unruhige, schwach zackige Gamma-Ray Log-Signatur.

### Interpretation

Die Existenz von Glaukonit, Mikrit und der vorhandenen endobentischen Faunen-Assoziation indiziert niedrige Sedimentationsraten. Nach Colombié & Strasser (2005) und Jank et al. (2006) sind stark bioturbate und dünngebankte tonhaltige Kalksteine und Mergelgesteine, die eine endobentische Faunen-Vergesellschaftung beinhalten, ein Indikator für hydrodynamisch geschützte Ablagerungsverhältnisse in einem niedrigenergetischen Milieu. Der hohe Anteil an detritischen Quarzkörner und Holz-Fragmenten zeugt von einen ständigen Eintrag terrigenen Materials und daher einen küstennahen Ablagerungsraum der Wackestones und Floatstones.



Abb. 2.1.10: (a) Aufschlussfoto der basalen sedimentären Abfolge und der Gamma-Ray Signaturen im Steinbruch Voska (Salzhemmendorf). Hervorzuheben ist die sehr gute Übereinstimmung zwischen der Lithologie und der Gamma-Ray Intensität. Generell hebt sich die Fazies 10 und 11 anhand irregulärer und positiv glockenförmiger Log-Signaturen von den oolithischen Fazies ab (Fazies 15 & Fazies 17). Bräunlich verwitternde Mergel und Kalkmergelbänke sind markant für die Fazies 10 und 11. Zu beachten sind die sogenannten "Foraminiferen Bänke" am Top der abgebildeten Schichtenfolge, die in Steinbrüchen und GR-Kurven als Korrelationshorizont hinzugezogen werden können (b) Intensive Bioturbation der Ablagerungen ist anhand einer geflammten bis marmorierten Sedimentstruktur erkennbar. Die Biodiversität ist als niedrig-divers zu bezeichnen und besteht hauptsächlich aus agglutinierenden Foraminiferen (Aggl. F.). Matrix sowie Komponenten erfuhren eine intensive Mikritisierung. Detritische Quarzkörner (Qz) sind sehr häufig (c) (Steinbruch Voska Salzhemmendorf, 7.3 m oberhalb der gemessenen Profilbasis). Makroskopisch wichtige sind Holz-Fragmente (Abb. d; Lesestein Steinbruch Borela Komponenten der Fazies Salzhemmendorf) sowie Steinkerne von dickbäuchigen Gastropoden, wie Phasianella (Ph) (Abb. e & f: Steinbruch Voska Salzhemmendorf bei Profilmeter 10) und nerineoiden Gastropoden (Abb. g: Steinbruch Voska Salzhemmendorf bei Profilmeter 7).



**Abb. 2.1.11:** Lateraler Faziesübergang von schräggeschichteten bioklastenreichen Oolithen der Fazies 16 zu quarzreichen Wackestones der Fazies 10. Der schräggeschichtete Geokörper baut sich in nordwestlicher Richtung vor. Basis der Schichtenfolge im Steinbruch Voska (Thüster Berg).

## Alveosepta und Nerineoid-führende Wackestones und Packstones (Fazies 11)

## Beschreibung

Die Ablagerungen bilden ein maximal 9.8 m mächtiges Intervall, charakterisiert durch dünn gebankte mergelige Kalksteine im Wechsel mit nodularen Mergelgestein. Die am Thüster Berg gemessenen sedimentären Profile zeigen laterale Mächtigkeitsschwankungen und eine generelle Gesamtmächtigkeitszunahme für das Intervall von 6.4 m im Sedimentkern Sah304 auf bis zu 9.8 m im Sedimentkern Sah301. Die durchschnittliche Bankmächtigkeit der dunkelgrauen bis blaubräunlichen Wackestones und Packstones beträgt 25 cm und nimmt ebenfalls Richtung Sah301 zu. Laminierungen oder Bänderungen sind innerhalb der einzelnen Sedimentbänke aufgrund der vorhandenen intensiven Bioturbation nicht existent. Die Ablagerungen sind gefleckt bis scheckig (Abb. 2.1.12a). Der Top der Schichtenfolge ist erosiv geprägt und dadurch nicht im gesamten Arbeitsgebiet existent.

Dominierende Makrofossilien sind hochspiralige nerineoide Gastropoden (Abb. 2.1.12d), deren Steinkerne in einzelnen Mergellagen massenhaft auftreten. Untergeordnet sind Steinkerne dickbäuchiger Gastropoden der Gattung Phasianella in Mergellagen präsent. Ein wichtiges endobenthisches Mitglied der Faunen-Vergesellschaftung stellt Pholadomya dar 2.1.12c). Neben nerineoiden Gastropoden sind loftusiide agglutinierende (Abb. Großforaminiferen der Gattung Alveosepta als zweite dominierende Faunen-Komponente zu nennen (Abb. 2.1.12b). Die Großforaminiferen sind in einer mikritischen Matrix eingebettet und vergesellschaftet mit Ostrakoden, Calcisphären sowie vereinzelt mit kieseligen Schwamm-Skleren. Insgesamt ist die Diversität an Faunen innerhalb der Fazies als gering einzustufen. Kleinere Holz-Fragmente sowie Pyrit sind vorhanden. Sedimentproben der Fazies weisen einen hohen Gehalt an detritischen Quarzkörnern auf (Abb. 2.1.12b & 2.1.12c).



**Abb. 2.1.12:** (a) Eine fleckige bis marmorierte Sedimentstruktur sind für die dunkelgrauen mergeligen Kalksteine und nodularen Mergelgesteine typisch (Bohrkern Sah304). (b) Die loftusiide Großforaminifere *Alveosepta* (Alv) ist sehr häufig vorhanden. Die Proben zeichnen sich des weiterem durch einen sehr hohen Gehalt an detritischen Quarzkörnern (Qz) sowie einer intensiven Mikritisierung aus (Lauenstein Steinbruch bei Profilmeter 57). (c) Ein wichtiges endobenthisches Faunenmitglied ist die Pelecypode *Pholadomya* (Lauenstein Steinbruch, 56 m oberhalb der gemessenen Profilbasis). (d) Lesesteine aus dem untersuchten Intervall belegen die zum Teil massenhafte Existenz von nerineoiden Gastropoden wie *Nerinea* (Steinbruch Lauenstein).

Der Verlauf der Kalium und Thorium Kurve verdeutlicht die lithologischen Wechsel innerhalb der *Alveosepta* und Nerineoid-führenden Fazies, da die feinkörnigeren Mergellagen höhere Kalium und Thorium-Intensitäten verursachen als die mergeligen Kalksteine (Abb. 2.1.13). Betrachtet man die Totale Gamma-Ray Intensität sind Diskrepanzen mit der Kalium-Intensität auffällig, die durch eine gelegentliche Dominanz der Uran Intensität hervorgerufen werden. Eine asymmetrische *Log*-Signatur der Totalen Gamma-Ray Kurve, charakterisiert durch eine rasche Zunahme der Intensität (bis zu 15 cps) und einer folgenden graduellen Abnahme bzw. Stagnation auf 8 cps, ist zu verfolgen. Die Karbonatkurve belegt Fluktuationen im Karbonatgehalt zwischen 70 und 90 % und bildet zwei stark asymmetrisch bis glockenförmig negativ ausgerichtete Ausbuchtungen aus. Charakterisiert werden die Ausbuchtungen durch eine schnelle Abnahme und einen ausgedehnten, langsamen Anstieg des Karbonatgehaltes.



**Abb. 2.1.13:** Die Schwankungen der Gamma-Ray Intensitäten, im speziellen die der Kalium-Kurve korrespondieren sehr gut mit lithologischen Unterschieden. Generell hält sich die Totale Gamma-Ray Kurve an den Verlauf der Kalium- und Thorium Kurven. Jedoch sind durch die Uran Intensität punktuelle Abweichungen vorhanden (siehe rotes Rechteck; Sedimentäre und fazielle Abfolge, Steinbruch Lauenstein zwischen Profilmeter 55.8 und 63).

## Interpretation

Die Fazies ist charakterisiert durch das massenhafte Auftreten an *Alveosepten* und nerineoiden Gastropoden. Die Gattung *Alveosepta jacaardi* besiedelte im Oberjura diverse Habitate und ist aus siliziklastischen Lagunen (Dupraz & Strasser 1999) sowie hydrodynamisch geschützten und niedrigenergetischeren marinen Lebensräumen (z. B. Noujaim Clark & Boudagher-Fadel 2001; Hughes 2004, 2006; Betzler et al. 2007; Kästner et al. 2008) bekannt. Die vorhandene endobenthische Faunen-Assoziation aus nerineoiden Gastropoden und *Pholadomya* belegt hydrodynamisch geschützte Ablagerungsräume (Runnegar 1972; Fürsich 1976; Morton 1980; Lazo 2007; Waite et al. 2008). Starke Mikritisierung und die intensive biogene Aufarbeitung der Ablagerungen lassen auf niedrige Sedimentationsraten und folglich ein relativ stabiles Substrat schließen. Der hohe Gehalt an terrestrischem Material (detritischer Quarz, Holz, Pyrit) indiziert einen küstennahen und geschützten Ablagerungsraum. Die Wackestones und Packstones implizieren aufgrund der Makro- und Mikrofauna-Vergesellschaftung sowie der niedrigen Diversität der Komponenten

in Kombination mit dem hohen Gehalt an terrestrischem Material hydrodynamisch niedrigenergetische und geschützte küstennahe *Backshoal* bis lagunäre Ablagerungsräume.

## **Tempestite (Fazies 12)**

## Beschreibung

Die Mächtigkeit einer einzelnen Sequenz variiert zwischen 11 cm und 65 cm. Korrelierbare laterale Mächtigkeitsunterschiede einer Tempestit-Sequenz liegen vor. Eine einzelne Tempestit-Sequenz lässt sich durch folgende sedimentäre Kriterien definieren: 1) Die Basis ist erosiv geformt; 2) Ein *Fining-Upward* der Korngröße ist vorhanden; 3) Eine generelle interne Unterteilung der Sequenz in drei Abschnitte: unterer Abschnitt, mittlerer Abschnitt und oberer Abschnitt, wobei der Obere Abschnitt auch absent sein kann. Beispiele hierfür sind in den Abbildungen 2.1.14 und 2.1.15c wiedergegeben.

Die Basis des unteren Abschnittes ist unregelmäßig geformt. Bioklastische Packstones bis Floatstones in diesem Abschnitt bilden Mergelkalk- bis Kalksteinbänke aus. Dieser zumeist als Floatstone ausgebildete Abschnitt ist intern gradiert. Vorhandene Intraklasten an der Basis nehmen graduell zum Top hin ab. Eingebettete Schalentrümmer sind in der Matrix angeordnet (Abb. 2.1.15a). Hierbei handelt es sich zumeist um Austern- und Brachiopodenschalen. Der Anteil an Glaukonit ist zum Teil hoch. Weitere Komponenten sind Echinodermaten, Gastropoden, detritische Quarzkörner sowie Holz-Fragmente und mäßig bis schlecht erhaltene Ooide. Sehr häufig ist der untere Abschnitt schräggeschichtet (Abb. 2.1.14 & 2.1.15a).

In den bioklastischen Wackestones bis Packstones des mittleren Abschnittes, die lithologisch als Mergelkalk bis Mergel zu klassifizieren sind, treten Oszillationsrippeln oder erste Anzeichen biogener Aufarbeitung (Abb. 2.1.14) auf. Der Komponentengehalt nimmt im Vergleich zum unteren Abschnitt deutlich ab und eine graduelle Zunahme des Tongehaltes ist zu vermerken.

Abb. 2.1.14 (Oben): Darstellung von aufeinander folgenden Tempestit-Sequenzen anhand von Bohrkernscans sowie sedimentologischer Profilaufnahme (KB Eulenflucht1; Teufe: 272.86 bis 274 m). Der Kontakt der Tempestit-Sequenz 1 zur Liegenden Tonstein Fazies (Fazies 5) ist markant erosiv ausgeprägt. Die Tempestite beinhalten eine Dreiteilung (unterer, mittlerer, oberer Abschnitt) und belegen einen Übergang von schräggeschichteten Pack- bis Floatstones (unterer Abschnitt) über Wacke- bis Packstones des mittleren Abschnittes hin zu laminierten Mudstones (oberer Abschnitt). Oszillierende Wellenrippel sind ein häufiger sedimentärer Bestandteil des mittleren Abschnittes. Hervorzuheben ist, dass der obere Abschnitt auch aufgrund tiefgreifender Erosion absent sein kann (vgl. mit Tempestit-Sequenz 4).▶

Abb. 2.1.15 (Unten): (a & b) Polierte Dünnschliffscans der Tempestit-Fazies. Schräggeschichteter bioklastischer Packstone bis Floatstone (unterer Abschnitt; KB Eulenflucht1, Teufe: 272.8 m). Schalen-Fragmente (Sh) sind wohl eingeordnet und Glaukonit (GI) ist häufig vorhanden. Ein Vertreter des oberen Abschnittes ist in der Abbildung b abgebildet (KB Eulenflucht1, Teufe: 264.82 m). *Convolute bedding* ist innerhalb der Mudstone Probe vorhanden (weisse Pfeile). (c) Aufschlussfoto zweier Tempestit-Sequenzen aus dem Steinbruch Lauenstein (Profilmeter: 134.35 bis 134.7 m, siehe auch Abbildung 2.1.8). Sedimentäre Eigenschaften der Tempestite sind eine erosive Basis, sowie eine Abnahme der Korngröße. Zu beachten gilt, dass der obere Abschnitt hier nicht vorhanden ist. ▶





Der obere Abschnitt ist aus millimeterdünnen laminierten Mudstones aufgebaut (Abb. 2.1.14 & 2.1.15b). Die Laminae sind planar bis wellig ausgebildet. *Convolute bedding* ist zu beobachten (Abb. 2.1.15b). Der Abschnitt lässt sich aufgrund der dunkelgrauen Sedimentgesteine optisch gut von den blau-hellgräulichen Ablagerungen der unteren und mittleren Abschnitte differenzieren. Partiell ist eine Feinschichtung der obersten Laminae aufgrund intensiver Bioturbation nicht mehr existent. Der Fossilgehalt ist sehr gering. Zum Teil ist aufgrund von Erosion der obere Abschnitt nicht mehr vorhanden (vergleiche Tempestit-Sequenz 4; Abb. 2.1.14).

#### Interpretation

Hydrodynamisch hochenergetische Ereignisse, wie z. B. Stürme, sind für die Genese der Tempestit-Sequenzen heranzuziehen. Sedimentäre Charakteristika, wie z. B. eine erosiv geformte Basis, *Fining-Upwards*, Oszillationsrippel sowie *Convolute Bedding*, sind Indizes für eine Ablagerung bei stark erhöhter Wasserenergie. Tempestit-Sequenzen sind eingeschaltet in quarzreiche bioklastische Packstones bis Floatstones (Fazies 9) sowie Wackestones bis Floatstones (Fazies 10) bzw. bioturbate Wackestones und Packstones (Fazies 7), die alle hydrodynamisch geschützte subtidale lagunäre bis *Backshoal* Konditionen belegen.

### **Onkoid Floatstone (Fazies 13)**

### Beschreibung

Der Onkoid Floatstone bildet eine einzelne 1.1 bis 1.3 m mächtige bläulich verwitternde Kalksteinbank im südlichen Arbeitsgebiet aus. Die Basis des Onkoid Floatstone ist unregelmäßig, wellig ausgebildet und beinhaltet zentimetergroße Intraklasten (Abb. 2.1.16a). Zum Top der Kalksteinbank ist eine graduelle Korngrößenabnahme zu verzeichnen. Insgesamt nimmt der Gehalt an Intraklasten ab und die Intensität an biogener Aufarbeitung der Ablagerung zu.

Vorhandene Onkoide unterscheiden sich in der Größe, der Wachstumsform sowie der Rindenstruktur. Die unterschiedlichen Onkoide treten gemeinsam auf. Onkoide mit einer ellipsoiden Wachstumsform und glatter bis lobater Oberfläche erreichen einen Durchmesser von bis zu 1.5 cm. Die Rinden der Onkoide sind mikritisiert und beinhalten zum Teil inkrustierende Organismen wie Serpuliden (Abb. 2.1.16c). Kleine, stark mikritisierte Onkoide mit einer sphärischen Wachstumsform erreichen einen Durchmesser von wenigen Millimetern (Abb. 2.1.16b). Die Onkoide fließen in einer mikritischen und mikrobioklastischen Matrix und nehmen generell zum Top der Kalkbank ab. Die umgebene Matrix beinhaltet eine durch agglutinierende Großforaminiferen dominierte Faunen-Vergesellschaftung (Abb. 2.1.16c). Agglutinierende Foraminiferen erreichen am Top der Kalksteinbank ihre maximale Verbreitung. Untergeordnet sind Gastropoden und Pelecypoden sowie sehr selten Korallen-Fragmente, die Cyanobakterie *Cayeuxia* und Kalkschwämme vorhanden. Detritische Quarzkörner sind präsent.



**Abb. 2.1.16:** (a) Aufschlussfoto der Onkoid Floatstone Fazies. Zu beachten sind die zentimetergroßen Intraklasten (Intr.) an der Basis der Kalkbank (Steinbruch Lauenstein, Profilmeter 54.3). (b) Bohrkernscans belegen eine hoch-diverse Onkoid-Assoziation bestehend aus ellipsoiden Wachstumsformen (roter Pfeil) sowie kleineren sphärisch gewachsenen Onkoiden (weisser Pfeil). Die Onkoide sind in der Regel mikritisiert und belegen eine starke Abnutzung der Kortizes und Säume hervorgerufen durch starke Wellenbewegung und Umlagerung (grüner Pfeil). (c) Elliptische Onkoide erreichen einen Durchmesser von bis zu 1.5 cm und beinhalten inkrustierende Organismen wie Serpuliden (roter Pfeil). Hauptkomponente der Begleitfauna sind loftusiide agglutinierende Großforaminiferen (weisser Pfeil).

## Interpretation

Nach der von Védrine et al. (2007) deklarierten Onkoid-Klassifikation umfasst die Floatstone-Lage unterschiedliche Onkoide der Typ-Formen 1, 2 und untergeordnet 3. Mikritische Onkoide mit einer sphärischen Wachstumsform und geringem Durchmesser gehören der Typ-Form 1 an und implizieren hydrodynamisch geschützte und niedrigenergetische Sedimentationsräume (Védrine et al. 2007). Onkoide mit einer ellipsoid glatten bis lobaten Wachstumsform (Typ-Formen 2 und 3) werden dagegen unter stärkerer Wellenenergie in offen marinen Ablagerungsräumen generiert (Védrine et al. 2007).

Die Existenz von unterschiedlichen Onkoid-Typen und Intraklasten sowie die unregelmäßig und wellig ausgebildete Basis und die vorhandene *Fining-Upward* Gradierung der Floatstone-Lage implizieren hydrodynamisch hochenergetische Ablagerungsverhältnisse, wie sie bei Stürmen gegeben sind.

#### Shoreface Oolithe (Fazies 14)

#### Beschreibung

Die Fazies setzt sich aus mäßig bis gut sortierten grau bis bläulich schräggeschichteten oolithischen Kalksteinen zusammen. Die Matrix der Kalksteine ist korngestützt, womit die Ablagerungen als Grainstones zu definieren sind. Die gemessene Bankmächtigkeit beträgt im Durchschnitt 40 cm. Die oolithischen Kalksteinbänke überliefern jeweils einen *Coarsening-Upward*-Trend. Mit zunehmender Korngröße innerhalb einer Kalksteinbank verbessert sich die Sortierung. Bis zu 5 Kalksteinbänke bauen ein bis zu 6 m mächtiges *Bedset* auf. Charakteristisch für die oolithischen Grainstones sind trogförmige Schrägschichtungskörper (Abb. 2.1.17a). Tendenziell nimmt die Bankmächtigkeit zum *Bedset*-Top zu. Sowohl laterale Mächtigkeitsschwankungen der *Bedsets*, als auch fazielle Übergänge in bioklastische Fazies sind nicht zu beobachten. Im nördlichen Arbeitsgebiet am Süntel umfasst die *Shoreface* Oolith-Abfolge sowohl Beulenschichtung (*Hummocky Cross-Stratification*) als auch *Swalley*-Schrägschichtungskörper (Kästner et al. 2008).

Die Shoreface Oolithe sind durch zwei Zementgenerationen gekennzeichnet. Die erste Generation besteht aus einem Zement-Saum, der zirkumgranular um die Komponente gewachsen ist, charakterisiert aus faserförmigen bis mikrokristallinen Kristallen. Zum Teil sind um die Komponenten auch nur isolierte faserförmige Kristalle vorhanden. Die zweite Generation verfüllt die Porenräume zwischen den Komponenten. Bei den Kristallen handelt es sich um mikrokristalline Zemente.

Die Hauptkomponente der *Shoreface* Oolithe sind Ooide mit tangentialem Aufbau (Abb. 2.1.17b). Dünnschliffproben aus dem unteren und oberen Bereich eines *Bedset* belegen, dass der Durchmesser der Ooide generell zum Top hin zunimmt. Zudem zeigen Proben aus dem oberen Bereich eines *Bedset*, dass die Rinden der Ooide mikritisiert sind und Anzeichen von Aufarbeitung aufweisen (Abb. 2.1.17b). Die Ooid-Säume sind unregelmäßig und stark ausgewaschen. Der Nukleus der Ooide besteht bevorzugt aus Echinodermaten und Foraminiferen. Tangentialförmige Ooide sind im großen Maße vergesellschaftet mit Intraklasten, die ein häufiges Auftreten in *Shoreface* Oolithen erreichen. Der biogene Komponentenanteil aus Echinodermaten, Pelecypoden, Korallen-Fragmenten sowie untergeordnet Gastropoden und Foraminiferen liegt bei unter 20 %.

Die Shoreface Oolithe verursachen niedrige Gamma-Ray Intensitäten zwischen 9 und 12 cps. Generell sind zwei unterschiedliche Gamma-Ray Log-Signaturen, unter Hinzunahme der Kalium-Intensität zu registrieren. Zwar korrespondiert die Totale Gamma-Ray-Intensität gut mit der Kalium-Intensität, jedoch sind stellenweise Uran-bedingte divergierende Kurvenverläufe zwischen der Totalen und der Kalium-Intensität zu vermerken (Abb. 2.1.18). Ein asymmetrischer Kurvenverlauf, charakterisiert durch eine stetige Abnahme der Kalium-

Intensität, stimmt mit der beschriebenen großmaßstäblichen Korngrößenzunahme der *Shoreface* Oolithe überein. Partiell ist ein symmetrischer Kurvenverlauf ausgebildet, der durch eine schwach ausgeprägte glockenförmige Ausbuchtung charakterisiert ist (Abb. 2.1.18). Der Karbonatgehalt nimmt innerhalb der oolithischen Schichtenfolge von 88 % auf 93 % zu. Demnach erzielt der Verlauf der Karbonatkurve eine sehr gute Übereinstimmung mit der beschriebenen Korngrößenzunahme der oolithischen Schichtenfolge.



**Abb. 2.1.17:** (a) Trogförmige Schrägschichtungskörper bei Profilmeter 9 im Steinbruch Lauenstein (der Hammer dient als Maßstab). (b) Dünnschliffaufnahme eines trogförmig schräggeschichteten oolithischen Grainstone (Steinbruch Lauenstein, Profilmeter 8.2). Tangentialförmige Ooide erreichen mitunter Durchmesser größer 1000 µm. Zu Beachten sind zudem die enorme Mikritisierung der Komponenten sowie das verschwommene Erscheinungsbild der Rindenoberflächen.



**Abb. 2.1.18:** Lithologisches Profil vs. Gamma-Ray Intensitäten. Eine Anordnung der sedimentären Abfolge in drei *Coarsening-Upward* Pakete ist gegeben. Übergeordnet ist eine generelle Zunahme der Korngröße und parallel eine Abnahme der Kalium-Intensität zu registrieren. Somit besteht eine recht gute Übereinstimmung zwischen beiden Parametern. Zwei unterschiedliche Log-Signaturen sind ausgebildet: 1) eine asymmetrische Kurvenform, charakterisiert durch eine stetige Abnahme der gemessenen Intensitäten, zwischen den Profilmetern 1 und 5 sowie 9.5 und 12.2 und 2) eine positiv glockenförmige Ausbuchtung zwischen 5 und 9.5 m. Die Totale Gamma-Ray Kurve wird primär von der Kalium-Intensität und sekundär von der Uran-Intensität (rote Rechtecke) bestimmt.

### Interpretation

Trogförmige Schrägschichtungskörper sowie die von Kästner et al. (2008) aus dem Steinbruch Riesenberg beschriebene Beulenschichtung und Swalley-Schrägschichtung indizieren Ablagerungsverhältnisse unter hydrodynamisch sehr hohen Wellenbewegungen. Die sedimentären Charakteristika korrespondieren sehr gut mit der Existenz tangentialförmiger Ooide, die nach Strasser (1986) unter hohen Strömungsenergien entstehen. Ebenfalls ist das Vorhandensein von Intraklasten ein Indiz für eine erhöhte Wellenenergie. Generell belegen Hummocky- und Swalley-Schrägschichtungskörper den unteren und mittleren Shoreface-Bereich (z. B. Walker und Plint 1992, Galloway und Hobday 1996). Ferner sind trogförmige Schrägschichtungskörper aus dem mittleren und oberen Shoreface-Bereich beschrieben worden (z. B. Burchette 1987).

Die bis zu 11 m mächtige, schräggeschichtete oolithische Abfolge zeigt anhand sedimentologischer Aufnahmen sowie geophysikalischer und geochemischer Messungen eine übergeordnete Zunahme der Korngröße. Dieser generelle Trend in Kombination mit den vorhandenen sedimentären Eigenschaften belegt einen hydrodynamisch hochenergetischen Ablagerungsraum oberhalb der Schönwetterwellenbasis im unteren bis mittleren *Shoreface*-Bereich (z. B. Walker und Plint 1992, Galloway und Hobday 1996).

### Schräggeschichtete oolithische Grainstones (Fazies 15)

#### Beschreibung

Graubläuliche schräggeschichtete oolithische Grainstones charakterisieren die Fazies. Die gemessene Bankmächtigkeit beträgt durchschnittlich 40 cm, wobei laterale Mächtigkeitsschwankungen zu beobachten sind. Oolithische Kalkbänke sind zu sigmoidalen Körpern angeordnet (Abb. 2.1.19a & 2.1.20). Eine parallele bis nicht parallele Laminierung einzelner Sedimentbänke nach Campbell (1967) ist ausgeprägt. Wie in den Abbildungen 2.1.19a & 2.1.20 illustriert, ist ein Auskeilen einzelner Kalkbänke oder ein graduell lateraler Fazies-Übergang in bioturbate Wackestones bis Floatstones der Fazies 19a & 20 zu verzeichnen. Die Bottomsets der Geokörper sind stark bioturbat und beinhalten eine größere Bandbreite an Komponenten. Eine stetige Zunahme der Korngröße und der Sortierung ist innerhalb einer Bank zu verzeichnen. So sind die Topsets als gut sortierte oolithische Grainstones, mit einem Gehalt an Biokomponenten von unter 20 %, zu deklarieren (Abb. 2.1.20).

Ein *Bedset* wird aus einzelnen, sich in ihren Sedimenteigenschaften wiederholenden Kalkbänken zusammengesetzt (Abb. 2.1.19a). Die *Bedset* Mächtigkeiten variieren vertikal zwischen 2.1 und 4 m und lateral im zehner Zentimeter-Maßstab. Die Basis eines *Bedsets* ist wellig und irregulär ausgeprägt und wird durch einen abrupten Wechsel der Lithologie und

Fazies charakterisiert. Stark ausgeprägte interne Grenzflächen (*Major internal Bedset boundaries*), die sich durch Trunkierung der sich im Liegenden befindlichen Kalkbänke auszeichnen sind innerhalb eines *Bedsets* vorhanden (Abb. 2.1.19a). Im Unterschied zu den basalen Grenzflächen ist an einer internen Grenzfläche weder ein Wechsel der Lithologie noch der Fazies präsent. Die Fläche ist deutlich wellig bis irregulär ausgeprägt. *Upper bedding surfaces* bilden den Top eines *Bedsets* und separieren damit den *Bedset* von stratigraphisch jüngeren Sedimentbänken unterschiedlicher Lithologie, Komposition und Fazies. Wie in den Abbildungen 2.1.19a & 2.1.20 zu sehen ist, geht diese Grenzfläche mit einer Trunkierung der *Topsets* einher. Mikrofaziell lässt sich die Grenzfläche und die damit verbundene Erosion anhand gekappter Ooide erkennen.

Gesteinsbildende Komponenten sind Ooide mit tangentialer oder radialförmiger interner Struktur. Die Ooid-Zusammensetzung variiert je nach Kalkbank bzw. *Bedset*. Die Abbildungen 2.1.19c & 2.1.19d können zur Verdeutlichung herangezogen werden. Der untere *Bedset* beinhaltet ausschließlich radialförmige Ooide, welche durchschnittlich einen Durchmesser von 200 bis 400 µm erreichen (Abb. 2.1.19c). Diese Oolithe sind sehr gut sortiert. Der obere *Bedset* hingegen beinhaltet Ooide mit tangentialem Aufbau und untergeordnet mit radialförmiger interner Struktur. Generell haben Ooide mit tangentialem Aufbau einen größeren Durchmesser von bis zu 1000 µm (Abb. 2.1.19d). Die Oolithe sind grobkörniger und die Sortierung ist im Vergleich zum unteren *Bedset* weniger gut ausgebildet.

Wie im oberen Abschnitt schon vermerkt wurde, sind laterale Fazies-Wechsel von gut sortierten Oolithen hin zu bioturbaten Wackestones und Floatstones vorhanden. Die Abbildung 2.1.20 verdeutlicht, dass dieser Fazies-Umschwung sehr abrupt ist und die Ooide an schräggeschichtete Grainstones gebunden sind. Teilweise sind die Rinden der Ooide stark ausgewaschen oder mikritisiert. Als Nukleus von Ooiden sind Quarzkörner, Fragmente von Echinodermaten oder agglutinierende Foraminiferen vorhanden. Dominierende Biokomponenten sind die Foraminiferen *Nautiloculina oolithica* und *Lenticulina sp.* Neben Muschelschalen sind untergeordnet Fragmente von Gastropoden und Brachiopoden existent. Gelegentlich ist die agglutinierende Großforaminifere *Everticyclammina sp.* ein Bestandteil der Biokomposition von schräggeschichteten Oolithen. Die Wände der vorhandenen Großforaminiferen bestehen hauptsächlich aus agglutinierten Ooiden (Abb. 2.1.19c).

Gesteinsbildende Komponenten sind Ooide mit tangentialer oder radialförmiger interner Struktur. Die Ooid-Zusammensetzung variiert je nach Kalkbank bzw. *Bedset*. Die Abbildungen 2.1.19c & 2.1.19d können zur Verdeutlichung herangezogen werden. Der untere *Bedset* beinhaltet ausschließlich radialförmige Ooide, welche durchschnittlich einen Durchmesser von 200 bis 400 µm erreichen (Abb. 2.1.19c). Diese Oolithe sind sehr gut sortiert. Der obere *Bedset* hingegen beinhaltet Ooide mit tangentialem Aufbau und untergeordnet mit radialförmiger interner Struktur. Generell haben Ooide mit tangentialem Aufbau einen größeren Durchmesser von bis zu 1000 µm (Abb. 2.1.19d). Die Oolithe sind grobkörniger und die Sortierung ist im Vergleich zum unteren *Bedset* weniger gut ausgebildet.







**Abb. 2.1.19**: (a) Panoramaaufnahme der stratigraphisch ältesten sedimentären Schichten im Steinbruch Borela, Salzhemmendorf. Schichtgrenzen, Schrägschichtungsgeometrien sowie wichtige interne Schichtgrenzen sind in Abbildung b zur Verdeutlichung visuell hervorgehoben. Eine sehr unregelmäßige Erosionsfläche trennt Ablagerungen der Fazies 10 von oolithischen Grainstones. Zwei nach SE progradierende schräggeschichtete oolithische *Bedsets* sind vorhanden. Laterale Fazies-Wechsel zur bioklastischen Packstone und Floatstone Fazies sind nachzuvollziehen. Der untere *Bedset* führt ausschließlich radialförmige Ooide (c). Wandstrukturen vorhandener *Everticyclamminiden* bestehen vornehmlich aus Ooiden (Probe entnommen bei Profilmeter 8). (d) Mehrheitlich tangentialförmige Ooide sind im oberen *Bedset* existent. Tangentialförmige Ooide erreichen, im Vergleich zu radialförmigen Ooiden, einen größeren Durchmesser von bis zu 1000 μm (Radialförmige Ooide zwischen 200 und 400 μm).



**Abb. 2.1.20:** Aufschlussansicht eines sigmoidal geformten *Bedsets* im Steinbruch Borela (Profilmeter 9 bis 15). Sowohl das Auskeilen einzelner oolithischer Kalksteinbänke als auch ein fazieller Übergang zu intensiv bioturbaten Ablagerungen der *Everticyclammina* Packstones und Floatstones ist zu vermerken. Die Abbildung illustriert einen abrupten Fazies-Wechsel von oolithischen Grainstones (Foto a und Foto b) zu bioturbaten Everticyclammina-führenden Ablagerungen (Foto d) innerhalb weniger Meter. Die Ooide sind auf die schräggeschichtete Kalksteine beschränkt. Zu Beachten ist zudem der zunehmende Sortierungsgrad der Oolithe in Richtung der *Topsets*.

Wie im oberen Abschnitt schon vermerkt wurde, sind laterale Fazies-Wechsel von gut sortierten Oolithen hin zu bioturbaten Wackestones und Floatstones vorhanden. Die Abbildung 2.1.20 verdeutlicht, dass dieser Fazies-Umschwung sehr abrupt ist und die Ooide an schräggeschichtete Grainstones gebunden sind. Teilweise sind die Rinden der Ooide stark ausgewaschen oder mikritisiert. Als Nukleus von Ooiden sind Quarzkörner, Fragmente von Echinodermaten oder agglutinierende Foraminiferen vorhanden. Dominierende Biokomponenten sind die Foraminiferen *Nautiloculina oolithica* und *Lenticulina sp.* Neben Muschelschalen sind untergeordnet noch Fragmente von Gastropoden und Brachiopoden existent. Gelegentlich ist die agglutinierende Großforaminifere *Everticyclammina sp.* ein

Bestandteil der Biokomposition von schräggeschichteten Oolithen. Die Wände der vorhandenen Großforaminiferen bestehen hauptsächlich aus agglutinierten Ooiden (Abb. 2.1.19c).

Zwei unterschiedliche Generationen von Zementen sind ausgebildet (Abb. 2.1.21). Die erste Generation bildet dünne, stängelige *bladed* Kalzitkristalle, welche zirkular um die abiogenen Komponenten gewachsen sind. Der Porenraum zwischen den Komponenten wurde später mit drusigen bis blockigen Zementen verfüllt. Die gemessenen Einfallswerte an den oolithischen *Topsets* belegen ein stetiges Progradieren der Geokörper nach Südosten.

Schräggeschichtete oolithische Grainstones sind sehr gut anhand multispektraler Gamma-Ray Messungen von den sich im Liegenden oder im Hangenden befindlichen Mergeln oder bioklastischen Wackestones bis Floatstones (Fazies 10) zu unterscheiden (siehe Abb. 2.1.10a). Generell ist, aufgrund des niedrigeren Tongehaltes in oolithischen Kalksteinen, die gemessene Radioaktivität geringer und liegt zwischen 5 und 11 cps. Der Kurvenverlauf für diese Fazies zeigt einen graduellen asymmetrischen Verlauf mit einer Abnahme der gemessenen Werte zum Top eines *Bedsets* (Abb. 2.1.10a).



◄ Abb. 2.1.21: Dünnschliffaufnahme unter gekreuzten Polarisatoren der schräggeschichteten oolithischen Grainstones. Die Ooide belegen einen radialförmigen internen Aufbau. Gleichwohl den Shoreface Oolithen sind zwei Zementgenerationen ausgebildet: 1) Flaserartige, stängelige Zemente (BI) indizieren ein zirkumgranulares Wachstum um die Komponenten herum während der 1. Wachstumsphase 2) Verfüllung der Porenräume durch drusige bis blockige Zementtypen.

### Interpretation

Ooide mit tangentialer und radialförmiger Struktur werden nach Strasser (1986) als Ooid-Typen 1 und 3 bezeichnet, welche nach unterschiedlichen Autoren (z. B. Strasser 1986; Colombié & Strasser 2005) auf die Existenz von submarinen Untiefen schließen lassen. Nach Jopling (1965) und Miall (1996) entstehen sigmoidale Körper unter erhöhten Bodenströmungsgeschwindigkeiten in flachmarinen Ablagerungsräumen (Allen 1968). Die Existenz von tangential und radialförmig intern aufgebauten Ooiden belegt moderate bis hochenergetische Bildungsbedingungen (Strasser 1986; Flügel 2004).

Die Beobachtung, dass sich die beiden vorhandenen Ooid-Typen in Gesteinsproben entweder gegenseitig ausschließen oder ein Ooid-Typ dominiert, impliziert unterschiedliche Herkunftsgebiete mit speziellen Bildungsbedingungen. Die vorhandene Restriktion von Ooiden auf schräggeschichtete Grainstones wird nach Reeder & Rankey (2008) auf das Vorhandensein einer bidirektionalen Strömungsaktivität um die Untiefen herum zurückgeführt, wie sie für die heutigen Tide-dominierten Untiefen der Bahamas beschrieben wird. Anzeichen für Tide-dominierende Prozesse, wie z. B. Fischgrätenmuster liegen nicht vor. Interne Grenzflächen werden als Reaktivierungsflächen interpretiert, welche temporäre Unterschiede der Strömungsaktivität zu Zeiten eines abnehmenden relativen Meeresspiegels anzeigen (Miall 1996).

Basierend auf Sedimentstrukturen, lateraler Mächtigkeitsschwankungen der *Bedsets* und Fazies-Übergänge sowie der vorhandenen Komponenten-Vergesellschaftung indiziert die Fazies küstenparallele submarine Untiefen, wie z. B. 3-D Dünen oder *Sand Waves*, welche durch Strömungen in einem hochenergetischen flachmarinen Ablagerungsraum generiert wurden.

## **Ooid-Bioklasten Packstones und Grainstones (Fazies 16)**

## Beschreibung

Ooid-Bioklasten Packstones und Grainstones formen 40 cm bis 140 cm mächtige blaugräuliche Kalkbänke. Eine primäre millimeterdünne wellige Laminierung der Ablagerungen sensu Campbell (1967) ist durch intensive Bioturbation unterbrochen (Abb. 2.1.22a). Die Kalkbänke sind an der Basis intensiv bioturbat und überliefern eine Korngrößenzunahme zum Top. Insgesamt bilden drei bis sechs Kalkbänke ein bis zu 4.8 m mächtigen *Bedset*. Kontinuierliche Mächtigkeitsschwankungen der *Bedsets* in eine vorherrschende Richtung sind am Thüster Berg nicht verfolgbar.

Basierend auf makro- und mikroskopischen Untersuchungen beinhaltet die Fazies einen geschätzten Ooid-Anteil von 50 bis 80 % (Abb. 2.1.22b). Ooide mit einem tangentialen und radialförmigen Aufbau sind präsent, wobei sich die beiden identifizierten Ooid-Typen größtenteils innerhalb einer Kalkbank oder eines *Bedsets* gegenseitig ausschließen. Weitere Komponenten sind Fragmente von Mollusken, Brachiopoden sowie Echinodermaten. Uniund biseriale agglutinierende Foraminiferen sowie die lituoliide Gattung *Nautiloculina oolithica* vervollständigen die biogene Komponentenvergesellschaftung. Intraklasten und Onkoide sind vorhanden. Die Onkoide sind größer 2 mm und weisen eine glatte Oberfläche auf, die meist mikritisiert ist. Die Wachstumsform der identifizierten Onkoide ist elliptisch.

Diagenetische Unterschiede im Vergleich zur Fazies 15 sind in Form einer zunehmenden Mikritisierung einzelner Komponenten vorhanden. Eine Differenzierung der Ablagerungen dieser Fazies, anhand geophysikalischer oder geochemischer Messverfahren, von den schräggeschichteten oolithischen Grainstones (Fazies 15) ist nicht möglich.



**Abb. 2.1.22:** (a) Aufschlussfoto der Ooid-Bioklasten Fazies. Beachte die intensive Bioturbation der Ablagerung (Steinbruch Voska, Salzhemmendorf bei Profilmeter 17). (b) Mikroskopische Untersuchungen belegen, dass die Ablagerungen schlecht sortiert sind und der Anteil an Bioklasten gegenüber den schräggeschichteten oolithischen Grainstones zunimmt.

### Interpretation

Die Zunahme an biogenen Komponenten sowie die vorhandene Bioturbation implizieren tiefere und ruhigere Ablagerungsverhältnisse im Vergleich zu der Fazies 15. Die Dominanz von Ooiden belegt moderate bis hochenergetische Bildungsbedingungen. Nach Védrine et al. (2007) ist auch das Vorkommen von elliptisch gewachsenen Onkoiden ein Hinweis auf höherenergetische Ablagerungsräume. Die beschriebene Fazies 16 charakterisiert proximale *Bottomsets* der schräggeschichteten oolithischen Grainstones (Fazies 15), unter *Inner Shoal* bis *Shoal Fringe* Verhältnissen.

### **Bioklasten-Ooid Packstones (Fazies 17)**

### Beschreibung

Durchschnittliche Mächtigkeiten der blaugräulichen Kalkbänke von 40 cm sind für die Fazies zu vermerken. Einzelne Kalkbänke verfügen über einen graduellen internen Aufbau, erkennbar durch *Coarsening Upward*-Trends. Entweder formen bis zu drei Kalkbänke einen *Bedset* oder ein faziell gradueller Übergang in stratigraphisch jüngere Ablagerungen der Fazies 15 und 16 ist zu erkennen. Laminierungen oder sonstige sedimentäre Feinstrukturen sind nicht erkennbar, möglicherweise aufgrund intensiver biogener Aufarbeitung der Ablagerungen.

Die Ablagerungen der bioturbaten Bioklasten-Ooid Packstones enthalten bis zu 40 % Ooide. Diese Aussage ruht auf makro- und mikroskopischen Schätzungen. Meist ist mikroskopisch eine intensive Mikritisierung der einzelnen Ooide zu erkennen (Abb. 2.1.23a & 2.1.23b). Ein umfangreiches Spektrum an biogenen Komponenten von Brachiopoden, Mollusken über Echinodermaten, Foraminiferen, Ostrakoden und untergeordnet Dasycladacean ist präsent. Eine Veränderung der Foraminiferen-Vergesellschaftung gegenüber der Fazies 16 ist nicht erkennbar. Uni- und biserial agglutinierende Foraminiferen und agglutinierende lituoliide Foraminiferen, wie *Nautiloculina oolithica* (Abb. 2.1.23a) sind vorhanden. Untergeordnet treten loftusiide Großforaminiferen und nodosariide Foraminiferen auf. Vorhandene Onkoide haben eine ellipsoide Wachstumsform und erreichen eine Größe von wenigen Millimetern (Abb. 2.1.23a). Die Rinden der Onkoide sind stark mikritisiert. Die Porenräume sind mit mikritischen und mikrokristallinen Zementen verfüllt.



**Abb. 2.1.23:** (a & b) Die Ablagerungen der Bioklasten-Ooid Fazies weisen eine erhebliche Mikritisierung sowohl der Komponenten als auch der Matrix auf. Daher erscheinen die Ooide (Oo) undeutlich und verblasst. Die Rindenoberfläche und die Säume der Ooide wirken aufgrund vorangegangener Resedimentation ausgewaschen und angegriffen. Onkoide (Onc) sind vorhanden. Lituoliide Foraminiferen wie *Nautiloculina oolithica* (N) und andere agglutinierende Foraminiferen (Aggl. F) sind häufig.

## Interpretation

Eine ansteigende Wassertiefe gegenüber der Fazies 16 kann aufgrund der zunehmenden Mikritisierung sowie der Komponenten-Assoziation angenommen werden. Nach Ruf und Aigner (2004) belegt die vorliegende Fazies moderate hydrodynamische Wellenbewegungen in *Shoal-Fringe* ähnlichen Ablagerungsräumen und dokumentiert den Übergangsbereich von den schräggeschichteten Grainstones der *Inner Shoal* zu den bioklastischen Wackestones bis Floatstones der *Offshoal*-Region.

### Intraklasten Floatstones und Rudstones (Fazies 18)

### Beschreibung

Intraklasten Floatstones und Rudstones bilden massige Kalkbänke aus, die 25 bis 100 cm mächtig sind. Die sind normal gradiert. Erosionsflächen an der Basis separieren die Kalkbänke voneinander. Jeweils drei bis fünf Kalkbänke bilden einen bis zu 4 m mächtigen *Bedset.* Insgesamt sind drei Intraklasten *Bedset-*Intervalle ausgebildet. Einzelne *Bedsets* beinhalten trogförmige Schrägschichtungskörper. Laterale Mächtigkeitsschwankungen sind aufgrund fazieller Verzahnungen mit dem liegenden Korallen Boundstones präsent (Abb. 2.1.24a2).

Abb. 2.1.24: (a.1) Panoramafoto der vorhandenen Fleckenriffe im Steinbruch am Lauensteiner Pass. (a.2) Visuelle Hervorhebung der einzelner Fleckenriff-Intervalle sowie deren laterale Ausdehnung und Wachstumsform (nach Betzler et al. 2007). Das mittlere Fleckenriff sitzt auf einer stark unregelmäßig ausgeprägten Diskontinuitätsfläche auf (Betzler et al. 2007). Der Akkomodationsraum zwischen den einzelnen Fleckenriffen wurde mit Riffschutt und Ablagerungen der Intraklasten Floatstone und Rudstone Fazies verfüllt, diese beinhalten gut gerundete oolithische Gerölle (b). (c) Die basalen Abschnitte der Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe belegen die Existenz von Korallen mit einem tafelförmigen Wachstum (Mittleres Riff-Intervall, Steinbruch Lauenstein). (d) Polierte Gesteinsprobe der Mikrobialith-Korallen Fazies (KB Eulenflucht1, Teufe: 298 m). Die Fazies weist ein dichtes bis brekziöses (geronnenes) thrombolitisches Gefüge auf. Delikat verzweigte ramose und phaceloide Korallen sind enthalten. Die umgebene feinkörnige Matrix ist mikritisiert und als Wackestone anzusprechen.▶

Die *Bedsets* beinhalten als Hauptkomponente Intraklasten. Zwei unterschiedliche Formen von Intraklasten sind existent: Kleinere Zentimeter-große Klasten bestehend aus Korallen-Fragmenten und Schalen-Debris mit einem schlechten Rundungsgrad, sowie bis zu 100 cm große und gut gerundete oolithische Gerölle (Abb. 2.1.24b). Die oolithischen Gerölle sind hauptsächlich auf den oberen Intraklasten *Bedset* beschränkt und beinhalten *Gastrochaenolites* Bohrungen. Neben den Intraklasten weisen die Ablagerungen einen erhöhten Gehalt an Echinodermaten, Mollusken und Ooiden auf.

Durchschnittliche Gamma-Ray Intensitäten von 10 cps sind charakteristisch für die Intraklasten Floatstones und Rudstones. Eine einheitliche Gamma-Ray *Log*-Signatur für die drei *Bedsets* liegt nicht vor. Der untere *Bedset* lässt eine unruhige *Log*-Signatur mit einer graduellen Zunahme der Intensität zum Top erkennen. Der mittlere *Bedset* weist eine sehr unruhige und zackige *Log*-Signatur auf, welche hauptsächlich vom Urangehalt bestimmt wird. Die Kaliumkurve lässt eine symmetrische negative glockenförmige Ausbuchtung erkennen. Die *Log*-Signatur für den oberen *Bedset* ist unruhig, zwei untergeordnete Abnahmeentwicklungen der Kalium-Intensität zum Top einer Kalkbank treten auf.

### Interpretation

Nach Betzler et al. (2007) impliziert der graduelle Aufbau der Kalkbänke ablaufende Fließverhältnisse. Die Existenz von aufgearbeitetem, umgelagertem und lithifiziertem Material innerhalb der *Bedsets* kann als Hinweis auf hochenergetische Ereignisse, wie Stürme, angesehen werden. Auch die Erosionsflächen an der Basis der einzelnen Kalkbänke können durch Stürme generiert werden. Ebenfalls können die vorhandenen Erosionsflächen an der Basis der einzelnen Kalkbänke durch Stürme generiert werden.

Aufgearbeitetes Material, interne *Fining-Upward* Gradierung sowie die Erosionsflächen an der Basis der jeweiligen Kalkbänke implizieren hydrodynamisch hochenergetische Ablagerungsverhältnisse in flachmarinen Ablagerungsräumen. Im Einverständnis mit Betzler et al. (2007) werden die Intraklasten Floatstone und Rudstone Kalkbänke als Sturmablagerungen interpretiert.



# Korallen Boundstones (Fazies19)

Basierend auf unterschiedlichen Wachstumsformen der Korallen, unterschiedlicher Korallen-Assoziationen sowie der Existenz von mikrobielle Krusten lässt sich die Korallen Boundstone Fazies in zwei Subfazies gliedern: Die *Mikrobialith-Korallen Fazies (Fazies 19a)* und den *Korallen Framestone (Fazies 19b)*.

#### Mikrobialith-Korallen Fazies (Fazies 19a)

#### Beschreibung

Eine stark ausgeprägte, unregelmäßige mit Eisenoxiden behaftete und *Gastrochaenolites* Bohrungen beinhaltende Grenzfläche (Diskontinuitätsfläche B&C) separiert ein bis zu 7 m mächtiges Riffintervall von den stratigraphisch älteren Intraklasten Floatstones und Rudstones (Fazies 18; siehe Kapitel 2.4, Abb. 2.4.2b). Zwei unterschiedliche Riffwachstumsphasen sind darin zu unterscheiden. Mit bis zu 80 % sind mikrobielle Krusten die Hauptgerüstbildner des unteren Riffintervalls (Betzler et al. 2007). Überwiegend tafelförmige Wachstumsformen liegen bei beobachteten Korallen vor (Abb. 2.1.24c). Die Mikrobialithe weisen ein thrombolitisches Gefüge auf. Thrombolithe zeigen eine dichte, teils geronnene Mikrostruktur (Betzler et al. 2007). Vergesellschaftete Faunenelemente der Mikrobialithe sind Serpuliden und inkrustierende Foraminiferen. Ein besonderes Merkmal der Fazies stellen geringmächtige Tonsteinverfüllungen in kleineren Depressionen dar. Die Intrarifffazies besteht aus Wackestones bis Floatstones mit zahlreichen Stacheln der Echinodermate *Cidaris florigemma*. Nebenkomponenten sind Gastropoden, Pelecypoden und Ooide.

Die Fleckenriffe der zweiten Riffwachstumsphase differieren in Bezug auf Komposition und Riffbildner von denen der ersten Generation. Generell ist der Anteil an mikrobiellen Krusten wesentlich geringer, bemerkenswert ist eine generelle Abnahme mikrobieller Krusten zum Top der Fleckenriffe hin (Betzler et al. 2007). Die Gerüstbildner der Fleckenriffe sind größtenteils Korallen mit einer hemisphärischen bis kuppelförmigen Wachstumsform. Die Fleckenriffe sind bis zu 3 m mächtig und erreichen mehrere Meter lateraler Ausdehnung. Glaukonit ist ein häufiger Bestandteil der Fleckenriffe. Schlecht sortierte Floatstones und Rudstones der Fazies 18 sowie Riffschutt verfüllt den vorhandenen Akkomodationsraum zwischen den Fleckenriffen.

Korrespondierend mit der Gamma-Ray *Log*-Signatur für die Korallen Framestone Fazies ist ein unruhiger und zackiger Verlauf zu vermerken, der abschnittsweise von der Thorium-Intensität gesteuert wird. Der Verlauf der Kalium Kurve-belegt eine übergeordnete kontinuierliche Abnahme der Intensität zum Top des Riffintervalls. Mehrere niedrig-frequente glockenförmige Ausbuchtungen charakterisieren die Signatur des Kalium-*Logs*.

Ein zweites, stratigraphisch jüngeres Mikrobialith-Korallen Riffintervall ist im Arbeitsgebiet vorhanden. Die Fleckenriffe erreichen Mächtigkeiten bis zu 1.8 m und eine laterale Ausdehnung von bis zu 3 m. Generell liegen die Fleckenriffe einer stark unregelmäßig und wellig ausgeprägten Oberfläche auf. Mikrobielle Krusten, in Form eines thrombolithischen Gefüges, sind die Hauptgerüstbildner. Dichte und geronnene Mikrostrukturen der

Thrombolithe sind vorhanden. Die mikrobiellen Krusten erreichen Mächtigkeiten von 5 mm. Die Korallen-Assoziation wird dominiert von delikat verzweigt ramosen und phaceloiden Exemplaren (Abb. 2.1.24d). Die umgebende Matrix ist stark mikritisiert. Die Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe verzahnen lateral mit bioklastischen Packstones und Floatstones der Fazies 20 & 21. Die umgebenden Ablagerungen sind biogen aufgearbeitet und beinhalten z.T. massenhafte Vorkommen von hoch-spiraligen Gastropodensteinkernen und loftusiiden agglutinierenden Großforaminiferen, sowie untergeordnet Intraklasten und Ooide. In der Süntel Region ist der Top der Abfolge erosiv gekappt und wird durch die so genannte "Hauptemersionsfläche" sensu Helm (1998) und Kästner et al. (2008) geformt.

## Interpretation

Generell bilden sich Thrombolithe unter hydrodynamisch niedrigenergetischen Konditionen bei gleichzeitig herabgesetzten Sedimentationsraten (Dupraz & Strasser 1999). Entsprechend belegt die Existenz von Glaukonit und tonigen Sedimenten reduzierte Sedimentationsraten. Korallen mit fladigen Wachstumsformen tolerieren geringere Lichtenergien und implizieren daher ein Habitat in größerer Wassertiefe bei geringer Wasserenergie (Laternser 2001). Die Abnahme von mikrobiellen Krusten sowie das Auftreten von Korallen mit hemisphärischen und kuppelförmigen Wachstumsformen belegt eine Erhöhung der Wellenenergie und daher eine Abnahme der Wassertiefe (Betzler et al. (2001) benötigen oberjurassische 2007). Nach Laternser Korallen mit dieser Skeletteigenschaft eine höhere Lichtenergie um zu generieren.

Aufgrund der veränderten Korallen-Assoziation sowie der Begleitfauna und sedimentären Charakteristika werden für das stratigraphisch jüngere Mikrobialith-Korallen Riffintervall geschützte und hydrodynamisch niedrigenergetische Habitate bei arößerer Wasserbedeckung veranschlagt. Die Existenz von delikat verzweigt ramosen Exemplaren belegt nach James & Bourque (1992) sowie Lathuilière et al. (2005) geringe Wasserturbulenzen in einem hydrodynamisch geschützten Habitat. Dies korrespondiert mit der vorhandenen Begleitfauna, die keine hydrodynamisch hochenergetischen Habitate besiedelt. Das temporäre massenhafte Vorkommen an hoch-spiraligen Gastropoden sowie agglutinierenden Großforaminifern impliziert einen erhöhten Nährstoffeintrag. Daher wird angenommen, dass die Mikrobialith-Korallen Fazies bei herabgesetzten Lichtenergien unter erschwerten Umweltverhältnissen generierte.

## Korallen Framestones (Fazies 19b)

## Beschreibung

### Kapitel 2 Fazies und Ablagerungsräume

Korallen Framestones bilden im Steinbruch am Lauensteiner Pass bis zu 5 m hohe Fleckenriffe aus, die eine laterale Ausdehnung bis zu 15 m erreichen. Die Basis des Riffintervalls bildet eine Erosionsfläche. Die Fleckenriffe überliefern ein kuppelförmiges Relief, bestehend aus Korallen mit tafelförmigen, verzweigten und kuppelförmigen Wachstumsformen. Im Einverständnis mit Betzler et al. (2007) liegt innerhalb des Riffintervalls eine graduelle Entwicklung von vornehmlich Korallen mit einer plattigen und flachen Wachstumsform an der Basis zu verzweigten und kuppelförmigen Exemplaren am Top der Riffe vor (vergleiche die Abbildungen 2.1.25a & 2.1.25b). Korallen mit einer tafelförmigen Wachstumsform erreichen Größenordnungen von 10 cm Dicke und bis zu 30 cm Länge. Verzweigte ramose Formen wie z. B. *Thamnasteria dendroidea* sind durchschnittlich 25 cm groß (Abb. 2.1.25b). Mehrere 0.5 cm dünne Tonsteinschichten sind

innerhalb einzelner Riffkörper vorhanden. Feinkörnige Sedimente haben sich in kleineren Fugen zwischen einzelnen Korallenstöcken abgelagert.

Vergesellschaftete Faunenelemente der Korallen Framestones sind Echinodermaten und Pelecypoden. Der vorhandene Akkomodationsraum zwischen den Fleckenriffen wurde mit Riffschutt und Ablagerungen der Intraklasten Floatstone und Rudstone Fazies (Fazies 18) verfüllt.

Abb. 2.1.25: Das untere Fleckenriff im Steinbruch am Lauensteiner Pass belegt ein vielfältiges Bild über die vorhandenen Wachstumsformen der Korallen Framestone Fazies. Im Einverständnis mit Betzler et al. (2007) ist innerhalb des Riff-Intervalls ein mehrheitlich Übergang von tafelförmigen Wachstumsformen an der Basis (Abb. 2.1.25a) zu verzweigt ramosen (Abb. 2.1.25b) und kuppelförmigen Wachstumsformen am Top zu verzeichnen (Steinbruch Lauenstein, Foto a bei Profilmeter 20 und Foto b bei Profilmeter 24).►



Der Totalen Gamma-Ray Kurve ist eine stark irreguläre und zackige Signatur zu entnehmen. Insbesondere zwei sehr ausgeprägte *Peaks* mit einer Intentsität von 25 cps sind hierbei zu erwähnen. Nach Betzler et al. (2007) sind diese beiden *Peaks* an den Thoriumgehalt gekoppelt. Der *Log*-Signatur der Kalium-Intensität ist anfänglich eine graduelle Abnahme zu entnehmen, gefolgt von zwei aufeinander folgenden glockenförmigen Ausbuchtungen. Eine fortschreitende kontinuierliche Abnahme der Kalium-Intensität ist im Übergangsbereich zu den Hangenden Intraklasten Floatstones und Rudstones zu vermerken.

### Interpretation

Ein offen marin seewärtig gelegener Ablagerungsraum wird für die Korallen Framestones interpretiert. Identifizierte tafelförmige Wachstumsformen der Korallen an der Basis der Fleckenriffe implizieren hydrodynamisch niedrigenergetische Konditionen in größeren Wassertiefen, vergleichbar mit der von Lathuilière et al. (2005) definierten *Dimorpharaea* Subzone und *Microsolena* Subzone. Zum Top treten verstärkt Korallen mit verzweigten und kuppelförmigen Wachstumsformen auf während die flachen Wachstumsformen abnehmen. Dies lässt auf eine Zunahme der Wellenbewegung unter abnehmender Wasserbedeckung schließen (Insalaco et al. 1997; Betzler et al. 2007).

Die identifizierte Korallen-Assoziation korrespondiert mit der *Comoseris* Subzone nach Lathuilière et al. (2005) und mit dem von Insalaco et al. (1997) definierten Riff Typ VII, welcher flachmarine Habitate charakterisiert. *Comoseris* Korallen-Assoziationen besiedelten in oberjurassischen Zeiten hydrodynamisch hochenergetische Habitate in äußerster Nachbarschaft zu oolithischen Fazies (Lathuilière et al. 2005).

## Everticyclammina Packstones und Floatstones (Fazies 20)

### Beschreibung

Die massigen bläulich verwitterten mittel bis grob gebankten bioturbaten Kalkmergel und Kalksteine beinhalten als dominierendes Faunenelement die loftusiide agglutinierende Großforaminifere *Everticyclammina* (Abb. 2.1.26a, 2.1.26b & 2.1.26d). Die homogenen Ablagerungen weisen eine schlechte Sortierung auf und es sind keine internen sedimentären Feinstrukturen vorhanden. Die Bankmächtigkeiten variieren zwischen 10 und 80 cm.

Makro- und mikroskopische Untersuchungen belegen für die Fazies eine moderate bis hohe Diversität der biogenen Komponenten. Die Komponenten sind in einer bräunlichen mikritischen Matrix eingebettet (Abb. 2.1.26b & 2.1.26d). Wie Abbildung 2.1.26c verdeutlicht, sind die Komponenten oftmals stark mikritisiert. Neben der namensgebenden Großforaminifere *Everticyclammina sp.* sind Exemplare der Gattungen *Pseudocyclammina sp.* und *Alveosepta jacaardi* wichtige Bestandteile dieser Fazies. Nodosariide Kalkschaler wie z. B. *Lenticulina sp.* sind vorhanden. Verglichen mit der Fazies 16 und 17 nimmt der Gehalt an uni- und biserialen sowie lituoliiden Foraminiferen ab. Makro- und mikroskopisch stellen neben den Großforaminiferen Brachiopoden und austernartige Muscheln die wichtigste Faunengruppe dar, welche vereinzelt ein sehr hohes Auftreten erreichen (Abb. 2.1.26c). Serpuliden, Echinodermaten und untergeordnet Grünalgen runden die vorhandene Faunen- und Floren-Vergesellschaftung ab. Intraklasten sind durchgängig gegenwärtig. Der geschätzte Gehalt an Ooiden beträgt weniger als 20 %.

Wie in Abbildung 2.1.20 zu sehen ist, sind an mehreren Aufschlüssen in den Steinbrüchen am Lauensteiner Pass und in Salzhemmendorf laterale seewärtige Fazies-Übergänge von schräggeschichteten Grainstones (Fazies 15) zu *Everticyclammina* Floatstones zu verfolgen. Generell sind die Ablagerungen anhand von Karbonatmessungen, die durchschnittlich niedrige Werte unter 90 % anzeigen, von den oolithischen Grainstones zu trennen. Der Verlauf der Karbonatkurve ist unruhig und durch sich wiederholende symmetrische Zu- und Abnahmen des Karbonatgehaltes geprägt (vgl. Kap. 3.1, Abb. 3.1.6). Zwar ist die Differenz der gemessenen Gamma-Ray Werte von 6 bis 11 cps sehr gering aber dennoch belegen die Intensitäten eine gute Übereinstimmung zwischen dem Kalium- und Thoriumgehalt, welche in erster Linie Aussagen über den vorhandenen Tongehalt der Ablagerung zulassen, und der aufgenommenen sedimentären Abfolge der *Everticyclammina* Fazies. Der Kurvenverlauf des Gamma-Ray-*Logs* ist durch mehre schwach ausgeprägte "glockenförmige" Ausbuchtungen *(Bell shaped bulges)* charakterisiert.


#### Interpretation

Komplex aufgebaute und grob agglutinierende Großforaminiferen sowie die vorhandene hohe Diversität an Faunen- und Florenelementen indizieren ein hydrodynamisch niedrigenergetisches Habitat unter subtidalen Bedingungen (z. B. Hughes 2000, 2004; Dupraz & Strasser 2002; Helm 2005; Reolid et al. 2007; Kästner et al. 2008). Das massenhafte Auftreten von agglutinierenden Großforaminiferen belegt eine temporäre Erhöhung des Nährstoffeintrages (Kästner et al. 2010). Die beobachteten lateralen Fazies-Übergänge belegen für die *Everticyclammina* Fazies ein *Inner Shoal* nahes Habitat in seewärtiger Richtung (*Foreshoal/Intrashoal*).

#### Bioklastische Packstones and Floatstones (Fazies 21)

#### Beschreibung

Bioklastische Packstones und Floatstones formen mittel bis grobbankige mergelige Kalksteinbänke. Im Unterschied zur Everticyclammina Fazies ist diese Fazies von einem weniger häufigen Auftreten der Großforaminifere Everticyclammina geprägt. Ansonsten ist kein Unterschied, bezogen auf Sedimentstrukturen und Komponentenführung gegenüber der Everticyclammina Fazies, zu erkennen. Zwei bis drei 40 bis 60 cm mächtige Bänke bilden einen *Bedset*. Jede Bank wird durch eine schwach ausgeprägte Korngrößenabnahme an der Basis und einer folgenden Korngrößenzunahme zum Top charakterisiert. Die Grenzflächen zwischen den einzelnen Sedimentbänken sind scharf und wellig ausgebildet. Insgesamt weisen die Ablagerungen eine schlechte Sortierung auf und sind stark bioturbart (Abb. 2.1.27a). Brachiopoden, Austern, Echinodermaten, Serpuliden und Foraminiferen (Nodosariide Foraminiferen und agglutinierende Großforaminiferen) sowie untergeordnet Intraklasten und Korallen-Bruchstücke sind die Hauptkomponenten (Abb. 2.1.27b & 2.1.27c). Weitere abiogene Bestandteile der Fazies sind Ooide und Onkoide. Die Komponenten sind intensiv mikritisiert.

<sup>◄</sup> Abb. 2.1.26: (a) Aufschlussfoto der Everticylammina Floatstones. Die bläulichgrau verwitterten Kalksteine sind schlecht sortiert und weisen eine intensive biogene Aufarbeitung auf (Steinbruch Lauenstein, bei Profilmeter 80). (b) Exemplare der grob agglutinierenden Gattung Everticyclammina bilden die Hauptkomponente der Fazies und sind makroskopisch aufgrund ihrer Größe bis zu 0.6 mm leicht zu identifizieren (weiße Kreise). Die umliegende Matrix weist eine durch Bioturbation bedingte geflammte bis marmorierte Struktur auf (Polierte Gesteinsprobe, Steinbruch Borela, Salzhemmendorf bei Profilmeter 10). Abbildung c zeigt einen brachiopodenreichen Vertreter der Everticyclammina Fazies. Mitunter sind punktate Brachiopoden (Br) sehr häufig vorhanden. Punktuell ist die Mikritisierung einzelner Proben soweit fortgeschritten, dass interne Strukturen der vorhandenen Komponenten, wie von Ooiden (M. Oo) oder Everticyclamminen (Ev), nur noch schwach und undeutlich nachzuvollziehen sind. Die Säume der Komponenten wirken ausgefranst und unregelmäßig (Steinbruch Voska, Salzhemmendorf; Profilmeter 29.4). (d) Die Akkumulierung unterschiedlichster Komponenten ist charakteristisch für die loftusiide Gattung Everticyclammina (Ev). Die Wände werden aus biogenen (z. B. Foraminiferen,) wie auch abiogenen (z. B. Ooide) aufgebaut. Der Anteil an eingebauten Ooiden nimmt graduell in Richtung der Inner Shoals zu (vgl. hierfür mit der Abbildung 2.1.19c). Dementsprechend ist der Anteil an akkumulierten bioklastischen Komponenten in seewärts gelegenen Foreshoal Habitaten größer (KB Eulenflucht1 Teufe: 302.1 m).

Die Fazies kann durch höhere Gamma-Ray Intensitäten und einem niedrigeren Karbonatgehalt von den oolithischen *Inner Shoal* Fazies (15 & 16) differenziert werden. Zwei unterschiedliche Gamma-Ray Signaturen können hierbei unterschieden werden: 1) ein symmetrischer Verlauf mit einer glockenförmigen Struktur und 2) ein asymmetrischer Verlauf, charakterisiert durch einen ausgeprägten *Peak* an der Basis und einer stetigen Abnahme der Intensität zum Top hin. Die Gamma-Ray Messwerte und der fluktuierende Karbonatgehalt stimmen gut überein. Der Verlauf der Karbonatkurve ist schwach symmetrisch entwickelt und reflektiert eine leichte Abnahme des Karbonatgehaltes an der Basis auf 84 % und eine Zunahme zum Top auf 89 %.



**Abb. 2.1.27:** (a) Die Sortierung der Packstones und Floatstones ist gemeinhin als schlecht zu bezeichnen. Eine intensive Bioturbation der Ablagerungen ist vorhanden (Sedimentkern Sah304, Salzhemmendorf; Profilmeter 73.65 bis 73.85). (b & c) Bioklastische Pack- und Floatstones führen eine hohe Diversität an Biokomponenten. Neben häufig vorkommenden inpunktaten Brachiopoden (b) sind Echinodermaten (Ech), Serpuliden (Serp), agglutinierende Foraminiferen (Aggl.F.) und Gastropoden (Ga) enthalten (alle Abb. c). Intraklasten (Intr) sind vorhanden (Abb. b: Steinbruch Lauenstein; Profilmeter 105; Abb. c: Steinbruch Voska, Salzhemmendorf; Profilmeter 19.5).

#### Interpretation

Die identifizierte Diversität und der hohe Gehalt an biogenen Komponenten in Kombination mit der vorhandenen Mikritisierung der Komponenten indizieren einen hydrodynamisch niederenergetischen Ablagerungsraum unter größerer Wasserbedeckung. Die Brachiopoden belegen ein relativ stabiles Substrat und niedrige Sedimentationsraten. Vergleichbar mit der *Everticyclammina* Fazies (Fazies 20), wird der Fazies aufgrund observierter lateraler Fazies-Übergänge ein der *Inner Shoal*-Region seewärts vorgelagertes Milieu zugeordnet.

#### Offshore Packstones und Floatstones (Fazies 22)

#### Beschreibung

Die Offshore Packstones und Floatstones formen bis zu 100 cm mächtige wohl gebankte bioklastische Kalksteinbänke. Die graubläulichen Kalksteine sind, bedingt durch intensive biogene Aufarbeitung der Sedimente, mit bräunlichen Schlieren durchzogen oder weisen eine fleckige bis marmorierte Textur auf (Abb. 2.1.28a). Die *Offshore* Packstones und Floatstones gehen faziell graduell in die *Shoreface* Oolithe (Fazies 14) über (Abb. 2.1.18). Die Sortierung, insbesondere der Floatstones, ist schlecht. Die Floatstones sind durch einen erhöhten Anteil an chaotisch angeordneten Schalen-Fragmenten charakterisiert und liegen zwischengeschaltet in den intensiv bioturbat überarbeiteten Packstones vor (Abb. 2.1.28a). Unter den Schalen-Fragmenten sind insbesondere Austern zu nennen. Darüber hinaus sind dünnschalige Pelecypoden, Gastropodenschalen sowie vereinzelnd Brachiopoden vorhanden.

Nodosariide und insbesondere lituoliide Foraminiferen, vertreten durch die Gattung *Ammobaculites*, sind präsent (Abb. 2.1.28b). Fragmente von Echinodermaten sind ein wichtiger Faunen-Bestandteil der Fazies (Abb. 2.1.28c). Daneben treten Serpuliden und wenige Grünalgen auf. In Dünnschliffen ist ein erhöhter Anteil an Intraklasten zu vermerken (Abb. 2.1.28c). Die ca. 1000 µm großen Klasten setzen sich aus Schalentrümmern, Korallen-Fragmenten und Ooiden zusammen und weisen einen mäßigen Rundungsgrad auf. Der Gehalt an Ooiden beträgt weniger als 20 %. Die Komponenten sind zum Teil mikritisiert und deren Rinden verschwommen und unscharf ausgebildet.

Die Porenräume zwischen den Komponenten sind mit mikrokristallinen und granularen Zementen verfüllt. Karbonatmessungen ergeben für die Ablagerungen der Fazies einen Karbonatgehalt von 69 % bis 90 %. Dementsprechend sind für die Fazies erhöhte Gamma-Ray Intensitäten von 13 cps bis 18 cps zu notieren. Ein irregulärer bis zackiger Verlauf der Karbonatkurve ist ausgebildet. Generell ist eine übergeordnete kontinuierliche Zunahme des Karbonatgehalts zu erkennen.



**Abb. 2.1.28:** (a) Bohrkernscans der Fazies überliefern stark bioturbate Packstones mit mehreren eingeschalteten Floatstone-Lagen. Die Floatstones sind angereichert an Austern-Schalen. Wie der Abbildung zu entnehmen ist, ist ein gradueller Übergang zwischen Packstones und Floatstones gegeben (KB Eulenflucht1, Teufe: 320.70 bis 320.82 m). (b & c) Dünnschlifffotos einer bioklastischen Packstone-Lage. Auffällig ist die Existenz der lituoliiden Foraminifere *Ammobaculites* (Ammo). Des Weiteren sind Echinodermaten (Ech) eine wichtige bioklastische Stütze der Fazies. Intraklasten (Intr) sind durchgehend sehr häufig vorhanden (Steinbruch Lauenstein; Profilmeter 14).

#### Interpretation

Aufgrund der Fossil-Vergesellschaftung, der vorhandenen Bioturbation sowie graduell fazieller Übergänge zu *Shoreface* Oolithen wird angenommen, dass die Fazies flachmarinen Habitaten unterhalb der Schönwetterwellenbasis zuzuordnen ist. Nach diversen Autoren (z.B. Hughes 2004) belegt eine Fossil-Vergesellschaftung aus Austern sowie lituoliiden und nodosariiden Foraminiferen in Kombination mit intensiver Bioturbation hydrodynamisch niederenergetische Ablagerungsräume unterhalb der Schönwetterwellenbasis. Die Mikritisierung sowie die Auswaschung und undeutlich ausgebildeten Rinden der Ooide und anderer Komponenten sind auf Aufarbeitungsprozesse zurückzuführen, wie z. B. Umlagerung. Die Existenz von Intraklasten und aufgearbeiteten Ooiden impliziert temporär hydrodynamisch hochenergetische Ereignisse, wodurch *Shoreface* Ablagerungen in *Offshore* Gebiete unterhalb der Schönwetterwellenbasis transportiert und abgelagert wurden.

#### Foraminiferen Wackestones und Packstones (Fazies 23)

#### Beschreibung

Die Foraminiferen Wackestones und Packstones bilden 20 bis 40 cm mächtige gut gebankte Mergelkalke aus. Die Ablagerungen weisen eine intensive biogene Überarbeitung auf (Abb. 2.1.29a), die durch eine fleckige Struktur charakterisiert sind. Einzelne Bankgrenzen sind sehr gut ausgeprägt, gekennzeichnet durch eine leicht wellige Oberfläche, und im Gelände gut nachzuverfolgen (Abb. 2.1.10a). Der Korngrößenverlauf innerhalb einer Bank ist annährend symmetrisch. Sowohl die Matrix als auch die Komponenten sind intensiv mikritisiert.

Die wichtigste Faunengruppe stellen die Foraminiferen dar, die mit einer hohen Diversität innerhalb dieser Fazies vertreten sind. Nodosariide Kalkschaler wie *Lenticulina sp.* erleben in der Fazies ihr Verbreitungsmaximum (Abb. 2.1.29b & 2.1.29e), während der Anteil an lituoliiden Foraminiferen abnimmt. Uni- und biseriale sowie komplexere agglutinierende Foraminiferen sind häufig vorhanden (Abb. 2.1.29d) während loftusiide Großforaminiferen wie z. B. *Everticyclammina* hingegen weniger häufig vertreten sind. Neben den Foraminiferen sind die Echinodermaten ein wichtiges Faunenelement dieser Fazies (Abb. 2.1.29c). Vervollständigt wird die Faunen-Assoziation durch Brachiopoden, Gastropoden, Pelecypoden sowie untergeordnet Serpuliden, Ostrakoden und Schwamm-Skleren. Ooide sind sehr selten und weisen eine intensive Mikritisierung der Rinde auf.

Die Foraminiferen Wackestones und Packstones können sehr gut mittels gemessener Gamma-Ray Intensitäten von den oolithischen Fazies separiert werden. Ein unruhiger, stark schwankender und zackiger Kurvenverlauf mit hohen *Peaks* bis zu 15 cps ist charakteristisch für die Fazies (Abb. 2.1.10a). Der gemessene Karbonatgehalt liegt zwischen 78 und 85 %, wodurch sich die Fazies sehr gut von den oolithischen Fazies abhebt.



**Abb. 2.1.29:** (a) Intensiv bioturbate Kalkmergel bis Mergelkalke sind charakteristisch für die Foraminiferen Wackestone und Packstone Fazies (Sedimentkern Sah304; Profilmeter 64.6 bis 64.72). Die Fazies beinhaltet eine hohe Diversität an verschiedenen Foraminiferen-Gruppen: Nodosariide Foraminiferen anhand von *Lenticulina* (Len) (b & e), agglutinierende Foraminiferen (Aggl.F) (d), lituoliide Foraminiferen anhand von *Nautiloculina* (N) (f). Echinodermaten (Ech) sind zum Teil sehr häufig (c) und andere Bioklasten wie u. a. Gastropoden (Ga) sind vorhanden (b) (Steinbruch Voska, Salzhemmendorf Profilmeter 18; alle Fotos aufgenommen bei gekreuzten Polarisatoren).

#### Interpretation

Nach Dupraz und Strasser (2002) spiegelt eine hohe Diversität an Foraminiferengruppen einen ungeschützten und offen marinen Lebensraum wider. Das erhöhte Vorkommen von nodosariiden Kalkschalern in Kombination mit Schwamm-Skleren ist nach Hughes (2000, 2004) und Reolid et al. (2008) ein Indiz für ein hydrodynamisch niedrigenergetisches, den *Inner-Shoals* seewärts vorgelagertes Habitat unter größerer Wasserbedeckung. Aufgrund der intensiven Bioturbation und Mikritisierung der Ablagerungen können reduzierte Sedimentationsraten angenommen werden.

#### Spiculitische Mergel und verkieselte Sandsteine (Fazies 24)

#### Beschreibung

Die spiculitische Fazies ist als dünnbankiger Mergel bis Kalkmergel anzusprechen. Mehrere dickbankige Kalksteine sind in die sedimentäre Fazies eingeschaltet. Lokal sind die spiculitischen Ablagerungen als verkieselte Sandsteine ausgebildet. Die Wackestones und untergeordnet Packstones sind durchschnittlich 10 bis 20 cm mächtig und weisen eine hellbraune bis blau-gräuliche Färbung auf. Das auffällig geflammte bis marmoriert wirkende Erscheinungsbild der Ablagerungen ist auf intensive Bioturbation zurückzuführen (Abb. 2.1.30a). Mehrere zwischengeschaltete Floatstones beinhalten chaotisch angeordnete Schalentrümmer und daher eine schlechte Sortierung. Die Floatstones erreichen Mächtigkeiten im Zentimeterbereich. Unregelmäßige Grenzflächen zwischen Wackestones und zwischengeschalteten Floatstones sind nicht ausgebildet und der Übergang ist graduell geprägt.

Die Hauptkomponente innerhalb der mikritischen Matrix der Mergelgesteine sind kieselige Schwamm-Skleren (Abb. 2.1.30b), die mitunter gesteinsbildend vorkommen. Je nach Anschnitt ist die Form ründlich oder länglich. Makroskopische Komponenten der Fazies sind dickschalige Pelecypoden, insbesondere Austernschalen, sowie dickbäuchige Gastropoden. Mikroskopisch sind kalkschalige nodosariide Foraminiferen ein wichtiger Bestandteil der Fazies. Serpuliden und Echinodermaten sind vorhanden. Bei mikritisch stark unregelmäßig ausgeprägten, dunklen Komponenten handelt es sich um *Fecal Pellets* (Abb. 2.1.30c).



Abb. 2.1.30: (a) Verkieselte Sandsteine der Heersumer Schichten offenbaren im Bohrkern ihre oft berichtete typische geflammte Sedimentstruktur (KB Eulenflucht1, Teufe: 326.05 bis 326.18 m). (b) Dünnschliffansicht: Bei den Biokomponenten handelt es sich um kieselige Schwamm-Skleren (Sp). Je nach Anschnitt ist die Form der Schwamm-Skleren länglich oder rund. (c) Dünnschliffansicht: Dunkelbraune bis schwarze unregelmäßig geformte Komponenten wurden als *Fecal Pellets* (P) bestimmt. Der Fossilgehalt ist sehr gering und beschränkt sich auf Pelecypoden (Pelecy) (KB Eulenflucht1, Teufe: 324 m).

#### Interpretation

Spiculitische feinkörnige Sedimente sind im Niedersächsischen Becken weit verbreitet und werden stratigraphisch den Oberen Heersumer Schichten zugeordnet (z. B. Vinken et al. 1974; Gramann et al. 1997; Kästner et al. 2008). Nach Gramann et al. (1997), Hughes (2004) und Kästner et al. (2008) belegt eine Fossil-Assoziation aus Kieselschwamm-Skleren und nodosariiden Foraminiferen in Kombination mit *Fecal-Pellets* und der intensiven Bioturbation einen hydrodynamisch niedrigenergetischen schlammigen Ablagerungsraum unterhalb der Wellenbasis. Nach oben genannter Literatur werden die Ablagerungen als Becken-Fazies interpretiert.

Die verkieselten spiculitischen Sandsteine bilden im Niedersächsischen Becken eine lateral isolierte Faziesvariation aus und sind nach Gramann et al. (1997) der "Kalkig-kieseligen Folge" zuzuordnen. Stratigraphisch ist deren Position ungewiss. Einzelne Autoren (z. B. Stinder 1991) ordnen bereits dem Unteren Korallenoolith verkieselte Sandsteinbänke zu. Die Existenz der Hornsteinlagen und Kieselknollen ist nach Gramann et al. (1997) der viel besseren Löslichkeit von Skelett-Opal der vorhandenen Kieselschwämme zuzuschreiben.

### 2.2. Oberjurassische Oolithe des Niedersächsischen Beckens: Unterscheidungsmerkmale, Kontrollfaktoren und Ablagerungsräume

Ooide indizieren eine Vielzahl an Ablagerungsräumen. So wurden Ooide aus hypersalinen geschützt marinen Bereichen, aus brackischen Lagunen und aus gezeitenbeeinflussten marinen Ablagerungsräumen wie z. B. submarinen Dünen beschrieben (z. B. Strasser 1986; Strasser et al. 1999; Colombié & Strasser 2005; Reolid et al. 2007). Nach Strasser (1986) sind primär die Größe, die Form und der interne Aufbau der abiogenen Komponenten zur Differenzierung heranzuziehen. denn unterschiedliche Wachstumsformen und Internstrukturen sind an physikalische Parameter wie z. B. Wellenenergien gebunden, die wiederum Rückschlüsse auf den Ablagerungsraum und über herrschende Sedimentationsbedingungen zulassen. Ooide mit einer radialförmigen Struktur entstehen unter niedriger Wasserbewegung und hoher Sedimentationsrate, während tangentialförmige Internstrukturen hohe Wasserbewegungen und niedrige Sedimentationsraten belegen (Strasser 1986). Die Größe der Ooide ist gebunden an den Bestand potentieller Ooidkerne (Carozzi 1975; Bathurst 1975), an die Wachstumsgeschwindigkeit (Swett & Knoll 1989), die Wasserbewegung (Carozzi 1975) sowie die Erosion (Medwedeff & Wilkinson 1983). Das Carozzi Modell (1957) setzt eine gewisse Wasserenergie voraus um Komponenten bestimmter Größe umzulagern oder um sie in Suspension zu halten. Demnach können anhand der Größe der Ooid-Typen Rückschlüsse auf die erforderliche Bodenströmung zur Generierung der Internstrukturen gezogen werden. Die im Arbeitsgebiet abgelagerten schräggeschichteten oolithische Grainstones definieren zwei Fazies (Fazies 14 und 15), die wiederum unterschiedliche Ablagerungsräume anzeigen. Die Definierung und Trennung von Shoreface Oolithen (Fazies 14) und schräggeschichteten oolithischen Grainstones (Fazies 15) erfolgt anhand folgender Parameter:

- 1) Ooid-Typ
- 2) Sedimentstrukturen
- 3) Vertikale Faziesabfolge & laterale Verzahnungen
- 4) Bedset Mächtigkeiten und laterale Mächtigkeitsschwankungen.

Unter Anwendung der erwähnten vier Parameter sind folgende Unterschiede zwischen den oolithischen Ablagerungen erkennbar.

Tangentialförmig aufgebaute Ooide mit einem Durchmesser > 1000 µm in Kombination mit Intraklasten zeigen hydrodynamisch hochenergetische Entstehungsorte für die *Shoreface* Oolithe an (Parameter 1). Die Intraklasten sind auf kontinuierliche Umlagerungsprozesse durch hochenergetische Ereignisse wie z. B. Stürme, zurückzuführen. Die Existenz trogförmiger Schrägschichtungskörper vereinbart sich mit dem Auftreten der hydrodynamisch hochenergetischen Komponentenvergesellschaftung. Trogförmige Schrägschichtung und die für den Steinbruch Riesenberg beschriebenen *Swalley* und *Hummocky* 

Schrägschichtungskörper (Kästner al. 2008) generierten et unter sehr starker Wasserbewegung und indizieren den unteren bis mittleren Shoreface Bereich (Walker und Plint 1992, Galloway und Hobday 1996; Strasser et al. 1999). Die vertikale Faziesanordnung von tongestützten Fazies der Offshore-Region zu korngestützten oolithischen Grainstones verläuft graduell (Abb. 2.2.1). Eine Zunahme der Sortierung ist zum Top der 13 m mächtigen Schichtenfolge erkennbar (Abb. 2.2.1). Die oolithischen Bedsets erreichen eine Durchschnittsmächtigkeit von 6 m. Laterale Mächtigkeitsschwankungen der Bedsets sind über größere Distanzen nicht verfolgbar. Ebenfalls sind laterale Fazies-Übergänge in bioklastische Fazies nicht vorhanden (Parameter 3 & 4). Folglich sind die oolithischen Grainstones der Fazies 14 als Ablagerungen eines sturmdominierten Systems zu interpretieren, die den Bereich oberhalb der Schönwetterwellenbasis charakterisieren.





Keine lateralen Bedset-Mächtigkeitschwankungen Keine kleinräumigen lateralen Fazies-Übergänge

Laterale Bedset-Mächtigkeitsschwankungen & graduelle Übergänge in Offshoal-Ablagerungen

**Abb. 2.2.1:** Illustriert sind die wichtigsten Unterscheidungskriterien zwischen den Fazies 14 und 15. *Shoreface* Oolithe sind arrangiert in eine graduell verlaufende Schichtenfolge von tongestützten bioklastischen Fazies zu oolithischen Grainstones mit trogförmiger, *Hummocky* und *Swalley* Schrägschichtung die einher verläuft mit einer Zunahme der Korngröße sowie der Sortierung. Laterale Mächtigkeitsschwankungen und Fazies-Übergänge sind im Gegensatz zu der Fazies 15 nicht vorhanden. Ein sich wiederholendes Stapelungsmuster von *Offshoal* zu *Inner Shoal* Paketen charakterisiert submarine *Shoal*-Systeme (*Seaward Shoals*). Legende siehe Abb. 3.1.1.

Im Gegensatz zu den *Shoreface* Oolithen beinhalten die schräggeschichteten oolithischen Grainstones der Fazies 15 sowohl tangential- als auch radialförmige Ooide, wobei diese sich größtenteils innerhalb eines Horizontes gegenseitig ausschließen (Parameter 1). Nach Strasser (1986) sind die Ooide als Typ 1 und 3 Ooide anzusprechen, die submarine Untiefen kennzeichnen. Vorhandene sigmoidale Schrägschichtungskörper generieren nach Jopling (1965) und Miall (1996) unter erhöhten hydrodynamischen Bodenströmungsbewegungen (Parameter 2). Ein sich vertikal wiederholendes Stapelungsmuster von *Offshoal* und *Inner Shoal* Fazies ist vorhanden (Abb. 2.2.1). Die Mächtigkeiten der *Bedsets* variieren zwischen 2 und 4 m. Laterale Mächtigkeitsschwankungen einzelner *Bedsets* und damit verbundene Fazies-Übergänge in intensiv bioturbate bioklastische Fazies (Fazies 20, 21) sind über kurzräumige Distanzen verfolgbar (Parameter 3 und 4; vgl. Kap. 2.1; Abb. 2.1.19).

Umlagerungsprozesse von Ooiden in größere Entfernung zum Entstehungsort bleiben aus, was nach Reeder & Rankey (2008) auf die Existenz einer bidirektionalen Strömung zurückzuführen ist.

Anhand der 4 Parameter zeigen die oolithischen Grainstones ein Ablagerungsmilieu an, dass denen der Bahamas äquivalent ist. Submarine Dünen oder Sandwellen (*Shoals*) die strömungsbedingt über den Meeresboden migrierten formten küstenparallele hochenergetische Untiefen (*Inner Shoals*) aus, die hydrodynamisch geschützte Bereiche von der offenen See trennten.

Die im *Inner Shoal* identifizierten Ooid-Typen I und III besitzen entweder eine radialförmige oder tangentialförmige Internstruktur (Abb. 2.2.2). Die Größe der im Arbeitsgebiet auftretenden Ooid-Typen korrespondiert sehr gut mit der benötigten Strömungsenergie zur Generierung der Internstrukturen. Ooide mit einer tangentialförmigen Internstruktur haben einen Durchmesser bis zu 1000 µm und offenbaren einen schlechteren Sortierungsgrad. Dies impliziert nach Carozzi (1975) und Strasser (1986) höhere hydrodynamische Bodenströmungsbewegungen und somit einen Ablagerungsraum der kontinuierlich hoher Wellenbewegung ausgesetzt war. Radialförmige Ooide haben einen geringeren Durchmesser von durchschnittlich 300 µm und weisen eine bessere Sortierung auf. Dieser Trend ist deckungsgleich mit einer beginnenden Herabsetzung der Wellenenergie (Carozzi 1975).

Wie bereits erwähnt, schließt sich ein gemeinsames Vorkommen der Ooid-Typen, aufgrund der unterschiedlichen Entstehungsfaktoren, innerhalb einer Probe und eines Bedsets größtenteils aus (Abb. 2.2.2). Individuelle oolithische Bedsets zeigen immer eine Korngrößenzunahme zum Top (Abb. 2.2.2). Die vertikale Anordnung aufeinanderfolgender oolithischer Bedsets mit radialförmigen Ooiden im unteren Bedset und mehrheitlich tangentialförmigen Ooiden im oberen Bedset spiegelt eine übergeordnete Korngrößenzunahme wider. Umgekehrt ist ein Wechsel von tangentialfömigen (Bedset 1) zu radialförmigen Ooiden (Bedset 2) gleichbedeutend mit einer Abnahme der Korngröße (Abb. 2.2.2).

Vergleichbare Ooid-Verteilungsmuster beschreiben Reolid et al. (2007) für eine oberjurassische Schichtenfolge des Französischen Juras (Pagnoz Fm., Mittleres Oxfordium). Nach Reolid et al. (2007) sind Übergänge von radial- zu tangentialförmigen Ooiden oder umgekehrt das Produkt zu- oder abnehmender hydrodynamischer Wellenenergien über die Zeit hinweg, welche wiederum ein beckenwärtiges Fortschreiten des Faziesgürtels indizieren. Die Übergänge von radial- zu tangentialförmigen Ooiden mit einer Zunahme des Ooid-Durchmessers einher (Reolid et al. 2007).

72

Unter Hinzunahme der Ergebnisse von Reolid et al. (2007) belegen die im Arbeitsgebiet vorgefundenen vertikalen oolithischen *Bedset*-Anordnungen eine übergeordnete Abnahme des Akkomodationsraumes. Die *Bedset*-Anordnungen korrespondiert sehr gut mit der Existenz von sigmoidalen Schrägschichtungskörpern innerhalb der *Bedsets*, die ein allmähliches beckenwärtiges Fortschreiten der Schichtenfolge und somit ebenfalls einen abnehmenden Akkomodationsraum belegen (vgl. Kap. 2.1; Abb. 2.1.19).

Die vertikale Ooid-Verteilung zwischen zeitgleich abgelagerten *Bedsets* unterschiedlicher Sektionen kann im Arbeitsgebiet divergieren (Abb. 2.2.2). Wie in der Abbildung 2.2.2 gezeigt wird belegt die vertikale Anordnung der zwei oolithischen *Bedsets* im Steinbruch am Lauensteiner Pass eine übergeordnete Korngrößenabnahme. Die äquivalente Schichtenfolge am Thüster Berg indiziert hingegen einem Übergang von oolithischen *Bedsets* (*Bedset* 1) mit radialförmigen Ooiden zu oolithischen *Bedsets* (*Bedset* 2) mit tangentialförmigen Ooiden.

Die vorgefundene laterale Verteilung der oolithischen *Bedsets* lässt auf unterschiedliche Bildungsorte innerhalb eines *Shoal-Systems* schließen, die gemäß Carozzi (1975) und Strasser (1986) die Voraussetzungen zur Generierung der unterschiedlichen Ooid-Typen erfüllen.



**Abb. 2.2.2:** Vertikale Ooid-Verteilung innerhalb einer *Shallowing-Upward Shoal*-Abfolge. Die einzelnen oolithischen *Bedsets* sind charakterisiert durch eine Korngrößenzunahme. Radialförmige Ooide besitzen einen geringeren Durchmesser als tangentialförmige Ooide, daher stellen sich je nach vertikaler Anordnung der oolithischen *Bedsets* sowohl übergeordnete Korngrößenabnahme- wie auch Zunahme-*Trends* ein. Zu beachten sind die auftretenden lateralen Mächtigkeitsschwankungen zwischen den *Bedsets* am nördlichen Ith und am Thüster Berg.

Eine Unterteilung in Internal, External und Seaward Shoals nehmen Colombié und Strasser (2005) für Oolithe einer oberjurassischen Karbonatplattform vor, wobei die Existenz von Seaward Shoals lediglich vermutet wird (Reuchenette Fm., Kimmeridgium, Schweizer Jura). Nach Colombié und Strasser (2005) generierten Internal Shoals unter hydrodynamisch niederenergetischen Bedingungen und trennten den geschützten von offen marin lagunären Bereich. External Shoals kennzeichnen hingegen ein offen marin lagunäres System und migrierten strömungsbedingt über den Meeresboden. Das lagunäre System wurde durch Seaward Shoals von der offenen See getrennt, die folglich als natürliche Barriere fungierten. Kleinräumige *External* und *Internal Shoals* werden nach Colombié und Strasser (2005) durch die Ooid-Typen, die vorhandene Biodiversität und der daraus abgeleitenden Wellenenergie unterschieden.

Das zeitgleiche Auftreten unterschiedlicher oolithischer *Bedsets* ist im Arbeitsgebiet auf die Differenzierung des *Shoal*-Systems in mehrere Dünenkämme und Tröge zurückzuführen. Tangentialförmige Ooide entstanden folglich auf *Shoals* die der Wellenintensität ungeschützt ausgesetzt waren, da in solch einem Ablagerungsraum die Hydrodynamik als am höchsten angesehen wird (Colombie & Strasser 2005). Schräggeschichtete oolithische Grainstones mit radialförmigen Ooiden implizieren *Shoals*, die aufgrund größerer Wasserbedeckung in eher "geschützten" Bereichen durch hydrodynamisch niederenergetische Bodenströmungsbewegungen generierten. Gesteuert durch die Hydrodynamik und der Wassertiefe können radialförmige Ooide sowohl küsten- als auch seewärts von *Shoals* mit hauptsächlich tangentialförmigen Ooiden entstehen.

Die beiden beschriebenen *Shoal*-Typen unterscheiden sich weitreichend in der Biodiversität der Oolithe und dem Stapelungsmuster, von den *Internal* und *External Shoals* nach Colombié & Strasser (2005). Die Autoren geben für die *Shoals* eine moderate bis hohe Biodiversität an. Die im Arbeitsgebiet auftretenden schräggeschichteten Oolithe führen hingegen eine sehr geringe Biodiversität (vgl. Abb. 2.5.2 & Abb. 2.5.3).

Nach Strasser et al. (1999) sowie Colombié & Strasser (2005) sind subtidale *Internal* oder *External Shoals* geringmächtige Geokörper die in ein fazielles Stapelungsmuster von Gezeiten- und Lagunenablagerungen integriert sind. Das von Strasser et al. (1999) und Colombié & Strasser (2005) beschriebene Stapelungsmuster divergiert von dem im Arbeitsgebiet vorgefundenen vertikalen Stapelungsmuster von *Offshoal* und *Shoal*-Fazies, die eine Schichtenfolge bis zu 42 m am Thüster Berg aufbauen (vgl. Abb. 2.2.1).

Bedingt der unterschiedlichen Faziesstapelungsmuster werden die beschriebenen *Shoals* der Korallenoolith Fm. einen seewärts gerichteten hydrodynamisch ungeschützten Sedimentationsraum zugeordnet, der kontinuierlich hochenergetischer Wellenbewegung ausgesetzt war. Nach den Ergebnissen von Colombié & Strasser (2005) sind die diskutierten oolithischen *Shoals* mit *Seaward Shoals* zu vergleichen.

Eine Übereinstimmung mit dem beschriebenen Stapelungsmuster von Strasser et al. (1999) und Colombié & Strasser (2005) liegt für den schräggeschichteten oolithischen Geokörper der Süntel Fm. (Einheit 4; Kapitel 3.1, siehe Abb. 3.1.1) vor. Der Geokörper ist in eine Schichtenabfolge aus ton- und quarzreichen Fazies (Fazies 7, 8) eines lagunären- bis *Backshoal*-Ablagerungsraumes eingebunden (Abb. 2.2.3). Die oolithischen Grainstones arrangieren eine mit max. 3 m gering mächtige submarine Düne. Laterale *Bedset*-Mächtigkeitsschwankungen sind zu vermerken. Des Weiteren korrespondiert der Geokörper

anhand einer moderaten Biodiversität sowie radialförmiger Ooide (Abb. 2.2.3) mit den beschriebenen *Shoals* von Colombié & Strasser (2005). Als Besonderheit ist zudem Glaukonit Bestandteil dieser *Shoals*, was generell auf geringe Sedimentationsraten und geringe Wellenenergien hindeutet.

Der Geokörper ist als submarine Düne zu interpretieren die durch den eigentlichen Dünenhauptkamm von der offenen See getrennt wurde. Die submarine Düne generierte in hydrodynamisch "geschützten" und landwärts gerichteten Ablagerungsräumen und unterteilte diesen intern in *Shoal* und lagunäre/ *Backshoal*-Regionen. Ob dieser Geokörper aber im Sinne von Colombié & Strasser (2005) als *Internal* oder *External Shoal* zu deklarieren ist, kann aufgrund fehlender Hauptkomponenten und Faziesmarker, wie Dasycladaceen sowie dem zu geringen Datensatz, abschließend nicht geklärt werden.



**Abb. 2.2.3:** Die Glaukonit-führenden oolithischen *Shoals* sind eingeschaltet in eine lagunäre Mergelabfolge. Die geringmächtigen Geokörper werden ausschließlich aus radialförmigen Ooiden (R-Oo) aufgebaut. Dieses Stapelungsmuster entspricht Ablagerungsräumen, die von seewärtig gelegenen Barrieresystemen (z. B *Seaward Shoals*) hydrodynamisch geschützt wurden.

### 2.3. Von der Lagune bis zur offenen See – Biokomponenten-Verbreitung und Vergesellschaftung einer oberjurassischen Karbonatrampe unter besonderer Einbeziehung der Foraminiferen

Flachmarine oberjurassische Ablagerungen belegen ein hohes Verbreitungsmaximum von Foraminiferen-Gruppen und mikrofazielle Studien zielen darauf ab Ablagerungsräume anhand von Foraminiferen-Vergesellschaftungen zu differenzieren (z. B. Reolid et al. 2008). Ein allgemeines und vereinfachtes Verbreitungsmuster entlang einer oberjurassischen Karbonatplattform liefert Flügel (2004), der miliolide und agglutinierende lituoliide und loftusiide Großforaminiferen den inneren Bereichen der Karbonatplattform zuordnet, wobei miliolide Foraminiferen proximale Regionen der inneren Karbonatplattform kennzeichnen. Kalkschaler besiedeln den Plattformhang und damit bevorzugt distale Ablagerungsräume (Flügel 2004). Ein ähnliches Verbreitungsmuster veranschlagt Hughes (2004) für eine mittelbis oberjurassische Karbonatabfolge Saudi Arabiens (Upper Dhruma Fm. bis Arab Fm.; Callovium bis Kimmeridgium). Lituoliide und loftusiide Großforaminiferen finden ihr Verbreitungsmaximum in hydrodynamisch geschützten Ablagerungsräumen bei geringer bis hoher Wasserbedeckung, während kalkschalige Nodosariaceen (z. B. *Lenticulina, Nodosaria*) offen marine Lebensräume charakterisieren (Hughes 2004).

Das allerdings auch loftusiide Großforaminiferen wie z. B. *Rectocyclammina* oder *Everticyclammina* in der Lage waren offen marine und hydrodynamisch ungeschützte Habitate zu besiedeln belegten Reolid et al. (2007) und Badenas & Aurell (2010). Ebenfalls die bevorzugt seewärts und küstenferne Habitate besiedelnde Foraminifere L*enticulina* (z. B. Hughes 2000, 2004; Reolid et al. 2007) wurde durch Hughes (2006) und Reolid et al. (2008) eine große paläobathymetrische Toleranz attestiert und damit die Fähigkeit auch lagunär geschützte Habitate zu okkupieren. Demnach ist aufgrund der großen Reichweite eine Differenzierung des Ablagerungsraumes, basierend auf besagten Foraminiferen, als sehr unsicher einzustufen.

Die im Arbeitsgebiet vorgefundene Verbreitung der Foraminiferen spiegelt sich in den Aussagen der oben erwähnten Autoren sehr gut wider (vgl. Abb. 2.5.3). Identifizierte loftusiide Großforaminiferen wie *Everticyclammina* und *Alveosepta* sind zum Teil massenhaft in quarzreichen *Backshoal* Ablagerungen (Fazies 10, 11) wie auch in *Foreshoal/ Intrashoal* Regionen (Fazies 20, 21) vorhanden. Die grob agglutinierende Foraminifere *Everticyclammina* ist sogar aus *Shoal-Fringe* Bereichen dokumentiert, was indiziert, dass die Gattung im Gegensatz zur allgemein vertretenen Meinung (z. B. Hughes 2000, 2004; Helm 2005; Reolid et al. 2007; Kästner et al. 2008) auch hydrodynamisch höherenergetische Bereiche, wenigstens kurzweilig, besiedeln konnte.

Lituoliide Foraminiferen und im Speziellen die kosmopolitische Nautiloculina oolithica besiedelten bevorzugt Habitate in geringerer Entfernung zu den Inner Shoals. Dies deckt sich sehr gut mit dem beschriebenen Verbreitungsmuster von Nautiloculina oolithica aus einem äquivalenten Ablagerungsraum des Französischen Juras (Pagnoz Fm., Mittleres Oxfordium). Nautiloculina oolithica bildet hierbei zusammen mit kalkschaligen Foraminiferen (z. B. Lenticulina) die Epifauna hochenergetischer Inner Shoals (Reolid et al. 2007). Korrespondierend mit Reolid et al. (2007) nimmt der Anteil an lituoliiden Foraminiferen mit zunehmender Entfernung zu den Inner Shoals ab (vgl. Abb. 2.5.3).

Gemäß Hughes (2006) und Reolid et al. (2008) finden kalkschalige Nodosariaceen ihr Verbreitungsmaximum in tieferen, seewärts gelegenen Bereichen fernab hochenergetischer *Inner Shoals*, sind jedoch auch aus offenen Lagunen sowie *Backshoal* und *Inner Shoal*-Bereichen überliefert.

Einen Ansatz, um entlang einer inneren Karbonatrampe eine Fazies-Zonierung mithilfe von Foraminiferen durchzuführen liefern Bucur et al. (1995), die einen zunehmenden Trend der Diversität von Foraminiferen-Gruppen von lagunären Bereichen zu offen marinen Lebensräumen beschreiben. Nach Dupraz & Strasser (2002) ist eine hohe Vielfalt an Foraminiferen ein Anzeichen für offen marine Bedingungen. Ebenfalls ist die Begleitfloraund Fauna einzubeziehen, um eine sichere Zuordnung durchzuführen, da spezielle oberjurassische Biokomponenten, wie z. B. *Cayeuxia* gesonderte Ablagerungsräume- sowie Verhältnisse anzeigen (z. B. Flügel 2004; Hughes 2004; Reolid et al. 2007). Als weiterer Unterscheidungsfaktor ist der siliziklastische Anteil im Begleitsediment mit zu berücksichtigen (Dupraz & Strasser 1999).

Miliolide Foraminiferen sind lediglich aus hydrodynamisch niederenergetischen und siliziklastischen Fazies beschrieben und charakterisieren in Einverständnis mit Flügel (2004) lagunäre Ablagerungsräume. Backshoal Bereiche, geprägt durch einen hohen siliziklastischen und terrestrischen Anteil sowie einer geringen Biodiversität, beinhalten eine Komponenten-Vergesellschaftung aus loftusiiden Foraminiferen und Gastropoden (Abb. 2.3.1). Nach Dupraz & Strasser (1999) sowie Kästner et al. (2008) ist eine loftusiide Großforaminiferen-Gastropoden-Vergesellschaftung, aus primär auftretenden Everticyclammina und Alveosepta typisch für oberjurassische siliziklastische Lagunen.

Die in dieser Arbeit untersuchten *Inner Shoals* sowie *Shoal Fringes* werden von einer Lituoliiden-Nodosariiden-Vergesellschaftung dominiert, die größtenteils innerhalb der *Inner Shoals* allochthon vorliegt (Abb. 2.3.1). Seewärts gerichtete *Foreshoal/ Intrashoal* Ablagerungsräume belegen eine hohe Vielfalt an Foraminiferen und assoziierten Biokomponenten. Folglich liegt ein deckungsgleiches Verteilungsmuster gemäß Reolid et al.

(2007) vor. So sind Habitate in geringerer Entfernung zu den *Inner Shoals* durch eine *Everticyclammina*-Lituoliide-Nodosariide-Vergesellschaftung gekennzeichnet.

Mit zunehmender Entfernung und Wassertiefe nimmt der Anteil an Lituoliiden Foraminiferen ab und der an *Alveosepten* sowie Nodosariaceen zu. Somit indiziert eine Loftusiide-Nodosariide-Vergesellschaftung distale Habitate in größeren Wassertiefen (Abb. 2.3.1). Mit weiter zunehmender Wassertiefe stellt sich eine Komponenten-Vergesellschaftung aus nodosariiden Foraminiferen und Kieselschwamm-Skleren ein. Dies deckt sich sehr gut mit Gramann et al. (1997) sowie Hughes (2004), nach denen die beschriebene Komponenten-Vergesellschaftung distale, hydrodynamisch ruhige und schlammige Substrate kennzeichnet.



**Abb. 2.3.1:** Biozonierung entlang eines *Shoal*-Systems (Ablagerungssysteme II bis IV), basierend auf Foraminiferen-Vergesellschaftungen, Biokomponenten- und diversität sowie terrestrischen Anteil. Bedingt durch humidere klimatische Konditionen und in Relation stehender Erosion des Hinterlandes ist eine Transportzunahme von terrestrischem Material in das Ablagerungssystem zu verzeichnen. Das an Nährstoffen angereicherte Gewässer forcierte eine teilweise massenhafte Ansiedlung von nerineoiden Gastropoden und loftusiiden Großforaminiferen.

Mit dem Beginn der Ablagerungseinheit II treten nerineoide Gastropoden und loftusiide Großforaminiferen wie Everticyclammina und Alveosepta in Erscheinung. Helm (2005) und Kästner et al. (2008) korrelieren die Existenz von nerineoiden Gastropoden mit Zeiten erhöhten Nährstoffeintrages. Die hochspiraligen Gastropoden gehören nach Waite et al. (2008) dem Epibenthos an und indizieren eine semisessile Lebensweise. Sie ernährten sich aktiv wie auch passiv durch das Einfangen von Schwebstoffen aus der Wassersäule (Waite et al. 2008). Eine erhöhte Zufuhr an Nährstoffen in das System führte demnach zu einem verbesserten Nahrungsangebot und damit zu günstigeren Lebensbedingungen, was eine Ansiedlung nerineoiden massenhafte von Gastropoden forcierte. Loftusiide Großforaminiferen sind sehr häufig mit nerineoiden Gastropoden vergesellschaftet. Daher ist anzunehmen, dass auch deren Auftreten auf ein verbessertes Nahrungsangebot in Zeiten erhöhter Nährstoffeinträge zurückzuführen ist (Abb. 2.3.1).

Die Faunen-Vergesellschaftung aus loftusiiden Großforaminiferen und nerineoiden Gastropoden ist an quarz- und tonreiche Sedimente gebunden. Der hohe terrestrische Anteil

im Sediment lässt auf eine massive Erosion des Hinterlandes schließen, was nach Waite et al. (2008) auf erhöhte Niederschläge und/ oder transgressive Perioden zurückgeführt wird, forciert durch Meeresspiegelschwankungen. Die erhöhten Niederschlagsraten belegen wiederum für die obersten Schichtglieder des Ablagerungssystems II sowie des Ablagerungssystems III einen Übergang zu humideren klimatischen Konditionen, gleichbedeutend einer Abnahme der Paläotemperatur. Verglichen mit existierenden <sup>18</sup>O-Isotopendaten von Kästner et al. (2010) für die Korallenoolith Formation und der daraus resultierenden Temperaturkurve liegt innerhalb der basalen Schichtglieder bis zur "Hauptemersionsfläche" eine Temperaturabnahme von 7 °C vor, was in Übereinstimmung mit dem Wechsel von einem oolithischen-Korallen Framestone System (Ablagerungssystem II und III) steht.

Vergleichbaren Konditionen unterlag der identifizierte Ablagerungsraum der sogenannten Süntel Formation (Ablagerungssystem IV). Jedoch sind agglutinierende Foraminiferen lediglich auf Mollusken und *Thallasinoides* Pack- und Floatstones (Fazies 9) beschränkt und fehlen in den hangenden Schichtgliedern der Fazies 4,7 & 8. Dies verstärkt die Annahme, dass die Lagune, temporär durch externe Faktoren forciert, von der offenen See abgeschnitten wurde, wodurch bei gleichzeitig erhöhter Süßwasserzufuhr der Ablagerungsraum einer einsetzenden Verbrackung ausgesetzt war. Infolge der erschwerten Lebensbedingungen war es der marinen Faunen-Vergesellschaftung folglich nicht mehr möglich diesen Lebensraum zu besiedeln.

#### 2.4. Erfassung von Diskontinuitätsflächen und Schichtlücken

#### 2.4.1 Beschreibung und Interpretation der Diskontinuitätsflächen

Die Identifizierung von Diskontinuitätsflächen innerhalb sedimentärer Schichtenfolgen ist aufgrund deren Potentials zur Rekonstruktion von stratigraphischen Schichtlücken bzw. ausbleibender Sedimentation für stratigraphische sowie sequenzstratigraphische Ansätze unablässig (Flügel 2004). Unter Diskontinuitätsflächen sind nach Heim (1934) diejenigen sedimentären Flächen zusammenzufassen, die eine Schichtlücke bzw. Sedimentationsunterbrechung indizieren wie z. Β. Omissionsflächen, Hartgründe, Kondensationsflächen, Karstflächen usw., und daher in enger Relation zu Sequenzgrenzen stehen (Mitchum et al. 1977).

Eine Charakterisierung der Flächen beruht auf der Aufnahme von biologischen Aktivitäten, sedimentären Strukturen, der Oberflächenform sowie frühdiagenetischer Merkmale und fazieller Unterschiede (Hillgärtner 1998). Im folgenden Unterkapitel werden die im Arbeitsgebiet vorkommenden Diskontinuitätsflächen beschrieben.

#### A - KB Eulenflucht1 (östlicher Süntel) Teufe: 310.16 bis 310.32 (Korallenoolith Fm.)

**Beschreibung:** In der Kernbohrung Eulenflucht1 ist zwischen Profilmeter 310.16 und 310.32 eine signifikant irreguläre Fläche ausgebildet (Abb. 2.4.1a). Die Grenzfläche weist biogene Aktivitäten sowie eine wellig geformte Oberflächenmorphologie auf. Eine Imprägnierung mit dünnen Eisenoxid-Lagen entlang der Fläche ist vorhanden (Abb. 2.4.1b). Am Kontakt zur Grenzfläche liegt ein abrupter Fazieswechsel von gut sortierten oolithischen Grainstones zu austernreichen bioklastischen Oolithen vor. Einige Komponenten der oolithischen Grainstones sind an der Grenzfläche gekappt. Die bioklastischen Oolithe im Hangenden sind mäßig bis schlecht sortiert und die Austern liegen gut eingebettet in der Matrix vor. Die Existenz von meteorischen Zementen konnte in Dünnschliffen nicht nachgewiesen werden.

Interpretation: Die Existenz trunkierter Komponenten sowie die unregelmäßig geformte Grenzfläche indizieren Erosionsprozesse. Die Entwicklung von Eisenoxid-Lagen entlang der Grenzfläche deutet nach James & Choquette (1983) auf die Generierung eines Hartgrundes hin. Die Tatsache, dass die Komponenten (z. B. Austernschalen) wohl eingebettet im Sediment vorliegen, lässt auf reduzierte Sedimentationsraten schließen. Folglich ist in Übereinstimmung mit James & Choquette (1983) eine fortschreitende Lithifizierung des Meeresbodens belegt. Anzeichen für subaerische Freilegung sind durch das Fehlen von meterorischen Zemente wie z. B. *Dripstone* nicht vorhanden.



**Abb. 2.4.1:** (a) Die oolithischen *Shoreface* Grainstones sind am Top an eine markant irreguläre Grenzfläche gebunden (Diskontinuitätsfläche A). Die wohl sortierten Grainstones sind durch die Diskontinuitätsfläche von dem im Hangenden schlecht sortierten austernreichen bioklastischen Oolithen getrennt (KB Eulenflucht1, Teufe: 310.16-310.32 m). (b) Die Nahaufnahme der Grenzfläche (weiße Pfeile) belegt den abrupt vollzogenen Fazieswechsel, ersichtlich anhand der Korngröße. Darüber hinaus sind an der Grenzfläche eisenhaltige Krusten ausgebildet.

#### B - KB Eulenflucht1 (östlicher Süntel) Teufe: 307.12 (Korallenoolith Fm.)

**Beschreibung:** Ein im Süntel (KB Eulenflucht1, Teufe: 307.03 - 307.16 m) vorhandener und irregulär geformter Kontakt trennt schräggeschichtete oolithische Grainstones von Intraklasten Float- und Rudstones (Fazies 18, Abb. 2.4.2a). Der abrupte fazielle Wechsel erfolgt einhergehend mit einer signifikanten Änderung der Karbonatkurven-Signatur (vgl. Kapitel 3.1, Abb. 3.1.5). Die obersten schräggeschichteten Laminae sind an dieser Grenzfläche gekappt und bilden *Toplap*-Geometrien. Die im Hangenden der Grenzfläche einsetzenden Float- und Rudstones beinhalten wohl eingeregelte Schalenfragmente. Beobachtete Intraklasten setzen sich bevorzugt aus bereits lithifizierten oolithischen Material zusammen (Abb. 2.4.2a). Ein vorhandener Korallen-Intraklast weist Bohrspuren vom Typ *Gastrochaenolites* auf (Abb. 2.4.2c). Austernähnlichen Pelecypoden haben sich auf dem umgelagerten Korallenfragment angesiedelt.

*Interpretation*: Die Zusammensetzung der Intraklasten aus bereits lithifiziertem Material der oolithischen Schichtenfolge impliziert großflächige Erosion und Resedimentation. Die *Toplap*-Geometrien stehen damit im Einklang und sind auf Erosionsprozesse zurückzuführen. Folglich ist die Grenzfläche als Erosionsdiskontinuität zu interpretieren. Eine synsedimentäre Lithifizierung des Meeresbodens ist aufgrund der angebohrten Korallenbruchstücke und der Intraklasten belegt (James & Choquette 1983). In Zeiten

niedriger Sedimentationsraten bildeten die umgelagerten, lithifizierten Korallenfragmente einen guten Untergrund für die Ansiedlung austernähnlicher Pelecypoden.

Die Grenzfläche lässt sich sehr gut anhand der gemessenen Variationen im Karbonatgehalt bis in den Riesenberg Steinbruch (westlicher Süntel) verfolgen (vgl. Kapitel 3.1, Abb. 3.1.5, Abb. 3.1.6). Im Riesenberg Steinbruch wird die Grenzfläche, die hier einen *Gastrochaenolites* beinhaltenden Hartgrund ausbildet, von der sogenannten "Fossilschicht" überlagert (u. a. Schülke 1993; Helm et al. 2003). Bei der "Fossilschicht" handelt es sich um Korallen-Biostrome die lateral in fossilreiche und Riffschutt-führende Kalksteine übergehen (Helm et al. 2003). Die vorhandenen Korallenstöcke, vorzugsweise arrangiert aus *Thamnasteria* und *Fungiastrea*, sind hierbei von mehreren Zentimeter dicken Mikrobialith-Krusten bedeckt (Helm et al. 2003).

Angesichts der Komposition der Ablagerungen, wie auch der Variationen im Karbonatgehalt, ist der Riffschutt-führende Intraklasten Float- bis Rudstone als Pendant des östlichen Süntels zu der im westlichen Süntel vorkommenden "Fossilschicht" zu sehen. Dass die "Fossilschicht", als Leithorizont nur lokalen Charakter besitzt, wie durch Kaiser (1979) und Schülke (1993) deklariert, kann demnach nicht bestätigt werden.



**Abb. 2.4.2:** (a) Eine Erosionsdiskontinuität (Diskontinuitätsfläche B) separiert oolithische Grainstones von Intraklasten Float- bis Rudstones. Die der Erosionsdiskontinuität aufliegenden Float- und Rudstones sind in der Eulenflucht1-Bohrung als Äquivalenzhorizont zur sogenannten "Fossilschicht" zu interpretieren. Die beobachteten Intraklasten (Intra) setzen sich zum Teil aus lithifizierten oolithischen Material zusammen (siehe rotumrandeter Kasten). Schalen-Detritus (Sh) ist sehr häufig vorhanden (KB Eulenflucht1, Teufe: 307.03-307.16 m). (b) Korallen-Intraklast, ca. 143 cm oberhalb der Erosionsdiskontinuität (KB Eulenflucht1, Teufe: 305.60 m). Der Korallen-Intraklast beinhaltet tropfenförmige *Gastrochaenolites*-Spuren (B). Auf dem lithifizierten Korallenbruchstück haben sich austernähnliche Muscheln (Oy) angesiedelt. Spätdiagenetisch kam es teilweise zur Pyritisierung des Korallenbruchstückes.

# C - Steinbruch am Lauensteiner Pass (nördlicher Ith) Profilmeter: 27.2 (Korallenoolith Fm.)

**Beschreibung:** Bei Profilmeter 27.2 im Steinbruch am Lauensteiner Pass trunkiert eine intensiv unregelmäßig geformte Grenzfläche die liegenden Intraklasten Float- und Rudstones und Korallen Framestones (Fazies 19b). In Einverständnis mit Betzler et al. (2007) beinhaltet

die Fläche *Gastrochaenolites*-Bohrungen (Abb. 2.4.3). Inkrustationen aus Eisenoxiden sind an die Schichtfläche gebunden (Betzler et al. 2007). Mehrere Meter mächtige Korallen-Mikrobialith Fleckenriffe (Fazies 19a) und Riffschutt-führende Intraklasten Float- und Rudstones (Fazies 18) überlagern die Grenzfläche.

**Abb. 2.4.3:** (b) Die Diskontinuitätsfläche C stellt im südlich gelegenen Ith eine markant auffällige, mit Eisenoxiden behaftete und *Gastrochaenolites*-Spuren (B) beinhaltende Grenzfläche dar, der Korallen-Mikrobialith Riffe sowie Riffschutt-führende Kalksteine aufliegen (Steinbruch am Lauensteiner Pass, Profilmeter 27.2). ►



*Interpretation*: Die Trunkation der Schichtenfolge im Liegenden der Grenzfläche impliziert großflächige Erosion. Eisenanreicherungen sowie die vorhandenen *Gastrochaenolites*-Bohrungen an der Grenzfläche indizieren eine Lithifizierung des Meeresbodens und die Genese eines Hartgrundes.

#### D - KB Eulenflucht1 (östlicher Süntel) Teufe: 293.89 (Korallenoolith Fm.)

**Beschreibung:** Quarzreiche bioklastische Pack- und Floatstones überlagern in der Eulenflucht1-Bohrung eine stark irregulär ausgeprägte Grenzfläche (Abb. 2.4.4a). Lediglich anhand des sprunghaften Anstieges des Quarzgehaltes sind die Ablagerungen der hangenden von denen der liegenden Schichtenfolge zu unterscheiden (vgl. Kap. 3.1, Abb. 3.1.5). Einzelne Fossillagen weisen am Kontakt mit der Grenzfläche Trunkation auf (Abb. 2.4.4a). Ton- und Eisenanreicherungen sind entlang der Grenzfläche vorhanden. Eine intensive biogene Aufarbeitung der quarzreichen Ablagerungen ist existent, wobei einige Komponenten *in-situ* vorliegen (Abb. 2.4.4b). Zentimeter große Intraklasten setzen, ab ca. 20 cm oberhalb der Grenzfläche, in der Eulenflucht1-Bohrung ein (Abb. 2.4.4b & 2.4.4c). Die Intraklasten beinhalten oolithische und bioklastische Komponenten und divergieren damit in ihrer Komposition vom umliegenden quarz- und austernreichen Sediment.

*Interpretation*: Ein erosiver Kontakt liegt aufgrund vorhandener Trunkation einzelner Fossillagen vor. Die intensive Bioturbation sowie die erhaltene Lebensstellung einzelner Biokomponenten lassen auf sehr geringe bzw. ausbleibende Sedimentationsraten schließen, wodurch eine Lithifizierung des Meeresbodens anzunehmen ist. Der sprunghafte Wechsel der Ablagerungsbedingungen, verdeutlicht durch die abweichende Fazies-Assoziation im Hangenden der erosiv geformten Grenzfläche, indiziert einen größeren Schichtausfall und Omission sowie nachhaltige Abtragung. Anzeichen für subaerische Freilegung der Ablagerungen innerhalb der KB Eulenflucht1 sind nicht zu finden. Der Kontakt ist anhand von Variationen im Karbonatgehalt wie auch der Gamma-Ray Intensität über weite Distanzen sehr gut nachvollziehbar und damit korrelierbar (vgl. Kap. 3.1, Abb. 3.1.6).



**Abb. 2.4.4:** (a) Die "Hauptemersionsfläche" (Diskontinuitätsfläche D) in der KB Eulenflucht1 (Teufe: 293.76-293.92 m). Die bioklastischen und quarzreichen Ablagerungen im Hangenden der Hauptemersionsfläche zeichnen sich durch intensive Bioturbation (Biot) aus. (b) Bohrkernscan der quarzreichen bioklastischen Fazies, ca. 20 cm oberhalb der "Hauptemersionsfläche" (KB Eulenflucht1, Teufe: 293.58-293.68 m). Die Fazies führt sehr häufig austernähnliche Schalen (Oy), die zum Teil gut eingeregelt im Sediment vorliegen (siehe auch Abb. c). Einige Muscheln liegen in Lebensstellung vor (schwarze Pfeile). (b & c) Ab ca. 22 cm im Hangenden der "Hauptemersionsfläche" sind vermehrt Zentimeter große Intraklasten (Intr), die sich hauptsächlich aus Ooiden und Bioklasten zusammensetzen, vorhanden (Abb. c: KB Eulenflucht 1, Teufe: 293.08 m).

Basierend auf der Korrelation der Karbonatgehaltskurven ist die Grenzfläche mit der im Süntel weitverbreiteten sogenannten "Hauptemersionsfläche" gleichzusetzen, die nach diversen Autoren (z. B. Gramann et al. 1997; Kästner et al. 2008) einen Auftauchhorizont im Niedersächsischen Becken darstellt. Die Ablagerungen unterlagen folglich subaerischen Bedingungen, was aufgrund einsetzender Verkarstung nachzuvollziehen ist. Paläokarsthorizonte sind für die Regionen Hohenstein (Helm 1998), Riesenberg (Helm 1998; Kästner et al. 2008) und Hamelspringe (eigene Beobachtung) bekannt.

## E - KB Eulenflucht1 (östlicher Süntel) Teufe: 292.75 & Steinbruch Borela (Thüster Berg) Profilmeter 6.1 (Korallenoolith Fm.)

Beschreibung: Die im Arbeitsgebiet vorkommenden guarzreichen bioklastischen Wackeund Packstones sind am Top durch eine im Gelände sehr auffällig irregulär entwickelte Grenzfläche von der hangenden Schichtenfolge separiert. In den Steinbrüchen und Sedimentkernen von Salzhemmendorf wird die Grenzfläche durch Inzisionen in die stratigraphisch ältere Schichtenfolge geprägt (Abb. 2.4.5). Millimeterdünne Tonanreicherungshorizonte an der Kontaktfläche lassen sich sowohl in der Profilansprache als auch durch geophysikalische- und geochemische Messverfahren erkennen. Ein abrupter fazieller Wechsel zu oolithischen Grainstones (südliche Arbeitsgebiete) oder Foraminiferen und Packstones (Süntel) vollzieht sich oberhalb der Kontaktfläche. Die Wackeschräggeschichteten oolithischen Grainstones im Hangenden der "Haupterosionsfläche" bilden Downlap-Geometrien aus.

Ein markanter Wechsel der Gamma-Ray- und der Karbonat-Signatur ist parallel zum Fazieswechsel zu erkennen. In der Eulenflucht1 Bohrung ist der Kontakt weniger irregulär und deutlich ausgebildet, lässt sich jedoch aufgrund eines abrupten Anstieges im Karbonatgehalt sehr gut differenzieren (Abb. 2.4.5).



Abb. 2.4.5: Die guarzreichen bioklastischen Wacke- und Packstones sind in den Salzhemmendorfer Sektionen großmaßstäblich aufgeschlossene "Haupterosionsfläche" Top an die am (Diskontinuitätsfläche E) gebunden (rote gestrichelte Linie). Zum Teil liegen die stratigraphisch jüngsten Schichtglieder dieses Intervalls nicht mehr vor, wie anhand des weißen Pfeils verdeutlicht wird. Die der "Haupterosionsfläche" aufliegenden schräggeschichteten oolithischen Grainstones bilden Downlaps (schwarze Pfeile). Im Gamma-Ray Log ist die "Haupterosionsfläche" durch einen einzelnen positiven Peak leicht zu identifizieren (Abgebildetes Beispiel: Borela Steinbruch, 6.1 m oberhalb der gemessenen Profilbasis). Die äguivalente Erosionsfläche in der KB Eulenflucht1 ist anhand eines sprunghaften Anstieg im Karbonatgehalt leicht identifizierbar.

Interpretation: Die vorhandenen Inzisionen implizieren die großflächige Erosion der jüngsten Schichtglieder der quarzreichen bioklastischen Wacke- und Packstones. Folglich ist die Grenzfläche als Erosionsdiskontinuität zu deklarieren. Es gibt keine direkten Anzeichen für subaerische Freilegung. Der an die Erosionsfläche gebundene Wechsel im lagunären Backshoal Ablagerungssystem, von einem System zu einem im Niedersächsischen Becken zeitgleich einsetzenden oolithischen Shoal System, bietet jedoch Platz für Spekulationen. Die Erosionsfläche ist durch Gamma-Ray Signaturen und den Variationen im Karbonatgehalt beckenweit sehr gut identifizierbar (vgl. Kapitel 3.1, Abb. 3.1.6). Eine Parallelisierung der Sektionen auf das Niveau der Erosionsfläche indiziert, dass die liegende quarzreiche Schichtenfolge unterschiedlich mächtig ausgebildet ist (vgl. Abb. 3.1.6). Die hohen Mächtigkeitsunterschiede zeigen, dass zwischen den Sektionen die Erosionsrate variiert haben muss.

# F - KB Eulenflucht1 (östlicher Süntel) Teufe: 287.77, Steinbruch am Lauensteiner Pass (nördlicher lth) Profilmeter 76.7 & Sektionen am Thüster Berg (Korallenoolith Fm. )

**Beschreibung:** Die Grenzfläche F ist, ca. 5 bis 7 m im Hangenden der Diskontinuitätsfläche E, flächendeckend im Arbeitsgebiet ausgebildet (Abb. 2.4.14). Der Kontakt beinhaltet in allen bearbeiteten Sektionen einen abrupten faziellen Wechsel von oolithischen Grainstones zu foraminiferenreichen bioklastischen Mergeln und Kalksteinen ("Foraminiferen Bänke"). In den Steinbrüchen von Salzhemmendorf sind die Ablagerungen in Form von drei wohl entwickelten Kalkmergelbänken arrangiert. In den Sektionen sind schräggeschichtete Oolithe am Top gekappt und bilden *Toplap*-Geometrien aus (Abb. 2.4.6a). Sägezahnförmige zackige Adern durchziehen das oolithische Gestein entlag der Komponenetensäume (Abb. 2.4.6b). Die Existenz von gekappten Ooiden steht in direkter Verbindung zu der Grenzfläche (Abb. 2.4.6b). Exponierungen in Form von Eisenoxid-Inkrustationen sind an der Grenzfläche vorhanden. Die Ablagerungen im Hangenden der Grenzfläche sind schlecht sortiert und die Säume der beinhaltenden Komponenten sind undeutlich ausgebildet und mikritisiert.

Interpretation: Aufgrund der im Arbeitsgebiet belegten Trunkation von oolithischen Körpern und deren Komponenten liegt am Kontakt der oolithischen Grainstones zu den foraminiferenreichen bioklastischen Mergeln und Kalksteinen eine Erosionsdiskontinuität vor. Das Auftreten von Intraklasten und die Ausbildung der signifikant undeutlich entwickelten Säume der Komponenten, innerhalb der schlecht sortierten bioklastischen Ablagerungen im Hangenden der Grenzfläche, indizieren hydrodynamisch hochenergetische Ereignisse und damit verbundene Umlagerungsprozesse. Die sägezahnförmigen Adern wurden als Mikrostylolithe interpretiert. Die Ausbildung der Mikrostylolithe erfolgte spätdiagenetisch.



**Abb.: 2.4.6:** (a) Die Ausbildung der Diskontinuitätsfläche F im Steinbruch am Lauensteiner Pass (rote gestrichelte Linie; 76.6 m oberhalb der gemessenen Profilbasis). Schräggeschichtete oolithische Grainstones belegen anhand von *Toplap*-Geometrien (weiße Pfeile) eine Trunkation der liegenden Schichtenfolge. Im Hangenden der Erosionsfläche schließen sich zwei sehr auffällige und an tonangereicherte Everticyclamminiden-führende Kalkbänke an. (b) An der äquivalenten Grenzfläche (rote gestrichelte Linie) sind diverse Komponenten am Kontakt der Grenzfläche gekappt (rote Pfeile; KB Eulenflucht1 Teufe: 287.77). Anreicherungen an Eisenoxidbehafteten (Fe) Oberflächen sind im Bereich der Erosionsfläche vorhanden. Komponenten im Liegenden wie auch im Hangenden indizieren Aufarbeitungsprozesse des Sedimentes. Bei den sägezahnförmigen Adern, die das Gestein durchziehen handelt es sich um Mikrostylolithe (Sty).

## G - Steinbruch am Lauensteiner Pass (nördlicher Ith) Profilmeter 97.2 sowie Steinbrüche Salzhemmendorf (Thüster Berg; Korallenoolith Fm.)

**Beschreibung:** Schräggeschichtete oolithische Grainstones (Lauenstein) bzw. bioklastische Oolithe (Salzhemmendorf) werden am Top durch eine optisch markante Schichtfläche begrenzt (Abb. 2.4.7a). Ein deutlicher lithologischer wie auch fazieller Wechsel liegt an der Fläche vor. Im Steinbruch Voska (Salzhemmendorf) liegt dieser Fläche ein millimeterdünner, Ton angereicherter Mergel Horizont auf, der vertikal in bioturbate und brachiopodenreiche Ablagerungen übergeht. Im Steinbruch am Lauensteiner Pass ist die Schichtunterkante markant wellig ausgebildet (Abb. 2.4.7a). Die anschließende lithologische Schichtenfolge zeigt einen Übergang von brachiopodenreichen Kalksteinen zu Mergelsteinen. Sowohl die Ablagerungen unterhalb als auch oberhalb der Grenzfläche erfuhren im Steinbruch am Lauensteiner Pass intensive Bioturbation (Abb. 2.4.7b und Abb. 2.4.7c). Das Gefüge der oolithischen Grainstones, im Liegenden der Grenzfläche, ist durch eine graubläuliche fleckige bis marmorierte Struktur geprägt (Abb. 2.4.7c). Die biogene Aufarbeitung nimmt zur Basis der oolithischen Kalkbank hin ab. Klastenartige Komponenten sind in den grobkörnigen und schlecht sortierten bioklastischen Kalken im Hangenden der Grenzfläche vorhanden (Abb. 2.4.7b).



**Abb. 2.4.7:** (a) Die Ausbildung der Diskontinuitätsfläche G im Steinbruch am Lauensteiner Pass (rote gestrichelte Linie; Steinbruch am Lauensteiner Pass; Profilmeter 97.2). Die Schichtunterkante der Kalkbank im Hangenden der Grenzfläche ist intensive wellig ausgebildet (roter Pfeil). (b) Die intensiv biogen aufgearbeiteten bioklastischen Kalksteine im Hangenden der Schichtfläche führen eckige und klastenartige Komponenten (Intra). (c) Das grobkörnige oolithische Gefüge ist aufgrund von Bioturbation (Biot) zum Teil nicht mehr vorhanden.

Interpretation: Die intensiv bioturbaten Sedimente indizieren ein sauerstoffreiches Habitat und eine minimale Nettosedimentation. Dies korrespondiert mit der hohen Anzahl an Brachiopoden, die aufgrund ihrer sessilen Lebensweise ein stabiles Substrat benötigen. Im Zuge stark reduzierter Sedimentation und erheblicher Bioerosion erfolgte eine kontinuierliche diagenetische Kondensation der Sedimente. Nach Fels & Seyfried (1993) läuft Bioerosion vornehmlich auf Fest- und Hartböden in Verbindung mit tiefgreifender Erosion ab. Erosive Prozesse sind im Lauensteiner Steinbruch anhand der Trunkation schräggeschichteter Oolithe nachgewiesen, jedoch in den Salzhemmendorfer Sektionen weniger prägnant ausgebildet. Die klasterartigen Komponenten im Hagenden der Grenzfläche wurden als Intraklasten identifiziert. die weitreichende Umlagerungsprozesse während der wiedereinsetzenden Sedimentation belegen.

## H - KB Eulenflucht1 (östlicher Süntel) Teufe: 274.03 (Kontakt Korallenoolith Fm.-Süntel Fm.)

**Beschreibung:** In der KB Eulenflucht1 sind Quarz- und Glaukonit-führende bioklastische Kalksteine am Top der Korallenoolith Fm. an eine wellig geformte Grenzfläche gebunden, der Tonsteine aufliegen (Abb. 2.4.8; KB Eulenflucht1, Teufe: 274.03 m). Der Karbonatgehalt nimmt entsprechend dem lithologische Wechsel ab. Eine intensive Bioturbation ist für die bioklastischen Kalksteine zu verzeichnen. Besonders signifikant ist die Ausbildung eines

Spurenhorizontes, welcher der Grenzfläche direkt unterliegt. Die dicht miteinander verzweigten, meist horizontal angelegten Grabgänge sind mit tonangereicherten Sedimenten verfüllt (Abb. 2.4.8).

Interpretation: Die Existenz eines horizontal angelegten Spurenhorizontes weist nach Kennedy & Garrison (1975) und Wings (2000) reduzierte bzw. auf ausbleibende Sedimentationsraten und der Entwicklung einer Diskontinuitätsoberfläche hin. Wings (2000)interpretiert ein äquivalentes Gangsystem im Solnhofener Plattenkalk mit Atreta-Bohrungen auf der Schichtoberfläche als Hartgrund. Dies korrespondiert gut mit Geländebeobachtungen im benachbarten Steinbruch Riesenberg, in dem die Korallenoolith/ äquivalente Süntel-Grenzfläche von Bohrmuscheln besiedelt wurde. Folglich ist am Übergang von der Korallenoolith Fm. zu der Süntel Fm. mit einer reduzierten bzw. ausbleibenden Sedimentation zu rechen. Eine verlässliche Aussage, was für einen Zeitraum die Diskontinuitätsfläche einnimmt, ist aufgrund fehlender biostratigraphischer Indikatoren nicht möglich.



Abb. 2.4.8: Die Diskontinuitätsfläche H in der KB Eulenflucht1 (rote Linie) separiert Quarz-& Glaukonit-führende bioklastische Kalksteine von Tonsteinen. Auffällig ist die Ausbildung eines Spurenhorizontes (Sp) im Liegenden der Grenzfläche. Die horizontal angelegten Bauten sind mit einem tonangereicherten hellbraunen Sediment verfüllt (KB Eulenflucht1, Teufe: 274-274.11 m).

## I - Steinbruch Borela (Thüster Berg) Profilmeter 71 (Kontakt Korallenoolith Fm.-Süntel Fm.)

**Beschreibung:** Unzählige horizontal und vertikal verlaufende Hohlräume durchziehen eine 70 cm mächtige Kalksteinbank am Top der Korallenoolith Fm. in der Region am Thüster Berg (Abb. 2.4.9a). Die Hohlräume sind primär am Top der Kalkbank ausgebildet und nehmen tendenziell in der Häufigkeit zur Basis ab. Am Top ist die Kalksteinbank an eine sehr unregelmäßig geformte Fläche gebunden, die von quarzreichen Ablagerungen der Süntel Fm. überlagert wird. Die Hohlräume besitzen einen Durchmesser im Zentimeterbereich und unterscheiden sich durch die Sedimentfüllung prägnant vom umgebenden Gestein. Detritische Quarzkörner, Holzreste sowie austerähnliche Schalenfragmente sind unregelmäßig in die grobkörnige braune Matrix eingebettet (Abb. 2.4.9b). Der Kontakt zum umliegenden feinkörnigen Wackestone liegt sehr diffus vor. Ausgehend von den Hohlräumen durchziehen mehrere millimeterdünne Mikrorisse die bioklastischen Wackestones.



**Abb. 2.4.9:** (a) Die Sektion Borela am Thüster Berg belegt am Top der Korallenoolith Fm. die Existenz eines Paläokarsthorizontes (Steinbruch Borela, Profilmeter 71). Die Hohlräume die sich innerhalb der stark bioturbaten Wackestones gebildet haben sind mit grobkörnigen braunen Sedimenten verfüllt. (b) Die Säume zum umliegenden Sediment sind sehr diffus (D.) und einzelne Mikroklüfte (Mkl.), die die bioklastischen Wackestones durchziehen, sind existent. Die bräunliche Matrix führt einen hohen Anteil an terrestrischen Komponenten (detritischer Quarz = Qz; Holz = Hz) sowie austernählichen Schalenfragmenten (Oy).

*Interpretation*: In Übereinstimmung mit Flügel (2004) indizieren Hohlräume und Mikrorisse, die mit überlagerten Sedimenten verfüllt sind Paläokarsterscheinungen. Paläokarsterscheinungen entstehen infolge subaerischer Freilegung der Ablagerungen, z. B. während Meeresspiegeltiefsständen, bevorzugt unter humiden klimatischen Konditionen (Flügel 2004). Die in der Kalksteinbank vorhandenen Höhlräume und Mikrorisse sind folglich durch subaerische Freilegung und damit verbundener Verkarstung entstanden. Die Kalksteinbank ist an eine Erosionsfläche gebunden. Aufgrund dessen ist am Übergang von der Korallenoolith Fm. zur Süntel Fm. am Thüster Berg eine wichtige Diskontinuitätsfläche ausgebildet.

# J - KB Eulenflucht1 (östlicher Süntel) Teufe: 267.5 und Steinbruch am Lauensteiner Pass (nördlicher Ith) Profilmeter 130.9 (Süntel Fm.)

**Beschreibung:** Eine Faziesabfolge von kalkig gestützten Tempestiten zu stromatolithischen Algen Bindstones ist in der KB Eulenflucht1 an eine auffällig irreguläre Grenzfläche gebunden (Abb. 2.4.10a). An der Grenzfläche ist die Trunkierung der obersten Laminae der Algen Bindstone Fazies erkennbar (Abb. 2.4.10b).

Eine schichtinterne Verfältelung (*Crinkled Lamination*) einzelner Laminae liegt vor. Die äquivalente Grenzfläche im Steinbruch am Lauensteiner Pass begrenzt eine siliziklastisch gestützte Tempestit-Abfolge (vgl. Kapitel 2.1, Abb. 2.1.9a). Die obersten Tonmergellagen der

liegenden Tempestit-Sequenz f sind am Kontakt abgeschnitten. In beiden Sektionen setzen im Hangenden quarzreiche bioklastische Pack- bis Floatstones ein (Abb. 2.4.10a). Die Ablagerungen beinhalten lokal Glaukonit, Ankerit und weisen intensive Bioturbation auf.



**Abb. 2.4.10:** (a) Übersichtaufnahme der Diskontinuitätsfläche J (rote gestrichelte Linie; KB Eulenflucht1 Teufe: 267.39 bis 267.48). Die Diskontinuitätsfläche ist irregulär geformt und trennt die liegende Algen Bindstones Fazies von quarzreichen bioklastischen Packstones. Die Schichtenfolge direkt im Hangenden der Grenzfläche zeigt Spuren intensiver Bioturbation auf (Biot). (b) Nahaufnahme der Kontaktfläche: Deutlich zu erkennen ist die schichtinterne Verfältelung einzelner Laminae (CL). Infolge von Bioerosion sind die obersten Laminae der liegenden Algen Bindstone Fazies an die Grenzfläche trunkiert (weiße Pfeile).

*Interpretation*: Die Inzisionen sind infolge erosiver Prozesse am Top der Schichtenfolgen entstanden. Eine temporäre Freilegung der Ablagerungen ist nach Flügel (2004) durch die Entwicklung von schichtinternen Verfältelungen *(Crinkled Lamination)*, zumindest für den östlichen Süntel, belegt. Die hangende stenohaline Komponentenvergesellschaftung indiziert ein offen marines Milieu und reduzierte Sedimentationsraten. Die reduzierten Sedimentationsraten forcierten bei wieder eintretender Sedimentation die Generierung eines Festgrundes im östlichen Süntel und die eines Kondensationshorizontes im nördlichen Ith. Durch biogene Aktivitäten kam es im östlichen Süntel erneut zur Aufarbeitung und Bioerosion der liegenden Schichtenfolge.

# K - KB Eulenflucht1 (östlicher Süntel) Teufe: 243.85 und Steinbruch am Lauensteiner Pass (nördlicher Ith) Profilmeter 151.7 (Süntel Fm.)

**Beschreibung:** Ein schräggeschichtetes Ooilth-Intervall ist durch eine irregulär geformte Grenzfläche von der hangenden Schichtenfolge getrennt (Abb. 2.4.11a). Dies wird verdeutlicht anhand gekappter Ooid-Komponenten direkt am Kontakt der Grenzfläche (Abb. 2.4.11b). Die Porenräume der bitumenreichen Oolithe sind zum Teil mit hellbräunlichen Zementen verfüllt. Eine rötliche Verfärbung der Zemente, unter Anwendung von Alizarinrot, liegt nicht vor, wodurch ein kalkiges Bindemittel ausgeschlossen werden kann. Der oberste Abschnitt der oolithischen Kalksteine indiziert partiell biogene Aufarbeitung. Die bioturbaten Flächen sind mit schlecht sortierten bioklastenreichen Ablagerungen verfüllt (Abb. 2.4.11a). Die bioklastischen und bioturbaten Schichtenfolgen im Hangenden sind stark eisenschüssig und angereichert an Glaukonit (Abb. 2.4.11b). Schalenfragmente liegen wohl angeordnet im Sediment vor. Der Kontakt zu der Schichtenfolge im Hangenden ist im nördlichen Ith mit einem sprunghaften Anstieg der Gamma-Ray Intensität um 15 cps verbunden. Ein signifikanter Einschnitt im Verlauf der Karbonatkurve ist hingegen nicht vorhanden.



**Abb. 2.4.11:** (a) Oolithische Grainstones sind am Top an die Diskontinuitätsfläche K gebunden (rote gestrichelte Linie; KB Eulenflucht1 Teufe: 243.80 bis 243.90). Die hangenden Mergelkalke sind stark bioturbat und führen austernähnliche Muscheln (Oy). Zum Teil erfuhren die obersten Abschnitte der liegenden Oolithe intensive biogene Aufarbeitung (Biot). (b) Die Nahaufnahme der Erosionsfläche verdeutlicht erosive Prozesse anhand trunkierter Ooid-Komponenten (rote Pfeile). Die Oolithe sind im obersten Abschnitt durchtränkt von Bitumen (B). Porenräume direkt im Liegenden der Erosionsfläche sind mit hellbraunen nichtkarbonatischen Zementen (Z) verfüllt. Eine häufige Anreicherung von Glaukonit (GI) ist in den bioklastischen Mergelkalken zu verzeichnen.

*Interpretation*: Eine Erosionsfläche liegt am Top der oolithischen Schichtenfolge vor. Die gekappten Ooid-Komponenten und die intensiv irregulär geformte Grenzfläche sind hierfür primär heranzuziehen. Im Zuge subaerischer Einflüsse auf die Kalksteine konnte innerhalb der Porenräume die Lösung der primären karbonatischen Zemente forciert werden. Dies würde erklären, warum lediglich die obersten Zentimeter der oolithischen Kalkbank betroffen sind.

Anhand der vorhandenen Komponentenvergesellschaftung und der Sedimentstrukturen der Schichtenfolge im Hangenden der Erosionsfläche sind sehr geringe Sedimentationsraten anzunehmen. Eine fortschreitende Kondensierung der Schichtenfolge konnte unter diesen Umständen erfolgen. Im Zuge der geringen Nettosedimentation unterlagen die obersten Abschnitte der oolithischen Kalke biogener Aufarbeitung.

#### L - KB Eulenflucht1 (östlicher Süntel) Teufe: 240.58 (Süntel Fm.)

Beschreibung: Die Quarz-führenden bioklastischen Wackestones sind in der KB Eulenflucht1 am Top an eine unregelmäßig ausgebildete Schichtfläche gebunden (Abb. 2.4.12a). Der Schichtfläche liegen austernähnliche Pelecypoden auf. Tropfenförmige Strukturen innerhalb der obersten Lagen der bioklastischen Wackestones sind auf Aktivitäten von Bohrmuscheln zurückzuführen. Ausgehend von der Grenzfläche durchziehen einzelne millimeterdünne, maximal drei Zentimeter lange und vertikal angeordnete Hohlräume die (Abb. umliegenden bioklastischen Wackestones 2.4.12a). Sedimentklasten und Komponentendebris der hangenden Quarz-führenden bioklastischen Floatstones verfüllen die Hohlräume. Dabei sind primär Schalentrümmer, Intraklasten, Glaukonit sowie mikritische Sedimentklasten zu nennen (Abb. 2.4.12b). Der Kontakt zum umliegenden mikritischen Gestein ist diffus. Anhand der unterschiedlichen fibrosen und blockigen Zementgenerationen ist ein signifikanter Unterschied in der Diagenese zum umliegenden Gestein erkennbar.



**Abb. 2.4.12:** (a) Der Diskontinuitätsfläche L liegen austernähnliche Schalen auf (weißer Pfeil). Ausgehend von der Grenzfläche durchziehen einzelne millimeterdünne und vertikal angeordnete Hohlräume (H) die umliegenden bioklastischen Ablagerungen. Ebenfalls sind vereinzelnd *Gastrochaenolites*-Spuren (B) zu finden (KB Eulenflucht1, Teufe: 240.54-240.61 m). (b) Nahaufnahme eines Hohlraumes: Der Kontakt zum umliegenden mikritisierten Sediment ist diffus. Der Hohlraum belegt die Existenz mehrerer Zementgenerationen (Z) und ist zum Teil mit Komponentenbruchstücken verfüllt. Lithifizierte, mikritisierte Klasten (M), Intraklasten (Intra) sowie Schalenfragmente (Sh) sind hierbei zu erwähnen. Das Mineral Glaukonit (GI) ist zudem sehr häufig im Hangenden der Grenzfläche vorhanden.

Interpretation: Die Existenz der Hohlräume ist auf Lösungsprozesse von Calciumkarbonat zurückzuführen. Dies indiziert subaerische Freilegung und fortschreitende Verkarstung der Sedimentation Ablagerung. Bei wieder einsetzender unterlag der Meeresboden subaquatischer Erosion, wodurch lithifizierte Komponenten der Quarz-führenden Wackestones erodiert und umgelagert wurden. Austernähnliche Pelecypoden und Bohrmuscheln konnten bei sehr geringen Sedimentationsraten die lithifizierte

Meeresoberfläche okkupieren. Dies stimmt gut mit der Existenz von Glaukonit sowie Anreicherungen von Eisenoxiden auf der Schichtfläche überein.

#### M - Steinbruch am Lauensteiner Pass (nördlicher Ith) Profilmeter: 157.1 (Süntel Fm.)

**Beschreibung:** Die vertikale Faziesabfolge aus Charophyten Mergeln (Fazies 2) zu Charophyten- und Ostrakoden-führenden Ablagerungen (Fazies 1) wird am Top durch eine stark unregelmäßig geformte Schichtfläche begrenzt (Kapitel 2.1, Abb. 2.1.1f; Lokalität: Steinbruch am Lauensteiner Pass bei Profilmeter 157.1). Die hangenden Mergelschichten belegen Bioturbation und sind dünnblättrig aufgebaut. Ausgehend von der Grenzfläche ist im oberen Abschnitt der Kalksteinbank ein komplexes System aus vertikal und horizontal angeordneten Gängen vorhanden, die mit gelblichen Mergeln verfüllt sind (Kapitel 2.1, Abb. 2.1.1e).

*Interpretation*: Die vorhandenen Fazies zeigen einen Übergang von einem lakustrinen zu einem palustrinen Ablagerungsraum an. Das mit gelblichen Mergeln verfüllte Gangsystem ist nach Freytet & Verrecchia (2002) den Aktivitäten höherer Landpfanzen zuzuschreiben. Die Existenz der Wurzelgänge belegt in Übereinstimmung mit Freytet & Verrecchia (2002) sowie Flügel (2004) fortschreitende Bodenbildung. Bedingt durch subaerische Freilegung der Ablagerungen infolge eines Meeresspiegeltiefstandes, generierte unter kontinentalen Bedingungen eine Emersionsfläche, die angesichts wieder einsetzender Sedimentation subaquatischer Erosion unterlag.

### 2.4.2. Parallelisierung von Diskontinuitätsflächen und in Relation stehender Leithorizonte

Die nachfolgende Korrelation der Schichtenfolge im Weser-Leine Bergland stütz sich auf die Parallelisierung der identifizierten Diskontinuitätsflächen. Die beschriebenen lithologischen Leithorizonte (z. B. "Fossilschicht", *"Florigemma*-Bank" oder "Foraminiferen Bänke") stehen dabei im direkten Bezug zu den korrelierbaren Diskontinuitätsflächen. Um den sedimentologischen Datensatz zu erweitern wurden existierende Profile von Kästner et al. (2008, 2010) und Hoyer (1965) neu interpretiert und in die folgende Korrelation integriert (siehe Anhang VI). Die genaue Lage der relevanten Profile ist der Übersichtskarte (Kap. 1.4, Abb. 1.4.1) zu entnehmen.

### <u>2.4.2.1. Ein Hartgrund an der Basis der "Fossilschicht" – mehr als nur ein lokaler</u> <u>Leithorizont?</u>

Im Gegensatz zur bisher vertretenden Meinung, die "Fossilschicht" sei nur im westlichen Süntel und der östlichen Weserkette als Leithorizont entwickelt (z. B. Klüpfel 1931; Schülke

1993; Helm et al. 2003), konnte deren Existenz in der beschriebenen Bohrung KB Eulenflucht1 nachgewiesen werden. Aufgrund der erfolgten Korrelation ist die "Fossilschicht" im östlichen Süntel als fossilreicher Riffschutt-führender Intraklasten Float- bis Rudstone ausgebildet (Abb. 2.4.13). Dies steht im Einklang mit Helm et al. (2003), die diese Fazies als Intrarifffazies interpretieren. Inwiefern die von Helm et al. (2003) beschriebenen Korallen-Mikrobialith Biostrome im östlichen Süntel vorhanden sind, lässt sich mittels einer einzelnen Bohrung abschließend nicht klären, bleibt aber anhand von Korallen-Intraklasten zu vermuten.

Im gesamten Süntel sind die im Liegenden der "Fossilschicht" vorhandenen oolithischen *Shoreface* Grainstones (Fazies 14) am Top der Abfolge an eine wohl definierte Erosionsdiskontinuität gebunden (Abb. 2.4.2, Diskontinuitätsfläche B). Wie die Abbildung 2.4.13 verdeutlicht dient die Diskontinuitätsfläche B für den Bereich des Süntels folglich als Korrelationsfläche. So beschreiben Kästner et al. (2008) für den Steinbruch Riesenberg eine Trunkation der besagten Schichtenfolge, signifikant auffällig durch die Existenz einer mit Ton angereicherten und Wellenrippel beinhaltenden Oberfläche. Die durchgeführten Feinkorrelationen, basierend auf den gemessenen Variationen im Karbonatgehalt, belegen eine zunehmende Erosion der oolithischen Schichtglieder in Richtung des westlichen Süntels (siehe Kap. 4.2, Abb. 4.2.2). Die Generierung eines weitverbreiteten *Gastrochaenolites* beinhaltenden Hartgrundes erfolgte synsedimentär (Helm et al. 2003).

Einen genetisch äquivalenten Hartgrund haben Betzler et al. (2007) im Steinbruch am Lauensteiner Pass im nördlichen Ith beschrieben (Diskontinuitätsfläche C; vgl. Kapitel 2.4, Abb. 2.4.3; Steinbruch am Lauensteiner Pass (nördlicher Ith) Profilmeter: 27.2 (Korallenoolith Fm.)). Der Hartgrund separiert eine Schichtenfolge aus *Shoreface* Oolithen, Intraklasten Float- und Rudstones sowie Korallen Framestones von Korallen-Mikrobialith Fleckenriffen. Riffschutt-führende Kalksteine nehmen den Intrariffbereich ein. Die Riffkonstruktionen sowie der hohe Anteil an Riffschutt der Korallen-Mikrobialith Fleckenriffe, die dem Hartgrund aufliegen, sind folglich zwischen den zwei Arbeitsgebieten identisch.

Nach Hoyer (1965) sind Riffschutt-führende Fleckenriffe wie sie im Steinbruch am Lauensteiner Pass vorkommen, äquivalent zu der im Osterwald entwickelten "Oberen Korallenbank", die auch hier einem Hartgrund aufliegt. Die durch Helm et al. (2003) vorgenommene stratigraphische Korrelation stützt sich auf die Parallelisierung der Korallenführenden Horizonte im Süntel, Deister und Osterwald und setzt die "Obere Korallenbank" auf ein stratigraphisches Niveau mit der "*Florigemma* Bank" (vgl. Kap. 1.3; Abb. 1.3.1), deren Äquivalenzhorizont allerdings im Steinbruch am Lauensteiner Pass ca. 18 m oberhalb der diskutierten Fleckenriffe liegt. Allerdings sehen Helm et al. (2003) keine genetische Beziehung zwischen der "*Oberen Korallenbank"* im Osterwald und der flächendeckend vorhandenen aber riffschuttfreien "*Florigemma* Bank" im Süntel. Ebenfalls divergieren die Riffkonstruktion und die Riffgemeinschaft der Mikrobialith-führenden Horizonte (Helm et al. 2003; vgl. Abb. 1.3.1). Eine stark regional differenzierte Hydrodynamik steuerte nach Helm et al. (2003) den Anteil am Riffschutt und damit die Verbreitung der zwei verschiedenen Rifftypen.

Die vorgenommene Korrelation durch Helm et al. (2003) divergiert mit der Existenz eines fossilreichen und Riffschutt-führenden Horizontes ca. 11 m unterhalb der "*Florigemma* Bank" im Deister (vgl. Hoyer, 1965; Profil 14, Bank 1). Basierend auf einer Re-Evaluation der veröffentlichen Profile von Hoyer (1965) ist dieser Horizont in abgewandelter Textur sowie Fossil-Komposition im gesamten Deister gegenwärtig (vgl. Hoyer 1965; Profile 11 & 12). In Profil 11 liegen die fossilreichen Trümmerkalke einem Hartgrund auf, der durch Bohrgänge charakterisiert ist (vgl. Hoyer 1965; Profil 11, Bank 37/38). Demnach ist die sogenannte "Obere Korallenbank" in Form von fossilreichen Trümmerkalken im Deister flächendeckend vertreten (Abb. 2.4.13). Die vorhandene "Fossilschicht" in der KB Eulenflucht1 befindet sich ca. 9 m unterhalb der "*Florigemma* Bank" und damit auf einem stratigraphischen Niveau mit der "Oberen Korallenbank" im Deister (Abb. 2.4.13).



**Abb. 2.4.13:** Mächtigkeitsgetreue schematische Darstellung der beschriebenen Diskontinuitätsflächen innerhalb der basalen Schichtenfolge der Korallenoolith Fm. Die Korrelation der Profile erfolgt über einen identifizierten Hartgrund (Diskontinuitätsfläche B&C), dem im Norden (Süntel) die "Fossilschicht" und im Süden (Osterwald, Ith) die "Obere Korallenbank" aufliegt (<sup>1</sup> Helm et al., 2003; <sup>2</sup> Kästner et al., 2008; <sup>3</sup> Helm & Schülke, 2000; <sup>4</sup> Hoyer, 1965).

Korallen-Mikrobialith Fleckenriffe und Riffschutt-führende Ablagerungen liegen den beschreibenen Diskontinuitätsflächen B und C auf und lassen sich in einem Horizont über das gesamte Arbeitsgebiet verfolgen, wobei die Mächtigkeit der Riffkörper sowie der Anteil an Riffschutt nach Südosten hin zunimmt. Daher ist die durch Helm et al. (2003) stratigraphische Gleichstellung der "Oberen Korallenbank" mit der "*Florigemma* Bank" zu revidieren. Die Korrelation zeigt, dass die "Fossilschicht" und die "Obere Korallenbank" einen gemeinsamen stratigraphischen Horizont darstellen und zeitgleich im Niedersächsischen Becken einsetzten (Abb. 2.4.13). Folglich sind die Diskontinuitätsflächen B und C zusammenzufassen und formen die flächendeckend entwickelte Diskontinuitätsfläche B&C (Abb. 2.4.13).

### 2.4.2.2. Entwicklung und Verbreitung der "Hauptemersionsfläche" im Weser-Leine Bergland

Die Generierung der sogenannten "Hauptemersionsfläche" sehen diverse Autoren (z. B. Gramann et al. 1997) im Zusammenhang mit einem relativen Meeresspiegeltiefstand im Niedersächsischen Becken. Die "Hauptemersionsfläche" reflektiert einen Auftauchhorizont der in der Süntel-Kette anhand von Paläokarst-Phänomenen aufgeschlossen ist und zu Korrelationszwecken herangezogen wird (z. B. Helm et al. 2003; Schülke et al. 2004; Kästner et al. 2008). Der "Hauptemersionsfläche" liegen quarzreiche Kalksteine oder eisenoolithische Ablagerungen auf, was sich in vorhandenen Gamma-Ray Kurven und Variationen im Karbonatgehalt sehr gut niederschlägt (vgl. Kästner et al. 2008 & 2010 sowie Kapitel 3.1, Abb. 3.1.4 und Abb. 3.1.5).

Anhand der signifikanten Wechsel der Kurven-Signaturen im Karbonatgehalt oberhalb der Grenzfläche ist die KB Eulenflucht1 sehr gut zu integrieren. Die durch Helm (2005) ausführlich beschriebene und diskutierte *"Florigemma* Bank" ist im Süntel am Top an die *"Hauptemersionsfläche" gebunden. Die Existenz von Cidaris florigemma*-Stacheln und kleinerer Korallen-Mikrobialith Fleckenriffe sind nach Helm (2005) mit dem Vorkommen der *"Florigemma* Bank" assoziierbar. Als Intrarifffazies sind tongestützte loftusiide- und nerineoidreiche Ablagerungen vorhanden, die in der KB Eulenflucht1 ein Korallen-Mikrobialith Fleckenriff überlagern und an dieser Lokation das Pendant zur *"Florigemma* Bank" bilden. Demnach ist die *"Florigemma* Bank" im Süntel je nach fazieller Ausbildung und regionalem Vorkommen entweder als Riff- oder nerineoid-führende Intrarifffazies entwickelt (Abb. 2.4.13). Großmaßstäblich aufgeschlossene laterale Fazies-Übergänge am Hohenstein (westlicher Süntel) stehen hierzu in Einklang (eigene Beobachtungen).

Die durch Helm et al. (2003) anhand der "*Florigemma* Bank" vorgenommene Korrelation für den Süntel, Deister und Osterwald ist, wie im vorangegangenen Kapitel diskutiert wurde, zurückzunehmen. Hoyer (1965) beschreibt im Deister-Profil 14, ca. 11 m oberhalb der Basis der fossilreichen und Riffschutt-führenden "Fossilschicht" einen zwei Meter mächtigen Korallen-führenden Horizont der auf dem gleichen stratigraphischen Niveau wie die *"Florigemma* Bank" in der KB Eulenflucht1 liegt (Abb. 2.4.13; vgl. Hoyer 1965; Profil 14 Bank 8). Das Äquivalent zu der Korallenbank bilden in den benachbarten Profilen (Profil 11 und 12) nerineoid-führende Kalksteine (vgl. Hoyer 1965 - Profil 11; Bank 47 und Profil 12; Bank

57). Diese sind im Profil 11 am Top an eine Diskontinuitätsfläche gebunden, die durch Hoyer (1965) beschrieben wurde. Der Diskontinuitätsfläche liegen ein Konglomerathorizont sowie eisenoolithische und siliziklastische Kalke auf (Abb. 2.4.13; Profil 11; Bänke 50 bis 53).

Eine nicht näher von Hoyer (1965) beschriebene Grenzfläche im Osterwald-Profil 52 trennt nerineoid- und austernreiche Kalkbänke von der hangenden Schichtenfolge, bestehend aus Tonsteinen und eisenoolithischen Kalksteinen (vgl. Hoyer 1965; Profil 52; Bänke 26 und 27). Basierend auf der beschriebenen Fazies-Variation der *"Florigemma* Bank" als Korallen-Mikrobialith Riff und/ oder nerineoid-führenden Kalkstein, sowie dem Wechsel zu eisenoolithischen und siliziklastischen Ablagerungen im Hangenden der Grenzfläche, ist die im Deister verbreitete Diskontinuitätsfläche als Äquivalent zur *"Hauptemersionsfläche"* (Diskontinuitätsfläche D) zu interpretieren. Generell liegt, verglichen mit den Deister- und Süntel-Profilen, eine sehr hohe lithologische und fazielle Übereinstimmung mit dem Osterwald Profil 52 vor. Folglich sind nerineoid- und austernreiche Kalkbänke im Osterwald als Äquivalent zur *"Florigemma* Bank" ausgebildet. Ob jedoch die Grenzfläche, an der die nerineoid- und austern-führenden Kalkbänke am Top gebunden sind, das Äquivalent zur "Hauptemersionsfläche" darstellt, bleibt im Zuge fehlender Beschreibungen seitens Hoyer (1965) zu vermuten. Aufgrund der Existenz von Tonsteinen und eisenoolithischen Ablagerungen im Hangenden der Grenzfläche ist dies jedoch sehr wahrscheinlich.

Die nerineoid-führenden Kalksteine werden als Äquivalenzhorizont zur "*Florigemma* Bank" interpretiert (Abb. 2.4.13). Helm et al. (2003) erwähnten und diskutierten eine "Nerineenbank" zwar für den Deister und kleinen Deister, setzten diese jedoch auf ein erheblich jüngeres stratigraphisches Niveau (Kap. 1.3., Abb. 1.3.1.; vgl. Helm et al. 2003; Abb. 2).

Der 10 cm mächtige *Cladophyllia*-führende Korallen-Horizont, direkt im Hangenden der Nerineenbank im "Ebersberg" Profil (Deister), findet durch Helm & Schülke (2000) besondere Erwähnung. Bruchstücke dieser Koralle charakterisieren die Ablagerungen über den Deister hinaus bis in den südlich anschließenden kleinen Deister (Helm & Schülke 2000). Im nördlichen Ith bilden vermehrt Ast Bruchstücke von *Cladophyllia* innerhalb der äquivalenten Kalkbank die Kerne von Onkoiden (Helm & Schülke 2000). Folglich ist nach Helm & Schülke (2000) ein Onkolith im nördlichen Ith als Äquivalenzkalkbank zum *Cladophyllia*-führenden Korallen-Horizont im Deister zusehen, der hier dem nerineoid-führenden Vertreter der *"Florigemma* Bank" aufliegt.

Der Onkolith ist am Ith und am Thüster Berg zu kartieren und bildet einen Leithorizont aus, der einer Erosionsfläche aufliegt (Abb. 2.4.13 & 2.4.14). Unter Einbeziehung der vorgenommenen Korrelation durch Helm & Schülke (2000) und der in dieser Arbeit revidierten Korrelation der Korallen-führenden Horizonte von Helm et al. (2003) erfolgte das Einsetzen der Onkolithe, direkt im Hangenden der Erosionsfläche, im nördlichen Ith und am
Thüster Berg zeitgleich mit dem Einsetzen der siliziklastischen und eisenoolithischen Ablagerungen, im Hangenden der "Hauptemersionsfläche", im westlichen Süntel und der Korallen-führenden Kalksteinbank im Deister und kleinen Deister (Abb. 2.4.14).

Der Äquivalenzhorizont zur *"Florigemma* Bank" befindet sich im Steinbruch am Lauensteiner Pass ca. 8 m unterhalb der Erosionsfläche und ist in Form von Fleckenriffen sowie einer loftusiiden und gastropodenreichen Zwischenriffvergesellschaftung entwickelt, denen sich im Hangenden *Everticyclammina* Pack- und Floatstones anschließen. Der Übergang zu den *Everticyclammina* Pack- und Floatstones erfolgt graduell, so dass die Ablagerungen der *"Florigemma* Bank" am Ith an keine Diskontinuitätsfläche gebunden sind (Abb. 2.4.13). Aufgrund dessen sind tief eingreifende Erosionsprozesse und die Entwicklung von Paläokarstflächen infolge subaerischer Freilegung der Schichtenfolge, wie sie lokal am Süntel und Deister vorliegen, am Ith nicht nachzuvollziehen.

# 2.4.2.3. Parallelisierung von Diskontinuitätsflächen im Hangenden der "Hauptemersionsfläche"

Die Generierung der Schichtenfolge im Hangenden der "Hauptemersionsfläche" ist nach Kästner et al. (2008, 2010) im Weser-Leine Bergland auf einen kontinuierlichen Anstieg des Meeresspiegels zurückzuführen. Diskontinuitätsflächen finden innerhalb der Schichtenfolge durch besagte Autoren keine Erwähnung. Diese Feststellung ist mit den Ergebnissen von Hoyer (1965) nicht konsistent, der auf die Existenz mehrerer Omissionsflächen innerhalb der diskutierten Schichtenfolge verweist. So beschreibt Hoyer (1965) eine Emersionsfläche am Top von schräggeschichteten Oolithen im Deister Profil 11, Bank 57. Ebenfalls verweist Hoyer (1965) auf eine Omissionsflächen lassen sich nach Hoyer (1965) bis in den Süntel verfolgen (vgl. Hoyer 1965, Tafel 2). Demzufolge bleibt zu klären, ob und inwiefern die beschriebenen Omissionsflächen mit der erfolgten Neubearbeitung der lithostratigraphischen Schichtenfolge korrespondieren und daher für Korrelationszwecke heranzuziehen sind.

Im Hangenden der sogenannten "Hauptemersionsfläche" (Diskontinuitätsfläche D) und einer Erosionsfläche im nördlichen Ith sowie am Thüster Berg schließen sich quarzreiche und eisenoolithische Schichtenfolgen an, im Folgenden als "Quarzreiches Intervall" bezeichnet (Abb. 2.4.14). Unter Berücksichtigung der neu kartieren Fazies und der durch Hoyer (1965), Helm et al. (2003) und Kästner et al. (2008) beschriebenen Fazies ist innerhalb des "Quarzreichen Intervalls" eine generelle Abnahme im Ton- und Quarzgehalt nach Süden ersichtlich. Die siliziklastischen und eisenoolithischen Ablagerungen sind auf die nördlichen Arbeitsgebiete beschränkt, während die quarzreichen bioklastischen Fazies im Ith und am Thüster Berg abgelagert wurden (Abb. 2.4.14). Das "Quarzreiche Intervall" ist am Top an die Diskontinuitätsfläche E gebunden, die insbesondere am Thüster Berg eine sehr prägnant

geformte Erosionsdiskontinuität ausbildet und im Folgenden als "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) bezeichnet wird (Abb. 2.4.14).



**Abb. 2.4.14:** Mächtigkeitsgetreue schematische Darstellung der Diskontinuitätsflächen innerhalb der oberen Korallenoolith Fm. und der Süntel Fm. Die Parallelisierung der einzelnen Profile erfolgt über die "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E). Das "Quarzreiche Intervall" ist rötlich hinterlegt. Beachte, dass der "Brachiopoden-Horizont" nicht bis in den nördlichen Deister und Süntel zu verfolgen ist (<sup>1</sup> Helm et al., 2003; <sup>2</sup> Kästner et al., 2008; <sup>3</sup> Helm & Schülke, 2000; <sup>4</sup> Hoyer, 1965). Erweiterte Legende siehe Abb. 2.4.13.

Die "Haupterosionsfläche" lässt sich anhand von geochemischen und geophysikalischen Messdaten sehr gut identifizieren und über das gesamte Arbeitsgebiet korrelieren (vgl. Kapitel 3.1, Abb. 3.1.6). Beruhend auf der "Haupterosionsfläche" als Parallelisierungsfläche, obliegt das "Quarzreiche Intervall" starken Mächtigkeitsschwankungen. Generell ist eine Mächtigkeitsabnahme ausgehend vom Riesenberg Steinbruch nach Nordosten sowie von den Salzhemmendorfer Sektionen nach Norden zur Sektion 14 (nördlicher Deister) zu beobachten (Abb. 2.4.14).

Hoyer (1965) beschreibt am nördlichen Deister einen abrupten faziellen Übergang einer Korallen-führenden und an *Cidaris*-Stacheln angereicherten Kalkbank, neu interpretiert als *"Florigemma* Bank", zu einem quarzfreien Fossildetritus beinhaltenden oolithischen Kalkstein (vgl. Hoyer 1965, Profil 14, Bank 8 und 9). Somit ist das "Quarzreiche Intervall" im nördlichen Deister infolge tief einschneidender Erosion absent. Der durch Hoyer (1965) beschriebene Fazies-Wechsel korrespondiert sehr gut mit dem beobachteten Einsetzen oolithischer Schrägschichtungskörper bzw. deren *Offshoal*-Äquivalente im Hangenden der "Haupterosionsfläche" am Süntel, Ith sowie Thüster Berg.

Im südlichen Deister in der Sektion 11 am Ebersberg ist, beruhend auf der lithofaziellen Ansprache der Schichtenfolge durch Hoyer (1965), eine 2.5 Meter mächtige siliziklastische und eisenreiche Abfolge (Bänke 50–53) am Top an eine Omissionsfläche gebunden, der eine 25 cm mächtige Konglomeratlage aufliegt (Bank 54). Die durch Hoyer (1965) beschriebene Omissionsfläche im südlichen Deister ist mit der "Haupterosionsfläche" zu parallelisieren.

Nach Hoyer (1965) setzt sich die Konglomeratlage, die der Omissionsfläche aufliegt, bis in den östlichen Süntel fort (vgl. Hoyer 1965; Tafel 2; Profil 8 Bank 13 und Profil 7 Bank 10). Da sich im östlichen Süntel die Konglomeratlage jedoch ca. 10 m im Liegenden der "*Florigemma* Bank" befindet, und somit stratigraphisch bedeutend älter ist, ist die durch Hoyer (1965) vorgenommene Korrelation zwischen dem südlichen Deister und dem Süntel zurückzunehmen. Vielmehr ist der vorhandene lithofazielle Übergang von Kalksandsteinen zu schräggeschichteten Oolithen in Profil 7 als Äquivalenzhorizont im Süntel heranzuziehen (Hoyer 1965, Profil 7 Bank 17 zu 18).

Eine Sonderstellung nimmt nach Hoyer (1965) die Schichtenfolge im Osterwald ein. Bedingt durch tiefgreifende Erosion liegen hier die "Osterwald Konglomerate" der Serpulit Fm. bzw. die "Völkser Konglomerate" der *Gigas* Fm. diskordant über der Schichtenfolge der Korallenoolith Fm. (Abb. 2.4.14; Hoyer 1965).

Basierend auf der Parallelisierung der einzelnen Sektionen auf das stratigraphische Niveau der "Haupterosionsfläche" ist ca. 5 bis 7 m im Hangenden die Diskontinuitätsfläche F flächendeckend entwickelt (Abb. 2.4.14). Anhand gekappter Ooide sowie vorhandener *Toplap*-Geometrien liegt am Top der schräggeschichteten Oolithe eine Erosionsdiskontinuität vor. Die Existenz einer Erosionsdiskontinuität sowie der damit verbundene fazielle Übergang von schräggeschichteten Oolithen zu bioklastischen Ablagerungen korrespondiert sehr gut mit Hoyer (1965). Hoyer (1965) beschreibt im Deister Profil 11, 5.35 m im Hangenden der Konglomeratlage (Bank 54), eine Omissionsfläche am Top schräggeschichteter oolithischer Grainstones (Bank 57).

Entwicklung dreier foraminiferenreicher Kalkmergelbänke im Hangenden der Die Diskontinuitätsfläche F ist in den Salzhemmendorfer Steinbrüchen präsent. Eine äquivalente lithofazielle Schichtenfolge, von oolithischen Grainstones zu foraminiferenreichen Wackeund Packstones wird durch Kästner et al. (2008) für den Riesenberg Steinbruch beschrieben. Entsprechend der flächendeckenden Parallelisierung der Diskontinuitätsfläche F ist ein von Hoyer (1965) beschriebener 40 cm mächtiger Geröllhorizont (Profil 11, Bank 58) im Deister als Äquivalent zu den "Foraminiferen Bänken" im Süntel, Ith und Thüster Berg anzusehen. In Übereinstimmung mit Schülke et al. (2004) und Kästner et al. (2008) ist der lithologische Wechsel von Kalksteinen zu Ton- oder Sandsteinen im Süntel mit der lithostratigraphischen Grenze von der Korallenoolith Fm. zur Süntel Fm. gleichzusetzen. Eine genaue Beschreibung der Kontaktfläche im Steinbruch Riesenberg blieb jedoch von Kästner et al. (2008), aufgrund schlechter Aufschlussverhältnisse, aus. Geländebegehungen im Steinbruch am Riesenberg belegen die Okkupierung von Bohrmuscheln auf der Grenzfläche. Unter Hinzunahme eines Spurenhorizontes in der KB Eulenflucht1 indizieren die Sektionen im Süntel die Entwicklung einer wohl definierten Diskontinuitätsfläche mit anschließender Hartgrundbildung (Diskontinuitätsfläche H, Abb. 2.4.14). Aufgrund dessen ist die Grenze vom Korallenoolith zur Süntel Fm. im Süntel und nördlichen Deister (vgl. Hoyer 1965, Profil 14, Bank 12 zu 13) durch Nicht-Sedimentation bzw. einer Sedimentationsunterbrechung charakterisiert.

Die in den südlich gelegenen Arbeitsgebieten (Ith, Thüster Berg) als Äquivalenzfläche heranzuziehende Diskontinuitätsfläche G separiert eine kalkoolithische Abfolge im Liegenden von einer brachiopodenreichen Schichtenfolge im Hangenden, die den *"Humeralis*-Schichten" zuzuordnen sind (Abb. 2.4.14). Die stark biogen aufgearbeiteten Ablagerungen liegen in kondensierter Form vor, lassen allerdings im Gegensatz zu den Ablagerungen im Süntel und im nördlichen Deister keine Anzeichen auf eine längere Sedimentationsunterbrechung erkennen. Besonders hervorzuheben ist das Auftreten eines Brachiopoden-Horizontes, ca. 1 m im Hangenden der Diskontinuitätsfläche G, der im nördlichen Ith und am Thüster Berg als Leitbank fungiert (Abb. 2.4.14). In Übereinstimmung mit Hoyer (1965) erstreckt sich der Brachiopoden-führende Horizont bis in den südlichen Deister zum Ebersberg (vgl. Hoyer 1965; Profil 11, Bank 73). Eine weitere Verfolgung des "Brachiopoden Horizontes" nach Norden bzw. Nordwesten ist nicht möglich.

Hoyer (1965) beschreibt, dass die *"Humeralis*-Schichten" im östlichen Süntel eine Mächtigkeit bis zu 2.5 m erreichen (vgl. Hoyer, 1965; Profil 8 Bank 22). Die *"Humeralis*-Schichten" führen nach Hoyer (1965) quarzreiche Ablagerungen, die direkt im Hangenden der *"Florigemma* Bank" lagern. Die Neubearbeitung der Schichtenfolge belegt, dass die *"Florigemma* Bank" stratigraphisch älter einzustufen ist. Daher sind die durch Hoyer (1965)

beschriebenen quarzreichen Ablagerungen nicht den "*Humeralis*-Schichten" sondern dem "Quarzreichen Intervall" zuzuordnen.

Die in Abbildung 2.4.14 dargestellte Korrelation zeigt, dass die *Humeralis*-Schichten lediglich im südlichen Deister, nördlichen Ith und am Thüster Berg entwickelt sind und eine kontinuierliche Zunahme der Mächtigkeit nach Südosten erkennen lassen. Dazu passt die divergierende Ostrakoden-Vergesellschaftungen im Hangenden der Diskoninuitätsfläche H im Süntel und der Diskoninuitätsfläche G im südlichen Weser-Leine Bergland. In der KB Eulenflucht1 erscheint die Ostrakode *Macrodentina steghausi*, die biostratigraphisch in die Süntel Fm. zustellen ist (Mündl. Mittl. Luppold 2012).

Lithofaziell liegt eine differenzierte Ausbildung der Schichtenfolge zwischen dem nördlichen Ith und dem Thüster Berg vor. Im Steinbruch am Lauensteiner Pass dominieren insbesondere im oberen Abschnitt quarzreiche bioklastische Mergel und Kalke während die Sektionen am Thüster Berg vornehmlich aus schräggeschichteten oolithischen Kalksteinen aufgebaut werden. Die Schichtenfolge ist in der Salzhemmendorf Sektion Borela an eine Kalkbank mit Paläokarst-Phänomenen gebunden (Diskontinuitätsfläche I). Mit der Diskontinuitätsfläche I schließt die Korallenoolith Fm. in den südlichen Arbeitsgebieten ab.

Die Süntel Fm. setzt flächendeckend im Weser-Leine Bergland ein. Mehrere, sich stapelnde Tempestite bilden die basale Schichtenfolge. Eine differenzierte lithologische Entwicklung der Tempestite liegt vor. Eine Wechselfolge aus Tonmergeln und Kalksandsteinen ist im westlichen Süntel (Riesenberg Steinbruch, Kästner et al. 2008) und im nördlichen Ith charakteristisch. Nach Hoyer (1965) setzt sich die siliziklastische Abfolge bis in den nördlichen Deister fort. Hoyer (1965) beschreibt in der Sektion 14 eine mehrere Meter mächtige tonig-mergelige Zone mit einzelnen Kalksandsteinplatten (Profil 14, Bank 13). Im südöstlichen Süntel (KB Eulenflucht1) überwiegt die kalkige Komponente innerhalb der Tempestit-Abfolge (vgl. Abb. 2.4.14).

Sowohl im südöstlichen Süntel als auch am Lauensteiner Pass ist die Schichtenfolge am Top an die Diskontinuitätsfläche J gebunden. In der KB Eulenflucht1 ist diese Diskontinuitätsfläche anhand erodierter und schichtintern verfälteter *(Crinkled Lamination)* Laminae von stromatolithischen Algenmatten sehr gut nachzuvollziehen.

30 m im Hangenden der gemessenen Profilbasis der Süntel Fm. in der KB Eulenflucht1 werden schräggeschichtete Oolithe durch die Erosionsdiskontinuität K begrenzt. Auch das Top von oolithischen Grainstones im Steinbruch am Lauensteiner Pass ist erosiv geformt (Profilmeter 148.3; 23 m im Hangenden der gemessenen Profilbasis der Süntel Fm.).

Die wohl ausgeprägte Diskontinuitätsfläche L zeugt mit Mikrokarst-Phänomenen von subaerischer Freilegung und mit Bohrmuscheln von der synsedimentären Bildung eines Hartgrundes. Die Diskontinuitätsfläche M im Steinbruch am Lauensteiner Pass liegt auf einem ähnlichen stratigraphischen Niveau wie die Diskontinuitätsfläche L. Ein Wurzelgangsystem am Top einer Charophyten-führenden Schichtenfolge indiziert fortschreitende Pedogenese und somit subaerische Freilegung. Folglich ist am Top der Schichtenfolge eine Emersionsfläche entwickelt.

## 2.4.3. Zusammenfassung

Diskontinuitätsflächen wurden für die Korallenoolith Fm. und für die Süntel Fm. erfasst und miteinander korreliert. Die zuvor definierten Leithorizonte stehen in enger Relation zu den Diskontinuitätsflächen.

Die "Fossilschicht" und die "Obere Korallenbank" liegen im Weser-Leine Bergland einer Erosionsdiskontinuität auf (vgl. Abb. 3.1.6, Diskontinuitätsfläche B&C). In der KB Eulenflucht1 ist die "Fossilschicht" anhand einer Riffschutt-führenden Kalkbank sehr gut zu kartieren und bildet im Süntel einen Leithorizont aus. Der Anteil an Riffschutt und die Mächtigkeiten einzelner Biostrome nehmen nach Osten und Südosten zu und formen im Deister, Osterwald und im nördlichen Ith die sogenannte "Obere Korallenbank". Die Generierung der Hartgrundfläche erfolgte synsedimentär und ist anhand von *Gastrochaenolites* Bohrungen sehr gut zu erfassen (vgl. Helm et al. 2003, Betzler et al. 2007).

Die durch Helm (2005) beschriebene "*Florigemma* Bank" ist in der KB Eulenflucht1 am Top an die "Hauptemersionsfläche" gebunden. Von einer Parallelisierung der "*Florigemma* Bank" mit der "Oberen Korallenbank", wie sie Hoyer (1965) und Helm et al. (2003) vorschlagen, muss abgeraten werden, da die "Obere Korallenbank" im nördlichen Deister-Profil 14 (Hoyer 1965) auf einem stratigraphisch älteren Niveau liegt. Basierend auf Geländebegehungen, der sedimentologischen Aufnahme der KB Eulenflucht1 und der Re-Evaluation der lithologischen Profile von Hoyer (1965), ist die Nerineoid-führende Kalkbank als Äquivalenzhorizont zur "*Florigemma* Bank" heranzuziehen. Die Nerineoid-führenden Ablagerungen bilden folglich die Intrarifffazies der Korallen-Mikrobialith Riffe der *"Florigemma* Bank".

In Übereinstimmung mit Helm & Schülke (2000) ist ein Korallen- und Onkoid-führender Kalkstein, der im südlichen Deister der Nerineoid-führenden Kalkbank aufliegt, bis in den nördlichen Ith zu verfolgen. Dieser Kalkstein ist im nördlichen Ith und am Thüster Berg als Onkoid-Horizont entwickelt und liegt einer Erosionsfläche auf. Der identifizierte Onkoid-Horizont steht folglich in zeitlicher Verbindung mit dem Korallen- und Onkoid-führenden Kalkstein im südlichen Deister.

In der Schichtenfolge der Korallenoolith Fm., im Hangenden der "Hauptemersionsfläche", sind drei Diskontinuitätsflächen ausgebildet. Die von Hoyer (1965) beschriebenen Omissionsflächen lassen sich gut in die neu aufgestellte Korrelation einbinden.

Das "Quarzreiche Intervall" wird am Top durch die sogenannte "Haupterosionsfläche" (Diskonituitätsfläche E) begrenzt (vgl. Abb. 3.1.6). Diese Fläche wird aufgrund ihrer

deutlichen Präsenz in Steinbrüchen, Sedimentkernen sowie geophysikalischen und chemischen Messverfahren als eine Hauptdiskontinuitätsfläche im Weser-Leine Bergland interpretiert.

Das hangende Oolith-Intervall belegt am Top, ca. 5 bis 7 m oberhalb der "Haupterosionsfläche", die Existenz einer zweiten Erosionsfläche (Diskontinuitätsfläche F). Diese Erosionsfläche lässt sich in allen sedimentären Sektionen kartieren und in Zusammenhang bringen. Der Erosionsfläche liegen dünngebankte foraminiferenreiche Kalksteine und Mergelkalksteine auf ("Foraminiferen Bänke"), die eine Gesamtmächtigkeit von ca. 1.5 m erreichen und sich in den Steinbrüchen im westlichen Süntel, Ith und Thüster Berg gut verfolgen lassen.

Im Süntel und im nördlichen Deister sind die jüngsten Schichtglieder am Top der Korallenoolith Fm. an eine wohl entwickelte Omissionsfläche gebunden. Siliziklastisch und kalkig gestützte Tempestite, die lithostratigraphisch der Süntel Fm. zugeordnet werden, schließen sich im Hangenden der Omissionsfläche an. Die Äquivalenzfläche ist im Ith und am Thüster Berg als Kondensationsfläche überliefert und wird von brachiopodenreichen Kalken und Mergeln der "Humeralis-Schichten" überlagert. Innerhalb dieser Schichtenfolge lässt sich ein "Brachiopoden-Horizont" bis in den südlichen Deister korrelieren. Eine Korrelation der brachiopodenreichen Schichtenfolge mit den Schichtgliedern der basalen Süntel Fm. ist nicht möglich. Folglich ist anzunehmen, dass die "Humeralis-Schichten" im Süntel und im nördlichen Deister aufgrund von Erosion und Nicht-Sedimentation fehlen. Durchgeführte biostratigraphische Analysen an der KB Eulenflucht1 (Südöstlicher Süntel) bestätigen diese Vermutung. Durch das erstmalige Auftreten der Ostrakode Macrodentina steghausi ist die Schichtenfolge im Hangenden der Diskontinuitätsfläche H nach biostratigraphischen Richtlinien (Schudack 1994; Weiss 1995) in die Süntel Fm. einzustufen (Münd. Mittl. Luppold 2012). Daher kann eine diachrone Entwicklung zwischen den "Humeralis-Schichten" und der basalen Süntel Fm. im Süntel und im nördlichen Deister ausgeschlossen werden (vgl. Abb. 3.1.6).

Eine Kalksteinbank mit Paläokarst-Phänomenen (Diskontinuitätsfläche I) trennt die liegenden *"Humeralis*-Schichten" von den hangenden Ablagerungen der Süntel Fm. am Thüster Berg. Die basale Schichtenfolge der Süntel Fm. bildet im nördlichen Ith eine siliziklastisch gestützte Tempestit-Abfolge, äquivalent zu der beschriebenen Tempestit-Abfolge, an der Basis der Süntel Fm., im Süntel und im nördlichen Deister. Die Schichtenfolgen werden am Top von einer weiteren Diskontinuitätsfläche begrenzt, die zumindest im östlichen Süntel subaerische Freilegung der Ablagerungen belegt. Aufgrund von Mikrokarsterscheinungen und einem Paläowurzelbodenhorizont wird die Existenz einer flächendeckenden Emersionsfläche innerhalb der Süntel Fm. angenommen. Unter Berücksichtigung bestehender Veröffentlichungen, der Re-Evaluation veröffentlichter Daten und der Neuaufnahme sedimentärer Profile im nördlichen Ith, am Thüster Berg und im südöstlichen Süntel sind im Korallenoolith drei beckenweite Diskontinuitätsflächen hervorzuheben, die temporär Emersion und/ oder Erosion anzeigen (vgl. Abb. 3.1.6):

- Die Erosionsdiskontinuität (B&C) im Liegenden der "Fossilschicht" und der "Oberen Korallenbank" ist signifikant im Weser-Leine Bergland entwickelt und belegt eine Sedimentationsunterbrechung und insbesondere im Süntel und Deister erhebliche Inzision. Die Erosionsrate nimmt nach Nordwesten zu.
- Beckenweite Erosion mit maximaler Abtragungsintensität im Süntel und Deister war während der Generierung der "Haupterosionsfläche" (E) zugegen.
- Der lithostratigraphische Übergang von der Korallenoolith Fm zur Süntel Fm. indiziert im Süntel und nördlichen Deister umfangreiche Omission (H). Der stratigraphisch jüngere Verkarstungshorizont (I) am Übergang zur Süntel Fm. im Thüster Berg belegt Emersion und subaerische Abtragung. Die Abtragungsrate steigt nach Nordwesten an.
- Die "Hauptemersionsfläche" formt im Süntel eine wichtige Diskontinuitätsfläche, die Paläoverkarstung aufweist, ist allerdings im nördlichen Ith und am Thüster Berg in dieser Form nicht ausgebildet.

# 2.5. Ablagerungssysteme

Nach dem Walter'schen Gesetz können sich nur Fazies überlagern, die zeitgleich in lateral benachbarten Ablagerungsräumen entstehen. Die Faziesregel verbietet somit eine direkte Überlagerung zweier völlig unterschiedlicher Ablagerungsräume. Ist dies der Fall so sind die beiden Ablagerungen durch eine Diskontinuitätsfläche voneinander getrennt, die eine Schichtlücke impliziert. Somit empfiehlt es sich, insofern Diskontinuitätsflächen vorhanden sind, definierte Fazies-Stapelungen die dem Walter'schen Gesetz entsprechen innerhalb einer Formation differenziert zu betrachten und zu beurteilen.

Anhand der markanten Diskontinuitätsfläche B&C und der im Süntel weitverbreiteten "Hauptemersionsfläche" und deren Äquivalenzhorizont im südlichen Weser-Leine Bergland wird die fazielle Schichtenfolge der Koralllenoolith Formation in drei Ablagerungseinheiten gegliedert, die folgend individuell behandelt und beschrieben werden. Die basalen Schichtglieder der Süntel Fm. sind durch einen wohl definierten Hartgrund im Süntel (Diskontinuitätsfläche H/I) und einen Paläokarst am Thüster Berg (Diskontinuitätsfläche I) von den Schichtgliedern der im Liegenden vorkommenden Korallenoolith Fm. separiert. Somit wird die Fazies-Vergesellschaftung der Süntel Fm. eigenständig als vierte Ablgerungseinheit diskutiert. Eine genaue Beschreibung und Korrelation der im Arbeitsgebiet vorhandenen Diskontinuitätsflächen ist dem Kapitel 2.4. zu entnehmen.

# <u>2.5.1. Ablagerungssystem I</u>

Die Fazies-Assoziation der Ablagerungseinheit I ist am Top an die Diskontinuitätsfläche B&C gebunden (vgl. Kapitel 2.4, Abb. 2.4.2 und Abb. 2.4.3). Die definierten Fazies implizieren Sturm- und Wellen-dominierte küstennahe *Shoreface* und *Offshore* Bereiche einer Karbonatrampe (Abb. 2.5.1). Die durch diverse Autoren (z. B. Walker und Plint 1992, Galloway und Hobday 1996) deklarierte *Shoreface/ Offshore* Fazies-Stapelung ist durch ein vertikales Sateplungsmuster von stark bioturbaten Mergeln der *Offshore*-Zone über bioklastische Ablagerungen der *Offshore*-Übergangszone hin zu den schräggeschichteten oolithischen Fazies der *Shoreface*-Region gekennzeichnet.

Demnach sind die oolithischen Grainstones der Fazies 14 den Vorstrand-Bereich (Shoreface) zuzuordnen. Anhand der Schrägschichtungscharakteristika ist eine Differenzierung der Ablagerungen in den oberen bis mittleren Vorstrand und in den unteren Vorstrand-Bereich möglich. Generell implizieren Oolithe mit trogförmiger oder Swalley-Schrägschichtung den oberen bis mittleren Abschnitt der Vorstrand-Zone, während *Hummocky-Cross-Stratification* als Indikator für den unteren Vorstrand-Bereich gilt (z. B. Burchette 1987; Walker und Plint 1992; Galloway und Hobday 1996). Die Oolithe generierten oberhalb der Schönwetterwellenbasis unter ständiger Wellenbewegung. Durch Sturm bedingte Umlagerungsprozesse führten zum Transport oolithischer Komponenten in

*Offshore*-Übergangsregionen unterhalb der Schönwetterwellenbasis (Abb. 2.5.1). Damit ist der zum Teil hohe Anteil an Intraklasten und schlecht erhaltenen Ooiden innerhalb der bioklastischen *Offshore* Packstone und Floatstone Fazies (Fazies 22) sowie der Intraklasten Floatstones und Rudstones (Fazies 18) zu erklären. Die zweite Hauptkomponente der Fazies 18 bildet Riffschutt. Mehrere regional begrenzte Fleckenriffe und Korallenbiostrome der Korallen Framestone Fazies (Fazies 19b) wurden von diversen Autoren (z. B. Bertling 1993, 1997; Schülke 1997; Schülke et al. 1998; Helm et al. 2003; Betzler et al. 2007) für die basale Abfolge der Korallenoolith Formation im Arbeitsgebiet beschrieben (wie z. B. der "Untere Korallenbank Member" sensu Helm et al. (2003)).

Die vorhandene Korallenfauna setzt sich vornehmlich aus tafelförmigen und verzweigt bis kuppelförmigen Wuchsformen der Gattungen Thamnasteria, Isastrea und Dimorpharaea zusammen (Helm et al. 2003). Das untersuchte Fleckenriff im Steinbruch am Lauensteiner Pass dokumentiert von der Basis zum Top eine wechselnde Korallen Assoziation (Betzler et al. 2007). Tafelförmige Wuchsformen werden zum Top hin von verzweigten und kuppelförmigen Exemplaren ersetzt. Dies impliziert nach Lathuilière et al. (2005) und Betzler et al. (2007) eine kontinuierliche Verminderung der Wasserbedeckung bei gleichzeitiger Anhebung der Wellenintensität. Nach der bestehenden Korallen-Zonierung von Lathuilière et al. (2005) belegen die vorhandenen Wuchsformen sowie die beschriebenen Korallen-Assoziationen einen seewärts flachmarinen Ablagerungsraum unterhalb der Schönwetterwellenbasis und sind der Dimorpharaea bis Comoseris Subzone zuzuordnen. Verzweigte und kuppelförmige Wuchsformen okkupierten im Oberen Jura Habitate in absoluter Nachbarschaft zu hydrodynamisch hochenergetischen Bereichen (Lathuilière et al. 2005). Diese Aussage korrespondiert sehr gut mit der faziellen Abfolge von Korallen Framestones zu Intraklasten Floatstones und Rudstones im Steinbruch am Lauensteiner Pass. Im Einverständnis mit Betzler et al. (2007) indiziert der graduelle Übergang zu den Intraklasten Floatstones und Rudstones (Fazies 18) eine fortschreitende Zunahme der Wellenintensität bei gleichzeitiger Herabsetzung der Wassertiefe. Somit kam es während relativer Meeresspiegeltiefstände zur flächendeckenden Abtragung und Umlagerung des zum Teil lithifizierten Materials.

Die vorhandene Epi- und Endofauna der bioklastischen Packstones und Floatstones (Fazies 22) besetzte weitläufige Habitate von der *Offshore*-Übergangszone bis in die *Offshore*-Region. Insbesondere der hohe Anteil an Austern lässt auf eine stabile Sedimentoberfläche bei höherer Wasserbedeckung schließen. Proportional zur Entfernung der Küste ist in *Offshore*-Regionen eine Zunahme endobenthischer Aktivitäten und eine Abnahme der Biodiversität zu vermerken (Abb. 2.5.1). Diese beiden Charakteristika sind für die spiculitischen Mergel und kieseligen Sandsteine (Fazies 24) zutreffend. Im Einverständnis mit Gramann et al. (1997) indiziert die charakteristische Flammung der Ablagerungen,

verursacht durch das Spurenfossil *Chondrites*, reduzierte Sedimentation unterhalb der Wellenbasis in schlammigen Habitaten. Ein kontinuierlicher Fazies-Vertiefungstrend ist in Richtung Südosten verfolgbar.

NV Pr	N oximal								SE Distal
-			14	~~~~				Meeres	spiegel-
Swaley und									
	Oberer bis Mi	ttlerer	in an	Hummocky Cross Stratification Unterer	U	18	19b	1	SWWB
Fazies 14 Shoreface Oolithe 18 Intraklasten Float- 19b Korallen Framesto	und Rudstones	22 Offsho 24 Spicul verkle	orerace bre Pack- und F Itische Mergel u selte Sandstein	loatstones ind e	Offshore	-Übergangsbereich	Offshore	l la	24 U
Sehr wenig Häufig	Wenig Sehr häufig	-	Vorhanden Allochthon						
Komponenten Ooide	-		-						
Biodiversität		-	Niedrig		Moderat	Hoch		Hoch	Niedrig
Bioklasten -					-				_
Korallen Wachstumsformen Domförmige Verzweigte Tabulare									
Foraminiferen -					-				_
Lituoliide							_		
Ammobaculites					_				£
Nodosariide Unidentifizierte ag Foraminiferen	ıgl.				-				
Pelecypoden					_			100	
Austernähnliche					_				C
Gastropoden					-				
Echinodermaten	-				_				÷
Serpuliden					-			;	
Schwamm-Sklerer	n							2	-
Dasycladaceen					_			1	
Fecal pellets								(Orm	

**Abb. 2.5.2:** Faziesmodell und Komponentenverteilung für die basale Schichtenfolge der Korallenoolith Formation sowie der obersten Schichtglieder der Heersumer Schichten im Liegenden der Diskontinuitätsfläche B&C (Ablagerungssystem I).

### 2.5.2. Ablagerungssystem II

Die Ablagerungseinheit II ist am Top an die "Hauptemersionsfläche" bzw. deren Äquivalenzfläche gebunden. Sigmoidal schräggeschichtete Oolithe (Fazies 15) sind in wenige Meter mächtige *Bedsets* arrangiert, die sich seewärts lateral mit bioklastischen Fazies und korallinen-Mikrobialith Boundstones verzahnen (Abb. 2.5.2). Dies indiziert die Existenz von kleinräumigen submarinen Geokörpern (*Shoals*), die strömungsbedingt generierten und über den Meeresboden migrierten. Nach Jopling (1965) und Miall (1996) entstehen sigmoide Körper durch hohe Bodenströmungen in flachmarinen Ablagerungsräumen und formen submarine Geokörper wie 3-D Dünen und Sand Waves. Unter Hinzunahme rezenter wie auch jurassischer Ablagerungsräume stellen die Geokörper in Kombination mit den Ooiden ein küstenparallel vorgelagertes submarines Dünensystem (*Inner Shoal*) dar, welches geschützte lagunäre Ablagerungsräume (*Backshoal*) von der offen marine See (*Foreshoal/ Intrashoal*) trennt.

In neuerer Literatur (z. B. Colombié & Strasser 2005) sind hydrodynamisch hochenergetisch generierte *Shoals* oberhalb der Schönwetterwellenbasis zustellen. Durch die ständige Bewegung der Ooidkörner bilden *Inner Shoals* kein günstiges Substrat und beherbergen daher eine sehr geringe Endo- wie auch Epifauna (Abb. 2.5.2).

Die Endo- wie auch Epifauna nimmt, wie der Abbildung 2.5.2 zu entnehmen ist, mit zunehmender Wassertiefe und abnehmender Wellenenergie zu. Gleichzeitig nimmt der Anteil an umgelagerten Ooiden ab. Der Übergangsbereich zwischen den *Inner Shoals* und der *Foreshoal*-Region wird in Übereinstimmung mit Ruf & Aigner (2004) als *Shoal-Fringes* bezeichnet, welche bioklastenreiche Oolithe (Fazies 16) oder ooid-haltige bioklastische Fazies (Fazies 17) beinhalten.

Die Komponenten und die Matrix der *Foreshoal/ Intrashoal*-Ablagerungen sind mikritisch, was auf geringe Sedimentationsraten und Wellenbewegungen unter größerer Wasserbedeckung schließen lässt. Unter diesen Vorrausetzungen konnte ein relativ festes Substrat entstehen, das die reichhaltige Epi- und Endofauna der *Everticyclammina* Fazies (Fazies 20) und der bioklastischen Packstones bis Floatstones (Fazies 21) beherbergte. Die Besiedelung von *Inner Shoal* seewärts vorgelagerten Habitaten durch Komponenten-Vergesellschaftungen der Fazies 20 & 21 ist anhand lateraler Faziesübergänge ersichtlich.

In Zeiten begünstigter Riffbildung besiedelten ferner agglutinierende Großforaminiferen wie *Everticyclammina* sowie hoch-spiralförmige Gastropoden und Echinodermaten der oben genannten Fazies feinkörnige Substrate in Zwischenriffbereichen. Im Unterschied zu den Fleckenriffen der Fazies 19b sind die Hauptgerüstbildner der vorkommenden Fleckenriffe mikrobielle Krusten. Die Mikrobialith-Korallen Fazies (Fazies 19a) bildet im Steinbruch am Lauensteiner Pass bis zu 4 m mächtige Fleckenriff-Intervalle und werden nach Betzler et al. (2007) im Vergleich zu den Korallen Framestones (Fazies 19b) in hydrodynamisch niederenergetische und tiefere Sedimentationsräume gestellt. Generell impliziert das thrombolithische Gefüge niedrige Sedimentationsraten und Wellenbewegungen (z. B. Parcell 2002). Dies korrespondiert sehr gut mit dem vorgefundenen Stapelungsmuster. Mikrobialith-Korallen Boudstones (Fazies 19a) werden von Intraklasten Floatstones und Rudstones (Fazies 18) überlagert, was eine kontinuierliche Verminderung des Akkomodationsraumes und eine Zunahme der Wellenenergie anzeigt.

	NW Proximal			SE Distal Meeresspiegel
Sehr wenig	Sigmoidale und Trogförmige Schrägsohichtun		20 & 21	
Vorhanden -		Shoal fringe	U USA	1
Sehr häufig		(Ubergangszone)	Offshoal	
Allochthon -	Innere Rampe		Inner	e Rampe
Komponenter Ooide	1			in and
Onkoide				
Intraklasten				
Detritischer G	luarz			
Biodiversität	Niedrig	Moderat Hoch	Hoch	
Bioklasten				
			Fleckenriff & Intrariff Vergesellschaftung	
Korallen Wachstumsforme Domförmige	en			
Verzweigte				
Tabulare				
Loftusiide				
Everticyclammi	na			
Lituoliide				
Nodosariide				
Miliolide				
Unidentifizierte Foraminiferen	e aggl.			
Inkrustierende	Forams.			
Pelecypoden				
Gastropoden				
Brachiopoden				
Echinodermate	en			
Serpuliden				
Schwamm-Skl	eren			
Ostrakoden				
Dasycladaceer	n			
15 Schräggeschid 16 Oold-Bioklaste 17 Bioklasten-Ool	chtete oolithische Grainstones 18 In en Pack- und Grainstones 20 E id Packstones 21 Bi	traklasten Float- und Rudstones verticyclammina Pack- und Floatstones lokiastische Pack- und Floatstones	19aMikrobialith-Korallen Fazles	

Abb. 2.5.3: Faziesmodell und Komponentenverteilung für die sedimentäre Schichtenfolge im Hangenden der Diskontinuitätsfläche B&C. Das Ablagerungssystem II ist am Top an die "Hauptemersionsfläche" (Diskontinuitätsfläche D) gebunden.

Ein zweites stratigraphisch jüngeres Mikrobialith-Korallen Riffintervall ist dem "*Florigemma*-Bank Member" sensu Helm et al. (2003) gleichzusetzen. Die begleitende Korallenfauna des oberen Mikrobialith-Korallen Riffhorizontes beinhaltet vornehmlich delikat verzweigt ramose Wachstumsformen. Nach James & Bourque (1992) belegen solche Formen reduzierte Sedimentationsraten und besiedelten bevorzugt festere Substrate in größeren Wassertiefen. Eine sehr gute Übereinstimmung ist bezüglich der Palökologie mit der vorhandenen Begleitfauna aus agglutinierenden Foraminiferen und Gastropoden gegeben, die darüber hinaus temporär erhöhte Nährstoffeinträge indizieren (Kästner et al. 2008). Daher ist zu vermuten, dass die untersuchten Mikrobialithe küstennahe Lebensräume, die unter ständiger Zufuhr von terrestrischem Materials standen, tolerierten. Diese Einschätzung stimmt sehr gut mit den Aussagen diverser Autoren (z. B. Hallock & Schlager 1986; Nose & Leinfelder 1997; Dupraz & Strasser 1999) überein, die von einer Forcierung des mikrobiellen Wachstums unter erhöhten Nährstoffeinträgen ausgehen. Die Abwesendheit von lagunären Anzeigern wie z. B. *Stylina* lässt darauf schließen, dass die Fazies 19a Habitate besiedelte die der *Inner Shoals* seewärts vorgelagert waren. Der zum Top der Abfolge gelegentlich einsetzende terrestrische Eintrag von Quarz und Nährstoffen lässt einen Wechsel zu eher humideren klimatischen Bedingungen vermuten.

Der Faziesgürtel progradierte nach Südosten. Unter Betrachtung der lateralen Faziesverteilung bleibt festzuhalten, dass sich die oolithischen Grainstones der *Inner Shoals* (Fazies 15 & 16) im Nordwesten des Arbeitsgebietes abgelagert haben und in Richtung Ith und Thüster Berg mehrheitlich in bioklastische Fazies (Fazies 20 & 21) der *Foreshoal/Intrashoal*-Region übergehen.

#### 2.5.3. Ablagerungssystem III

Die der Ablagerungseinheit Ш zugehörigen Fazies im Hangenden der "Hauptemersionsfläche" belegen die Existenz eines weitflächig ausgedehnten, der Küste parallel vorgelagerten Shoal-Systems. Eine Dreiteilung des Ablagerungsraumes in Inner Shoal, Shoal-Fringe und Offshoal kann aufgrund der unterschiedlichen Attribute der Fazies vorgenommen werden (Abb. 2.5.3). Die Fazies-Assoziation ist der inneren Karbonatrampe zuzuordnen. Prinzipiell ist die Differenzierung zwischen Backshoal und Foreshoal/ Intrashoal Sedimenten schwierig, da davon ausgegangen werden kann, dass sich der Ablagerungsraum, wie in modernen oolithischen Systemen (z. B. Bahamas), in mehrere Shoal-Kämme und Tröge gliedert. Daher ist in Einverständnis mit Ruf & Aigner (2004) alternativ auch der Gebrauch des übergeordneten Terminus Offshoal anwendbar.

Aufgrund im Gelände verfolgbarer lateraler Fazies-Übergänge kann eine sichere Differenzierung zwischen *Backshoal* und *Foreshoal/ Intrashoal* Ablagerungen lokal vorgenommen werden (siehe Abb. 2.1.11, 2.1.19a & 2.1.20). Demnach ist ein wichtiger Parameter der zur Unterscheidung herangezogen wird, der Anteil an detritischem Quarz und weiteren terrestrischen Komponenten (z. B. Holz) im Sediment. Der permanente kontinentale Einfluss auf dem durch die *Inner Shoals* hydrodynamisch geschützten Ablagerungsraum belegt erschwerte Lebensbedingungen wodurch die geringe Diversität an Biokomponenten erklärt werden kann. Generell nimmt die Diversität an biogenen Komponenten in Richtung offene See zu und kann als zweites Unterscheidungskriterium herangezogen werden (Abb. 2.5.3). Eine Unterscheidung zwischen *Foreshoal* und *Intrashoal* ist indes nicht möglich.

Im Einverständnis mit Colombié & Strasser (2005), Jank et al. (2006), und Lazo (2007) sind die stark bioturbaten und dünnbankig aufgebauten ton- und quarzreichen Ablagerungen der Fazies 10 & 11 einem hydrodynamisch geschützten lagunären *Backshoal* Ablagerungsraum zuzuordnen (Abb. 2.5.3). Die zum Teil massenhafte Präsenz der agglutinierenden

Großforaminiferen *Alveosepta & Everticyclammina* sowie nerineoider Gastropoden innerhalb der Fazies 10 & 11 deutet auf einen hohen Nährstoffeintrag vom Hinterland hin, der die Nahrungsgrundlage für die Organismen in Zeiten zunehmender Niederschlagsraten bildete (Helm 2005; Kästner et al. 2008; Waite et al. 2008). Nach Dupraz & Strasser (1999) sind *Alveosepten* im Oberen Jura von Mitteleuropa eng mit siliziklastischen Lagunen verknüpft. Nerineoide Gastropoden indizieren ein stabiles Substrat (Waite et al. 2008) und sind generell mit hydrodynamisch geschützten Systemen assoziiert. Die Existenz von bis zu 50 cm großen Holz-Fragmenten und Peloiden innerhalb der Fazies 10 impliziert ein küstennahes Milieu. In die Mergeln und Mergelkalksteinbänke zwischengeschaltete bis zu 1 m mächtige Tempestit-Bänke (Fazies 12 & 13) belegen, dass der geschützte Ablagerungsraum temporär von hydrodynamisch hochenergetischen Ereignissen wie z. B. Stürmen erfasst wurde.

Die der Backshoal-Region als Barriere fungierenden Inner Shoals sind arrangiert aus sigmoidal schräggeschichteten Oolithen (Fazies 15). Der Ooid-Klassifikation nach Strasser (1986) zufolge liegt eine Übereinstimmung mit den Ooid-Typen I und III vor, welche hinlänglich aus oolithischen Shoal-Systemen beschrieben wurden (z. B. Strasser 1986; Colombié & Strasser 2005). Sowohl tangential- als auch radialförmige Ooide sind vorhanden, schließen sich jedoch innerhalb einzelner Kalkbänke oder ganzer Bedsets zum Teil gegenseitig aus. Da tangentialförmige Ooide unter hydrodynamisch höherenergetischen Bodenströmungen generieren als radialförmige Ooide sind unterschiedliche Entstehungsorte zur gleichen Zeit wahrscheinlich. Die zumindest temporär nachgewiesene Beschränkung von Ooiden auf Inner Shoal-Areale ist der Existenz einer bidirektionalen Strömung zuzuschreiben, welche die submarinen Dünen erfasst und deren Migrieren steuert. Eine solche Strömung wurde von Reeder & Rankey (2008) für die Bahamas nachgewiesen und indiziert die Existenz einer zweigerichteten tidenbedingten Strömung. Diese führt nach Reeder & Rankey (2008) dazu, dass die Ooidkörner ständig in Bewegung bleiben und somit nicht in Offshoal-Bereiche umgelagert werden können. Anzeichen für einen tidenbedingten Einfluss auf das Ablagerungssystem, z. B. in Form vom Fischgrätenmuster an den *Foresets* der Sigmoide, liegen jedoch nicht vor. Die Generierung der submarinen Geokörper der Inner Shoal liegt einem strömungsbedingten Faktor zugrunde. Innerhalb der oolithischen Bedsets vorkommende interne Grenzflächen sind als Reaktivierungsflächen zu interpretieren und belegen nach Miall (1996) eine temporäre Fluktuation in der Intensität der Bodenströmung während einer kontinuierlichen Abnahme des Akkomodationsraumes.

Graduell mit seewärts ansteigender Entfernung zu den *Inner Shoals* nehmen die Korngröße sowie der Quarzgehalt ab während der Gehalt an bioklastischen Komponenten sowie die Biodiversität zunehmen (Abb. 2.5.3). Der Übergangsbereich (*Shoal-Fringe*) ist nach Ruf & Aigner (2004) durch Ooid-Bioklasten Grainstones (Fazies 16) und Bioklasten-Ooid Pack- und Grainstones (Fazies 17) gekennzeichnet. Die durch Védrine et al. (2007) definierte OnkoidZonierung korrespondiert sehr gut mit der vorgefundenen Onkoid-Verteilung innerhalb der beiden Übergangsfazies. So sind nach Védrine et al. (2007) die elliptisch bis sphärischen Wuchsformen, die hauptsächlich in der Fazies 17 vorkommen, gegenüber den Onkoiden mit einer elliptischen Wuchsform der Fazies 16 Indikatoren für geringere Wellenintensitäten bei größerer Wasserbedeckung. Dies deckt sich sehr gut mit der einsetzenden Mikritisierung der Ablagerungen der Fazies 17.

	-> Torro	strischer Ein	ran							Mee	resspleg
	10 & 11	17	11100	15	-				20 8 21		
	U	บ		Sigmoidale	20	16	17 -		20 azi		
				Inner shoal	orper		U	Ū.	B	>	23
	ioi	Shoal fringe bergangszone		miler shoul		Shoa	fringe		v		U
	(Backshoal)					(Uberg	angszone)		Offshoal		
	Inne	Framp							(Zintrasnoal, Po	er rami	p
			Facies		and the second			-	1. The second se		
enig —			<ol> <li>Quarzreiche bio</li> <li>Alveosepten un</li> </ol>	klastische Wacke-und Flo d Nerineoid-führende	atstones	20	Everticycla	-Oold Pack ammina Pac	stones ck- und Floatston	es	
rhanden — ufig —	-		Wacke- bis Floa	tstones tete collthische Grainston	es	21	Bioklastisc	the Pack- u	nd Floatstones		
hr häufig		1.1	6 Ooid-Bioklasten	Pack- und Grainstones		23	Foraminife	ren Wacke-	- und Packstones	3	
omponenten	é										
oide	2000				_	-	-			de la composition de la compos	-
eloide	_	_									
nkoide						_					
liptische Form						_	-				
Iliptische bis	m						_				
traklasten						_				_	
etrischer Qua	rz	-									
olz Fragmente											
odivoreität	Niedrig	his Madarat		Sabraiodea	Nicelsia	bie Me	dorat M	ndorat his l	Hach	Hoch	
louiversitat	Neong	DIS MODELAL		Sent meany	Medil	DIS IVIO		Jueral Dis 1	HOUL	носл	
okiasten	-						-				
oftusiide	-						-			-	-
verticyclammin	a	-	-								_
lveosepta	-	_						_		_	_
tuoliide						_					-
odosariide	-									-	_
iliolide		_									
nidentifizierte praminiferen	aggi.				_	-			-		_
elecypoden					_					_	
stropoden		_									
achiopoden											
hingdormate											
rouliden						-				_	
human Cul						-					
nwamm-Skien	en					-					
strakoden	_	_				-					
sycladaceen	-				_						
ayeuxia aicishuaicu		-									

Abb. 2.5.4: Faziesmodell für die Schichtenfolge im Hangenden der "Hauptemersionsfläche" (Ablagerungssystem III).

Die identifizierten *Foreshoal/ Intrashoal* Fazies (20, 21 & 23) beinhalten eine abwechslungsreiche Foraminiferenfauna, was nach Dupraz & Strasser (2002) offen marine Ablagerungsräume kennzeichnet. Nach Bucur et al. (1995) nimmt die Foraminiferen-

Vergesellschaftung graduell von geschützten zu offen marinen Ablagerungsräumen zu. Die Faunen-Vergesellschaftungen der *Everticyclammina*- und bioklastischen Pack- und Floatstones (Fazies 20 & 21) okkupierten hydrodynamisch niederenergetische und gut durchlüftete Habitate. Die teilweise häufige Präsenz von Brachiopoden impliziert ein festes Substrat unter höherer Wasserbedeckung bei niedrigen Sedimentationsraten. Eine ansteigende Wasserbedeckung in Richtung der Foraminiferen Wackestones und Packstones (Fazies 23) ist aufgrund der häufigen Präsenz nodosariider Foraminiferen wie *Lenticulina* und der zunehmenden Bioturbation der Ablagerungen anzunehmen. Die Faunen-Assoziation aus nodosariiden Foraminiferen, Echinodermaten und Schwamm-Skleren charakterisiert nach Hughes (2000, 2004) und Reolid et al. (2008) niedrige Wellenintensitäten in größeren Wassertiefen.

#### 2.5.4. Ablagerungssystem IV

Die Fazies-Vergesellschaftung der Süntel Fm. und die vertikale Faziesabfolge indizieren einen küstennahen marin lagünaren Ablagerungsraum, der temporär brackisch bis kontinentalen Bedingungen ausgesetzt war. Eine Unterteilung in die Faziesräume Küstenebene, geschützte Lagune, offen marine Lagune & submarine Düne (*Shoal*) wurde vorgenommen (Abb. 2.5.4).

Die charophytenreichen Ablagerungen der Fazies 1 und 2 und die euryhaline Organismen-Vergesellschaftung erfordern Süßwasser- bis Brackwasserkonditionen (z. B. Pankow 1971; Gams 1974; Burne et al. 1980; Feist & Grambast-Fessard 1984; Schudack 1993). Die einzelnen Schichtglieder der Charophyten-führenden Schichtenfolge lassen Fluktuationen im Salzgehalt erkennen. Brackwasser indizierende Ostrakoden Gattungen treten mehrheitlich an der Basis der Schichtglieder auf und werden zum Top durch Süßwasser dominierende Gattungen ersetzt. Dieser sich wiederholende Trend verläuft parallel mit einer kontinuierlichen Zunahme an fossilen Charophyten-Oogonien. Mit gelbem Mergel verfüllte vertikale Wurzelgänge höherer Landpflanzen und die Diskontinuitätsfläche M am Top der Abfolge der Fazies 1 belegen subaerische Konditionen und einsetzende Bodenbildung in einem palustrinen Milieu (Freytet & Verrecchia 2002; und Flügel 2004).

Die temporär marin beeinflussten lakustrinen Mergel der Fazies 2 implizieren küstennahe Seen oder Teiche, welche bedingt durch eine übergeordnete Progradation des Faziesgürtels am Top der sedimentären Abfolge Anzeichen von Pedogenese und subaerischer Freilegung erkennen lassen und daher einem palustrinen Milieu zuzuordnen sind (Fazies 1). Wellig laminierte stromatolithische Algenmatten (Fazies 3) indizieren das niedrigste Intertidal bis Supratidal (Abb. 2.2.4; Laporte 1967; Hardie & Ginsburg 1977; Shinn 1983; Flügel 2004; Colombiè & Strasser 2005). Die Existenz von *Crinkled Lamination* belegt temporäre subaerische Freilegung der Stromatolithe (Flügel 2004). Einzelne Quarz-Laminae deuten auf siliziklastischen Eintag in das System hin, vermutlich durch äolischen Eintrag küstennaher Dünenzüge (Nicols 2009).

Verglichen mit den Stromatolithen und deren assoziierter Organismen-Vergesellschaftung der oberjurassischen Reuchenette Fm., interpretiert durch Colombié & Strasser (2005), sind ähnliche Ablagerungsbedingungen für die Schichtenfolge der Süntel Fm. anzunehmen. Demnach belegt die als euryhalin zu klassifizierende Komponenten-Vergesellschaftung, bestehend aus Ostrakoden und dünnschaligen Pelecypoden, schwankende Intensitäten im Salzgehalt zur Zeit der stromatolithischen Algenmatten. Dies korrespondiert gut mit dem limitierten Vorhandensein von Evaporiten (Dolomit, Gips) innerhalb der Wechsellagerung aus mikritischen Algenmatten und Quarz-Laminae. In Zeiten der Ausfällung evaporitischer Bestandteile (Dolomit, Gips Pseudomorphose) herrschten aridere klimatische Bedingungen mit geringeren Niederschlagswerten als in den Bildungszeiten der mikritischen Algenmatten, die gemeinhin eher humidere und niederschlagsreiche Phasen repräsentieren (u. a. Shinn 1983; Paszkowski & Szydlak 1986; Kendall 1992; Colombiè & Strasser 2005; Nicols 2009). Shinn (1983) führt die Ausfällung von Gipsen im Gezeitenbereich von Andros Island (Bahamas) auf jahreszeitlich bedingte niederschlagsarme aride Phasen zurück. Die Wechsellagerung der Algen Bindstone Fazies (Fazies 3) umfasst also klimatisch saisonalbedingte humidere Phasen mit höheren Niederschlagsraten und untergeordnet semi-aride Phasen in denen pseudomorphe Gipskristalle und Dolomite ausfällen konnten.

Nach Shinn (1983) belegen laminierte und stark biogen aufgearbeitete feinkörnige Ablagerungen seewärts gerichtete subtidale Bereiche (Fazies 4, 5, 7 und 8). Die betreffenden Fazies 4, 5, 7 und 8 beinhalten eine stark limitierte Komponenten-Assoziation aus hauptsächlich Ostrakoden (z. B. Macrodentina, Cetacella) und dünnschaligen Pelecypoden sowie untergeordnet aus milioliden Foraminiferen und Dasycladaceen. Ostrakodenreiche Mergel und Kalksteine implizieren hydrodynamisch niederenergetische Bereiche einer geschützten Lagune (Colombiè & Strasser 2005; Kavoosi et al. 2009; Heldt et al. 2010; Wilmsen et al. 2010). Insbesondere die Präsenz der Ostrakode Macrodentina kann nach Gramann & Luppold (1991) als Indexfossil für lagunäre Ablagerungsräume verstanden werden. Die Existenz der Ostrakode Cetacella durch Gramann (1983) impliziert hingegen angehende Verbrackungsphasen aufgrund einer zunehmenden Abschnürung der Lagune von der offenen See (Gramann & Luppold 1991). Begünstigt wird dies möglicherweise durch relative Meeresspiegelschwankungen bei zeitgleich ansteigender Süßwasserzufuhr z. B. durch erhöhte Niederschlagsraten. Insbesondere das Fehlen von agglutinierenden Großforaminiferen in den ton- und quarzreichen Ablagerungen lässt auf erschwerte Lebensbedingungen durch wechselnde Salinitäten schließen.

Die Ablagerungen der Mollusken- und *Thallasinoides* Packstones und Floatstones (Fazies 9) sind in subtidale Sedimentationsräume unter größerer Wasserbedeckung bei niedrigen

Sedimentationsraten zu stellen (Abb. 2.5.4). Das Spurenfossil Thallasinoides besiedelte in oberjurassischen Zeiten eine hohe Anzahl an Habitaten. So berichten Sellwood (1981), Fürsich & Werner (1986), Bádenas & Aurell (2010) sowie Wilmsen et al. (2010) von der Existenz von Thallasinoides-Bauten in hydrodynamisch niederenergetischen Lagunen, während Collin et al. (2005) und Jank et al. (2006) Thallasinoides-Bauten aus hydrodynamisch höherenergetischen Lagunen assoziiert mit Tempestiten beschrieben haben. Mit der Existenz von Thallasinoides Bauten aus brackischen Lagunen belegten Fürsich & Werner (1986), dass Thallasinoides in gewissem Maße auch Salinitätsschwankungen toleriert hat. Glaukonit-führende Austern Floatstones in Kombination mit einem erhöhten Quarzgehalt zeigen nach Gramann & Luppold (1991) sowie Wilmsen et al. (2010) lagunäre Ablagerungsräume an.

Die Mollusken- und *Thallasinoides* Packstones und Floatstones (Fazies 9) belegen eine moderate bis hohe Biodiversität. Vornehmlich marine Biokomponenten wie z. B. Echinodermaten, Brachiopoden sowie agglutinierende und nodosariide Foraminiferen zeigen eine kontinuierliche Zirkulation des Meerwassers mit der offenen Lagune an. Zum Ablagerungszeitpunkt der Mollusken- und *Thallasinoides* Pack- und Floatstones herrschten folglich eher offen marin lagunäre Ablagerungsbedingungen, wie sie Colombiè & Strasser (2005) sowie Jank et al. (2006) für oberjurassische bioklastische Wackestones bis Floatstones für den Schweizer Jura beschreiben.

Während hydrodynamisch hochenergetischer Ereignisse (z. B. bei Stürmen) kommt es zur großflächigen Umlagerung von Sedimenten im Gezeiten- sowie lagunären Bereich (Shinn 1983). Die siliziklastische Fazies (Fazies 6) sowie die Tempestit Fazies (Fazies 12) sind als Produkt solcher *Events* zu interpretieren, wurden jedoch aufgrund ihrer Textur und Komponenten-Assoziation in unterschiedlichen Bereichen abgelagert. Ein geschützter lagunärer Sedimentationsraum, der einem kontinuierlichen siliziklastischen Eintrag vom Land aus unterlag, wird für die Sandsteine und Tonmergel der Fazies 6 angenommen. Solche Bedingungen sind in Flussmündungen gegeben, die aufgrund schwankender Salzgehalte und hoher Sedimentationsraten ein lebensfeindliches Habitat darstellen und daher lediglich eine niedrig-diverse Epi- wie auch Endofauna aufweisen. Im Gegensatz dazu stehen die Abfolgen der Tempestit Fazies (Fazies 12), die aufgrund des deutlich herabgesetzten siliziklastischen Anteils sowie der allochthonen marinen Komponenten-Assoziation einen offen-marin lagunären Ablagerungsraum überliefern.

Sowohl zur offenen See hin als auch intern wird das lagunäre System von submarinen Dünenkomplexen (*Shoals*) begrenzt, die als Barriere fungieren (Abb. 2.5.4). Die bis zu 3 m mächtigen sigmoidal schräggeschichteten oolithischen Grainstones werden ausschließlich aus radialförmigen Ooiden aufgebaut. Daher sind moderate Strömungsintensitäten zur Zeit der Generierung der *Shoals* anzunehmen. Die Existenz von Glaukonit ist ebenfalls auf niederenergetischer Wellenintensitäten zurückzuführen. Die Bottom Sets der Grainstones verfügen über eine moderate bis hohe Komponenten-Diversität. Eine temporäre subaerische Freilegung der Shoals ist aufgrund einer wohl entwickelten Erosionsfläche am Top zu vermuten.

Angelehnt an Shinn (1983) spricht die karbonatisch-siliziklastische Abfolge des Ablagerungssystemes IV für die Existenz einer durch Shoals zur offenen See begrenzten Lagune. Die intensiv bioturbaten austern- sowie ostrakodenreichen Ablagerungen waren starken terrestrischen Einflüssen ausgesetzt. In Kombination mit tektonischen Impulsen und/ oder relativen Meeresspiegelschwankungen wurde eine Abschnürung der Lagune von der offenen See und infolgedessen eine zunehmende Verbrackung des Ablagerungsraumes forciert.

	Fazies	Terrestrischer Eintrag			
	-	-			Meeresspiegel-
	Charophyen Mergel (Fazies 2)	Algen Bindstone (Fazies 3) Laminierte Mudstones (	Tempestite (Fa	izies 6 & 12)	Niedrigwasser
	Supratidal	Intertidal	Bioturbate & bloklastische Wacke- & Packstones (Fazies 7 & 8)	Mollusken & Thuillasinoides Pack- und Floatstones (Fazles	Oollthische Grainstones (Fazles 15)
	Suprandar	Marsch	geschützte Lagune	offene Lagune (Backshoa	I) Shoal
Sehr wenig Häufig Komponenten	Wenig Sehr häufig	Vorhanden Allochthon	=		(Internal Shoal?)
Dolomit					5
Pseudo. Gips					
Glaukonit				_	
Ooide Intraklasten Peloide					_
Biodiversität	-	Saltr pladrin	Niedrig bis Moderat	Moderst his Hoch	Niedrig bis Moderat
Charophyten		Sem meany	Meding bis moderat		intering bis moderat
Ostrakoden					
Dasveladacoon	_				
Stromatolithen		in the second second	1		*
Pelecypoden					
Austernartige					
Gastropoden					4.4.4.4
Echinodermaten				-	n. 
Brachiopoden			1		
Serpuliden					
Schwamm-Sklere	n				
Calcisphären					
Foraminiferen					
Unidentifizierte au Foraminiferen Nodosariide	<u>ggl.</u>				
Miliolide					
Pellets					

Fazies Charophyten & Ostrakoden-führender Mergelkalkstein bis Kalkstein

4 Laminierte Mudstones

6 Siliziklastische Fazies

2 Charophyten Mergel 3 Algen Bindstone

Bioturbate Wacke- und Packstones 7 8

Mollusken und Thallasinoides Pack- & Floatstones

9 Quarz-führende bloklastische Wacke- & Packstones 12 Tempestil Fazies

15 Schräggeschichtete oolithische Grainstones

16 Ooid-Bioklasten Pack- und Grainstones

Abb. 2.5.5: Faziesmodell und Komponentenverteilung für die Schichtenfolge der Süntel Formation (Ablagerungssytem IV).

# <u>3. Die sedimentäre Schichtenfolge im Weser-Leine</u> <u>Bergland</u>

# 3.1. Profilbeschreibung und Korrelation

Die der Faziesanalyse zu Grunde liegenden Datensätze basieren auf der sedimentologischen, geophysikalischen sowie geochemischen Aufnahme mehrerer Steinbrüche sowie Sedimentkerne in den Regionen nördlicher Ith, Thüster Berg und südöstlicher Süntel. Eine generelle sedimentäre Abfolge der Lithologie für die drei Untersuchungsgebiete wird im folgenden Kapitel erläutert und dargestellt. Die genaue Zuordnung der im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Ablagerungssysteme in die jeweiligen Sektionen ist der Abbildung 3.1.1 zu entnehmen.

# 3.1.1. Sedimentologische Beschreibung

## 3.1.1.1. Steinbruch am Lauensteiner Pass (Nördlicher Ith)

Die sedimentäre Abfolge im Steinbruch am Lauensteiner Pass ist 163 m mächtig und umfasst die Korallenoolith Formation sowie die basale Süntel Formation (Abb. 3.1.1). Die basale Schichtenfolge im Steinbruch bildet ein 13 m mächtiges trogförmig schräggeschichtetes oolithisches Intervall (Fazies 14), welches von bioklastischen *Offshore* Pack- und Floatstones (Fazies 22) und Intraklasten Float- und Rudstones (Fazies 18) überlagert wird. Das untere Riffintervall der Korallen Framestones (Fazies 19b) ist nach Betzler et al. (2007) bei Profilmeter 19 durch eine Erosionsfläche von der Schichtenfolge des Liegenden separiert. Ein gradueller Übergang von den Korallen Framestones zu einem zweiten Intraklasten Intervall (Fazies 18) liegt vor. Die Diskontinuitätsfläche B&C ist durch Muschelbohrungen charakterisiert und trennt ein Mikrobialith-Korallen Riff (Fazies 19a) bei Profilmeter 27.2 von der beschriebenen sedimentären Abfolge im Liegenden (Abb. 3.1.1; vgl. Kapitel 2.4.1. Abb. 2.4.3). Nach Hoyer (1965) ist dieses Riffintervall der Oberen Korallenbank gleichzusetzen (siehe auch Kapitel 2.4.2.).

Die anschließende Schichtenfolge zeigt einen graduellen Fazies-Wechsel von Mikrobialith-Korallen Riffen zu Intraklasten Float- und Rudstones. Eine 18.5 m mächtige monotone Kalksteinabfolge der *Everticyclammina* Fazies (Fazies 20), die bei Profilmeter 46.2 bis zu 1.8 m mächtige Fleckenriffe der Fazies 19a enthält, schließt sich im Hangenden an. Zum Top der Schichtenfolge bei Profilmeter 54.5 nehmen Ooide zu. Der im Steinbruch am Lauensteiner Pass 1.2 m mächtige Onkoid Floatstone (Fazies 13) belegt an der Basis die Existenz einer Erosionsfläche. Der Onkoid Floatstone ist nach Helm & Schülke (2000) gesichert als Onkoid- und Korallenintraklast-führender Horizont bis in den Deister zu verfolgen, der hier nach selbigen Autoren der sogenannten "Hauptemersionsfläche" (Diskontinuitätsfläche D) aufliegt (siehe auch Kapitel 2.4). Quarzreiche agglutinierende Großforaminiferen- und Gastropoden-führende Fazies (Fazies 10 & 11) bestimmen die sich anschließende 13.6 m mächtige Schichtenfolge, die am Top durch die "Haupterosionsfläche" begrenzt wird (Abb. 3.1.1).

Die oolithischen Fazies setzen oberhalb der Schichtfläche bei Profilmeter 69.3 ein und arrangieren ein 7.4 m mächtiges Intervall das am Top an die Diskontinuitätsfläche F gebunden ist, der die "Foraminiferen Bänke" aufliegen (Abb. 3.1.4). Bei den "Foraminiferen Bänken" handelt es sich um dünnmächtig ausgebildete bioklastenreiche Kalkmergelbänke bzw. Mergelbänke (vgl. Kapitel 2.4, Abb. 2.4.6). Ein 20.6 m mächtiges Kalksteinpaket zwischen Profilmeter 76.7 und 97.3 beinhaltet mehrere sich wiederholende fazielle Stapelungsmuster. Bioklastische Floatstones der Fazies 20 und 21 lassen jeweils einen graduellen Übergang zu ooidführenden Pack- und Grainstones (Fazies 16 und 17) und zu schräggeschichteten Oolithen (Fazies 15) erkennen. Eine intensiv unregelmäßig geformte Schichtfläche am Top der Schichtenfolge (Diskontinuitätsfläche G) separiert stark bioturbate Ablagerungen von den hangenden Kalk-und Mergelgesteinen der "*Humeralis-Schichten*".

Zusammen mit dünnbankigen Foraminiferen Wacke- und Packstones (Fazies 23) bilden brachiopodenreiche bioklastische Floatstones (Fazies 20 & 21) die *"Humeralis-Schichten"* im Steinbruch am Lauensteiner Pass (Abb. 3.1.1). Die Mächtigkeit dieses Intervalls beläuft sich auf 12 m und wird bei Profilmeter 109.3 durch 4.5 m mächtige, schräggeschichtete oolithische Grainstones (Fazies 15) überlagert. Der darauffolgende Fazies-Wechsel verläuft graduell und eine 10.5 m mächtige Schichtenfolge aus stark bioturbaten und quarzreichen bioklastischen Kalk- und Mergelsteinen (Fazies 8 und 10) schließt sich an (Abb. 3.1.1).

Nach Kästner et al. (2008) ist die Basis der Süntel Formation anhand des Einsetzens von Sandsteinen und Tonsteinen zu definieren. Die wohl entwickelte, unregelmäßig geformte Grenzfläche bei Profilmeter 124.2, die einen scharfen lithologischen wie auch faziellen Kontakt hin zu tonreichen und siliziklastischen Ablagerungen der Fazies 4 & 6 aufweist, markiert den Top der Korallenoolith Formation.

Sieben aufeinanderfolgende Sandstein zu Mergeltonstein *Fining-Upward* Sequenzen, interpretiert als Tempestite (Fazies 6), arrangieren zusammen mit dem basalen Tonmergel (Fazies 4) das 4 m mächtige siliziklastische Intervall. Die Tempestit-Abfolge (Fazies 6) ist am Top an eine Erosionsfläche gebunden, die bei Profilmeter 129.1 von einem massiven *Pectinidea* Floatstone (Fazies 9a) überlagert wird (Abb. 3.1.1).

Einsetzend mit dem *Pectinidea* Floatstone belegt die anschließende 22 m mächtige Schichtenfolge einem Wechsel von bioturbaten Wacke- und Packstones (Fazies 7) mit dickbankigen und sandführenden *Thallasinoides* Floatstones (Fazies 9b) sowie oolithischen Grainstones (Fazies 15) im Steinbruch am Lauensteiner Pass. Die bioturbaten Wacke- und Packstones (Fazies 7) bilden bis zu 5.6 m mächtige Mergelintervalle (Abb. 3.1.1).



	Lit	hologie
ten & Ostrakoden-führender kstein bis Kalkstein ten Mergel	田田田田	Kalkstein Sandiger Kalkstein
dstone		Mergelkalkstein
e Mudstones	2	Kalkmergelstein
azies	1	Mergeliger Tonstein
sche Fazies	±	Tonstein
Wacke- und Packstones		Kalksandstein
Sende bioklastische nd Packstones he & Thallasinoides he bioklastische s Floatstones a und Nerineoid-führende nd Packstones e facies oatstone c Oolithe schichtete e Grainstones lasten Pack- Grainstones h-Ooid Packstones		ren & Komponenten Sigmoidale Schrägschichtung Trogförmige Schrägschichtung Lamination Paläokarst Bioturbation Rippelmarken Erosionsfläche Wellig geformte Grenzfläche Hartgrund Tempestite Ton Pvrit
en Float- und Rudstones	GI	Glaukonit
Boundstones	D	Dolomit
ammina Pack- und Floatstones	Gy	Pseudomorphose Gips
Pack- und Floatstones		Eisenooide
aren Wacke- und Packstones		Fining upward
he Morgel und	V	Coarsening upward
e Sandsteine	6522	Everticyclammina
	0	Brachiopoden
	0	Austernähnliche Pelecypoden
	(Silling	Gastropoden
	(SWE)	Korallen
	-	Mikrobialithe
	1	Thallasinoides
	0	Charophyten
	X	Holz
		Onkoide
	0	Caroll
	0	Geron
	E	Diskontinuitatstlache
		Lithol. Leithorizont

Beginnend mit einem austernreichen Floatstone an der Basis ist eine fazielle Abfolge über bioturbate Wacke- und Packstones hin zu charophytenreichen Mergeln (Fazies 2) zu erkennen. Der fazielle Wechsel verläuft einhergehend mit einer Abnahme der Korngröße. Zum Top der Abfolge ist ein gradueller Übergang, charakterisiert durch eine Zunahme der Korngröße, in die Charophyten- und Ostrakoden-führende Fazies (Fazies 1) zu registrieren, die bei Profilmeter 157.1 an die Diskontinuitätsfläche M gebunden ist. Die darauffolgenden stratigraphisch jüngsten Ablagerungen im Steinbruch am Lauensteiner Pass entsprechen hinsichtlich ihrer Fazies-Komposition sowie dem Stapelungsmuster denen der oberen Schichtenfolge und beinhalten demnach bioturbate Wacke- und Packstones sowie *Thallasinoides* Floatstones.

## 3.1.1.2. Salzhemmendorfer Steinbrüche und Sedimentkerne (Thüster Berg)

Die nachfolgend dargestellte lithologische Abfolge basiert auf den Daten von vier individuell voneinander aufgenommenen sedimentologischen Profilen (Steinbruch Voska, Steinbruch Borela, KB Sah301 & KB Sah304; Abb. 3.1.1). Die lithologische Abfolge am Thüster Berg umfasst die gesamte Korallenoolith Formation. Die basale Schichtenfolge der Korallenoolith Fm. ist am Thüster Berg durch *Everticyclammina* Pack- und Floatstones gekennzeichnet (Fazies 20). Die *Everticyclammina* Schichten erreichen eine Mächtigkeit von 19 m und bilden zusammen mit geringmächtigen oolithischen Grainstones (Fazies 15) die basale Schichtenfolge der Korallenoolith Formation am Thüster Berg (Abb. 3.1.1).

Der in den südlichen Arbeitsgebieten weitverbreitete Onkoid Floatstone (Fazies 13) begrenzt die beschriebene Schichtenfolge am Top und formt die Basis für die Hangenden quarzreichen Wacke- bis Floatstones (Abb. 3.1.1; Fazies 10 & 11). Die basale Schichtenfolge ist aus *Alveosepten* und nerineoid-führenden Wacke und Packstones (Fazies 11) arrangiert und wird durch eine Erosionsfläche am Top der Kalkmergel bis Mergelabfolge vom überlagerten schräggeschichteten Kalkoolith (Fazies 15) getrennt. Die Korngröße nimmt zu den quarzreichen bioklastischen Wacke- und Packstones (Fazies 10) ab und es ist ein graduell verlaufender Faziesübergang ausgebildet. In die quarzreichen Mergel- und Mergelkalkabfolgen sind geringmächtige Tempestite (Fazies 12) eingeschaltet, die sich regional am Thüster Berg korrelieren lassen. Die Mächtigkeit der quarzreichen Schichtenfolge ("Quarzreiches Intervall") in den einzelnen Sektionen schwankt von 15 m (KB Sah304) bis 19.5 m (KB Sah301). Am Top ist eine stark unregelmäßig, wellig entwickelte Grenzfläche ausgebildet, die so genannte "Hauperosionsfläche" (Abb. 3.1.1; vgl. Kapitel 2.4.1. Abb. 2.4.5).

Eine markant sigmoidal schräggeschichtete 6 bis 7 m mächtige oolithische Kalksteinabfolge ist oberhalb der "Haupterosionsfläche" präsent. Am Top wird diese durch eine weitere Erosionsfläche (Diskontinuitätsfläche F) von stratigraphisch jüngeren intensiv bioturbaten Kalkmergel- bis Mergelbänken (Fazies 21 & 23) ("Foraminiferen Bänke") separiert (Abb. 3.1.1).

Das sich anschließende Intervall besteht im unteren Abschnitt vornehmlich aus bioklastischen- und am Top aus oolithischen Fazies. Auf einer Distanz von 480 m schwanken die Mächtigkeiten von 10.5 m (Steinbruch Voska) bis 16 m (KB Sah301). Die Mächtigkeit nimmt demnach in Richtung Südosten zu.

Am Top der Kalksteine ist die Diskontinuitätsfläche G entwickelt, der lokal millimeterdünne Mergellagen aufliegen.

Bis zu 8.5 m mächtige Brachiopoden- und *Everticyclamminen*-führende bioklastische Wackebis Floatstones (Fazies 20 & 21) schließen sich im Hangenden an. Die brachiopodenreichen Mergel und Kalksteine verzahnen sich lateral mit schräggeschichteten oolithischen Grainstones und werden stratigraphisch den *"Humeralis-Schichten"* zugeordnet. Hervorzuheben ist ein wohl entwickelter "Brachiopoden-Horizont", im Durchschnitt ca. 1 m im Hangenden der Basis der *"Humeralis-Schichten"*, der sich überregional bis in den nördlichen Ith verfolgen lässt (Abb. 3.1.1).

Die obere sedimentäre Schichtenfolge in den aufgenommenen Sektionen ist bis zu 42 m mächtig und beinhaltet mehrere sich in ihrem Stapelungsmuster wiederholende oolithische *Bedsets* (Fazies 15). Die Mächtigkeit der *Bedsets* variiert vertikal zwischen 2 und 4 m und nimmt lateral kontinuierlich in Richtung der KB Sah 301 zu. Quarzreiche bioklastische Wacke- bis Floatstones (Fazies 10) überlagern die oolithische Abfolge. Auffällig ist die Existenz einer Kalkbank mit Paläokarsterscheinungen am Top der bis zu 6 m mächtigen aufgeschlossenen Wacke- bis Floatstones (Fazies 10) im Steinbruch Borela bei Profilmeter 71 (Diskontinuitätsfläche I, Abb. 3.1.1). Die Diskontinuitätsfläche I am Top der Kalkbank separiert die Korallenoolith Formation von der hangenden Süntel Formation, die mit grünlichschimmernden Kalkmergelgestein einsetzt. Insgesamt erreicht die leicht bis zum Teil stark dolomitisierte sedimentäre Schichtenfolge der Korallenoolith Formation am Thüster Berg eine Gesamtmächtigkeit von mehr als 110 m (Abb. 3.1.1).

### 3.1.1.3. KB Eulenflucht1 (Süntel)

Die im Sedimentkern Eulenflucht1 untersuchte sedimentäre Schichtenfolge der nördlich gelegenen Süntel-Region beinhaltet die oberste Abfolge der Heersumer Schichten, die komplette Korallenoolith Formation sowie die Süntel Formation (Abb. 3.1.1). Insgesamt ist das gemessene Profil 100 m mächtig, die Heersumer Schichten nehmen davon 5.5 m ein. Stark bioturbate spiculitische und zum Teil verkieselte Ablagerungen (Fazies 24) bilden die Schichtenfolge der Heersumer Schichten. Mit einer Zunahme der Korngröße ist ein graduell verlaufender Fazieswechsel zu bioklastischen Pack- und Floatstones (Fazies 22) zu vermerken. Diese Schichtglieder beinhalten Ooide und sind demnach der Korallenoolith Formation zuzuordnen. Die basale Abfolge der Korallenoolith Formation ist 12.5 m mächtig

und überliefert ein fazielles Stapelungsmuster von der Fazies 22 zu schräggeschichteten *Shoreface* Oolithen (Fazies 14), die am Top durch eine intensiv ausgeprägte Erosionsfläche (Diskontinuitätsfläche A) begrenzt werden. Dieser Fazieswechsel verläuft parallel zu einer kontinuierlichen Ooid- und Korngrößenzunahme. Im Hangenden der Diskontinuitätsfläche A folgt eine zweite ca. 3 m mächtige *Shoreface* Oolith Abfolge. Eine tiefgreifende Trunkation der *Shoreface* Oolithe ist bei 20.8 m oberhalb der Profilbasis gegeben, charakterisiert durch eine intensiv unregelmäßig geformte Erosionsfläche (Diskontinuitätsfläche B&C, Abb. 3.1.1; vgl. Kapitel 2.4.1. Abb. 2.4.2a). Der Diskontinuitätsfläche B&C liegen bioklastische Floatstones auf, die angebohrte, bereits lithifizierte, Korallenbruchstücke beinhalten (vgl. Kapitel 2.4.1. Abb. 2.4.2b). Demnach sind nach Helm et al. (2003) die Riffschutt-führenden Floatstones als "Fossilschicht" zu deklarieren (Abb. 3.1.1).

Im Hangenden folgt eine 8 m mächtige Kalksteinabfolge, die durch ein sich wiederholendes Stapelungsmuster von bioklastischen Fazies (Fazies 20 & 21) zu schräggeschichteten oolithischen Grainstones (Fazies 15) gekennzeichnet ist. Die Schichtenfolge wurde am Top erodiert und wird von Mikrobialith-Korallen Riffen (Fazies 19a) überlagert (Abb. 3.1.1). Zusammen mit gastropodenreichen bioklastischen Pack- und Floatstones (Fazies 20) formen die Mikrobialith-Korallen Riffe die sogenannte "Florigemma-Bank". Die "Florigemma-Bank" ist 4.5 m mächtig und am Top, bei 34.1 m oberhalb der Profilbasis, an die Diskontinuitätsfläche D gebunden, der nach Helm (1998) und Kästner et al. (2008) bezeichneten "Hauptemersionsfläche" (Abb. 3.1.1; vgl. Kapitel 2.4.1. Abb. 2.4.4). Wie in moderner Literatur beschrieben, zeichnen sich die Ablagerungen im Hangenden der "Hauptemersionsfläche" durch einen erhöhten Gehalt an Siliziklastika aus. Millimeterdünne Tonsteine liegen der "Hauptemersionsfläche" auf, die sich in dünngebankte und quarzreiche bioklastischen Wackeund Floatstones (Fazies 10) fortsetzen. Die "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) begrenzt die 1 m mächtige ton- und guarzreiche Schichtenfolge am Top (Abb: 3.1.1; vgl. Kapitel 2.4.1. Abb. 2.4.5).

Quarzreiche oolithische Intraklasten sind an der Basis existent. Die hangende Schichtenfolge ist durch ein Stapelungsmuster von bioklastischen Fazies (Fazies 23) zu schräggeschichteten oolithischen Grainstones (Fazies 15) charakterisiert. Am Top der oolithischen Grainstones ist eine Erosionsfläche (Diskontinuitätsfläche F) vorhanden, der die "Foraminiferen Bänke" aufliegen (Abb. 3.1.1). Die obere, 13.7 m mächtige Schichtenfolge der Korallenoolith Formation ist aus dünngebankten bioklastischen Kalksteinen der Fazies 20, 21 & 23 arrangiert. Insgesamt sind die Ablagerungen intensiv bioturbat und der Glaukonitgehalt nimmt zum Top hin zu.

Ein Spurenhorizont ist am Top der Korallenoolith Fm., bei 54 m über der gemessenen Profilbasis, an eine unregelmäßig geformte Omissionsfläche gebunden (Diskontinuitätsfläche H, Abb. 3.1.1). Diese trennt die Korallenoolith Fm. vom hangenden Tonstein der Süntel Fm.

Die Gesamtmächtigkeit der Korallenoolith Formation im Bereich der KB Eulenflucht1 beträgt 48.5 m.

Dem 10 cm mächtigen Tonstein (Fazies 5) an der Basis der Süntel Formation liegen 7 *Fining-Upward* Sequenzen auf, die als Tempestite interpretiert werden (Fazies 12). Ein stromatolithischer Algen Bindstone (Fazies 3) bei 6.4 m oberhalb der gemessenen Basis der Süntel Formation, beschließt die Schichtenfolge am Top und belegt anhand von *Crinkled Lamination* sowie Trunkation der obersten Laminae deutliche Anzeichen von subaerischer Feilegung und Erosion (Diskontinuitätsfläche J, Abb. 3.1.1; vgl. Kapitel 2.4.1, Abb. 2.4.10).

Im Hangenden der Diskontinuitätsfläche folgt ein 19.6 m mächtige Tonmergel- bis Kalkstein Intervall, dass sich durch ein wiederholendes Stapelungsmuster von Austern Pack- und Floatstones (Fazies 9c) zu laminierten Mudstones (Fazies 4) auszeichnet. Mehrere Tempestite sind innerhalb dieser Schichtenfolge zwischengeschaltet. Kalkoolithische und schräggeschichtete Grainstones (Fazies 15) arrangieren ein 4 m mächtiges *Shoal* Intervall zwischen Profilmeter 26 und 30 oberhalb der gemessenen Basis der Süntel Formation (Abb. 3.1.1). Die Schichtenfolge ist durch eine Zunahme der Korngröße und der Ooide charakterisiert. Anhand von beobachteter Trunkierung einzelner Komponenten liegt am Top der kalkoolithischen Abfolge eine Erosionsfläche vor. Am Top der hangenden 3.5 m mächtigen Austern Pack- und Floatstones sind Muschelbohrungen vorhanden, die auf die Existenz eines Hartgrundes hinweisen (vgl. Kapitel 2.4.1., Abb. 2.4.12). Die stratigraphisch jüngsten Schichtglieder der aufgenommenen sedimentären Abfolge belegen wiederum ein Stapelungsmuster von Austern Pack- und Floatstones an der Basis zu laminierten Mudstones oder Tonsteinen am Top. Die Schichtenfolge ist insgesamt betrachtet aus mehreren sich wiederholenden *Fining-Upward* Sequenzen aufgebaut.

# 3.1.2. Beschreibung und Korrelation der geophysikalischen Messergebnisse

Die Multispektral Gamma-Ray Messung ist eine vielversprechende und weitverbreitete Methode um Variationen im Kalium-, Uran- und Thoriumgehalt zu messen (Rider 2002). Darüber hinaus können Gamma-Ray Kurven nach Rider (2002) zur klein- wie auch großmaßstäblichen Korrelation von Schichtenfolgen herangezogen werden. Ebenfalls lassen sich anhand bestimmter Kurvensignaturen und -verläufe Fazies differenzieren (Pawellek & Aigner 2003). Ergänzend zu sedimentologischen Profilaufnahmen dient die Multispektral Gamma-Ray Analyse besonders zur Identifizierung gradueller Fazies-Übergänge innerhalb einer oder mehrerer Schichtkörper. Eine Unterteilung der Schichtenfolge in Verflachungsbzw. Vertiefungstrends verschiedener Ordnungen ist möglich.

Allgemein besteht eine gute Korrelation zwischen lithologischen Wechseln und den Fluktuationen der Gamma-Ray Intensitäten (vgl. Kapitel 2.1, Abb. 2.1.10a). Im Einverständnis mit Betzler et al. (2007) bezieht sich der Kurvenverlauf auf den Kaliumgehalt im Gestein. Da Kalium eine hohe Verbreitung in Tonmineralien findet entspricht der

Kaliumgehalt angehend dem Tongehalt. Anhand hoher Gamma-Ray Intensitäten können in den gemessenen Profilen folglich tonreiche Mergelsteine gut von den Kalium-ärmeren oolithischen Kalksteinen unterschieden werden (Abb. 3.1.2a).

Multispektrale Gamma-Ray Sonden, die im Unterschied zu einer "Einfachen Gamma-Ray Sonde" auch die jeweiligen Intensitäten von Kalium, Uran und Thorium messen, belegen dass neben dem Element Kalium die Uran-Intensität den Kurvenverlauf lokal erheblich beeinflusst oder bestimmt (Abb. 3.1.2b). Die Kalium-Intensität wird ferner von Verkarstungsoder Verwitterungsflächen bestimmt, wodurch die totale Kurvensignatur verfälscht werden kann (Pawellek & Aigner 2003). Solche Phänomene treten lokal in den Steinbrüchen am Thüster Berg auf, können jedoch mit korrelierbaren Kurvenverläufen der Uran-Intensitäten kompensiert werden (Abb. 3.1.3).



◄ Abb. 3.1.2: In Beispiel a hält Kurvenverlauf der der sich "Totalen"-Gamma-Ray Kurve an die gemessenen Intensitäten von Kalium. Folglich spiegeln sich die Unterschiede im Tongehalt der Kalkstein/ Mergelkalk-Abfolge in der "Totalen" Gamma-Ray Kurve wider. Im Beispiel b divergieren die "Totale"und die Kaliumkurve zueinander. Einhergehend mit der aufgenommenen lithologischen Abfolge nimmt die Kaliumintensität ab, der Wert der gemessenen "Totalen"-Intensität jedoch zu. In diesem Fall wird der Kurvenverlauf durch den Urangehalt im Gestein bestimmt.



Abb. 3.1.3: Erfolgte Korrelation zwischen einer Verkarstungsfläche im Steinbruch Voska und deren unverwitterten Äquivalenzhorizont im Steinbruch Borela (Salzhemmendorf), basierend auf den gemessenen Intensitäten im Urangehalt. Der Verlauf der Kaliumkurve divergiert signifikant und "verfälscht" daher die Log-Signatur der Gesamtkurve im Steinbruch Voska. Die gemessenen Intensität im Urangehalt sind im Steinbruch Voska leicht erhöht, lassen sich jedoch in deren Kurvenverlauf und -signatur gut korrelieren.

Unter Berücksichtigung der beschriebenen Phänomene und Probleme sowie unter Hinzunahme der vorhandenen Datensätze besteht eine sehr gute Korrelation zwischen den einzelnen Steinbrüchen. Anhand unterschiedlich ausgebildeter Gamma-Ray Kurvenmuster und -signaturen erfolgte eine Unterteilung der aufgenommenen Profile in 7 Abschnitte (Abb. 3.1.4 und 3.1.6).

Abschnitt 1 ist lediglich im Steinbruch am Lauensteiner Pass vorhanden und wurde in Betzler et al. (2007) beschrieben. Die obere Schichtenfolge arrangiert sich aus *Everticyclamminen* Kalksteinen, die nur sehr geringe Fluktuationen in der Gamma-Ray Intensität und daher einen ruhigen Kurvenverlauf, offenbaren. Der Abschnitt ist am Top an die Basis des Onkoid-Horizontes gebunden. Die hangenden ton- und quarzreichen Mergel bis Kalksteine des "Quarzreichen Intervalls" differenzieren sich durch durchschnittlich höhere Intensitäten. Ferner treten lithologische Wechsel innerhalb der Abfolge auf, die einen unruhigeren Kurvenverlauf verursachen (Abschnitt 2, Abb. 3.1.4).

Der irreguläre Kurvenverlauf ist durch mehrere abrupte und kurze Anstiege und folgende sanfte Abnahmen der Gamma-Ray Intensität geprägt. Nadelartige, starke Ausschläge der Gamma-Ray Intensität korrespondieren mit zwischengeschalteten Tempestitbänken und bergen ein hohes Korrelationspotential. Ein ansteigender siliziklastischer Anteil im Sediment ist in nordwestlicher Richtung verfolgbar (7.5 bis 10 cps am Thüster Berg, durchschnittlich 15 cps am nördlichen Ith).

Ein markanter nadelartiger *Peak* am Top von Abschnitt 2 separiert die ton- und quarzreiche Schichtenfolge von Abschnitt 3. Dieser *Peak* korrespondiert mit der "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) und lässt sich sehr gut über alle aufgenommenen Sektionen korrelieren (Abb. 3.1.4; Abb. 3.1.6). Die darauf anschließenden oolithischen Grainstones heben sich anhand durchschnittlich niedrigerer Gamma-Ray Intensitäten (durchschnittlich 8 cps) und einem ruhigen asymmetrischen Kurvenverlauf von der überlagernden Schichtenfolge des Abschnittes 4 ab. Die basale bioklastische Mergel- und Kalkstein-Abfolge von Abschnitt 4 ("Foraminiferen-Bänke") verursacht eine unruhige bis zackige Kurvensignatur, die am Top von Abschnitt 4 mit dem Auftreten von oolithischer Fazies in eine ruhige, asymmetrische Kurvensignatur übergeht. Bedingt durch die lithologische Schichtenfolge ist eine übergeordnete Abnahme der Gamma-Ray Intensität von durchschnittlich 13 cps an der Basis auf 7.5 cps zum Top von Abschnitt 4 verfolgbar.

Die Schichtenfolge von Abschnitt 5 beinhaltet im Hangenden der Diskontinuitätsfläche G die brachiopodenreiche Mergel- und Kalksteinabfolge der *"Humeralis-Schichten"* (Abb. 3.1.4). Die Kurvensignatur, im Speziellen die von Uran, ist durch die Existenz von zwei positiv ausgerichteten glockenförmigen Ausbuchtungen geprägt. Der Grad der Ausbuchtungen ist an den Tongehalt der vorhandenen Sedimentgesteine gekoppelt. Daher ist die Intensität der Ausbuchtungen in den eher oolithisch geprägten Steinbrüchen von Salzhemmendorf

wesentlich geringer als im Steinbruch am Lauensteiner Pass, in dem die Abfolge komplett aus Mergelgestein arrangiert wird. Ein Brachiopoden Horizont an der Basis von Abschnitt 5 lässt sich sehr gut anhand des Kurvenverlaufes korrelieren und gilt in den südlichen Arbeitsgebieten als Leithorizont (Abb. 3.1.4).

Der Abschnitt 6 setzt mit der Existenz einer negativ ausgerichteten, glockenförmigen Ausbuchtung ein, deren Ausmaße, gemäß der divergierenden Lithologie zwischen den Arbeitsgebieten, schwanken (Abb. 3.1.4). Die anschließend einsetzende Kurvensignatur wird durch die Existenz mehrerer schwach ausgebildeter symmetrisch bis asymmetrischer Abschnitte charakterisiert. Die Intensität nimmt jeweils zum Top der Abschnitte hin ab. Diese Kurvensignatur lässt sich zwischen den Arbeitsgebieten korrelieren. Demnach erfolgte die Ablagerung der quarzreichen bioklastischen Wacke- bis Floatstones (Fazies 10) am Lauensteiner Pass diachron zu den 6 km südöstlich abgelagerten kalkoolithischen Schichtenfolge in den Steinbrüchen am Thüster Berg. Übergeordnet ist eine graduelle Zunahme der Gamma-Ray Intensitäten zu erkennen. Die Schichtenfolge am Thüster Berg sit am Top an die Existenz einer Kalkbank mit Paläokarst-Erscheinungen gebunden, während die Schichtenfolge am Lauensteiner Pass an die Basis einer siliziklastischen Abfolge gebunden ist. Gemäß der vollzogenen Korrelation der Gamma-Ray Kurven zwischen den Steinbrüchen am Thüster Berg und dem Steinbruch am Lauensteiner Pass ist die oberste, etwa 10 m mächtige Schichtenfolge in Steinbruch am Lauensteiner Pass absent.

Der Abschnitt 7 umfasst die im Arbeitsgebiet vorhandenen Ablagerungen der Süntel Formation (Abb. 3.1.4). Lithologische Unterschiede korrelieren mit dem Kurvenverlauf der Gamma-Ray Intensität, so heben sich siliziklstische Ablagerungen positiv (Profilmeter 125.3 bis 129.2) und oolithische Ablgerungen negativ (Profilmeter 146.3 bis 148.5) im Gamma-Ray Log ab. Die vornehmlich aus Mergelgestein arrangierte Schichtenfolge belegt eine irreguläre und zackige Kurvensignatur mit durchschnittlich höheren Gamma-Ray Intensitäten, im Vergleich zur Korallenoolith Formation, um die 20 cps.



**Abb. 3.1.4:** Korrelation der Schichtenabfolge, basierend auf geophysikalischen und chemischen Messungen, im südlichen Weser-Leine Bergland (Nördlicher Ith, Thüster Berg). Generell besteht ein gutes Korrelationspotenzial zwischen den Gamma-Ray Kurven (unterstrichen durch grüne Linien) und den Karbonatkurven (unterstrichen durch orangene Linien). Die Unterteilung der einzelnen Profilsektionen in Einheiten erfolgte auf der Basis unterschiedlich ausgeprägter Intensitäten, Kurvenverläufe sowie Kurvensignaturen. Die Abschnitte werden am Top durch Diskontinuitätsflächen begrenzt (siehe Kap. 2.4).



**Abb. 3.1.5:** Korrelation der KB Eulenflucht1 mit umgebenden Steinbrüchen im Süntel (nördliches Weser-Leine Bergland), basierend auf Fluktuationen im Karbonatgehalt, aufgenommen durch Kästner et al. (2008) und (2010). Die Profilsektionen lassen sich aufgrund unterschiedlicher Log-Signaturen in 4 Abschnitte unterscheiden. Zu bemerken gilt eine kontinuierliche Mächtigkeitszunahme des Abschnittes 3 in Richtung Nordwesten. Die Abschnittsgrenzen korrelieren mit Diskontinuitätsflächen (rote Buchstaben). Der Abschnitt 3 ist am Top an die "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E)" gebunden, die sich anhand der Gamma-Ray und Karbonatkurven über das gesamte Weser-Leine Bergland verfolgen lässt (vgl. Abb. 3.1.4). <sup>1</sup> modifiziert nach Kästner et al. (2008) und (2010); <sup>2</sup> modifiziert nach Kästner et al. (2010).

# 3.1.3. Beschreibung und Korrelation der geochemischen Messergebnisse

An drei Sedimentkernen (KB Eulenflucht1, KB Sah301, KB Sah304) wurden Karbonatgehaltsmessungen durchgeführt. Messungen mit der Gamma Ray Sonde waren aufgrund der kleinen Bohrkerndurchmesser nicht möglich. Für die folgenden Korrelationen, basierend auf dem Karbonatgehalt, und um eine generelle Unterteilung der Karbonatkurven vornehmen zu können, wurden bereits existierende Daten von Kästner et al. (2010) für die Süntel-Region mit einbezogen.

Die Variationen im Karbonatgehalt in den Salzhemmendorfer Sedimentkernen KB Sah301 und KB Sah304 erlauben eine Unterteilung der Korallenoolith Formation in vier Abschnitte (Abb. 3.1.4).

Generell liegt eine gute Übereinstimmung im Kurvenverlauf der Karbonatkurven von KB Sah301 und KB Sah304 vor (Abb. 3.1.4). Der Abschnitt 1 beinhaltet die *Everticyclammina* Abfolge und ist am Top an dem Onkoid-Horizont gebunden. Ein sanfter bis schwach irregulärer Kurvenverlauf, mit einem Karbonatanteil um die durchschnittlich 89 %, ist vorhanden.

Ein stark irregulärer bis zackiger Kurvenverlauf mit mehreren glockenförmigen Ausbuchtungen und durchschnittlich niedrigerem Karbonatgehalt ist für Abschnitt 2 charakteristisch (Abb. 3.1.4). Die Variationen und der niedrige Karbonatgehalt stimmen sehr gut mit dem Auftreten der ton- und quarzreichen Mergel- und Mergelkalksteinen der Fazies 10 und 11 überein. Ein stark negativ ausgerichteter *Peak* korrespondiert mit der Existenz der "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) und trennt den beschriebenen Abschnitt 2 vom folgenden Abschnitt 3 (Abb. 3.1.4).

Der Abschnitt 3 ist am Top an die brachiopodenreichen Ablagerungen der *"Humeralis-Schichten"* gebunden. Als Markerhorizont wird der "Brachiopoden-Horizont" verwendet, ca. 1 m im Hangenden der Diskontinuitätsfläche G. Ein sehr ruhiger Kurvenverlauf mit einem übergeordneten kontinuierlichen Anstieg im Karbonatgehalt ist markant für Abschnitt 3. Die Intensitäten im Karbonatgehalt bewegen sich generell zwischen 85 und 90 %. Der Abschnitt 4 umfasst die *"Humeralis-Schichten"* sowie die bis zu 42 m mächtige, obere sedimentäre Abfolge am Thüster Berg. Ein kontinuierlicher Anstieg im Karbonatgehalt von 79 % auf 94 % deckt sich mit dem lithologischen Übergang von Mergeln und Kalksteinen der *"Humeralis-Schichten"* zu den oolithischen *Bedsets* der oberen sedimentären Schichtenfolge (Abb. 3.1.4; vgl. Abb. 3.1.1). Generell folgt der Kurvenverlauf dem Faziesstapelungsmuster der oolitischen *Bedsets* und bildet asymmetrische irreguläre Unterabschnitte, charakterisiert durch eine Zunahme im Karbonatgehalt zum Top.

Basierend auf den Fluktuationsmustern der Karbonatkurve der KB Eulenflucht1, sowie unter Hinzunahme bereits existierender Daten von Kästner et al. (2010), ist eine Unterteilung der sedimentären Abfolge für die Süntel-Region in 5 Abschnitte erfolgt (Abb. 3.1.5). Grenzflächen korrespondieren sehr gut mit Diskontinuitätsflächen.

Ein kontinuierlicher Anstieg des Karbonatgehalts ist für den Abschnitt 1 kennzeichnend, der am Top an die Basis der sogenannten *"Fossilschicht"* gebunden ist (Diskontinuitätsfläche B&C, Abb. 3.1.5; vgl. Kapitel 2.4.1, Abb. 2.4.2). Die Zunahme im Karbonatgehalt von 69 % auf 93 % korrespondiert sehr gut mit dem aufgenommenen lithologischen Wechsel von Mergelkalksteinen an der Basis zu oolithischen Kalksteinen am Top der Schichtenfolge. Die basalen Schichtglieder, die stratigraphisch den Heersumer Schichten zuzuordnen sind, überliefern ein zackiges, stark irreguläres Kurvenmuster. Mit dem Einsetzen der Korallenoollith Formation nehmen die Fluktuation im Karbonatgehalt ab und ein ruhiger Kurvenverlauf ist zu verzeichnen.

Im Hangenden der Diskontinuitätsfläche B&C ist ein zackiger und irregulärer Kurvenverlauf ausgeprägt (Abschnitt 2, Abb. 3.1.5). Die gemessenen Werte variieren kontinuierlich zwischen 86 % und 95 %. Übergeordnet sind zwei asymmetrische Kurvenmuster zu

erkennen, die jeweils eine Zunahme im Karbonatgehalt beinhalten. Der untere Abschnitt wird am Top durch eine markant unregelmäßige Schichtfläche begrenzt, die als Erosionsfläche interpretiert wird. Dieser liegen die Mikrobialith-Korallen Riffe auf. Der obere Abschnitt ist am Top an die sogenannte "Hauptemersionsfläche" (Diskontinuitätsfläche D) gebunden, die weiträumig im Süntel korreliert werden kann (Abb. 3.1.5; vgl. Kapitel 2.4.1, Abb. 2.4.4).

Der Abschnitt 3 ("Quarzreiches Intervall") beinhaltet guarzreiche bioklastische Kalksteine und kann aufgrund geringerer Karbonatgehalte von durchschnittlich 73 % sehr gut von Abschnitt 2 und dem folgenden Abschnitt 4 differenziert werden. Der Übergang zu Abschnitt 4 ist im gesamten Süntel durch eine abrupte Zunahme auf über 90 % charakterisiert und kann deshalb anhand der Karbonatkurven qut korreliert werden. Aufgrund der Karbonatmessungen kann die Zunahme der Gesamtmächtigkeit von Abschnitt 3 von größer 1 m im südöstlichen Süntel (Steinbruch Poetzen) auf 7 m im nordwestlichen Süntel (Steinbruch Riesenberg), quantifiziert werden (Abb. 3.1.5).

Ein irreguläres Kurvenmuster mit moderaten bis starken Fluktuationen des Karbonatgehalts von 70 % bis 90 %, ist markant für Abschnitt 4. Die durchschnittlich geringeren Werte von durchschnittlich 78 % in den oberen 6 m der KB Eulenflucht1 korrelieren mit glaukonitreichen Ablagerungen. Abschnitt 4 ist am Top an die Diskontinuitätsfläche H gebunden (Abb. 3.1.5, vgl. Kapitel 2.4.1, Abb. 2.4.8).

Abschnitt 5 umfasst die Ablagerungen der Süntel Formation (Abb. 3.1.5). Die ton- und quarzreichen Ablagerungen der Süntel Formation unterscheiden sich sehr gut durch ein intensiv zackiges Kurvenmuster des Karbonatgehalts von der Korallenoolith Formation. Generell korrelieren niedrige Werte von 40 bis 50 % mit laminierten Mudstones. Neben dem beschriebenen intensiv zackigen Kurvenmuster ist untergeordnet zwischen Profilmeter 80 und 85 ein ruhiger Kurvenverlauf mit einem sanften Anstieg im Karbonatgehalt auf über 90 % vorhanden. Dieses Kurvenmuster ist auf die Existenz von oolithischen Grainstones zurückzuführen.

## 3.1.4. Zusammenfassung

Eine gute Übereinstimmung zwischen lithologischen Wechseln, geophysikalischen (Multispektral Gamma-Ray) und geochemischen Messungen (Karbonatgehalt) existiert (Abb: 3.1.6; vgl. Abb. 3.1.1, Abb. 3.1.4 und Abb. 3.1.5). So zeigen oolithische Kalkabfolgen einen ruhigen und asymmetrischen Kurvenverlauf mit niedrigen Gamma-Ray Intensitäten und hohem Karbonatgehalt während die bioklastische *Offshoal* Fazies ein irreguläres, mit zum Teil glockenförmigen Ausbuchtungen, oder ein zackiges Kurvenmuster erkennen lassen. Ablagerungen der Süntel Formation lassen sich anhand intensiver Schwankungen im Karbonatgehalt und durchschnittlich höherer Gamma-Ray Intensitäten von denen der Korallenoolith Formation differenzieren.

Die vorgenommene Unterteilung der lithologischen Profile, jeweils basierend auf Veränderungen der Kurvenmuster im Karbonatgehalt sowie der Gamma-Ray Intensität, verfügt über ein hohes Korrelationspotenzial, auch auf überregionaler Ebene. So sind die Grenzflächen zwischen den definierten Abschnitten an wichtige sedimentäre Grenzflächen wie z. B. Erosions- oder Omissionsflächen und Hartgründe gebunden, die zur Korrelation herangezogen werden können (Abb. 3.1.6; vgl. Kap. 2.4.3). Auf Basis der erwähnten Faktoren (korrelierbare Diskontinuitätsflächen, Veränderungen der Kurvenmuster im Karbonatgehalt sowie der Gamma-Ray Intensität) können die in den Kapiteln 3.1.2. und 3.1.3. definierten Abschnitte in die Einheiten A bis E zusammengefasst werden (Abb. 3.1.6).

Hervorzuheben ist die Existenz der in den Steinbrüchen und Bohrungen vorkommenden "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E), die sich anhand eines markanten nadelartigen *Peaks* in den Gamma-Ray Logs (Top Abschnitt 2 Lauenstein und Salzhemmendorf, Top Abschnitt 3 Süntel) abzeichnet (Abb. 3.1.6).

In der Karbonatkurve äußert sich der Übergang von quarzreichen Ablagerungen ("Quarzreiches Intervall") zu oolithischen Kalksteinen durch einen abrupten Anstieg des Karbonatgehalts (Top Einheit C), der sich über das gesamte Weser-Leine Bergland korrelieren lässt (Abb. 3.1.6).

Eine ton- und quarzreiche sedimentäre Abfolge ("Quarzreiches Intervall") im Hangenden der "Hauptemersionsfläche" (Diskontinuitätsfläche D) im Süntel bzw. eines Onkoid-Horizontes am nördlichen Ith und Thüster Berg lässt sich sehr gut anhand der gewonnenden geophysikalischen wie auch geochemischen Datensätze differenzieren (Abb. 3.1.6). Ebenfalls als Korrelationsintervall mit hinzuzuziehen sind bis zu drei bioklastenreiche Kalkmergelbänke bzw. Mergelbänke ("Foraminiferen Bänke") die einer Erosionsfläche (Diskontinuitätsfläche F) aufliegen und flächendeckend im Weser-Leine Bergland vorkommen (Abb. 3.1.6, vgl. Kapitel 2.1, Abb. 2.1.10).

**Abb. 3.1.6:** Korrelation der untersuchten oberjurassischen Schichtenfolge auf Basis von Diskontinuitätsflächen und in Relation stehender lithologischer Korrelationshorizonte sowie Schwankungen der GR-Kurven und des Karbonatgehalts. Die Unterteilung der Korallenoolith Fm. in 5 Einheiten A bis E erfolgte auf Basis der zuvor definierten jeweiligen Abschnitte für das südliche (vgl. Abb. 3.1.4) und das nördliche Weser-Leine Bergland (vgl. 3.1.5) und deren Korrelation. Der Top einer Einheit ist definiert durch eine Diskontinuitätsfläche. Das "Quarzreiche Intervall" (Einheit C) ist transparent rot hinterlegt. <sup>1</sup> modifiziert nach Kästner et al. (2008, 2010). Legende siehe Abb. 3.1.1. ▶


## 3.2. Dolomitisierung der Korallenoolith Fm.

Dolomitisierung ist in den untersuchten Sektionen im nördlichen Ith und am Thüster Berg (südliches Weser-Leine Bergland) ein weit verbreitetes Phänomen. Nach Betzler et al. (2007) ist die Dolomitisierung nicht an bestimmte Fazies gebunden, sondern variiert je nach Gesteinseigenschaft wie z. B. der Textur oder der Permeabilität. So sind Mergel und Mergelkalke in den untersuchten Sektionen schwach bis nicht dolomitisiert während gut sortierte bioklastische oder oolithische Kalksteine zum Teil einen hohen Dolomitisierungsgrad erreichen.

Faupel & Thomsen (1989) haben sich eingängig mit der Dolomitisierung in den Steinbrüchen von Salzhemmendorf auseinandergesetzt und kamen zu dem Ergebnis, dass der Hauptkontrollfaktor für den Grad der Dolomitisierung die südwestlich der Steinbrüche verlaufende Weenzen-Störung ist (Abb. 3.2.1). Die Störung ist Teil des im Lias und Dogger angelegten extensiven NW-SE streichenden Weenzen-Duinger Verwerfungssystems, welches insbesondere im Oberjura aktiv war und nordöstlich des Muldenzentrums streicht.

Wie die Abbildung 3.2.1 zeigt nimmt der Grad der Dolomitisierung mit zunehmender Entfernung zur Hauptstörung ab (Faupel & Thomsen 1989). Die im Zuge dieser Arbeit erhobenen sedimentären Datensätze in den Steinbrüchen sowie den Sedimentkernen folgen diesem Trend und spiegeln die Interpretation von Faupel & Thomsen (1989) wider. So weist die sedimentäre Schichtenfolge im Steinbruch Borela einen höheren Dolomitisierungsgrad auf als die äquivalente Schichtenfolge im Steinbruch Voska (Abb. 3.2.1).



**Abb. 3.2.1:** Die Abbildung zeigt die von Faupel & Thomsen (1989) und in dieser Arbeit beobachteten Variationen des Dolomitgehalts der sedimentären Schichtenfolge am Thüster Berg.

Die in ihrem Dolomitisierungsgrad lokal variierende spätdiagenetische Dolomitisierung der sedimentären Schichtenfolge im Raum der Ith-Hils Synklinale weist im Vergleich zu bekannten Dolomitsystemen Parallelen zu einem störungsgebundenen hydrothermalen Dolomitsystem auf. Nach Davies & Smith (2006) definiert sich hydrothermale Dolomitisierung wie folgt: Die Dolomitisierung entsteht vornehmlich in geringen Tiefen und wird durch saline bis hypersaline Mg-reiche Fluide hervorgerufen, die wiederum an bestimmte Temperatur (T) und Druck (P)-Verhältnisse gebunden sind. Nach Davies & Smith (2006) muss dabei das P/T-Verhältnis der Fluide höher sein als das der umgebenden Ausgangsformation. Die benötigte Temperaturdifferenz beläuft sich auf mindestens 5° C (White 1957).

Die hydrothermale Dolomitisierung mittel- und oberdevonischer Karbonate Westkanadas ist nach Spencer (1987), Shields & Brady (1995), Wendte et al. (1998) auf Mg-reiche saline Fluide zurückzuführen. Stratigraphisch ältere Evaporitablagerungen werden dabei durch die besagten Autoren als Ursprungsort der Mg-reichen salinen Fluide angegeben. Im Vergleich mit der Ith-Hils Synklinalstruktur würden sich hierbei primär die Zechsteinsalze als Ursprungsort anbieten, welche im Zentrum der Synklinalstruktur an der Geländeoberkante ausstreichen.

Entlang von Hauptverwerfungszonen erfolgt nach Davies & Smith (2006) die erste Migration der Mg-reichen salinen Fluide. Abhängig von den Gesteinseigenschaften (z. B. Textur, Porosität, usw.) der stratigraphisch jüngeren Schichtenfolge sammeln sich die Fluide in dem Gestein mit der höchsten Porosität an, das als Aquifer fungiert (Davies & Smith 2006).

Im Bereich der Ith-Hils Synklinalstruktur ist es daher anzunehmen, dass die Mg-reichen salinen Fluide entlang der NW-SE streichenden Hauptverwerfungszonen in die Ausgangsgesteine der Korallenoolith Fm. migrierten (1. Intervall, Abb. 3.2.2). Da die Riffkalke und Kalkoolithe über eine hohe Porosität und ein hohes Porenvolumen verfügen, sammelten sich die Mg-reichen salinen Fluide, wie am Beispiel Lauensteiner Pass verdeutlicht wird, in den besagten Schichtgliedern der Korallenoolith Fm. an (1. Intervall, Abb. 3.2.2). Der Dolomitgehalt beläuft sich in den Kalkoolithen und den Riffkalken auf bis zu 80 % (Betzler et al. 2007).

Äquivalent zu der Migration von Kohlenwasserstoffen setzt danach im Aquifer eine sekundäre Migration ein (Davies & Smith 2006). Die Mg-reichen salinen Fluide breiten sich dabei ausgehend von der Hauptverwerfungszone lateral im Aquifer aus (Davies & Smith 2006). Im Zuge der sekundären Migration erfolgt die Einlagerung der Fluide in das Gestein und somit die Dolomitisierung (Davies & Smith 2006). Die laterale Ausbreitung und der Grad der Dolomitisierung ist dabei stark abhängig von den Gesteinseigenschaften der karbonatischen Fazies des Aquifers, wie Textur, Porenvolumen, Porentyp u. a. sowie vom Porenflüssigkeitsgradienten, welcher mit zunehmender Entfernung zur Hauptverwerfung abnimmt (Davies & Smith 2006). Primär gesteuert durch den abnehmenden

Porenflüssigkeitsgradienten nimmt mit zunehmender Entfernung zur Hauptverwerfungszone der Grad der Dolomitisierung des Gesteins ab (Davies & Smith 2006). Dieses beschriebene Phänomen lässt sich wie bereits erwähnt am Beispiel Salzhemmendorf veranschaulichen (Abb. 3.2.1).

Vertikal werden die Aquifere durch ein Seal (Aquitarde) begrenzt (Davies & Smith 2006). Bei

Aquitarden handelt es sich um Gesteine mit einer geringen effektiven Porosität wie z. B. Tonsteine und Mergel. Gesteuert durch die geringe effektive Porosität der Mergel ist es den Fluiden folglich nicht möglich in die Schichtenfolge im Hangenden des definierten *Seals* zu migrieren.

Am gezeigten Beispiel des Steinbruchs am Lauensteiner Pass wird in der Abbildung 3.2.2 verdeutlicht, dass die Alveosepten Nerineoid-führende Mergel und und Kalkmergel als Seal (Aquitarde) fungieren (2. Intervall, Abb. 3.2.2). Der Dolomitgehalt nimmt rapide am Übergang von den Kalksteinen (1. Intervall) zu den Mergeln auf ein gemessenes Minimum ab (Abb. 3.2.2). Die Schichtenfolge im Hangenden der Alveosepten und Nerineoid-führenden Wacke- bis Packstone ist nicht dolomitisiert (3. Intervall, Abb. 3.2.2; Cäsar (2007)).

Die bisher gewonnenen Ergebnisse (Betzler et al. 2007; Cäsar 2007) und die im Zuge dieser Arbeit geleisteten Beobachtungen sowie der strukturgeologische Rahmen der Ith-Hils Synklinalstruktur erfüllen alle Voraussetzungen, dass die lokal stark



**Abb. 3.2.2.:** Dolomitgehalt der basalen Schichtenfolge der Korallenoolith Fm. am Lauensteiner Pass. Die durch Betzler et al. (2007) und Cäsar (2007) durchgeführten XRD-Messungen zur Ermittlung des Dolomitgehalts zeigen, dass die Dolomitisierung vertikal an ein Mergelpaket gebunden ist.

differenzierte Dolomitisierung der Korallenoolith Fm. hydrothermalen Ursprungs ist. Es bedarf allerdings umfangreicheren und genaueren analystischen Untersuchungen um die Fragestellung der Dolomitisierung der Korallenoolith Fm. vollends zu klären bzw. die Hypothese der hydrothermalen Dolomitisierung zu verifizieren.

# 4. Stratigraphische Architektur und Sequenzstratigraphie

Die stratigraphische Architektur der Korallenoolith Fm. überliefert die Existenz von hierarchisch gestapelten A/S-Zyklen. Drei Ordnungen an A/S Zyklen sind in dieser Arbeit zu unterschieden. Kurzfristige oder hochfrequente Schwankungen im A/S-Verhältnis werden als A/S-Zyklen der 3. Ordnung aufgeführt. Langfristige Schwankungen im A/S-Verhältnis kennzeichnen Ablagerungszyklen der 1. Ordnung.

## 4.1. Faziesstapelungsmuster und hochfrequente A/S-Zyklen

## 4.1.1. Definition und Beschreibung der identifizierten sedimentären A/S-Zyklen

Die vertikale Anordnung der Fazies innerhalb eines *Shoal*-Ablagerungssystems (Ablagerungssystem II bis IV) spiegelt verschiedene Muster sich wiederholender Fazies-Übergänge wider. Anhand der Stapelungsmuster ist eine Unterteilung der stratigraphischen Schichtenfolgen in hochfrequente sedimentäre Zyklen möglich.

Insgesamt sind 9 Typen hochfrequenter A/S-Zyklen zu unterscheiden (Abb. 4.1.1). Jeder sedimentäre A/S-Zyklus-Typ (Sed-Typ) offenbart eine charakteristische Fazies-Architektur und lässt Rückschlüsse vertikaler Fazies-Wanderungen über die Zeit zu. Infolge der definierten Position der Fazies im Ablagerungssystem spiegelt die jeweilige Faziesabfolge einen zu- oder abnehmenden Trend im Akkomodationsraum gegen Sedimenteintrag (A/S-Verhältnis) wider. Die daraus ersichtlichen Verschiebungen im A/S-Verhältnis sind nach Cross & Lessenger (1998) und Homewood et al. (1999) zur Rekonstruktion von Verflachungs- bzw. Vertiefungstrends heranzuziehen. Eine Abnahme des A/S-Verhältnis spiegelt daher einen relativen Meeresspiegelfall wider, während mit zunehmendem A/S-Verhältnis der Akkomodationsraum anwächst und der relative Meeresspiegel steigt.

Die Typ 1 A/S-Zyklen (Sed-Typ 1) umfassen einen kontinuierlichen Faziesverlauf von lakustrinen Charophyten-führenden Mergeln und palustrinen Ablagerungen. Insgesamt 5 bis 6 *Fining-Upward*-Schichtpakete formen die im Durchschnitt 3.2 m mächtige Sed-Typ 1. Das Stapelungsmuster der Fazies indiziert eine stetige Abnahme des A/S-Verhältnis, gleichbedeutend einer anhaltenden Progradation des Faziesgürtels. Der Typ 1 A/S-Zyklus schließt mit einer Diskontinuitätsfläche ab, die durch fortschreitende Pedogenese charakterisiert ist.

Das Stapelungsmuster der Typ 2 A/S-Zyklen (Sed-Typ 2) überliefern eine Abnahme im A/S-Verhältnis und damit einen vertikalen Übergang von subtidalen zu supratidalen Ablagerungen. Das Einsetzen des Sed-Typ 2 erfolgt abrupt mit dem Auftreten von Tonsteinen (Fazies 5) und laminierten Tonmergeln (Fazies 4). In die tonreiche Schichtenfolge sind bis zu 6 Tempestit-Pakete (Fazies 12) eingeschaltet. Die zum Teil beträchtlichen Mächtigkeiten bis zu 5 m des Sed Typ 2 sind auf Umlagerungsprozesse infolge hochenergetischer *Events* zurückzuführen und unterliegen damit auch einer internen Kontrolle. Durch die stetige Abnahme des Akkomodationsraumes waren die jüngsten stromatolithischen Schichtglieder subaerischen Bedingungen ausgesetzt und am Top des Sed-Typ 2 konnte sich eine Diskontinuitätsfläche ausbilden (Abb. 4.1.1).

Eine vertikale Faziesanordnung von offen-lagunären/ *Backshoal* Fazies (Fazies 8, 9) und geschützt-lagunären Fazies (Fazies 4, 7) ist kennzeichnend für die Typ 3 A/S-Zyklen (Sed-Typ 3). Zwei vertikale Faziesmuster können unterschieden werden:

1) Ein gradueller Faziesverlauf von Mollusken- & *Thallasinoides* Pack- und Floatstones (Fazies 9) und Quarz-führenden bioklastischen Wacke- und Packstones (Fazies 8) zu laminierten Tonmergeln (Fazies 4) oder

2) ein gradueller Übergang der Fazies 9 und untergeordnet 8 zu bioturbaten Wacke- und Packstones (Fazies 7).

Eine übergeordnete Abnahme der Korngröße ist zum Top, der im Durchschnitt 3.5 m mächtigen Typ 3 A/S-Zyklen, erkennbar. Die Typ 3 A/S-Zyklen sind aus 3 bis 6 Schichtpaketen bzw. Bündeln von Schichtpaketen aufgebaut, die intern jeweils ein *Fining-Upward* erkennen lassen. Ein stark reduzierter Vertiefungstrend ist jeweils an der Basis der Mollusken- & *Thallasinoides* Pack- und Floatstones ausgebildet. Die anschließende Verschiebung im Ablagerungsraum zu geschützt lagunären Bereichen indiziert dagegen eine Umkehr im A/S-Verhältnis und eine stetige Abnahme des Akkomodationsraumes tritt ein. Die Grenzflächen mehrerer sich vertikal überlagernder Faziesabfolgen der Typ 3 A/S-Zyklen lassen sich anhand einer abrupten Korngrößenzunahme festlegen.

Ein Stapelungsmuster aus quarz- und tonreichen lagunären Fazies (Fazies 10, 11) ist markant für die Typ 4 A/S-Zyklen (Sed-Typ 4). Die im Durchschnitt 3.85 m mächtigen Faziesabfolgen der Typ 4 A/S-Zyklen werden aus 3 bis 6 Schichtpaketen bzw. Bündeln von Schichtpaketen aufgebaut. Eingeschaltet in die Faziesabfolge sind mehrere Tempestitbänke (Fazies 12). Eine Zunahme im A/S-Verhältnis erfolgt einhergehend mit einer Abnahme der Korngröße. Die darauf einsetzende Abnahme im A/S-Verhältnis ist dementsprechend gleichzusetzen mit einer übergeordneten Zunahme der Korngröße. Intern zeichnen sich die einzelnen Schichtpakete bzw. Bündel von Schichtpaketen durch eine Korngrößenabnahme aus. Schließt sich im Hangenden eines Typ 4 A/S-Zyklus ein weiterer Typ 4 A/S-Zyklus an, so erfolgt der Übergang nach dem Stapelungsmuster graduell, beginnend mit einer übergeordneten Korngrößenabnahme. Liegt im Hangenden der Grenzfläche ein abweichendes Stapelungsmuster vor, so sind die beiden sedimentären Sequenzen durch eine Erosionsfläche getrennt.

Die Typ 5 A/S-Zyklen (Sed-Typ 5) setzen an der Basis mit *Inner Shoal* Fazies ein (Fazies 15, 16). Ein Zurückschreiten der oolithischen *Shoal* ist in Steinbrüchen anhand der Fortpflanzungsrichtung und der lateralen wie auch vertikalen Fazies-Architektur erkennbar

und impliziert eine temporäre Zunahme des A/S-Verhältnis (vgl. Kapitel 2.1, Abb. 2.1.11). In Zeiten abnehmender A/S-Verhältnisse begann der Faziesgürtel zu progradieren und ein vertikales Stapelungsmuster aus *Shoal-Fringe* Fazies (Fazies 17) und offen-lagunär/ *Backshoal* Fazies (Fazies 10) stellte sich ein. Innerhalb der Faziesabfolge nimmt der Quarzgehalt zu. Mehrere lateral weit verbreitete Tempestitbänke sind in die Faziesabfolge eingeschaltet (Fazies 12; vgl. Kapitel 2.1, Abb. 2.1.10a). Die durchschnittlich 3.4 m mächtigen sedimentären Pakete der Typ 5 A/S-Zyklen schließen am Top mit einer scharf ausgebildeten Grenzfläche, mitunter als Erosionsfläche identifiziert, ab.

Kennzeichnend für den Typ 6 A/S-Zyklus ist ein Stapelungsmuster aus *Foreshoal/ Intrashoal* Fazies und *Inner Shoal* Fazies oder ausschließlich aus *Inner Shoal* Fazies (Abb. 4.1.1). Der oolithische *Inner Shoal* Typ 6 A/S-Zyklus indiziert eine Korngrößenzunahme zum Top, ersichtlich durch abnehmende Gamma-Ray Intensitäten bzw. einem Anstieg des Karbonatgehaltes. Bis zu 7 Schichtpakete formen die einzelnen sedimentären Pakete der Typ 6 A/S-Zyklen. Intern weisen die Schichtpakete ein *Coarsening-Upward* auf. Die sigmoidalen Schrägschichtungskörper indizieren eine stetige Progradation der *Inner Shoals* und damit ein abnehmendes A/S-Verhältnis. Durchschnittlich erreichen die Typ 6 A/S-Zyklen eine Mächtigkeit von 3.54 m, die lateral zwischen genetisch verwandten sedimentären Zyklen schwanken kann (Abb. 4.1.2). Die Übergänge innerhalb einer Serie sich überlagernder Typ 6 A/S-Zyklen, erfolgen abrupt und sind gekennzeichnet durch einen temporären Rückgang im Karbonatgehalt, der Gamma-Ray Intensität und der Korngröße. Teilweise sind die sedimentären Pakete durch eine Erosionsfläche voneinander separiert.

Den Inner Shoals vorgelagerte Ablagerungsräume spiegeln ein vertikales Faziesmuster aus *Foreshoal/ Intrashoal* Fazies, *Shoal-Fringe* Fazies und *Inner Shoal* Fazies wider (Typ 7 A/S-Zyklen). Der prozentuale Anteil an *Inner Shoal* Fazies innerhalb der Fazies-Architektur nimmt dabei mit zunehmender Entfernung zu den *Inner Shoals* ab. Ein stark reduzierter Vertiefungstrend an der Basis erfolgt parallel einer Korngrößenabnahme von Pack- bis Floatstones (Fazies 17, 18, 20, 21) zu Wacke- und Packstones (Fazies 20, 23). Infolge der Umkehr des A/S-Verhältnis ist ein vertikaler Übergang zu Pack- und Grainstones der *Shoal-Fringe* Fazies zu verzeichnen. Bei stetiger Abnahme im A/S-Verhältnis lagerten sich schließlich *Inner Shoal* Fazies über den *Shoal-Fringe* Fazies ab. Dieses Stapelungsmuster der erwähnten Fazies *Shoal-Fringe* und *Inner Shoal* schließt eine Korngrößenzunahme mit ein (Abb. 4.1.1).

Äquivalente Ablagerungsräume in Nachbarschaft zu *Inner Shoals* indizieren das Stapelungsmuster der Typ 8 A/S-Zyklen. Korallen-Mikrobialith Riffe (Fazies 19a) gehen vertikal in Intraklasten Float- und Rudstones über (Fazies 18). Kennzeichnend für die sedimentären Pakete der Typ 8 A/S-Zyklen sind ein Umschwung von tabularen zu verzweigten und domförmigen Korallenwuchsformen und ein Rückgang der Mikrobialithe.

Entsprechend spiegeln schräggeschichtete Intraklasten Float- bis Rudstones eine stetig zunehmende hydrodynamische Wellenenergie und somit abnehmende Wassertiefen wider. Der Ooidanteil nimmt innerhalb der Intraklasten Float- und Rudstones zu. Aufgrund der vertikalen Fazies-Architektur liegt ein abnehmendes A/S-Verhältnis und somit ein Fortschreiten des Faziesgürtels vor. Der Rückgang des A/S-Verhältnis verläuft einhergehend mit einer Abnahme der Gamma-Ray Intensitäten.

Die Fazies-Architektur und das prozentuale Auftreten der unterschiedlichen Fazies, innerhalb der Typ 9 A/S-Zyklen, indizieren Ablagerungsräume in größerer Entfernung zu den *Inner Shoals* (Abb. 4.1.1). Markant für das Stapelungsmuster ist eine Faziesabfolge aus *Foreshoal/ Intrashoal* Fazies und *Shoal-Fringe* Fazies. Ein reduzierter Vertiefungstrend, gekennzeichnet durch einen Anstieg im Tongehalt bzw. einen Rückgang im Karbonatgehalt, ist an der Basis ausgebildet. Foraminiferenreiche Fazies (Fazies 20, 23) und die temporäre Entwicklung von Korallen-Mikrobialith Biostrome (Fazies 19a) charakterisieren Zeiten hoher A/S-Verhältnisse. In Zeiten der Abnahme im A/S-Verhältnis nahm der Anteil an Ooiden in den Fazies zu. Dieser Trend ist gleichzusetzen mit einer Korngrößenzunahme. Infolge der Korngrößenzunahme stellt sich ein vertikaler Fazies-Wechsel von Foraminiferen- und bioklastischen Fazies (Fazies 20, 21) zu *Shoal-Fringe* Fazies (Fazies 17) ein. Das Top der Typ 9 A/S-Zyklen ist wiederum durch einen graduell verlaufenden Wechsel von *Shoal-Fringe* Fazies zu tonreicheren Fazies definiert.



**Abb. 4.1.1:** Schematische Darstellung der unterschiedlichen Faziesstapelungsmuster innerhalb eines oolithischen *Shoal*-Systems. Die Faziesstapelungstypen (Sed-Typ) spiegeln hochfrequente A/S-Schwankungen wider und lassen sich aufgrund der divergierenden Faziesabfolgen in 9 Typen sedimentärer A/S-Zyklen unterscheiden. Legende siehe Abb. 3.1.1.

## <u>4.1.2. Identifikation und Differenzierung von allo- und autozyklischen</u> Kontrollfaktoren

Die vertikale Anordnung der hochfrequenten A/S-Zyklen innerhalb der stratigraphischen Schichtenfolge ist auf ein komplexes Zusammenspiel aus allozyklischen und autozyklischen Prozessen zurückzuführen (Strasser 1991). Das Stapelungsmuster innerhalb eines Zyklus und die Mächtigkeit des Zyklus ist dabei hauptsächlich an folgende Parameter gebunden: 1) Sedimentationsrate 2) Subsidenzrate 3) differenzierte Tektonik 4) Schwankungen des eustatischen Meeresspiegels und 5) ökologische Faktoren (Strasser 1991; Strasser et al. 1999).

Da die Karbonatproduktion in Flachwasserkarbonaten sehr hoch ist, stellen sich entweder streng asymmetrische Zyklen mit einem dominanten Verflachungspart oder Zyklen mit einem reduzierten Vertiefungstrend (*Deepening*) und einem wohl entwickelten Verflachungstrend (*Shallowing*) ein. Die *Shallowing-Upward* Zyklen entstehen, wenn die Sedimentationsrate temporär höher ist als die gemeinsame Rate von Subsidenz und Meeresspiegelanstieg (Schlager 1981; Kendall & Schlager 1981; James 1984; Wright 1984). Dabei akkumulierte Sediment und verfüllte den vorhandenen Sedimentationsraum. Infolge des abnehmenden A/S-Verhältnisses progradierten und migrierten intertidale Ablagerungen über subtidale Ablagerungen und formten "Peritidale *Shallowing-Upward* Zyklen" (James 1984; Wright 1984; Strasser 1991). Im Unterschied dazu werden "Subtidale Zyklen" nach Osleger (1991) durch das Fehlen von intertidalen Ablagerungen gekennzeichnet. Charakterisiert durch externe und interne Mechanismen (z. B. Wellenenergie, Bodenströmung), migrierten oolithische *Shoals* über bioturbate Wackestones und formten streng asymmetrische *Shallowing-Upward* Zyklen (Osleger 1991).

Zur Identifizierung und Differenzierung von externen und internen Kontrollfaktoren und deren Anteil innerhalb der stratigraphischen Abfolge, bedarf es nach Strasser (1991) einer detaillierten Faziesanalyse, der Erfassung wichtiger sedimentologischer Flächen, einer hochauflösenden Korrelation der Schichtpakete, sowie einer biostratigraphischen Zeitkontrolle. Nach Strasser (1991) sind Indikatoren für subaerische Freilegung und Erosionsflächen am Top eines *Shallowing-Upward* Zyklus als verlässliche Anzeiger für allozyklische Signale zu werten. Die Existenz lokaler Erosionsflächen, generiert durch Sturmereignisse und die damit verbundene Resedimentation und Akkumulation von Sedimenten im Ablagerungssystem, beruht auf autozyklischen Steuerungsfaktoren. Für die Identifizierung allo- und autozyklischer Steuerungsfaktoren ist nach Schwarzacher (1954) und Schlager (2005) die Anzahl der einzelnen Schichtpakete bzw. Schichtbündeln einer sedimentären Sequenz einzubeziehen.

Unter der Voraussetzung, dass die Zyklizität des Ablagerungssystems durch externe Milanković-Prozesse gesteuert wird, ist ein sedimentärer Zykus aus 4 bis 5 Schichtpaketen bzw. Bündeln von Schichtpaketen aufgebaut (Schlager 2005). Sind folglich zusätzliche Schichtpakete in den sedimentären Zyklus involviert, generierten diese unabhängig von externen Kontrollfaktoren (Schlager 2005).

Zwischen den definierten sedimentären Zyklen am Thüster Berg ist eine hochauflösende Korrelation der einzelnen Schichtpakete erfolgt. Beispiele sind in den Abbildungen 4.1.2 bis 4.1.4 wiedergegeben. Generell formen 3 bis 7 Schichtpakete bzw. Bündel von Schichtpaketen am Thüster Berg die hochfrequenten A/S-Zyklen 3. Ordnung. Die Schichtpakete zeichnen sich entweder durch eine asymmetrische interne Gradierung oder durch einen symmetrischen internen Aufbau aus (Abb. 4.1.2).

Ein Zusammenhang zwischen der Anzahl an Schichtpaketen bzw. Schichtbündeln innerhalb der A/S-Zyklen und internen bzw. externen Mechanismen ist nicht ersichtlich. So spiegeln hochfrequente A/S-Zyklen der 3. Ordnung mit mehr als 5 Schichtpaketen nicht zwingend autozyklische Signale wider, noch implizieren Zyklen mit drei Schichtpaketen erosive Einschnitte und Nicht-Sedimentation.



**Abb. 4.1.2:** Hochauflösende Korrelation der oolithischen Schichtenfolge zwischen den Sektionen Sah304 und Sah301 (Salzhemmendorf, Thüster Berg). Oolithische Schichtpakete weisen eine strenge *Coarsening-Upward* Tendenz auf, während bioklastische *Foreshoal* und *Intrashoal* Schichtpakete einen symmetrischen internen Aufbau überliefern. Legende siehe Abb. 3.1.1.

Unter Einbeziehung geochemischer und geophysikalischer Messdaten erlaubt die hochauflösende Korrelation zwischen den Schichtpaketen jedoch die Identifikation lokal generierter Schichtpakete und die Kartierung überregional verbreiteter Erosionsflächen am Top der definierten A/S-Zyklen 3. Ordnung (Abb. 4.1.3 und 4.1.4). In der Abbildung 4.1.4 sind die Typ 4 A/S-Zyklen jeweils am Top an eine überregional verbreitete Erosionsfläche ("Haupterosionsfläche", Diskontinuitätsfläche E) gebunden, ersichtlich durch das Fehlen der jüngsten Schichtpakete in den jeweiligen Sektionen. Lokal auftretende Mächtigkeitsschwankungen zwischen den einzelnen Sektionen sind die Folge. Ein weiteres Beispiel ist in der Abbildung 4.1.2 wiedergegeben, in der ein oolithischer Typ 6 A/S-Zyklus von der Diskontinuitätsfläche F begrenzt wird. Die Erosionsflächen lassen sich überregional verfolgen und sind daher nach Strasser (1991) als allozyklisches Signal zu werten.

Der relativ hohe Anteil an kurzzeitig hochenergetischen Ablagerungen innerhalb von offen lagunären/ *Backshoal* und *Foreshoal/ Intershoal* Bereichen führt zwischen den Sektionen zu Mächtigkeitsunterschieden (Abb. 4.1.3 & Abb. 4.1.4). Ablagerungen hochenergetischer

Ereignisse, wie z. B. Stürme, sind aufgrund der Erosionsfläche an der Basis und der internen *Fining-Upwards* gut von den bioklastischen Fazies zu differenzieren und untereinander zu korrelieren (Abb. 4.1.4). Eine flächendeckende Verbreitung der hochenergetischen Ablagerungen ist allerdings nicht zwingend gegeben, wie in der Abbildung 4.1.3 gezeigt wird. Ein ca. 1 m mächtiges Schichtpaket ist lokal auf die Sektion Sah301 beschränkt. Die Basis ist als Erosionsfläche definiert und ist ferner durch einen sprunghaften Anstieg des Karbonatgehalts gekennzeichnet. Der darauf einsetzende Kalkstein geht zum Top in einen Mergelkalk über und wird als Tempestit interpretiert. Die Beobachtung von lokal auftretenden Erosionsflächen, hervorgerufen durch z. B. Stürme, korrespondiert sehr gut mit den Ergebnissen von Strasser (1991), der die Genese lokaler Erosionsflächen auf autozyklische Prozesse zurückführt.



**Abb. 4.1.3:** Hochauflösende Korrelation der Schichtenfolge zwischen den Sektionen Voska, Sah304 und Sah301 (Salzhemmendorf, Thüster Berg). Zu beachten sind die gemessenen und dargestellten Mächtigkeitsunterschiede zwischen der Sektion Sah301 und den Sektionen Sah304 und Voska. Die Mächtigkeitsunterschiede sind zurückzuführen auf den Einfluss interner Kontrollfaktoren, die Verantwortung zeigen für die Entwicklung lokal auftretender hochenergetischer Ablagerungen (grau hinterlegt). Legende siehe Abb. 3.1.1.

Inner Shoal bzw. Shoal-Fringe Coarsening-Upward Schichtpakete treten zum Teil lokal innerhalb einzelner sedimentärer Zyklen auf (Abb. 4.1.4). Die Existenz dieser submarinen Shoal-Pakete beruht nach Strasser (1991) auf autozyklische Kontrollfaktoren. Nach Strasser (1991) ist während relativer Meeresspiegelhochstände die Karbonatproduktion in flachmarinen Ablagerungsräumen am höchsten. Infolge der hohen Sedimentationsraten nahm das A/S-Verhältnis ab und das System baute sich vor. Zeitgleich bewirkten System-interne Faktoren, wie Wellenbewegung und Bodenströmung, ein laterales Wandern mobiler submariner Geokörper.

Angewendet auf die stratigraphische Abfolge der Korallenoolith Fm. sind Bodenströmungen, während abnehmender A/S-Verhältnisse, für die laterale Migration einzelner *Shoal*-Pakete verantwortlich. Die Ausbildung lokaler Erosionsflächen ist nach Cäsar & Betzler (2010) das Ergebnis hochenergetisch einschneidender Prozesse, die auf das Migrieren submariner *Shoals* zurückzuführen sind.



**Abb. 4.1.4:** Hochauflösende Korrelation der Schichtenfolge zwischen den Sektionen Sah304 und Sah301 (Salzhemmendorf, Thüster Berg). Mächtigkeitsunterschiede zwischen korrelierbaren A/S-Zyklen der 3. Ordnung sind zurückzuführen auf interne wie auch externe Kontrollfaktoren, die sich in der Ausbildung von lokal generierten Erosionsflächen, wie auch überregional korrelierbaren Erosionsflächen widerspiegeln. Die vertikale Anordnung der hochfrequenten A/S-Zyklen-Typen in Kombination mit korrelierbaren Erosionsflächen ermöglicht die Etablierung von Ablagerungszyklen höherer Ordnung. Detaillierte Legende siehe Abb. 3.1.1.

## 4.1.3. Zusammenfassung

Basierend auf einer detaillierten Faziesanalyse und den Stapelungsmustern der Fazies wurden 9 unterschiedliche Typen von A/S-Zyklen innerhalb eines Shoal-Systems definiert. Bis auf die Typ 1 und 2 A/S-Zyklen sind intertidale und supratidale Ablagerungen absent. Die A/S-Zyklen der 3. Ordnung werden im Durchschnitt aus 4 bis 5 Schichtpaketen aufgebaut und sind 3.5 m mächtig. Nach Kästner et al. (2010) wird die vertikale Anordnung und Gestaltung der hochfrequenten A/S-Zyklen auf externe Milanković-Prozesse zurückgeführt. Aufgrund fehlender biostratigraphischer Marker ist eine absolute zeitliche Einstufung der A/S-Zyklen 3. Ordnung und damit die Verifizierung externer Kontrollfaktoren schwer durchzuführen bis nicht möglich. Zwei unterschiedliche Typen von Erosionsflächen sind innerhalb der stratigraphischen Schichtenfolge vorhanden (Abb. 4.1.5). Überregional verfolgbare Erosionsflächen und Diskontinuitätsflächen separieren vertikal aufeinanderfolgende A/S-Zyklen und sind als sicheres Indiz für externe allozyklische Prozesse heranzuziehen. Sadler (1981) und Schlager (2005) geben für äquivalente sedimentäre Zyklen eine Zeitspanne von 10000 bis 100000 Jahren an.

Die Ausbildung lokaler Erosionsflächen innerhalb der A/S-Zyklen 3. Ordnung ist auf hochenergetische Ereignisse wie Stürme oder durch die Migration von *Shoals* zurückzuführen. Folglich sind neben externen Kontrollfaktoren auch autozyklische Prozesse bei der vertikalen Anordnung der Fazies innerhalb der hochfrequenten A/S-Zyklen 3. Ordnung involviert.

Korrelierbare sedimentäre Zyklen beinhalten eine räumliche und zeitliche Abfolge unterschiedlicher Ablagerungsräume. Somit ist die vertikale Abfolge der definierten hochfrequenten A/S-Zyklen 3. Ordnung in Kombination mit festgelegten Diskontinuitätsflächen ein hilfreiches Werkzeug, um A/S-Zyklen höherer Ordnung festzulegen (Abb. 4.1.5).



**Abb. 4.1.5:** Sedimentologisches und zyklostratigraphisches Modell für die oolithischen *Shoal*-Ablagerungen der Korallenoolith Fm. Legende siehe Abb. 3.1.1.

## 4.2. A/S-Zyklen der 2. Ordnung

## 4.2.1. Beschreibung der A/S-Zyklen 2. Ordnung im Arbeitsgebiet Süntel

Die Unterteilung der sedimentären Schichtenfolge in A/S-Zyklen 2.Ordnung basiert auf der vertikalen Anordnung der zuvor definierten höherfrequenten A/S-Zyklen 3. Ordnung (Sed-Typ) unter Einbeziehung der identifizierten Diskontinuitätsflächen. In Einverständnis mit Betzler et al. (2007) sind zwei A/S-Zyklen 2. Ordnung zu unterscheiden: Ein streng asymmetrischer *Shallowing Upward* Zyklus und ein Zyklus mit einem verkürzten Vertiefungstrend und einem wohl entwickelten Verflachungstrend.

## 4.2.1.1. KB Eulenflucht1 (Südöstlicher Süntel)

## Korallenoolith Fm.

Der A/S-Zyklus 1 beinhaltet einen stark verkürzten Vertiefungstrend und einen wohl entwickelten Verflachungstrend. Insgesamt ist der A/S-Zyklus 1 12.38 m mächtig und lässt sich in vier höherfrequente A/S-Zyklen der 3. Ordnung unterteilen. Der erste höherfrequente A/S-Zyklus wird aus austernreichen und bioklastischen *Offshore* Ablagerungen aufgebaut. Die höherfrequenten A/S-Zyklen 2 bis 4 überliefern einen sich wiederholenden vertikalen Faziesaufbau bestehend aus bioklastischen *Offshore* und oolithischen *Shoreface* Ablagerungen. Aufgrund der vertikalen Anordnung der 4 höherfrequenten A/S-Zyklen ist eine übergeordnete Abnahme des A/S-Verhältnis für den A/S-Zyklus 1 der 2. Ordnung zu erkennen. Der A/S-Zyklus 1 ist am Top an die Diskontinuitätsfläche A gebunden (Abb. 4.2.1).

Die austernreichen und grobkörnigen *Offshore* Ablagerungen des A/S-Zyklus 2 liegen der Diskontinuitätsfläche A auf. Der Sortierungsgrad nimmt kontinuierlich zum Top des A/S-Zyklus 2 zu und ein Fazieswechsel zu oolithischen *Shoreface* Ablagerungen vollzieht sich. Parallel zum Sortierungsgrad ist eine Zunahme im Karbonatgehalt zu vermerken. Der insgesamt nur 2.92 m mächtige A/S-Zyklus 2 wird am Top durch die Diskontinuitätsfläche B&C begrenzt, die im gesamten Weser-Leine Bergland entwickelt ist und die starke Erosion der liegenden Schichtenfolge belegt (Abb. 4.2.2).

Die basale Schichtenfolge des A/S-Zyklus 3 ist durch die "Fossilschicht" und oolithische Shoalkörper charakterisiert. Mit dem Beginn des A/S-Zyklus 3 setzte ein oolithischen Shoal System im Süntel ein. Die Intraklasten und Korallenbruchstückführende "Fossilschicht" überlagert in der KB Eulenflucht1 eine Erosionsdiskontinuität. auf der sekundär ein Hartgrund generierte (Diskontinuitätsfläche B&C). Zwei A/S-Zyklen 3. Ordnung bilden den 4.68 m mächtigen A/S-Zyklus 3. Der 270 erste A/S-Zyklus 3. Ordnung besteht aus Faziesstapelungsmuster einem von Intraklasten Rudstones und Ooid-Bioklasten Grainstones und schräggeschichteten Oolithen. Aufgrund der vertikalen Faziesanordnung ist dieser hochfrequente Zyklus als Typ 7 A/S-Zyklus zu definieren. Die Abnahme der Korngröße erfolgt parallel mit einer Abnahme des Karbonatgehalts.

Die Faziesanordung im zweiten A/S-Zyklus 3. Ordnung entspricht dem Typ 6 A/S-Zyklus. Unter Berücksichtigung der vorher festgelegten Entstehungsorte der höherfrequenten A/S-Zyklen innerhalb des oolithischen *Shoal*–Systems ist eine vertikale Anordnung von Sed-Typ 7 und Sed-Typ 6 einer übergeordneten Abnahme



**Abb. 4.2.1:** Schematische Darstellung der definierten A/S-Zyklen der 2. Ordnung in der KB Eulenflucht1. Die A/S-Zyklen harmonieren mit Wechseln der Signatur des Karbonatsgehalts. Legende siehe Abb. 3.1.1.

des A/S-Verhältnisses gleichzusetzen (vgl. Kapitel 4.1, Abb. 4.1.5). Die übergeordnete Abnahme des Akkomodationsraumes spiegelt sich anhand eines zunehmenden Karbonatgehaltes sehr gut in der Karbonatkurve wider. Das Top des A/S-Zyklus 3 ist durch eine unregelmäßig geformte Schichtgrenze, einem abrupten Fazieswechsel zu *Everticyclammina* Floatstones und einem Wechsel der Karbonatkurven-Signatur definiert.

Im Unterschied zum A/S-Zyklus 3 ist die Karbonatkurven-Signatur des A/S-Zyklus 4 weniger irregulär und zackig ausgeprägt und daher gut zu differenzieren (Abb. 4.2.1). Tendenziell ist eine Zunahme im Karbonatgehalt zu erkennen. Dies ist auf einen faziellen Wechsel von *Everticyclammina* Floatstones und bioklastischen Fazies und oolithischen Fazies zurückzuführen. Der prozentuale Anteil an bioklastischen Fazies innerhalb des A/S-Zyklus 4 liegt bei 47 %, der proximale *Shoal* Bereiche, gleichbedeutend mit dem Sed-Typ 7, indiziert. Die vertikale Faziesanordung des 4.02 m mächtigen A/S-Zyklus 4 reflektiert eine übergeordnete Abnahme des Akkomodationsraumes.

Der A/S-Zyklus 4 ist am Top erosiv gekappt und wird von Mikrobialith-Korallen Fleckenriffen des A/S-Zyklus 5 überlagert (Abb. 4.2.1). Zusätzlich ist die Sequenzgrenze sehr gut anhand einer Abnahme von 12 % im Karbonatgehalt zu identifizieren. Das gemessene Minimum im Karbonatgehalt entspricht Zeiten des maximalen Meeresspiegelhochstandes. Der darauf graduell verlaufende Fazieswechsel zu Gastropoden-führenden und bioklastischen Fazies erfolgt parallel zu einer Zunahme des Karbonatgehaltes und indiziert eine übergeordnete Abnahme des Akkomodationsraumes. Die Fazies-Architektur des A/S-Zyklus 5 entspricht dem Sed-Typ 9, der Ablagerungsräume in weiter Entfernung zu den oolithischen Shoals anzeigt. Der 4.51 m mächtige A/S-Zyklus 5 ist am Top an die sogenannte "Hauptemersionsfläche" (Diskontinuitätsfläche D) gebunden, die im Süntel einen wichtigen Auftauchhorizont darstellt.

Im Hangenden der "Hauptemersionsfläche" schließen sich ton- und quarzreiche Ablagerungen an, die dem A/S-Zyklus 6 zugeordnet werden (Abb. 4.2.1). Das in dieser Arbeit definierte "Quarzreiche Intervall" umfasst den 1.25 m mächtigen A/S-Zyklus 6 in der KB Eulenflucht1. Die Basis des A/S-Zyklus 6 ist anhand der Abnahme im Karbonatgehalt um 13 Prozentpunkte auf 78 % zu erkennen. Infolge des zunehmenden Quarzgehalts zum Top des A/S-Zyklus 6 nimmt der Karbonatgehalt um weitere 7 Prozentpunkte auf 71 % ab. Der A/S-Zyklus 6 wird am Top durch die "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) begrenzt, die im gesamten Weser-Leine Bergland entwickelt ist und differenzierte Erosionsraten belegt. Die Ablagerungen im Hangenden der "Haupterosionsfläche" zeichnen sich durch einen abrupten Anstieg im Karbonatgehalt auf über 90 % aus (Abb. 4.2.1).

Der sich im Hangenden anschließende 5 m mächtige A/S-Zyklus 7 wird aus zwei höherfrequenten A/S-Zyklen 3. Ordnung aufgebaut. Foraminiferenreiche Fazies dominieren innerhalb des ersten A/S-Zyklus 3. Ordnung und reflektieren distale Entstehungsorte (Sed-

Typ 9). Der Übergang zum zweiten hochfrequenten A/S-Zyklus ist anhand der deutlichen Abnahme des Karbonatgehalts um 17 Prozentpunkte ersichtlich. Ein Faziesmuster von *Shoal Fringe* zu *Inner Shoal* Fazies (Sed-Typ 7) setzt ein. Die vertikale Anordnung von Sed-Typ 9 und Sed-Typ 7 spiegelt eine übergeordnete Abnahme des Akkomodationsraumes wider. Demnach lagerten sich die foraminiferenreichen Fazies in Zeiten eines relativ hohen Meeresspiegels ab, während die oolithischen Fazies ein progradierendes System anzeigen, das den vorhandenen Akkomodationsraum verfüllte. Die Abnahme des A/S-Verhältnisses verläuft parallel zu einer Zunahme des Karbonatgehalts. Das Top des A/S-Zyklus 7 ist an die Diskontinuitätsfläche F gebunden, worauf trunkierte Schichtglieder und gekappte Ooide schließen lassen.

Der hangende A/S-Zyklus 8 beginnt mit drei foraminiferenreichen Kalksteinbänken ("Foraminiferen Bänke"). Zwei höherfrequente Typ 9 A/S-Zyklen arrangieren den 5.76 m mächtigen A/S-Zyklus 8. Innerhalb der höherfrequenten A/S-Zyklen korrespondieren Schwankungen der Korngröße mit einem zu- bzw. abnehmenden A/S-Verhältnis. Die Ablagerung der foraminiferenreichen Kalksteinbänke erfolgte in Zeiten eines zunehmenden Akkomodationsraumes. Tendenziell nimmt die Korngröße zum Top des A/S-Zyklus 8 zu, was eine übergeordnete Abnahme des relativen Meeresspiegels anzeigt.

Der Übergang zum A/S-Zyklus 9 ist durch das Einsetzen einer stark bioturbaten und bioklastischen Kalksteinbank gekennzeichnet die einer intensiv irregulär geformten Schichtfläche aufliegt. Ferner ist ein signifikanter Wechsel der Karbonatkurven-Signatur ersichtlich. Der A/S-Zyklus 9 misst eine Gesamtmächtigkeit von 7.89 m und beinhaltet zwei höherfrequente Typ 9 A/S-Zyklen. Die vertikale Anordnung der beiden Sedimentpakete belegt eine kontinuierliche Zunahme an detritischen Quarzkörnern und an *Fecal-Pellets*. Der zunehmende Anteil an detritischen Quarzkörnern im Sediment schlägt sich sehr gut im abnehmenden Karbonatgehalt nieder. Die Zunahme an detritischen Quarzkörnern und an *Fecal-Pellets* zum Top des A/S-Zyklus 9 wird als Anzeichen für einen abnehmenden Akkomodationsraum interpretiert. Der A/S-Zyklus 9 wird am Top durch eine Omissionsfläche (Diskontinuitätsfläche H) begrenzt, auf der sich sekundär ein Hartgrund gebildet hat, ersichtlich durch die Existenz von Muschelbohrungen im Steinbruch Riesenberg.

#### Süntel Fm.

Mit dem A/S-Zyklus 10 beginnt die Süntel Fm. in der KB Eulenflucht1 (Abb. 4.2.1). Aufgrund des signifikant höheren Ton- und Quarzgehaltes der Sedimentabfolge lässt sich dieser A/S-Zyklus sehr gut durch niedrigere Karbonatgehalte und einer stark schwankenden Karbonatkurven-Signatur von den liegenden A/S-Zyklus 9 abgrenzen (Abb. 4.2.1). Die 6.5 m mächtige vertikale Faziesabfolge aus Tonsteinen, Tempestiten und Algen Bindstones zeigt eine kontinuierliche Abnahme des Akkomodationsraumes an, von geschützt subtidalen bis

zu supratidalen Bereichen (Sed-Typ 2). Infolge subaerischer Freilegung der Sedimente generierte am Top des A/S-Zyklus 10 die Diskontinuitätsfläche J.

Die glaukonitreichen und bioklastischen Ablagerungen im Hangenden der Diskontinuitätsfläche J indizieren höhere A/S-Verhältnisse und die Basis des A/S-Zyklus 11. Eine Veränderung der Karbonatkurven-Signatur ist nicht zu erkennen. Zwei Typ 3 A/S-Zyklen 3. Ordnung bauen den 9.53 m mächtigen A/S-Zyklus 11 auf. Die beiden A/S-Zyklen 3. Ordnung zeichnen sich durch eine Korngrößenabnahme von glaukonitreichen Pack- und Floatstones an der Basis zu laminierten Mudstones am Top aus, einhergehend mit einer Abnahme im Karbonatgehalt. Mehrere Tempestit-Pakete sind in die Schichtenfolge eingeschaltet. Die Abnahme des Karbonatgehalts verläuft parallel zu einem Anstieg des Tonund Quarzgehalts. Übergeordnet ist die vertikale Anordnung der beiden A/S-Zyklen 3. Ordnung einem Anstieg des Quarzgehalts gleichzusetzen. Folglich impliziert der A/S-Zyklus 11 aufgrund des höheren terrigenen Anteils eine übergeordnete Abnahme des Akkomodationsraumes. Die laminierten Mudstones reflektieren sehr niedrige A/S-Verhältnisse und damit Zeiten eines fortschreitenden Küstensystems, während die glaukonitreichen Pack-und Floatstones in Zeiten eines zunehmenden A/S-Verhältnissen generierten.

Der hangende A/S-Zyklus 12 ist 9.8 m mächtig und beinhaltet die gleiche Sed-Typ Anordnung wie der A/S-Zyklus 11. Drei höherfrequente Typ 3 A/S-Zyklen 3.Ordnung formen den A/S-Zyklus 12 und zeigen einen Anstieg des siliziklastischen und terrestrischen Materials zum Top des selbigen an (vgl. Zyklus 11). Der Wechsel von einem offen lagunären Ablagerungsraum zu einem geschützt lagunären Ablagerungsraum am Top des A/S-Zyklus 12 indiziert eine übergeordnete Abnahme im A/S-Verhältnis und damit eine Abnahme des relativen Meeresspiegels.

Die höchste marine Komponentenvergesellschaftung der Süntel Fm. umfasst der A/S-Zyklus 13. Die Basis des A/S-Zyklus 13 ist anhand einer Zunahme des Karbonatgehalts um 40 Prozentpunkte sehr gut in der Karbonatkurve zu erkennen (Abb. 4.2.1). Zwei höherfrequente A/S-Zyklen 3. Ordnung formen den A/S-Zyklus 13. Der untere höherfrequente A/S-Zyklus 3. Ordnung kennzeichnet ein oolithisches *Shoal*-Stapelungsmuster von *Shoal-Fringe* zu *Inner Shoal* Ablagerungen (Sed-Typ 7). Die mit der Faziesanordnung verbundene Zunahme der Korngröße schlägt sich durch einen kontinuierlichen Anstieg im Karbonatgehalt nieder. Das Top des *Shoal*-Paketes ist an eine Erosionsfläche (Diskontinuitätsfläche K) gebunden.

Der sich anschließende glaukonitreiche A/S-Zyklus 3. Ordnung zeigt offen lagunäre Ablagerungsräume an (Sed-Typ 3). Die Korngröße nimmt kontinuierlich zum Top des zweiten höherfrequenten A/S-Zyklus ab, umgekehrt nimmt der Anteil an terrestrischem Material zu. Die vorliegende Anordnung der höherfrequenten A/S-Zyklen belegt einen übergeordneten Wechsel von *Shoal*-Ablagerungsräumen (Sed-Typ 7) zu offen und geschützt

lagunären Ablagerungsräumen (Sed-Typ 3). Daher nimmt das A/S-Verhältnis zum Top des A/S-Zyklus 13 ab. Am Top des A/S-Zyklus 13 ist die markante Diskontinuitätsfläche L ausgebildet, die als Emersionsfläche interpretiert wurde. Im Bereich der Diskontinuitätsfläche L ändert sich die Karbonatkurven-Signatur signifikant und anstelle einer ruhigen Kurven-Signatur stellt sich ein stark schwankender Kurvenverlauf ein, korrespondierend mit den Kurvenverläufen der A/S-Zyklen 10, 11 und 12. Der stark schwankende Kurvenverlauf ist typisch für lagunäre bis offen lagunäre Ablagerungsräume.

Der abschließende 5.4 m mächtige A/S-Zyklus 14 enthält die gleiche Fazies-Architektur wie die A/S-Zyklen 11 und 12. Dementsprechend zeigen glaukonitreiche Ablagerungen an der Basis hohe A/S-Verhältnisse an, während Mudstones und Tonsteine bei relativen Meeresspiegeltiefständen abgelagert wurden.

## 4.2.2. Die Korallenoolith Fm. der KB Eulenflucht1 im regionalen Kontext

Die definierten A/S-Zyklen 2. Ordnung der Korallenoolith Fm. der KB Eulenflucht1 werden unter Einbeziehung und Re-Evaluation bereits publizierter Datensätze von Hoyer (1965) und Kästner et al. (2008, 2010) in einen regionalen Kontext gebracht (Abb. 4.2.3; siehe auch Anlage VI). Der Riesenberg Steinbruch (Kästner et al. 2008, 2010) liegt im nordwestlichen Süntel. Der Steinbruch Poetzen (Kästner et al. 2008, 2010) und die in unmittelbarer Nähe befindlichen Sektionen 7 und 8 (Hoyer 1965) bilden den Datensatz für den südlichen Süntel. Der Steinbruch Hamelspringe (Kästner et al. 2008, 2010) befindet sich im nordöstlichen Süntel und die neu aufgenommene KB Eulenflucht1 im südöstlichen Süntel.

Infolge der Verknüpfung externer Datensätze mit der KB Eulenflucht1 ergibt sich ein hochauflösendes Datennetz für den Süntel, das Rückschlüsse über die Entwicklung und Ablagerungsbedingungen der Korallenoolith Fm. in dieser Region zulässt.

## <u>A/S-Zyklen 1 & 2</u>

Die fazielle Abfolge innerhalb des A/S-Zyklus 1 ist im Süntel differenziert entwickelt. Im Riesenberg Steinbruch setzen direkt an der Basis der Korallenoolith Fm. oolithische *Shoreface* Grainstones mit Beulenschichtung ein, die als besonderes sedimentäres Merkmal am Top *Swalley Cross Stratification* beinhalten. Dagegen bilden austernreiche Pack- und Floatstones oder Korallen Framestones die basale Schichtenfolge der Korallenoolith Fm. innerhalb der südlichen und südöstlichen Sektionen aus.

Die Ergebnisse der Karbonatmessungen ermöglichten eine hochauflösende Korrelation zwischen den einzelnen Sektionen. Am Beispiel der Korrelation zwischen dem Riesenberg Steinbruch und der KB Eulenflucht1 wird verdeutlicht, dass der prozentuale Anteil an bioklastischen *Offshore* Fazies innerhalb des A/S-Zyklus 1 in südlicher/ südöstlicher Richtung zunimmt (Abb. 4.2.2). Demnach liegt ein lateraler Faziesübergang von *Shoreface* Ablagerungen im Nordwesten zu *Offshore* Ablagerungen im Süden/ Südosten vor. In Zeiten

abnehmender A/S-Verhältnisse begann sich das *Shoreface/ Offshore* System nach Süden/ Südosten vorzubauen und oolithische *Shoreface* Sedimentation stellte sich in den distalen Sektionen ein.



**Abb. 4.2.2:** Hochauflösende Korrelation zwischen dem Riesenberg Steinbruch (nordwestlicher Süntel) und der KB Eulenflucht1 (südöstlicher Süntel) auf Basis der gemessenen Fluktuationen des Karbonatgehalts (gepunktete graue Linien). Ein sukzessiver Anstieg der Mächtigkeiten der A/S-Zyklen 2. Ordnung in Richtung Südosten ist zu erkennen. Zu beachten ist die Diskontinuitätsfläche B&C aufgrund der erheblichen Erosion der liegenden Schichtenfolge. <sup>1</sup> modifiziert nach Kästner et al. (2008, 2010). Legende siehe Abb. 3.1.1.

Die Diskontinuitätsfläche A und der hangende A/S-Zyklus 2 sind nur im südlichen und südöstlichen Süntel zu kartieren (Abb. 4.2.2 & Abb. 4.2.3). Insbesondere Hoyer (1965) weist explizit auf die Diskontinuitätsfläche in den Sektionen 7 und 8 hin. Die Mächtigkeit der transgressiv abgelagerten austernreichen oolithischen Fazies des A/S-Zyklus 2 nimmt in südlicher Richtung von 2.92 m in der KB Eulenflucht1 auf 4 m in der Sektion 8 zu.

Im Süntel ist die *Shoreface/ Offshore* Schichtenfolge am Top flächendeckend an die Diskontinuitätsfläche B&C gebunden und erodiert worden (Abb. 4.2.3). Die Abtragungsraten der liegenden Schichtglieder nehmen kontinuierlich nach Nordwesten und nach Norden zu. Aufgrund der höheren Abtragungsraten im Nordwesten und im Norden wurden sowohl die Diskontinuitätsfläche A als auch der A/S-Zyklus 2 im Steinbruch am Riesenberg und in Hamelspringe postsedimentär erodiert (Abb. 4.2.3). Die kontinuierliche Mächtigkeitszunahme des A/S-Zyklus 2 nach Süden ist ebenfalls durch differenzierte Erosionsraten zu erklären.

## <u>A/S-Zyklen 3 bis 5</u>

Im Hangenden der Diskontinuitätsfläche B&C treten Fazies auf die einem oolithischen *Shoal*-System zuzuordnen sind (Abb. 4.2.3). Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe und Intraklastenführende Float- und Rudstones formten bei einem relativen Meeresspiegelhöchstand die im Süntel flächendeckend auftretende "Fossilschicht". Mit abnehmendem A/S-Verhältnis bauten sich die oolithischen *Shoals* seewärts vor und überlagerten die basale Schichtenfolge des A/S-Zyklus 3. Die Mächtigkeit des A/S-Zyklus 3 nimmt kontinuierlich von Nordwesten (Riesenberg Steinbruch 3.9 m) nach Süden (Poetzen Steinbruch 5.2 m) zu (Abb. 4.2.3).



**Abb. 4.2.3:** Korrelation der A/S-Zyklen der 2. Ordnung und Fazies-Verteilung im Süntel. <sup>1</sup> modifiziert nach Kästner et al. (2008, 2010), <sup>2</sup> modifiziert nach Hoyer (1965)

Der A/S-Zyklus 4 setzte transgressiv mit einer maximal 70 cm mächtigen bioklastischen Kalkbank ein. Die Fossilvergesellschaftung des Riesenberg Steinbruchs im Nordwesten unterscheidet sich von der Fossilvergesellschaft in der KB Eulenflucht1 im südöstlichen Süntel. Geringmächtige Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe treten nach Kästner et al. (2008) innerhalb dieses Horizontes auf. In den Ablagerungen des südlichen Süntels (Poetzen, Sektion 7 und 8) nimmt der Gehalt an Riffschutt und turmförmigen Gastropoden zu (Hoyer 1965; Kästner et al. 2008, 2010), während im südöstlichen Süntel vermehrt agglutinierende Großforaminiferen der Gattung *Everticyclammina* zu beobachten sind. Zum hangenden erfolgt ein fazieller Wechsel zu oolithischen *Shoals* die abnehmende A/S-Verhältnisse reflektieren.

Eine kontinuierliche Mächtigkeitszunahme des A/S-Zyklus 4 von 3.7 m im Steinbruch am Riesenberg bis zu 5.4 m in der Sektion 8 im südlichen Süntel ist zu verzeichnen und spiegelt

zunehmende Wassertiefen wider (Abb. 4.2.3). Folglich bilden *Everticylammina* und turmförmige Gastropoden-führende Ablagerungen die Vorriff- und Zwischenrifffazies der Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe. In der KB Eulenflucht1 und im Steinbruch Hamelspringe wird der A/S-Zyklus 4 am Top durch eine Erosionsfläche begrenzt.

Die Faziesvergesellschaftung aus Mikrobialith-Korallen Fleckenriffen und Gastropoden- und *Everticyclammina*-führenden Floatstones okkupierte, unter zunehmenden A/S-Verhältnissen, die zumindest lokal generierte Erosionsfläche. Diese genannte Faziesvergesellschaftung entspricht der "*Florigemma* Bank" (Abb. 4.2.3). Die Mikrobialith-Korallen Fleckenriffen waren während der Zeit des A/S-Zyklus 5 im gesamten Süntel verbreitet. Zwischen den Fleckenriffen besiedelten turmförmige Gastropoden und agglutinierende Großforaminiferen hydrodynamisch ruhige Habitate. Es wird vermutet, dass sich die oolithischen *Shoals* in dieser Zeit küstenwärts nach Nordwesten verlagert haben.

Die "Hauptemersionsfläche" (Diskontinuitätsfläche D) trunkiert und separiert den A/S-Zyklus 5 von der hangenden Schichtenfolge (Abb. 4.2.3). Während der Generierung der "Hauptemersionsfläche" ist durch Paläoverkarstung subaerische Freilegung und Nicht-Sedimentation für den Süntel gesichert (z.B. Helm et al. 2003; Helm 2005).

#### <u>A/S-Zyklus 6</u>

Der in der KB Eulenflucht1 definierte A/S-Zyklus 6 beginnt im Hangenden der "Hauptemersionsfläche" (Diskontinuitätsfläche D) und ist am Top an die "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) gebunden (Abb. 4.2.3). Die eisenoolithischen und quarzreichen Ablagerungen sind mit dem in dieser Arbeit definierten "Quarzreichen Intervall" gleichzusetzen (siehe Kapitel 3.1.). Insbesondere durch den gemessenen Karbonatgehalt ist die Mächtigkeit des A/S-Zyklus 6 der 2. Ordnung sehr gut zu erfassen (Abb. 4.2.1; vgl. Kapitel. 3.1, Abb. 3.1.6).

Der Süntel ist auf Basis der gemessenen Mächtigkeitsschwankungen in zwei Regionen zu unterteilen. Im südlichen und südöstlichen Süntel erreicht das "Quarzreiche Intervall" Mächtigkeiten zwischen 52 cm und 125 cm. In Richtung Nordwesten nimmt die Mächtigkeit des "Quarzreichen Intervalls" zu und formt im Steinbruch Riesenberg ein 6.3 m mächtiges Sedimentpaket (Abb. 4.2.3). Kästner et al. (2008) beschreiben für die Schichtenfolge im Steinbruch Riesenberg einen Übergang von schräggeschichteten eisenoolithischen Ablagerungen an der Basis und siliziklastischen und bioklasten-führenden Ablagerungen am Top (vgl. Kästner et al. 2008, Abb. 11). Die Korngröße und der Anteil an Eisenooiden nehmen zum Top ab, während der Quarzgehalt ansteigt, was Kästner et al. (2008) als einen übergeordneten Verflachungstrend interpretieren. Ein zweiter schräggeschichteter eisenoolithischer Kalkstein schließt sich im Hangenden an und formt den Autoren zufolge die Basis eines zweiten sedimentären Zyklus. Diese 65 cm mächtige Kalksteinbank ist durch

eine nicht näher definierte Schichtfläche von hangenden oolithischen Grainstones separiert. An der Schichtfläche nimmt der Quarzgehalt im Gestein von über 30 Vol. % auf ein Minimum von unter 5 Vol. % ab (Kästner et al. 2010).

Dieser signifikante Wechsel im Karbonatgehalt ist flächendeckend im Weser-Leine Bergland verfolgbar und definiert das Top des "Quarzreichen Intervalls", welcher gleichzusetzen ist mit der "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) (vgl. Kapitel 3.1, Abb. 3.1.6).

Das durch Kästner et al. (2008) beschriebene Stapelungsmuster der Fazies im Steinbruch Riesenberg deckt sich mit dem in dieser Arbeit definierten Typ 5 A/S-Zyklus 3. Ordnung, der einen Übergang von *Shoals* zu lagunären/ *Backshoal* Ablagerungen kennzeichnet. Angesichts der Re-Evaluation der Schichtenfolge formen zwei höherfrequente Zyklen den A/S-Zyklus 6. In Einverständnis mit Kästner et al. (2008) setzt mit dem zweiten eisenoolithischen Kalkstein ein zweiter A/S-Zyklus ein (Zyklus 6b). Folglich arrangieren zwei A/S-Zyklen der 2. Ordnung das "Quarzreiche Intervall" im Steinbruch Riesenberg, wobei der zweite Zyklus mit einer Mächtigkeit von 65 cm nicht vollständig überliefert ist.

Die eisenoolithische Ablagerungen werden weder durch Kästner et al. (2008) für die Steinbrüche Poetzen und Hamelspringe noch von Hoyer (1965) für die Sektion 7 erwähnt. Quarzreiche bioklastische Fazies formen in besagten Sektionen das "Quarzreiche Intervall" und lagerten sich transgressiv im Hangenden der "Hauptemersionsfläche" in der KB Eulenflucht1 ab. Die überlieferten Mächtigkeiten von 52 cm bis 125 cm lassen vermuten, dass äquivalent zum Steinbruch Riesenberg, der Hauptteil des A/S-Zyklus 6 infolge von postsedimentärer Abtragung im südlichen und südöstlichen Süntel nicht vorliegt.

Die Parallelisierung des A/S-Zyklus 6 mit dem zweiten A/S-Zyklus (6b) im Steinbruch Riesenberg würde bedeuten, dass die Sedimentation im nordwestlichen Süntel früher als im südlichen und südöstlichen Süntel erfolgte. Der erste A/S-Zyklus (Zyklus 6) ist daher, infolge von Nicht-Sedimentation im Süden und Südosten, nur im nordwestlichen Süntel überliefert.

In Zeiten eines relativen Meeresspiegelmaximums erfasste das Meer den gesamten Süntel und eisenoolithische Fazies im Nordwesten und quarzreiche bioklastische Fazies im Süden und Südosten lagerten sich ab. Zu einem späteren Zeitpunkt erfolgte die postsedimentäre Abtragung der Ablagerungen auf das studierbare Niveau im gesamten Süntel.

#### A/S-Zyklen 7 bis 9

Mit Beginn des A/S-Zyklus 7 ist erneut *Shoal*-Sedimentation im gesamten Süntel überliefert. Laterale Faziesübergänge, von *Inner Shoal* zu forminiferenreichen *Foreshoal* bzw. *Intrashoal* Ablagerungen belegen eine zunehmende Vertiefung des Sedimentationsraumes in Richtung Südosten (Abb. 4.2.3). Ausgehend vom Steinbruch Riesenberg und vom Steinbruch Hamelspringe nimmt die Zyklenmächtigkeit in Richtung Südosten zur KB Eulenflucht1 zu. Mit Beginn eines abnehmenden A/S-Verhältnissen baute sich das *Shoal*-System in südöstlicher Richtung vor, und schräggeschichtete oolithische Shoal Ablagerungen überlagerten die basale foraminiferenreiche Schichtenfolge in der KB Eulenflucht1.

Die Basis des A/S-Zyklus 8 ist charakterisiert durch die Ablagerung von dünnbankigen und foraminiferenreichen Mergelkalksteinen, die im Hangenden der Diskontinuitätsfläche F die beginnende Transgression widerspiegeln. Die Ablagerung der foraminiferenreichen Mergelkalksteine ergriff den gesamten Süntel und erfolgte bei einem relativen Meeresspiegelhochstand (Abb. 4.2.3). Der sich anschließende Verflachungstrend bewirkte, dass sich das *Shoal*-System wiederum nach Südosten vorbaute. Oolithische *Shoal* Ablagerungen konzentrieren sich auf eine Südwest- Nordostverlaufende Linie Poetzen – Hamelspringe. Die südöstlich dieser Linie liegende KB Eulenflucht1 führt am Top des A/S-Zyklus 8 bioklastische Ablagerungen die demnach *Foreshoal* bzw. *Intrashoal* Regionen kennzeichnen (Abb. 4.2.3).

Der Faziesübergang zum folgenden A/S-Zyklus 9 erfolgt kontinuierlich, ersichtlich an einer Korngrößenabnahme. Der Vertiefungstrend an der Basis des A/S-Zyklus 9 ist in den Steinbrüchen Poetzen und Hamelspringe durch eine Faziesanordnung von *Foreshoal/ Intrashoal* zu *Inner Shoal* Ablagerungen ersichtlich (Abb. 4.2.3). Mit abnehmenden Akkomodationsraum begann das System nach Südosten zu progradieren und in den Steinbrüchen Poetzen und Hamelspringe stellte sich eine Faziesanordnung von *Inner Shoal* zu *Backshoal* Ablagerungen ein.

Im nordwestlichen Süntel (Steinbruch Riesenberg) dominierten während der Ablagerung des A/S-Zyklus 9 stark bioturbate und Peloid-führende Fazies (Kästner et al. 2010). Nach Kästner et al. (2008) indiziert diese Fazies einen küstenfernen und offen marinen Ablagerungsraum. Nach Colombié & Strasser (2005) und Jank et al. (2006) generieren peloidreiche Ablagerungen innerhalb oberjurassischer Karbonatsysteme in hydrodynamisch geschützten flachen lagunären Bereichen. Auch aus modernen Karbonatsystemen (z. B. Große Bahama Bank) sind peloidreiche Ablagerungen primär aus hydrodynamisch geschützten Bereichen überliefert (Flügel 2004). Folglich sind die Ablagerungen im Riesenberg Steinbruch neu zu interpretieren und indizieren in Einverständnis mit u. a. Colombié & Strasser (2005) und Jank et al. (2006) hydrodynamisch ruhige lagunäre/ *Backshoal* Bereiche.

Die Peloid-führende Fazies fehlt in den äquivalenten Ablagerungen der KB Eulenflucht1 völlig und wird durch bioturbate und bioklastenreiche Wacke- und Packstones ersetzt. Anhand der Rekonstruktion der vorhandenen Fazies ergibt sich während der regressiven Phase des A/S-Zyklus 9 folgende paläogeographische Situation: Eine Südwest-Nordostverlaufende oolithische *Shoal* separierte die bioklastischen *Foreshoal/ Intrashoal* Ablagerungen des südöstlichen Süntels von peloidreichen lagunären/ *Backshoal* Ablagerungen im Nordwesten (Abb. 4.2.3). Auf Basis dieser paläogeographischen Situation

ergibt sich eine Vertiefung des Sedimentationsraumes von Nordwesten nach Südosten. Die Korallenoolith Fm. im Süntel schließt mit der Diskontinuitätsfläche H am Top des A/S-Zyklus 9 ab. Tonmergel und siliziklastisch und kalkig-gestützte Tempestite bilden die basale Schichtenfolge der hangenden Süntel Fm.

## 4.2.3. Beschreibung der A/S-Zyklen 2. Ordnung im Arbeitsgebiet Nördlicher Ith

### 4.2.3.1. Steinbruch am Lauensteiner Pass

### Korallenoolith Fm.

Der A/S-Zyklus 1 umfasst eine bioklastische *Offshore* und oolithische *Shoreface* Schichtenfolge und ist 12.5 m mächtig (siehe Anlage). Aufgrund wiederholender Stapelungsmuster und der damit verbundenen Komponentenverteilung ist der Zyklus in drei höherfrequente A/S-Zyklen 3. Ordnung zu unterteilen. Eine graduelle Zunahme an Ooiden ist von der Basis zum Top für die jeweiligen Zyklen überliefert. Die Schichtenfolge des A/S-Zyklus 1 ist durch eine fortlaufende Zunahme der Korngröße gekennzeichnet. Folglich generierten die bioklastischen *Offshore* Ablagerungen an der Basis des A/S-Zyklus 1 in Zeiten hoher A/S-Verhältnisse, während die grobkörnigen Oolithe hydrodynamisch hochenergetische Bereiche kennzeichnen und damit niedrige A/S-Verhältnisse widerspiegeln.

In Übereinstimmung mit Betzler et al. (2007) geht der Übergang von A/S-Zyklus 1 zum A/S-Zyklus 2 mit einem Minimum in der Gamma-Ray Intensität einher. Die Faziesanordnung von oolithischen Grainstones und bioklastischen *Offshore* Packstones reflektiert eine zunehmende Vertiefung des Sedimentationsraumes und damit den Vertiefungspart des A/S-Zyklus 2. Ein Wechsel zu Intraklasten Float- und Rudstones indiziert zunehmende Wellenintensitäten und folglich einen Umschwung im A/S-Verhältnis. Der 6.5 m mächtige A/S-Zyklus 2 schließt mit einer Erosionsfläche ab.

Die Existenz von dünnmächtigen Tonsteinlagen an der Basis des A/S-Zyklus 3 zeigt nach Betzler et al. (2007) einen Stillstand der Karbonatproduktion an, verbunden mit einem relativen Meeresspiegelanstieg. Die Rifffauna und die Riffkonstrukteure der Korallen Framestones sowie der vertikale Übergang in höherenergetische Intraklasten Float- und Rudstones sind auf abnehmende A/S-Verhältnisse zurückzuführen. Der 6.7 m mächtige A/S-Zyklus 3 ist am Top an die Diskontinuitätsfläche B&C gebunden.

Die Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe der "Oberen Korallenbank" entwickelten sich auf der intensiv erosiv geformten Diskontinuitätsfläche B&C. *Gastrochaenolites*-Bohrungen und Anreicherungen an Eisenoxiden an der Fläche indizieren eine sekundäre Hartgrundbildung. Der Hartgrund an der Basis des A/S-Zyklus 4 reflektiert ausbleibende Sedimentation und zunehmende A/S-Verhältnisse. Die darauf einsetzende Faziesanordnung aus Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe und Intraklasten Float- und Rudstones belegt eine Zunahme der Wellenintensität und folglich eine kontinuierliche Abnahme im A/S-Verhältnis. Parallel zur

Abnahme im A/S-Verhältnis spiegeln die Intraklasten Float- und Rudstones die niedrigsten Gamma-Ray Intensitäten wider. Die Entwicklung einer Erosionsfläche innerhalb des Zyklus 4 ist auf höherfrequente A/S-Schwankungen zurückzuführen und separiert zwei Riffpakete (Sed-Typ 8).

Im Hangenden der Intraklasten Float- und Rudstones schließen sich gebankte *Everticyclammina* Pack- und Floatstones an, die eine erneute Vertiefung des Sedimentationsraumes anzeigen. Eine 9.7 m mächtige Schichtenfolge aus *Everticyclammina* Pack- und Floatstones formt den A/S-Zyklus 5. Die Abnahme des A/S-Verhältnis ist an eine kontinuierliche Zunahme an Ooiden und der daraus resultierenden Korngrößenzunahme geknüpft. Basierend auf lithologischen Wechseln und der Komponentenverteilung arrangieren zwei höherfrequente Typ 9 A/S-Zyklen 3. Ordnung den A/S-Zyklus 5.

Der Übergang zum anschließenden A/S-Zyklus 6 verläuft kontinuierlich und ist durch eine Korngrößenabnahme und eine Faziesanordnung von *Everticyclammina* Kalksteinen und Mikrobialith-Korallen Fleckenriffen nachzuvollziehen. Die genannte Faziesanordnung spiegelt Zeiten zunehmender A/S-Verhältnisse wider und damit eine Vertiefung des Sedimentationsraumes. Die Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe und die Intrarifffazies, bestehend aus *Everticyclammina* und Gastropoden-führenden Ablagerungen, bilden das Äquivalent zu der "*Florigemma* Bank", die im Süntel auftritt. Der Verflachungspart des A/S-Zyklus 6 zeichnet sich durch eine Zunahme der Korngröße und der Ooide aus. Höherfrequente A/S-Schwankungen steuern Korngrößen Zu- und Abnahmen und Unterschiede der Komponentenvergesellschaftung und lassen eine Unterteilung des Zyklus 6 in zwei höherfrequente Typ 9 A/S-Zyklen 3. Ordnung zu.

Die Basis des hangenden A/S-Zyklus 7 ist durch eine Erosionsfläche gekennzeichnet, der ein 1 m mächtiger Onkoid Floatstone aufliegt. Der Onkoid Horizont reflektiert, äquivalent zu der Schichtenfolge am Thüster Berg, die Basis des "Quarzreichen Intervalls". Mit zunehmendem Tongehalt erfolgt ein gradueller Übergang des Onkoid Floatstones in Alveosepten und Nerineoid-führende Wackeund Packstones. Die genannte Fazeisanordnung lagerte sich in Zeiten zunehmender A/S-Verhältnisse ab. Maximale Ausschläge in der Gamma-Ray Kurve korrespondieren mit dem relativen Meeresspiegelhöchststand. Mit abnehmenden A/S-Verhältnissen steigt der Anteil an terrestrischem Material in der Schichtenfolge an und eine Verflachung des Sedimentationsraumes tritt ein. Höherfrequente Typ 4 A/S-Zyklen lassen sich sehr gut durch vorhandene Korngrößenwechsel und dem aus der Gamma-Ray Kurve ersichtlichen Tongehalt differenzieren.

Ein abrupter Fazieswechsel zu *Shoal-Fringe* und *Inner Shoal* Ablagerungen definiert die Grenzfläche zwischen dem A/S-Zyklus 7 und dem A/S-Zyklus 8. Die Grenzfläche korrespondiert mit einem starken Ausschlag in der Gamma-Ray Kurve. Der 5.8 m mächtige

A/S-Zyklus 8 beinhaltet ein höherfrequentes *Shoal-Fringe* und *Inner Shoal* Sedimentpaket (Sed-Typ 7) und ein oberes quarzreiches Sed-Typ 4 Sedimentpaket, dass ausschließlich aus feinkörnigen lagunären/ *Backshoal* Fazies aufgebaut wird. Folglich indiziert die vertikale Anordnung der zwei höherfrequenten A/S-Zyklen 3. Ordnung eine übergeordnete Verflachung des Sedimentationsraumes. Äquivalent zu den Sektionen im Süntel sowie am Thüster Berg schließt das "Quarzreiche Intervall" mit der "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) ab.

Zwei höherfrequente schräggeschichtete oolithische Sedimentpakete (Sed-Typ 6) kennzeichnen den 7.3 m mächtigen A/S-Zyklus 9. Die schräggeschichteten Oolithe progradieren nach Südosten und belegen eine Abnahme im A/S-Verhältnis. Der A/S-Zyklus 9 ist am Top an die Diskontinuitätsfläche F gebunden.

Der hangende A/S-Zyklus 10 ist aus zwei höherfrequenten A/S-Zyklen gestaltet. Jeweils Brachiopoden- und *Everticyclammina*-führende Pack- und Floatstones ("Foraminiferen Bänke") an der Basis reflektieren Zeiten zunehmender A/S-Verhältnisse, während mit zunehmendem Gehalt an Ooiden das A/S-Verhältnis abnimmt. Daher ist die Rekonstruktion von höherfrequenten A/S-Schwankungen innerhalb des A/S-Zyklus sehr gut mit dem Ooidanteil im Sediment durchzuführen.

Der Übergang zum hangenden A/S-Zyklus 11 erfolgt an einem scharfen Kontakt zu Shoal-Fringe/ Inner Shoal-Ablagerungen. Der 13.5 m mächtige A/S-Zyklus 11 umfasst zwei höherfrequente A/S-Zyklen 3. Ordnung. Die basale Schichtenfolge ist durch eine Korngrößenabnahme gekennzeichnet, die durch den Rückgang der Ooide ersichtlich ist. Ausgehend von der Basis des Zyklus 11 reflektiert diese Korngrößenabnahme zunehmende A/S-Verhältnisse. Mit abnehmendem A/S-Verhältnis beginnt sich das Shoal-System beckenwärts vorzubauen und ein vertikaler Faziesübergang zu schräggeschichteten oolithischen Grainstones stellt sich ein. Die daraus resultierende Schichtenfolge ist durch eine Korngrößenzunahme charakterisiert. Mit der Existenz eines bioklastischen Floatstones ist ein erneuter Umschwung im A/S-Verhältnis zu vernehmen und ein zweiter höherfrequenter A/S-Zyklus setzt ein. Die hangenden schräggeschichteten oolithischen Grainstones reflektieren wiederum eine zunehmende Verflachung des Sedimentationsraumes. Die stratigraphisch jüngsten Schichtglieder des Zyklus 11 sind am Top an die Diskontinuitätsfläche G gebunden.

Mit dem Zyklus 12 beginnen im nördlichen Ith die *Humeralis*-Schichten. Die stark bioturbaten und brachiopodenreichen *Foreshoal/ Intrashoal* Ablagerungen, direkt im Hangenden der Diskontinuitätsfläche G, belegen eine ausbleibende bis geringe Nettosedimentation und zunehmende A/S-Verhältnisse. Der sich vollziehende lithologische Wechsel zu Mergelkalken erfolgt parallel zu einer Brachiopodenzunahme und indiziert eine konstante Vertiefung des Sedimentationsraumes. Korrespondierend nimmt die Gamma-Ray Intensität zu. Die massenhafte Besiedlung des Meeresbodens durch Brachiopoden spiegelt Zeiten wider, in denen der Meeresspiegel seinen vorläufigen Höchststand erreicht hat. Ein darauf vollzogender lithologischer Wechsel zu bioklastischen Kalksteinen zeigt abnehmende A/S-Verhältnisse an. Anhand wiederkehrender Korngrößen Zu- und Abnahmen lässt sich der 7.3 m mächtige Zyklus 12 in zwei höherfrequente Typ 9 A/S-Zyklen unterteilen.

Der Übergang zum hangenden A/S-Zyklus 13 erfolgt graduell. An der Basis des Zyklus 13 lagerten sich Mergel ab. Einhergehend mit der Korngrößenabnahme nimmt das A/S-Verhältnis zu. Innerhalb der Mergel sind die höchsten Gamma-Ray Intensitäten zu verzeichnen. Mit abnehmenden Gamma-Ray Intensitäten und zunehmender Korngröße stellt sich ein Umschwung des A/S-Verhältnis ein und ein relativer Meeresspiegelfall wird forciert. Die basale *Foreshoal/ Intrashoal* Schichtenfolge (Sed-Typ 9) wird im Hangenden durch ein oolithisches *Inner Shoal* Sedimentpaket (Sed-Typ 6) abgelöst. Folglich zeigt die vertikale Faziesanordnung von *Foreshoal/ Intrashoal* (Sed-Typ 9) zu *Inner Shoal* (Sed-Typ 6) eine übergeordnete Abnahme des A/S-Verhältnisses an.

Mit einem bioklastischen Oolith beginnt der A/S-Zyklus 14 im Hangenden einer unregelmäßig geformten Grenzfläche. Die Grenzfläche korrespondiert mit einem abrupten Anstieg der Gamma-Ray Intensität. Daher wird angenommen, dass während der Ablagerung des bioklastischen Ooliths zunehmende A/S-Verhältnisse vorherrschten. Der daraufhin vollzogene Wechsel zu Quarz-führenden lagunären/ *Backshoal* Ablagerungen indiziert eine zunehmende Verflachung des Sedimentationsraumes. Zum Top des Zyklus 14 nimmt innerhalb der lagunären/ *Backshoal* Schichtenfolge die Gamma-Ray Intensität kontinuierlich ab, während der Quarzgehalt und die Korngröße zunehmen. Höherfrequente Zyklen 3. Ordnung lassen sich anhand stufenartiger Anstiege in der Gamma-Ray Kurve gut verfolgen. Die stufenartigen Anstiege korrespondieren mit dem Wechsel der Lithologie und eine Korngrößenabnahme stellt sich im Hangenden ein.

Das gleiche Ablagerungsmuster formt den A/S-Zyklus 15. Anhand der Gamma-Ray Signatur und der vorhandenen lithologischen Wechsel sind zwei höherfrequente Typ 4 Zyklen 3. Ordnung zu differenzieren. Der Quarzgehalt nimmt übergreifend zum Top des 7.3 m mächtigen A/S-Zyklus 15 zu und spiegelt eine Abnahme des A/S-Verhältnis und damit eine Verflachung des Sedimentationsraumes wider.

Der Zyklus 15 schließt mit einem scharfen Kontakt zu Tonmergeln ab. Im Hangenden der Tonmergel stellt sich eine Tempestit-Abfolge aus Tonmergeln und Sandsteinen ein. Unter lithostratigraphischen Geschichtspunkten ist mit dem Einsetzen von Tonmergeln und Sandsteinen die Basis der Süntel Fm. definiert.

#### <u>Süntel Fm.</u>

Der 3.78 m mächtige A/S-Zyklus 16, bestehend aus einer Abfolge von Tonmergeln und Tempestiten (Sed-Typ 2), reflektiert abnehmende A/S-Verhältnisse. Der Zyklus 16 ist anhand der hohen Gamma-Ray Intensitäten sehr gut von den liegenden und hangenden Zyklen zu unterscheiden. Der Zyklus 16 schließt mit der Diskontinuitätsfläche J ab.

Mit einem pectenreichen lagunären Kalkstein setzt im Hangenden der Diskontinuitätsfläche J der 5.5 m mächtige A/S-Zyklus 17 ein. Die fossilreiche Kalksteinbank wurde intensiv biogen überarbeitet und ist reich an Glaukonit. Da sowohl das Auftreten von Glaukonit als auch die Bioturbation an sehr niedrige Sedimentationsraten geknüpft sind, erfolgte die Ablagerung der Kalkbank in Zeiten zunehmender A/S-Verhältnisse. Der Fossilreichtum der Kalkbank spiegelt marine Ablagerungsbedingungen wider. Im Hangenden lagerten sich lagunäre und intensiv bioturbate Kalkmergel ab. Die Kalkmergel sind sehr fossilarm und führen zunehmend detritische Quarzkörner und Brackwasser-tolerierende Fossilkomponenten. Die Existenz Brackwasser-tolerierender Fossilkomponenten in den Kalkmergeln zeigt eine zunehmende Verflachung des lagunären Sedimentationsraumes an.

Die *Thallasinoid*es Kalksteinbank indiziert an der Basis des A/S-Zyklus 18 wieder einsetzende marine Ablagerungsbedingungen. Die fossilreiche Kalksteinbank weist Inkrustationen von Eisen und einen hohen Glaukonitgehalt auf, was eine sehr niedrige bis ausbleibende Nettosedimentation belegt. Dadurch ist anzunehmen, dass die Kalksteinbank in Zeiten eines relativen Meeresspiegelanstieges generierte. Im Gegensatz dazu ist der darauffolgende Faziesübergang zu bioturbaten und fossilarmen Kalkmergeln an eine beginnende Abnahme im A/S-Verhältnis gebunden. Mit zunehmender Verflachung des Sedimentationsraumes setzen wiederum Brackwasser-tolerierende Fossilkomponenten innerhalb der Kalkmergelabfolge ein, die eingeschränkte marine Ablagerungsbedingungen belegen. Infolge der stetigen Abnahme im A/S-Verhältnis nimmt der terrestrische Einfluss auf dem Ablagerungsraum zu, was sich im wiedergefundenen Quarzgehalt im Sediment niederschlägt. Der 9.2 m mächtige A/S-Zyklus 18 wird, hinsichtlich der Fossilführung, lithologischer Wechsel und dem Anteil an terrestrischen Komponenten, in drei höherfrequente lagunäre Typ 3 und 4 Zyklen untergliedert.

Der A/S-Zyklus 19 ist 7.4 m mächtig und wird aus zwei Zyklen der 3. Ordnung aufgebaut. Die Basis des Zyklus 19 korrespondiert mit einem abrupt erfolgenden Maximum der Uran-Intensität. Die vertikale Anordnung der höherfrequenten Zyklen indiziert einen Übergang von oolithischen *Shoals* (Sed-Typ 6) zu lagunären Ablagerungen (Sed-Typ 4). Dementsprechend ist eine übergeordnete Abnahme des A/S-Verhältnisses vorhanden und der Ablagerungsraum verschiebt sich beckenwärts. Mit der Abnahme des A/S-Verhältnis nimmt zum Top des Zyklus 19 die Fossildiversität ab und der Anteil an terrestrischen Komponenten zu. Die Basis des A/S-Zyklus 20 ist mit dem Beginn einer austernreichen und stark bioturbaten Kalksteinbank und einem Maximum in der Gamma-Ray Intensität definiert. Der Basis liegen mehrere austernähnliche Muscheln auf, die parautochthon und gut eingeregelt im Sediment überliefert sind. Die Anordnung der Fossilkomponenten und die intensive Bioturbation reflektieren stark verlangsamte Sedimentationsraten, was zur Bildung eines Kondensationshorizontes an der Basis des Zyklus 20 führte. Im Hangenden der austernreichen Kalksteinbank setzt eine 5.2 m mächtige Faziesabfolge aus bioturbaten Kalkmergeln und Charophyten Mergeln ein. Die Charophyten Mergel belegen lakustrine Ablagerungsräume und damit eine Verflachung des Sedimentationsraumes. Das Top des Zyklus 20 ist gekennzeichnet durch die Existenz einer Emersionsfläche (Diskontinuitätsfläche M).

Die lagunären Kalkmergel und Kalksteine des A/S-Zyklus 21 lagerten sich im Hangenden der Emersionsfläche ab und spiegeln die beginnende Transgression wider. Der 5.9 m mächtige A/S-Zyklus 21 beinhaltet zwei höherfrequente Zyklen (Sed-Typ 3 & 4). Die Basis der jeweiligen Zyklen 3. Ordnung ist durch einen moderaten Fossil- und Quarzgehalt und folglich hohe A/S-Verhältnisse charakterisiert. Zum Top sind die höherfrequenten Zyklen durch eine Verringerung im Fossilgehalt und durch einen Anstieg im Quarzgehalt gekennzeichnet, was abnehmende A/S-Verhältnisse reflektiert.

## 4.2.4. Beschreibung der A/S-Zyklen 2. Ordnung im Arbeitsgebiet Thüster Berg

## 4.2.4.1. Steinbrüche & Sedimentkerne Salzhemmendorf

Der A/S-Zyklus 1 ist am Thüster Berg aus zwei höherfrequenten Zyklen arrangiert und beginnt an der Basis der Korallenoolith Fm. Die basale Schichtenfolge des 11.5 m mächtigen Zyklus 1 formt ein Typ 9 Zyklus der 3. Ordnung. Das hangende höherfrequente Sedimentpaket umfasst einen vertikalen Faziesübergang von *Everticyclammina* Pack- und Floatstones zu schräggeschichteten oolithischen Grainstones und ist folglich als Typ 7 Zyklus zu klassifizieren. Die vertikale Anordnung von Sed-Typ 9 zu Sed-Typ 7 ist mit einer übergeordneten Abnahme des A/S-Verhältnis verbunden. Der Verflachungstrend des Zyklus 1 wird durch einen fortlaufenden Anstieg im Karbonatgehalt verdeutlicht.

Der Übergang zum A/S-Zyklus 2 erfolgt anhand einer einsetzenden Korngrößenabnahme und einem entsprechenden Fazieswechsel von korngestützten Oolithen zu feinkörnigen und tonreichen *Everticyclammina*-führenden Ablagerungen. Der registrierbare Vertiefungstrend des Zyklus 2 verläuft parallel zu einer Zunahme im Tongehalt, ersichtlich durch eine Abnahme des Karbonatgehalts. Der Zyklus 2 ist 7.9 m mächtig und beinhaltet die gleiche Fazies-Architektur wie der Zyklus 1. Die vertikale Anordnung von Typ 9 und Typ 7 Zyklen der 3. Ordnung indiziert eine übergeordnete Abnahme des Akkomodationsraumes und definiert den Verflachungspart des Zyklus 2. Der prozentuale Anteil an Ooiden nimmt innerhalb der

Schichtenfolge zu. Das Top des A/S Zyklus 2 definieren grobkörnige oolithische Ablagerungen. Der A/S Zyklus 2 schließt am Top mit einer Erosionsfläche ab.

Der A/S-Zyklus 3 setzt mit dem Onkoid Floatstone an der Basis des "Quarzreichen Intervalls" am Thüster Berg ein (Abb. 4.2.4). Die Mächtigkeit des A/S-Zyklus 3 nimmt von Nordwesten nach Südosten von 7.5 m (Sah 304) auf 10.8 m (Sah301) zu. Der Zyklus 3 wird aus *Alveosepten* und Nerineoid-führenden Wacke- und Packstones aufgebaut. Innerhalb des Zyklus lassen sich drei höherfrequente Typ 4 Zyklen durch lithologische Wechsel und damit verbundene Korngrößen Zu- und Abnahmen rekonstruieren. Der Vertiefungstrend des A/S Zyklus 3 ist durch eine Korngrößenabnahme von Onkolithen zu tonreichen Wackestones nachvollziehbar. Der darauf folgende übergeordnete Verflachungstrend ist durch einen stetigen Anstieg von terrestrischem Material (z. B. Holz, detritische Quarzkörner) charakterisiert. Der A/S-Zyklus 3 ist am Top an eine Erosionsfläche gebunden. Infolge der Erosion sind die stratigraphisch jüngsten Schichtglieder in der Sah304 nicht aufgeschlossen (vgl. Kapitel 4.1, Abb. 4.1.4).

Die basale Schichtenfolge des A/S-Zyklus 4 im Hangenden der Erosionsfläche wird durch oolithische *Shoals* bestimmt (Abb. 4.2.4), die eine Mächtigkeit bis zu 2.3 m erreichen. Die *Shoals* bauten sich küstenwärts in nordwestlicher Richtung fort und generierten in Zeiten eines zunehmendes A/S-Verhältnisses. Mit abnehmendem A/S-Verhältnis ist ein Faziesübergang zu quarzreichen lagunären Fazies ersichtlich (Abb. 4.2.4). Das vorhandene Stapelungsmuster der Fazies entspricht dem höherfrequenten Sed-Typ 5. Die hangende Schichtenfolge wird ausschließlich aus lagunären Fazies und Tempestiten aufgebaut und ist folglich als höherfrequenter Sed-Typ 4 zu deklarieren. Die vertikale Anordnung von Sed-Typ 5 zu Sed-Typ 4 belegt eine übergeordnete Verflachung des Sedimentationsraumes. Der A/S-Zyklus 4 wird am Top durch die "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) begrenzt. Interne Steuerungsfaktoren sind neben der "Haupterosionsfläche" maßgeblich für die gemessenen Mächtigkeitsschwankungen des A/S Zyklus 4, von 7 m (Sah304) bis 9 m (Steinbruch Voska), verantwortlich (vgl. Kapitel 4.1, Abb. 4.1.4). Das "Quarzreiche Intervall" ist am Thüster Berg an die "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) gebunden (Abb. 4.2.4).

Der hangende A/S-Zyklus 5 beinhaltet ausschließlich ein oolithisches *Inner Shoal* Stapelungsmuster (Sed-Typ 6). Zwei höherfrequente Typ 6 Zyklen lassen sich differenzieren. Die sich nach Südosten fortpflanzenden oolithischen *Shoals* generierten während einer stetigen Abnahme des Akkomodationsraumes, wodurch der A/S-Zyklus 5 streng asymmetrisch ausgebildet ist (Abb. 4.2.4). Der A/S-Zyklus 5 ist bis zu 7.3 m mächtig und schließt am Top mit der Diskontinuitätsfläche F ab.

Der A/S-Zyklus 6 ist bis zu 7.9 m mächtig (Sah301) und besteht im unteren Abschnitt aus bioklastischen *Foreshoal/ Intrashoal* Ablagerungen (Sed-Typ 9). Der obere Abschnitt enthält

einen Faziesübergang von *Shoal-Fringe* zu *Inner Shoal* Fazies (Sed-Typ 7). Die foraminiferenreichen Mergelkalkbänke ("Foraminiferen Bänke") an der Basis des A/S-Zyklus 6 reflektieren Zeiten eines zunehmenden A/S-Verhältnisses. Die darauf anschließende Schichtenfolge von *Shoal-Fringe* und *Inner Shoal* Fazies lagerte sich in Zeiten abnehmender A/S-Verhältnisse ab.



Abb. 4.2.4: Korrelation der A/S-Zyklen der 2. Ordnung und Fazies-Verteilung am Thüster Berg.

Der Übergang zum A/S-Zyklus 7 ist durch eine Abnahme an Ooiden und eine Zunahme im Tongehalt und an Bioklasten gekennzeichnet. Zwei höherfrequente A/S-Zyklen bauen den bis zu 7.7 m mächtigen (Sah301) A/S-Zyklus 7 auf. Die vertikale Anordnung der höherfrequenten A/S-Zyklen, von Sed-Typ 7 zu Sed-Typ 6, indiziert eine übergeordnete Abnahme des A/S-Verhältnisses. Infolge der zunehmenden Verflachung des Sedimentationsraumes nimmt der Anteil an Bioklasten zugunsten von Ooiden ab, so dass Inner Shoal Fazies am Top des Zyklus ausgebildet sind. Die kontinuierliche Abnahme im A/S-Verhältnis geht mit einem Anstieg im Karbonatgehalt einher. Der A/S-Zyklus 7 wird durch die Diskontinuitätsfläche G begrenzt (Abb. 4.2.4).

Die brachiopodenreichen Ablagerungen der Humeralis-Schichten lagerten sich transgressiv im Hangenden der Diskontinuitätsfläche G ab und formen die basale Schichtenfolge des A/S-Zyklus 8. Ausgehend von der Basis des A/S-Zyklus 8 nimmt innerhalb der ersten 1.5 bis 3 m der Tongehalt und der Anteil an Brachiopoden stetig zu. Dieser Anstieg im Tongehalt und an Brachiopoden spiegelt zunehmende A/S-Verhältnisse wider. Der Grad der maximalen Überflutung ist durch die geringsten Intensitäten des Karbonatsgehalts und umgekehrt durch die höchsten Intensitäten in der Gamma-Ray Kurve nachzuvollziehen (Abb. 4.2.4). Ein vertikaler Fazieswechsel zu schräggeschichteten Oolithen (Steinbruch Voska) und Everticyclammina Floatstones (Sah301) wird durch eine Korngrößenzunahme und folglich einer Zunahme der Karbonatintensität bzw. einer Abnahme der Gamma-Ray Intensität begleitet. Die vorhandenen Stapelungsmuster der Fazies belegen abnehmende A/S-Verhältnisse und eine zunehmende Vertiefung des Ablagerungsraumes von Nordwesten (Steinbruch Voska) nach Südosten (Sah 301). Die oberen Schichtglieder des A/S-Zyklus 8 beinhaltet einen Wechsel zu Inner Shoal Ablagerungen (Sed-Typ 6), was eine fortschreitende Verflachung des Ablagerungsraumes anzeigt. Der prozentuale Anteil an Inner Shoal Fazies nimmt zugunsten von Foreshoal/ Intrashoal Fazies in Richtung Südosten ab. Folglich ist weiterhin von einer Vertiefung des Ablagerungsraumes nach Südosten auszugehen.

Die einsetzenden brachiopodenreichen Ablagerungen an der Basis des A/S-Zyklus spiegeln eine erneute Zunahme des Akkomodationsraumes wider. Der A/S-Zyklus 9 ist aus zwei höherfrequenten A/S-Zyklen der 3. Ordnung arrangiert und erreicht eine Mächtigkeit bis zu 9.9 m. Ein Wechsel von bioklastischer Fazies im unteren A/S-Zyklus (Sed-Typ 9) zu *Inner Shoal* Fazies (Sed-Typ 6) im oberen A/S-Zyklus 3. Ordnung dominiert die Fazies-Architektur des A/S-Zyklus 9 und reflektiert eine übergeordnete Abnahme des Akkomodationsraumes. Demnach bildeten sich die schräggeschichteten Oolithe (Sed-Typ 6) in Zeiten niedriger A/S-Verhältnisse.

Die folgenden drei A/S-Zyklen 10 bis 12 arrangieren am Thüster Berg eine zwischen 24 m (Sah304) und 33 m (Sah301) mächtige schräggeschichtete oolithische Schichtenfolge (Abb.

4.2.4). Die A/S-Zyklen beinhalten jeweils zwei bis drei höherfrequente *Inner Shoal* Sedimentpakete (Sed-Typ 6) Die Basis der einzelnen A/S-Zyklen 2. Ordnung ist durch das Einsetzen von dünnmächtigen bioklastenreichen Kalkbänken definiert, die Zeiten erhöhter A/S-Verhältnisse widerspiegeln. Mit abnehmenden A/S-Verhältnissen stellt sich *Inner Shoal*-Sedimentation ein, wodurch ein vertikaler Faziesübergang zu grobkörnigen und schräggeschichteten oolithischen Grainstones forciert wird. Folglich nimmt mit abnehmenden A/S-Verhältnissen die Korngröße zu und asymmetrische *Shallowing-Upward*-Zyklen entstehen. Eine kontinuierliche Mächtigkeitszunahme der einzelnen A/S-Zyklen liegt in Richtung Südosten/ Osten (Sah 301) vor.

Ein 5 m mächtiges quarzreiches Mergelkalkpaket formt den A/S-Zyklus 13. Die Basis des A/S-Zyklus 13 ist anhand eines sprunghaften Anstieges in der Gamma-Ray Intensität sehr gut zu erfassen. Ein sich kontinuierlich bis stufenweise vollziehender Anstieg in der Gamma-Ray Intensität korrespondiert mit einer generellen Korngrößenzunahme zum Top des Zyklus. Der terrestrische Anteil innerhalb des Zyklus steigt stetig an und belegt eine Abnahme des A/S-Verhältnis für die Schichtenfolge. Paläokarsterscheinungen innerhalb der obersten Kalkbank indizieren subaerische Bedingungen und Nicht-Sedimentation und folglich eine Verlandung des Sedimentationsraumes (Diskontinuitätsfläche I). Mit der Existenz der Diskontinuitätsfläche I schließt die Korallenoolith Fm. am Thüster Berg ab.

## 4.3. Sequenzstratigraphische Analyse

Die sequenzstratigraphische Interpretation der Schichtenfolge basiert auf dem Konzept der seismischen Stratigraphie von Mitchum et al. (1977) sowie deren Überarbeitung nach Plint & Nummedal (2000). Die in den Schichtenfolgen identifizierten Hauptdiskontinuitätsflächen, die subaerische Freilegung oder Erosion belegen, definieren die Sequenzgrenzen (SB), wodurch eine Untergliederung der Schichtenfolgen in Ablagerungseinheiten ermöglicht wird.

Als Ablagerungseinheiten sind definiert: Die transgressive Phase (TST), die Hochstandphase (HST), die späte Hochstandphase (FSST) und die Tiefstandphase (LST). Die transgressive Phase umfasst die transgressiven Ablagerungen (TSd), die den Zeitraum vom *Transgressive Surface* (ts) bis zur *Maximum Flooding Zone* (mfz) kennzeichnen. Dem TST schließen sich die Hochstandablagerungen (HSd) an. Der HST schließt mit der SB ab. Den Bereich zwischen der SB und dem ts bilden die Tiefstandablagerungen (LSd).

Für die Rekonstruktion relativer Meeresspiegelschwankungen und der Identifizierung korrelierbarer Konkordanzen wurde die Methode von Kerans & Tinker (1997) herangezogen. Die definierten A/S-Zyklen 2. Ordnung lassen sich nach der Methode von Kerans & Tinker (1997) in Ablagerungszyklen höherer Ordnung (A/S-Zyklen 1. Ordnung) zusammenfassen. Für die Rekonstruktion langfristiger Zu- und Abnahmetrends im A/S-Verhältnis sind die prozentualen Vorkommen der Fazies innerhalb der A/S-Zyklen 2. Ordnung gegeneinander aufzutragen und zu vergleichen. Die dafür notwendige bathymetrische Zuordnung der

jeweiligen Fazies gestaltet sich infolge fehlender bathymetrischer Indikatoren und dem, im Sinne der Faziesverteilung, komplex aufgebauten *Shoal*-System als schwierig. In Einverständnis mit Kerans & Tinker (1997) sind die Fazies in übergeordnete Ablagerungsräume (z. B. Lagune/ *Backshoal, Inner Shoal/ Shoal Fringe, Fore-/Intrashoal*) zusammenzufassen, die eine gesicherte Gliederung von Proximal zu Distal erlauben. Innerhalb der sedimentären Profilserie spiegeln die daraus ersichtlichen vertikalen Verschiebungen im Ablagerungsraum einen fallenden bzw. steigenden relativen Meeresspiegel wider.

## <u>4.3.1. Ablagerungszyklen 1. Ordnung im Arbeitsgebiet Südöstlicher Süntel (KB</u> Eulenflucht1)

## Korallenoolith Fm.

Die 9 identifizierten Zyklen 2. Ordnung der KB Eulenflucht1 lassen sich in 5 Ablagerungszyklen 1. Ordnung zusammenfassen (Abb. 4.3.1).

Der Ablagerungszyklus 1 umfasst mit den A/S-Zyklus 1 (2. Ordnung) die basale Schichtenfolge der Korallenoolith Fm. Ausgehend von den Ablagerungen der Heersumer Schichten über *Offshore* und *Shoreface* Fazies ist eine stetige Abnahme des relativen Meeresspiegels innerhalb des Ablagerungszyklus 1 zu erkennen. Der Ablagerungszyklus 1 ist am Top an die Diskonituitätsfläche A gebunden, die großflächige Erosion impliziert und als SB interpretiert wird. Folglich ist anzunehmen, dass der Ablagerungszyklus 1 postsedimentärer Erosion unterlag und im Süntel nicht komplett überliefert ist.

Die austernreichen und oolithischen Ablagerungen an der Basis des Ablagerungszyklus 2 (A/S-Zyklus 2 der 2. Ordnung) indizieren einen ansteigenden relativen Meeresspiegel und bilden die TSd. Der Ablagerungszyklus 2 wird am Top durch die Diskontinuitätsfläche B&C begrenzt, die im Süntel großflächige postsedimentäre Erosion belegt. Korrelationen mit dem nordwestlich gelegenen Steinbruch Riesenberg zeigen, dass die Mächtigkeit des 2 konstant Nordwesten Ablagerungszyklus nach abnimmt. Angesichts der Mächtigkeitsabnahme nach Nordwesten ist der Ablagerungszyklus 2 im Steinbruch Riesenberg nicht mehr überliefert (siehe Kapitel 4.2, Abb. 4.2.2). Auf Basis der erfolgten Abtragung im Zuge der Entwicklung der Diskontinuitätsfläche B&C ist der Großteil des Ablagerungszyklus 2 in der KB Eulenflucht1 absent.

Der Ablagerungszyklus 3 umfasst in der KB Eulenflucht1 drei höherfrequente Zyklen 2. Ordnung (A/S-Zyklen 2. Ordnung 3 bis 5) und ist 13.2 m mächtig. Der Hartgrund und die Fazies der "Fossilschicht" an der Basis des höherfrequenten A/S-Zyklus 3 reflektieren hohe A/S-Verhältnisse und die frühe Transgression. Der TST des Ablagerungszyklus 3 ist durch einen stetig ansteigenden prozentualen Anteil an *Shoal-Fringe* und *Foreshoal/ Intrashoal* Ablagerungen in den höherfrequenten Zyklen 2. Ordnung gekennzeichnet. In Zeiten der maximalen Überflutung des Sedimentationsraumes (mfz) okkupierten die MikrobialithKorallen Fleckenriffe der "*Florigemma* Bank" und foraminierenreiche und gastropodenreiche Fazies der "Nerineen Bank" an der Basis des höherfrequenten Zyklus 5 den Meeresboden (Abb. 4.3.1). Oolithische Komponenten fehlen völlig. Der HST des Ablagerungszyklus 3 ist mit 4 m sehr verkürzt ausgebildet und wird am Top durch die "Hauptemersionsfläche" (Diskontinuitätsfläche D) erosiv abgeschnitten.



**Abb. 4.3.1:** Sequenzstratigraphische Analyse der Korallenoolith Fm. im südöstlichen Süntel. Erweiterte Legende siehe Abb. 3.1.1.

Der Ablagerungszyklus 4 ist mit dem "Quarzreichen Intervall" gleichzusetzen und deckt die sedimentäre Einheit zwischen der "Hauptemersionsfläche" und der "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) ab. Basierend auf der Korrelation mit den benachbarten Sektionen im Süntel wird vermutet, dass die Sedimentation in der KB Eulenflucht1 verzögert einsetzte und dadurch die TSd des Ablagerungszyklus 4 infolge von Nicht-Ablagerung absent sind. Die überlieferten Ablagerungen spiegeln den Grad der maximalen Überflutung (mfz) wider. Die Hochstandphase unterlag postsedimentärer Abtragung.

Im Hangenden der "Haupterosionsfläche" lagerten sich *Shoal* Ablagerungen ab (*Inner Shoal* und *Fore-/ Intrashoal* Fazies). Die *Shoal* Ablagerungen spiegeln die beginnende Transgression wider und bilden die basale Schichtenfolge des Ablagerungszyklus 5 (Abb. 4.3.1). Gemessen an dem prozentualen Auftreten der Fazies in den höherfrequenten A/S-Zyklen 2. Ordnung (A/S-Zyklen 7 und 8) ist ein übergeordneter Anstieg des relativen Meeresspiegels rekonstruierbar. Die an der Basis des A/S-Zyklus 8 (2. Ordnung) abgelagerten "Foraminiferen Bänke" liegen einer Erosionsfläche auf (Diskontinuitätsfläche F) und reflektieren Zeiten in denen der relative Meeresspiegel seinen Höchststand erreicht hat (mfz). Der Verflachungspart des Ablagerungszyklus 5 erstreckt sich nachfolgend bis zum Top der Korallenoolith Fm. (A/S-Zyklen 8 und 9) und wird durch einen ansteigenden Quarzgehalt definiert. Der Ablagerungszyklus 5 ist am Top an die Diskontinuitätsfläche H gebunden, die eine Sedimentationsunterbrechung und Erosion impliziert.

#### Süntel Fm.

Der 33 m mächtige Ablagerungszyklus S1 umfasst die höherfrequenten A/S-Zyklen 10 bis 14 der 2. Ordnung (Abb. 4.3.2).

Ein Hartgrund und lagunäre Tonsteine spiegeln sehr niedrige Sedimentationsraten und hohe A/S-Verhältnisse an der Basis des Ablagerungszyklus S1 wider. Der sehr hohe terrestrische Eintrag in das Ablagerungssystem und die hohe Rate an Sedimentumlagerung (Tempestit-Abfolge) erfolgte in Zeiten in denen wenig Akkomodationsraum zu Verfügung stand während eines Meeresspiegeltiefstandes (LST). Die Rate an Sedimenteintrag ist größer als die Rate des *Base-Level* Anstieges wodurch ein relativer Meeresspiegelfall forciert wurde. Der Algen-Bindstone am Top des A/S-Zyklus 10 der 2. Ordnung (Diskontinuitätsfläche J) indiziert durch *Crinkled Lamination* subaerische Freilegung und Erosion. Die Emersionsfläche bildet den *Maximium Regressive Surface*.

Glaukonitreiche und bioklastische Pack- und Floatstones formen den *Transgressive Surface* und der relative Meeresspiegel begann zu steigen. Der TST des Ablagerungszyklus S1 umfasst die A/S-Zyklen 11 und 12 der 2. Ordnung und wird gänzlich aus Mudstones und glaukonitreichen bioklastischen Wacke- bis Floatstones aufgebaut, die einen geschützt bis offen lagunären Ablagerungsraum kennzeichnen. Der "marinste" Abschnitt, charakterisiert durch die Komponentenführung, befindet sich innerhalb des Ablagerungszyklus S1 an der Basis des höherfrequenten A/S-Zyklus 13. Der Basis liegen bioklastische Oolithe auf, die dem *Shoal-Fringe* zugeordnet werden und die mfz darstellen. In Übereinstimmung mit der maximalen Überflutung des Sedimentationsraumes ist Glaukonit eine häufige Komponente der Ablagerungen. Der HST des Ablagerungszyklus S1 beinhaltet einen Wechsel im Ablagerungsraum von oolithischen *Shoals* zu offen lagunären Ablagerungszyklus S1 wird am Top durch die Diskontinuitätsfläche L begrenzt, die in Form eines Mikrokarsthorizontes Emersion und damit eine Sedimentationsunterbrechung belegt.

Süntel



Südöstlicher Süntel

## 4.3.2. Ablagerungszyklen 1. Ordnung im Arbeitsgebiet Nördlicher Ith (Steinbruch am Lauensteiner Pass)

## Korallenoolith Fm.

Die Korallenoolith Fm. wird aus 15 höherfrequenten A/S-Zyklen der 2. Ordnung aufgebaut, die in 6 Ablagerungszyklen der 1. Ordnung untergeordnet werden (Abb. 4.3.3).

Der Ablagerungszyklus 1 umfasst im Steinbruch am Lauensteiner Pass eine 12.5 m mächtige Schichtenfolge aus Offshore Ablagerungen an der Basis und Shoreface Ablagerungen am Top und indiziert eine Abnahme im A/S-Verhältnis (A/S-Zyklus 1 der 2. Ordnung). Der Übergang zu den liegenden Heersumer Schichten vollzieht sich circa 5 bis 7 m unterhalb der gemessenen Profilbasis. Nach Gramann et al. (1997) erfolgt der Übergang von den Heersumer Schichten in die Korallenoolith Fm. zu Zeiten eines relativen Meeresspiegelrückgangs. Folglich repräsentieren die oben erwähnten Fazies die HSd des Ablagerungszyklus 1.

Aufgrund der Faziesproportionierung innerhalb der höherfrequenten A/S-Zyklen 1 und 2 ist ein Umschwung im A/S-Verhältnis zu erkennen und die HSd des Ablagerungszyklus 1 werden von den TSd des Ablagerungszyklus 2 abgelöst. Der TST des Ablagerungszyklus 2 der 1. Ordnung beinhaltet bioklastische Offshore und intraklastenreiche Fazies. Gleichzeitig nimmt mit zunehmendem A/S-Verhältnis der Anteil an Ooiden ab. Geringmächtige Tonlagen
liegen der erosiv geformten Basis des höherfrequenten A/S-Zyklus 3 auf und dokumentieren einen Stillstand der Karbonatsedimentation und folglich einen relativen Meeresspiegelhöchststand. Die Ablagerung der direkt anschließenden Korallenriffe mit mehrheitlich plattigem und tabularem Wachstum fällt in die Zeit der mfz. Mit zunehmendem Anteil an domartigen Wachstumsformen und intraklastenreichen Fazies setzte eine übergeordnete Abnahme des A/S-Verhältnis ein. Der Ablagerungszyklus 2 ist insgesamt 15 m mächtig und am Lauensteiner Pass an die Diskontinuitätsfläche B&C gebunden, die gleichzeitig die Sequenzgrenze darstellt. Die Diskontinuitätsfläche B&C belegt großflächige postsedimentäre Erosion, wonach es sehr wahrscheinlich ist, dass der Ablagerungszyklus 2 nicht komplett überliefert ist.

Mit beginnender Sedimentation besiedelten Bohrmuscheln die lithifizierte Meeresoberfläche. Dem Transgressive Surface liegen Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe der "Oberen Korallenbank" auf, die zusammen mit Intraklasten Floatund Rudstones und Everticyclammina Pack- und Floatstones die TSd des Ablagerungszyklus 3 bilden (Abb. 4.3.3). Der transgressive Part erstreckt sich über die höherfrequenten A/S-Zyklen 4 und 5 und findet sein Maximum an der Basis des A/S-Zyklus 6 der 2. Ordnung (mfz). Die Mikrobialith Korallen Fleckenriffe und gastropoden- und foraminiferenreiche Fazies der "Florigemma Bank" bzw. "Nerineenbank" okkupierten in dieser Zeit den Meeresboden. Beginnend mit der Abnahme des relativen Meeresspiegels steigt der Anteil an terrestrischem Material und an Ooiden innerhalb der Schichtenfolge. Die Schichtenfolge setzt sich aus Everticyclammina Pack- und Floatstones zusammen, die neben den TSd folglich auch die HSd des Ablagerungszyklus 3 prägen (Abb. 4.3.3). Die Sequenzgrenze des 27 m mächtigen Ablagerungszyklus 3 ist durch eine Erosionsfläche und einer Umkehr des A/S-Verhältnisses innerhalb des darauffolgenden höherfrequenten A/S-Zyklus 7 definiert.

Dem transgressiv abgelagerten Onkoid-Horizont an der Basis des 15 m mächtigen Ablagerungszyklus 4 schließen sich quarzreiche *Alveosepten* und Nerineoid-führende Wacke- und Packstones an, die eine wieder eintretende Zunahme im A/S-Verhältnis anzeigen. Infolge der Transgression unterlag das lagunäre System einer beträchlichen Zufuhr an terrestrischen Komponenten (z. B. Holz). In Zeiten des Meeresspiegelhöchststandes schalteten sich oolithische *Shoal*-Körper ein, die das lagunäre System seewärts begrenzten.

Die vertikale Faziesabfolge, bestehend aus *Shoal-Fringe*, *Inner Shoal* und *Backshoal*, kennzeichnet die HSd des Ablagerungszyklus 4 (A/S-Zyklus 8 der 2. Ordnung). Mit stetiger Abnahme im A/S-Verhältnis nimmt der Anteil an terrestrischem Material innerhalb der *Backshoal* Ablagerungen zu. Die höherfrequenten A/S-Zyklen 8 und 9 der 2. Ordnung umfassen im nördlichen Ith das "Quarzreiche Intervall". Der Ablagerungszyklus 4 wird am Top durch die "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) begrenzt (Abb. 4.3.3).



Oolithische Shoal und Shoal-Fringe Fazies (A/S-Zyklus 9 der 2. Ordnung) setzten im Hangenden der "Haupterosionsfläche" ein und formen den transgressiven Part des Ablagerungszyklus 5. Eine Zunahme im A/S-Verhältnis ist bis zur Basis des höherfrequenten A/S-Zyklus 10 ersichtlich. An der Basis des A/S-Zyklus 10 der 2. Ordnung lagerten sich die "Foraminiferen Bänke" ab. Die "Foraminiferen Bänke" sind durch einen erhöhten Tongehalt sowie einer hochdiversen Fossilvergesellschaftung charakterisiert, in der neben agglutinierenden Großforaminiferen auch erstmals Brachiopoden einen großen Anteil ausmachen. Der erhöhte Tongehalt spiegelt sich sehr gut in der Gamma Ray Kurve wider. Sowohl die Biokomponenten als auch der Tongehalt indizieren zum Ablagerungszeitpunkt sehr niedrige Sedimentationsraten und folglich Zeiten in denen der relative Meeresspiegel seinen Höchststand erreicht hat (mfz).

Die Hochstandphase des Ablagerungszyklus 5 umfasst die anschließenden Schichtglieder der A/S-Zyklen 10 und 11 der 2. Ordnung. Eine übergeordnete vertikale Faziesanordnung von bioklastischen *Foreshoal/ Intrashoal* an der Basis und *Inner Shoal* Fazies am Top des Ablagerungszyklus 5 reflektiert einen Anstieg der hydrodynamischen Wellenenergie, was gleichbedeutend mit einer Abnahme des relativen Meeresspiegels ist.

Mit dem Beginn der brachiopodenreichen *Humeralis*-Schichten im Hangenden der Diskontinuitätsfläche G (A/S-Zyklus 12 der 2. Ordnung) ist eine Umkehr im A/S-Verhältnis zu verfolgen und die TSd des Ablagerungszyklus 6 setzten ein (Abb. 4.3.3). Der Ablagerungszyklus 6 beinhaltet im nördlichen Ith die höherfrequenten A/S-Zyklen 12 bis 15 und erreicht eine Gesamtmächtigkeit von 28 m. Die Korngrößenabnahme von kalkigen und Ooid-führenden Pack- und Floatstones zu ton- und brachiopodenreichen Mergelgestein kennzeichnet den Vertiefungstrend des Ablagerungszyklus 6 (A/S-Zyklus 12 der 2. Ordnung). Die Zunahme im Tongehalt schlägt sich durch die ansteigenden Gamma-Ray Intensitäten sehr gut in der Gamma-Ray Kurve nieder. Die *Maximum Flooding Zone* (mfz) des Ablagerungszyklus 6 nimmt folglich dem Bereich der maximal gemessenen Gamma-Ray Intensität ein.

Mit abnehmender Gamma-Ray Intensität nimmt die Korngröße zu und der relative Meeresspiegel beginnt zu fallen. Infolge der Abnahme im A/S-Verhältnis stellt sich eine vertikale Faziesanordnung von bioklastischen *Fore-/ Intrashoal* und *Inner Shoal* zu quarzreichen bioklastischen *Backshoal* Ablagerungen ein. Die oolithischen *Inner Shoals* sind dabei anhand einer negativ ausgerichteten Beulenstruktur sehr gut von den bioklastischen Fazies in der Gamma-Ray Kurve zu trennen (A/S-Zyklus 13 der 2. Ordnung). Mit dem Beginn der Ablagerung der quarzreichen *Backshoal* Fazies (A/S-Zyklus 14 der 2. Ordnung) ist eine Umkehr in der Gamma-Ray Signatur zu erkennen, die von abrupten und stufenartig

<sup>◄</sup> Abb. 4.3.3: Sequenzstratigraphische Analyse der Korallenoolith Fm. im nördlichen Ith. Legende siehe Abb. 4.3.1; Erweiterte Legende siehe Abb. 3.1.1

verlaufenden Anstiegen gefolgt von kontinuierlichen Abnahmen in der Gamma-Ray Intensität geprägt ist. Diese Gamma-Ray Signatur ist auf eine stetige Erhöhung der Zufuhr an terrestrischem Material in das lagunäre System zurückzuführen, was wiederum eine fortschreitende Abnahme im A/S-Verhältnis nach sich zieht. Mit der Basis der Tempestit Abfolge (A/S-Zyklus 16 der 2. Ordnung) ist eine übergeordnete Zunahme im A/S-Verhältnis wahrnehmbar. Folglich ist die lithologische Grenze zur Süntel Formation gleichzusetzen mit der Sequenzgrenze des Ablagerungszyklus S1.

#### <u>Süntel Fm.</u>

Der Ablagerungszyklus S1 umfasst im Steinbruch am Lauensteiner Pass eine 26 m mächtige sedimentäre Schichtenfolge (Abb. 4.3.4). Im Hangenden der Sequenzgrenze lagerten sich Tonmergel und siliziklastische Fazies ab (A/S-Zyklus 16 der 2. Ordnung). Mehrere Kalksandstein und Tonmergel-Pakete formen hier die Tempestit-Abfolge und reflektieren die Meeresspiegeltiefstandphase (LST). Mit der Entwicklung der Diskontinuitätsfläche J schließt der höherfrequente A/S-Zyklus 16 ab.

Der glaukonit- und pectenreiche lagunäre Kalkstein an der Basis des A/S-Zyklus 17 der 2. Ordnung reflektiert wieder vollmarine Verhältnisse im nördlichen Ith und kennzeichnet die beginnende Transgression.

Der TST erstreckt sich bis zur Basis des A/S-Zykus 19 der 2. Ordnung und wird aus einer Faziesvergesellschaftung aus bioklastenreichen offen lagunären und bioklastenarmen geschützt lagunären Ablagerungen (TSd) aufgebaut. Eine wiederholend auftretende vertikale Faziesanordnung aus glaukonitreichen bioklastischen Floatstones an der Basis und bioturbaten Wackebis Packstones mit einer zunehmend euryhalinen Fossilvergesellschaftung am Top ist auf höherfrequente A/S-Schwankungen zurückzuführen (A/S-Zyklen 17 und 18 der 2. Ordnung). Die Faziesanordnung belegt Zeiten in denen die Lagune während niedriger A/S-Verhältnisse zunehmend von der offenen See durch seewärts vorgelagerte Shoals abgeschnitten wurde, was teilweise zu einer Herabsetzung der Salinität des Meerwassers führte.

Der "marinste" Abschnitt des Ablagerungszyklus S1 ist durch Glaukonit-führende und bioklastenreiche Oolithe gekennzeichnet und formt die *Maximum Flooding Zone* (mfz, Basis des A/S-Zyklus 19 der 2. Ordnung). Die nachfolgende vertikale Faziesabfolge von schräggeschichteten *Inner Shoals* zu offen lagunären Fazies resultiert aus der Umkehr des A/S-Verhältnis (Hochstandablagerungen).

Der höherfrequente A/S-Zyklus 20 beginnt mit einer austernreichen Floatstonebank. Im Hangenden der Floatstonebank schließen sich lakustrine Charophytenmergel und palustrine Karbonate an, die den LST kennzeichnen. Folglich ist der Top des A/S-Zyklus 19 der 2. Ordnung als Sequenzgrenze des Ablagerungszyklus S2 zu definieren (Abb. 4.3.4). Eine

Emersionsfläche (Diskontinuitätsfläche M) markiert den Top der Tiefstandablagerungen (LSd) und damit das Ende der Regression. Die TSd im Hangenden der Emersionsfläche umfassen lagunäre und bioklastische Mergel und Mergelkalke.



▲ Abb. 4.3.4: Sequenzstratigraphische Analyse der Süntel Fm. im nördlichen Ith. Legende siehe Abb. 4.3.1; Erweiterte Legende siehe Abb. 3.1.1

## 4.3.3. Ablagerungszyklen 1. Ordnung im Arbeitsgebiet Thüster Berg (Salzhemmendorfer Steinbrüche und Sedimentkerne)

Die über 100 m mächtige Korallenoolith Fm. am Thüster Berg setzt sich aus 13 A/S-Zyklen der 2. Ordnung zusammen, die wiederum 4 Ablagerungszyklen der 1. Ordnung umfassen (Abb. 4.3.5).

Die basale Schichtenfolge des Ablagerungszyklus 1 ist nicht aufgeschlossen. Der Ablagerungszyklus 1 beinhaltet *Everticyclammina* Pack- und Floatstones, die basierend auf dem Ooidgehalt in zwei höherfrequente A/S-Zyklen der 2. Ordnung separiert werden. Unter Hinzunahme der prozentualen Faziesvorkommen ist für die höherfrequenten A/S-Zyklen 1 und 2 eine übergeordnete Zunahme des A/S-Verhältnis ersichtlich. Die *Everticyclammina* Pack- und Floatstones dominieren sowohl die TSd als auch die HSd des Ablagerungszyklus 1 am Thüster Berg. Der Ablagerungszyklus 1 schließt mit einer Erosionsfläche am Top ab.

Beginnend mit dem Onkoid Horizont setzt an der Basis des Ablagerungszyklus 2 eine quarzreiche *Alveosepten* und Nerineoid-führende Schichtenfolge ein, welche zunehmende A/S-Verhältnisse und damit den transgressiven Part indiziert. Mit ansteigendem A/S-Verhältnis verlagert sich der Sedimentationsraum küstenwärts und schräggeschichtete oolithische Fazies schalten sich in die lagunäre Schichtenfolge ein (Basis des A/S-Zyklus 4 der 2. Ordnung). Die darauf anschließende Faziesabfolge zu quarzreichen lagunären/ *Backshoal* Fazies, einhergehend mit einer Zunahme an terrestrischem Material, reflektiert

wiederum einen Umschwung im A/S-Verhältnis und der relative Meeresspiegel begann zu fallen. Die A/S-Zyklen 3 und 4 der 2. Ordnung umfassen am Thüster Berg das "Quarzreiche Intervall", das am Top erhebliche Inzisionen durch die "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) aufweist und daher nicht vollständig überliefert ist.



Der Ablagerungszyklus 3 beinhaltet drei höherfrequente A/S-Zyklen der 2. Ordnung (5 bis 7) die eine bis zu 23 m mächtige Schichtenfolge aus *Inner Shoal* und *Shoal-Fringe* sowie *Fore-/ Intrashoal* Fazies aufbaut. Die TSd setzen sich vornehmlich aus *Inner Shoal* Fazies zusammen (A/S-Zyklus 5 der 2. Ordnung). Mit der Ausbildung der "Foraminiferen Bänke" an der Basis des A/S-Zyklus 6 der 2. Ordnung erreichte der relative Meeresspiegel seinen Höchststand (mfz). Die anschließende Schichtenfolge aus *Shoal-Fringe* und *Inner Shoal* (A/S-Zyklen 6 und 7 der 2. Ordnung) reflektiert einen relativen Meeresspiegelfall und wird als HST interpretiert.

Mit dem Einsetzen von brachiopodenreichen Kalksteinen und Mergelkalken der *Humeralis*-Schichten vollzog sich an der Basis des A/S-Zyklus 8 der 2. Ordnung eine Umkehr im A/S-Verhältnis und der relative Meeresspiegel begann langfristig zu steigen. Neben den brachiopodenreichen Kalksteinen und Mergelkalken bilden oolithische *Inner Shoals* den TST des Ablagerungszyklus 4. Mit zunehmendem A/S-Verhältnis nimmt der Tongehalt zu und ausschließlich foraminiferen- und brachiopodenreiche Mergelkalke stellen sich an der Basis des A/S-Zyklus 9 der 2. Ordnung ein. Diese Ablagerungen indizieren das höchste A/S-Verhältnis und charakterisieren die *Maximum Flooding Zone* (mfz) des Ablagerungszyklus 4 (Abb. 4.3.5).

Der folgende Faziesübergang zu oolithischen Inner Shoals ist gleichbedeutend mit einer Verringerung des A/S-Verhältnisses und dem Beginn einer langfristigen Meeresspiegelabnahme. Der HST umfasst eine bis zu 39 m mächtige Schichtenfolge aus oolithischen Inner Shoals, die 4 höherfrequente A/S-Zyklen der 2. Ordnung beinhaltet (9 bis 12). Die quarzreichen bioklastischen Floatstones des höherfrequenten Zyklus 13 formen mit fortschreitendem relativen Meeresspiegelfall die späten Hochstandablagerungen des Ablagerungszyklus 4, die einen offen lagunären Ablagerungsraum anzeigen. Der Paläokarsthorizont (Diskontinuitätsfläche I) am Top der lagunären Schichtenfolge belegt subaerische Bedingungen und Nicht-Sedimentation und damit den Grad der maximalen Regression.

<sup>◄</sup> Abb. 4.3.5: Sequenzstratigraphische Analyse der Korallenoolith Fm. am Thüster Berg (Sektionen KB Sah304 und Borela). Legende siehe Abb. 4.3.1; Erweiterte Legende siehe Abb. 3.1.1

# 4.4. Sequenzstratigraphie und Entwicklung der sedimentären Schichtenfolge im Weser-Leine Bergland

Die untersuchte Schichtenabfolge der Korallenoolith Fm. ist durch die sequenzstratigraphischen Analysen und die auf Signaturänderungen der Gamma-Ray Kurven und des Karbonatgehalts beruhende Unterteilung der Schichtenfolge basierend in 6 Ablagerungszyklen der 1. Ordnung (Ko1 bis Ko6) zu trennen (Abb. 4.4.1). Die definierten Sequenzgrenzen der Ablagerungszyklen entsprechen dabei Grenzen der großmaßstäblichen Wechsel der Signatur im Karbonatgehalt (Abb. 4.4.1; vgl. Kapitel 3.1, Abb. 3.1.6). Die 6 Ablagerungszyklen der 1. Ordnung umfassen bis zu 17 A/S-Zyklen der 2. Ordnung.

Die Korrelation der Zyklen verdeutlicht, dass die Anzahl der A/S-Zyklen der 2. Ordnung zwischen den Arbeitsgebieten Süntel, Nördlicher Ith und Thüster Berg divergiert und im Speziellen in der Süntel Sektion KB Eulenflucht1 einzelne A/S-Zyklen der 2. Ordnung fehlen. Wie der Abbildung 4.4.1 zu entnehmen ist, sind die fehlenden höherfrequenten A/S-Zyklen der 2. Ordnung an Sequenzgrenzen höherer Ordnung gebunden, die z. T. subaerische Freilegung und Erosion belegen. Ebenfalls sind korrelierbare A/S-Zyklen der 2. Ordnung unterschiedlich mächtig ausgebildet, was in Kombination mit fehlenden A/S-Zyklen der 2. Ordnung zu signifikanten Mächtigkeitsunterschieden der Korallenoolith Fm. zwischen den Süntel, Nördlichen Ith und Thüster Berg führt.

Die Ablagerungsmuster der Zyklen 1. Ordnung Sü1 im Süntel und Ko6 im nördlichen Ith und am Thüster Berg sind nicht miteinander vereinbar (Abb. 4.4.1), weshalb eine diachrone Entwicklung der basalen Süntel Fm. und der *Humeralis*-Schichten ausgeschlossen wird. Ebenfalls divergiert die leitende Ostrakoden-Vergesellschaftung der Sü1 des Süntels mit der Ko6 des nördlichen Iths. Durch das Einsetzen der Ostrakode *Macrodentina steghausi* ist die Schichtenfolge der Sü1 stratigraphisch jünger einzustufen und der Süntel Fm. zuzuordnen (Mündl. Mittl. Luppold 2012). Demzufolge fehlen die *Humeralis*-Schichten im nördlichen Weser-Leine Bergland.

Der in dieser Arbeit untersuchte Abschnitt der Süntel Fm. umfasst die Sü1 und den transgressiven Part der Sü2. Das Ablagerungsmuster und der Aufbau stimmen dabei zwischen den südöstlichen Süntel und dem nördlichen Ith überein, was darauf hindeutet, dass die Süntel Fm. zeitgleich im Weser-Leine Bergland einsetzte.

Abb. 4.4.1: Korrelation der definierten A/S-Zyklen der 2. Ordnung und der Ablagerungszyklen der 1. Ordnung im Weser-Leine Bergland. Die identifizierten Ablagerungszyklen der 1. Ordnung korrelieren mit großmaßstäblichen Wechseln der Signatur des Karbonatgehalts. Vgl. Kapitel 3.1, Abb. 3.1.4 & 3.1.5. ►



4.4.Sequenzstratigraphie & Entwicklung der sedimentären Schichtenfolge

#### 4.4.1. Korrelation der Ablagerungszyklen 1. Ordnung der Korallenoolith Fm.

#### Ablagerungszyklus Ko1

Der Übergang von den Heersumer Schichten in die basale Schichtenfolge der Korallenoolith Fm. vollzog sich im Zuge einer langfristigen Abnahme im A/S-Verhältnis (Gramann et al. 1997). Der höherfrequente A/S-Zyklus 1 der Ko1 setzte transgressiv im Nordwesten des Weser-Leine Berglandes mit schräggeschichteten *Shoreface* Oolithen ein, die sich in südöstlicher Richtung mit bioklastischen *Offshore* Ablagerungen verzahnen (Abb. 4.4.2). Folglich ist eine kontinuierliche Vertiefung des Sedimentationsraumes nach Südosten verfolgbar.

Mit zunehmender Wassertiefe verändert sich durch hydrodynamisch niedrigere Wellenintensitäten die Komponentenkomposition und austernreiche Fazies nehmen den Platz von oolithischen Grainstones ein. Die austerreichen Kalksteine im südlichen Süntel und im Deister spiegeln nach Hoyer (1965) die "Basis-Austernbänke" wider. Die Entwicklung der Hoyer'schen "Basis-Austernbänke" erfolgte diachron mit den von Hoyer (1965) und Helm et al. (2003) aufgenommenen Korallen Biostromen im Osterwald, die der "Unteren Korallenbank" zugeordnet werden (Hoyer 1965).

In Zeiten eines fallenden relativen Meeresspiegels begann sich der Faziesraum nach Süden/ Südosten vorzubauen und im südlichen Süntel, Deister und im Osterwald stellt sich ein vertikaler Faziesübergang zu oolithischen *Shoreface* Grainstones ein (Abb. 4.4.2). Demnach kennzeichnen die oolithischen *Shoreface* Grainstones in besagten Regionen die HSd der Ko1. Die Wellenintensität nimmt mit stetiger Verringerung der Wasserbedeckung zu, wodurch ein Wechsel von *Hummocky* zu *Swalley* Schrägschichtungskörpern (Riesenberg Steinbruch, Kästner et al. 2008) und die Ausbildung trogförmiger Schrägschichtung (Steinbruch Lauenstein, Betzler et al. 2007) forciert wurde.

#### <u>Ablagerungszyklus Ko2</u>

Mit zunehmendem bioklastischen Anteil in den südlichen Sektionen (Nördlicher Ith, Osterwald) und im Deister vollzieht sich eine langfristige Umkehr im A/S-Verhältnis und die TSd der Ko2 lagerten sich konkordant über den HSd der Ko1 ab. Die korrelierbare Sequenzgrenze der Ko1 ist im Süntel als Diskontinuitätsfläche (Diskontinuitätsfläche A) ausgebildet, die erhebliche Erosionsprozesse und eine Sedimentationsunterbrechung reflektiert.

Der TST der Ko2 wird im Weser-Leine Bergland durch die Fazies-Vergesellschaftung des höherfrequenten A/S-Zyklus 2 reflektiert. Basierend auf dem Ooidanteil in der Fazies ist das Weser-Leine Bergland in zwei Faziesräume zu differenzieren. Schlecht sortierte bioklastenreiche und schräggeschichtete Oolithe indizieren in der KB Eulenflucht1 (südöstlicher Süntel) den unteren *Shoreface* Bereich. In den von Hoyer (1965) untersuchten Sektionen im südlichen Deister steigt der Anteil an Intraklasten und Bioklasten zugunsten von Ooiden, was auf einen Ablagerungsraum um die Schönwetterwellenbasis schließen lässt. Mit zunehmender Entfernung nach Süden/ Südosten nimmt der Ooidanteil weiter ab und bioklastische und intraklastenreiche Fazies kennzeichnen *Offshore*-Region und die TSd der Ko2 im nördlichen Ith und im Osterwald (Abb. 4.4.2).



**Abb. 4.4.2:** Vertikale und laterale Fazies-Verteilung und zyklostratigraphische Korrelation der A/S-Zyklen 2. Ordnung und der Ablagerungszyklen Ko1 bis Ko4 im Weser-Leine Bergland. <sup>1</sup> modifiziert nach Kästner et al. (2008, 2010); <sup>2</sup> modifiziert nach Hoyer (1965).

Der *Maximum Flooding Zone* der Ko2 wird an die Basis des A/S-Zyklus 3 der 2. Ordnung gelegt. Dünnmächtige Tonlagen liegen der erosiv geformten Basis des A/S-Zyklus 3 auf und reflektieren nach Betzler et al. (2007) eine unterbrochene Karbonatsedimentation und hohe A/S-Verhältnisse. Die genannte Erosionsfläche findet durch Hoyer (1965) in den Sektionen im Deister und im Osterwald Erwähnung. In den von Hoyer (1965) beschriebenen Sektionen

11, 12 und 52 lagerten sich Korallen Biostrome und Intraklasten-führende Kalksteine im Hangenden der Erosionsfläche ab (vgl. Anhang VI: Profil 11 Bank 35; Profil 12 Bank 42; Profil 52 Bank 10). Unter den herrschenden Sedimentationsbedingungen besiedelten Korallen flächendeckend den verfestigten Meeresboden und bauten mehrere Meter mächtige Korallenriffe auf. Mikrobialithe waren am Aufbau der Korallenriffe nicht beteiligt (Helm et al. 2003; Betzler et al. 2007).

Zum Top der Ko2 steigt der Anteil an Intraklasten in der Schichtenfolge an und spiegelt einen Anstieg der Wellenintensität und folglich einen relativen Meeresspiegelfall wider.

Im Deister, Osterwald und im nördlichen Ith ist die Ko2 aus zwei höherfrequenten A/S-Zyklen der 2. Ordnung (A/S-Zyklen 2 und 3) arrangiert und schließt mit der Diskontinuitätsfläche B&C ab. Mit zunehmender Entfernung nach Nordwesten (Süntel) verliert die Ko2 aufgrund ansteigender Erosionsraten, bedingt durch die Entwicklung der Diskontinuitätsfläche B&C, kontinuierlich an Mächtigkeit und liegt im Riesenberg Steinbruch nicht vor (Abb. 4.4.2). Eine stetige Mächtigkeitszunahme der höherfrequenten A/S-Zyklen ist nach Süden/ Südosten verfolgbar.

#### Ablagerungszyklus Ko3

Mit dem Beginn der Ko3 stellen sich im Weser-Leine Bergland wesentliche Änderungen in der Komponentenführung, der Faziesvergesellschaftung und dem Ablagerungssystem ein. Die Ko3 beinhaltet die drei höherfrequenten A/S-Zyklen 4 bis 6 der 2. Ordnung und lässt eine stetige Mächtigkeitszunahme von 10 m im Steinbruch Riesenberg auf bis zu 27 m im Steinbruch Lauenstein erkennen (Abb. 4.4.2).

Die Existenz von *Gastrochaenolites* Bohrungen in den Steinbrüchen Riesenberg (Helm et al. 2003) und Lauenstein (Betzler et al. 2007) sowie Eiseninkrustationen an der erosiv geformten Diskontinuitätsfläche B&C indizieren eine lithifizierte Oberfläche bei wieder eintretender Sedimentation. Der sekundär auf der Oberfläche generierte Hartgrund zeugt von einer sehr geringen Nettosedimentation. Durch die geringen Nettosedimentationsraten konnten Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe in Zeiten eines zunehmenden A/S-Verhältnisses flächendeckend auf der Diskontinuitätsfläche B&C wachsen. Erstmalig waren Mikrobialithe Riffaufbau beteiligt, die mit bis zu 80 % den wesentlichen Anteil am Riffaufbau ausmachten (Betzler et al. 2007).

Die Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe sind die dominierende Faziesvariation der "Fossilschicht" im Süntel und der "Oberen Korallenbank" im nördlichen Ith und im Osterwald (Abb. 4.4.2). Die Zwischenriffbereiche nehmen Intraklasten Float- und Rudstones ein, die zum Teil Gerölle und Intraklasten aus lithifizierten oolithischen Material führen, die auf subaquatische Erosions- und Umlagerungsprozesse zurückzuführen sind. Generell ist eine Mächtigkeitszunahme dieses Leithorizontes nach Süden/ Südosten zu verzeichnen. Höherfrequente A/S-Schwankungen steuerten im Süntel ein vertikales Faziesmuster zu oolithischen *Inner Shoals*, während im nördlichen Ith und im Deister zunehmend hydrodynamisch höherenergetisch gebildete Intraklasten Fazies abgelagert wurden (A/S-Zyklus 4 der 2. Ordnung, Abb. 4.4.2). Die unterschiedlichen vertikalen Faziesanordnungen indizieren, dass sich ein oolithischer Dünenkamm während des frühen TST der Ko3 im Bereich des Süntels in SW-NE Richtung erstreckte. Die zunehmende Vertiefung des Ablagerungsraumes nach Südosten wird durch die Fazies der "Oberen Korallenbank" reflektiert, die am Deister bereits *Foreshoal/ Intrashoal*-Regionen anzeigen. *Inner Shoal* Sedimentation setzt verstärkt am Top des für die Osterwald-Sektionen neu definierten A/S-Zyklus 4 der 2. Ordnung ein. Angesichts der von Hoyer (1965) aufgenommenen Faziesanordnung wird vermutet, dass ein zweiter oolithischer Dünenkamm existierte, der in seewärtigen Regionen generierte (Abb. 4.4.2). Der höherfrequente A/S-Zyklus 4 der 2. Ordnung eineriete (Abb. 4.4.2).

Während der Ablagerung des A/S-Zyklus 5 der 2. Ordnung zieht sich das oolithische Shoal-System infolge eines stetig ansteigenden relativen Meeresspiegels küstenwärts zurück. Der A/S-Zyklus 5 ist gekennzeichnet durch das erstmalige Auftreten der Everticyclammina Packund Floatstones. Die loftusiide Großforaminifere besiedelte vom Süntel bis zum Ith und Thüster Berg hydrodynamisch niederenergetische Fore-/ Intrashoal sowie Shoal-Fringe Bereiche und ist insbesondere im südlichen Weser-Leine Bergland der Hauptkarbonatproduzent. Das massenhafte Auftreten der loftusiiden Großforaminifere wird in Einverständnis mit Kästner et al. (2010) mit einem erhöhten Nährstoffeintrag in das oolithische Shoal-System in Verbindung gebracht. Die Mächtigkeit des A/S-Zyklus 5 der 2. Ordnung nimmt von Nordwesten (3.7 m, Riesenberg Steinbruch & 4 m, KB Eulenflucht1) nach Südosten (9.7 m, Lauenstein Steinbruch) zu.

Der relative Meeresspiegel erreichte an der Basis des A/S-Zyklus 6 der 2. Ordnung seinen Höchststand. Die mfz der Ko3 ist gekennzeichnet durch die flächendeckende Ablagerung der *"Florigemma* Bank" im Weser-Leine Bergland (Abb. 4.4.2). Die dominierende Fazies der *"Florigemma* Bank" sind geringmächtige Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe, die zumindest im östlichen Süntel einer Erosionsfläche aufliegen und im Weser-Leine Bergland eine große Verbreitung finden. Der Zwischenriffbereich ist durch feinkörnige gastropodenreiche und *Everticyclammin*a-führende Fazies charakterisiert. Die gastropodenreiche Fazies ist mit der "Nerineenbank" gleichzusetzen und vornehmlich im nördlichen Weser-Leine Bergland vorhanden (Süntel, Deister). Während Gastropoden im nördlichen Ith und in der Osterwald-Sektion 52 (Hoyer 1965) noch einen beachtlichten prozentualen Anteil der Biokomponenten ausmachen, ist die vermutliche Zwischenrifffazies am Thüster Berg als *Everticyclammina* Pack- und Floatstone ausgebildet. Folglich ist ein Rückgang von Gastropoden zugunsten

von loftusiiden Großforaminiferen nach Süden/ Südosten zu beobachten. Das häufige Auftreten von nerineoiden Gastropoden und loftusiiden Großforaminiferen belegt, dass das oolithische *Shoal*-System weiterhin einem hohen Zufluss an Nährstoffen ausgesetzt war. Im Einverständnis mit Nose & Leinfelder (1997) sowie Dupraz & Strasser (1999) ist ebenfalls das Erscheinen der Mikrobialithe mit dem Nährstoffeintrag in Verbindung zu bringen.

Die *"Florigemma* Bank" ist in weiten Regionen des Süntels direkt am Top an die "Hauptemersionsfläche" (Diskontinuitätsfläche D) gebunden, die mit Paläoverkarstung subaerische Freilegung indiziert (Abb. 4.4.2). Ebenfalls schließen die äquivalenten Fazies der *"Florigemma Bank"* im Deister und im Osterwald am Top mit einer Diskontinuitätsfläche ab, die nach der Re-Evaluation der Daten von Hoyer (1965) in Relation zu der Diskontinuitätsfläche D gestellt wird. Anzeichen auf subaerische Freilegung wurden hier allerdings weder von Hoyer (1965) noch Helm et al. (2003) beschrieben. Die "Hauptemersionsfläche" lässt sich nicht bis zum Ith und zum Thüster Berg verfolgen. Die äquivalente Schichtenfolge liegt hier konkordant vor und zeigt, basierend auf einem zunehmenden Gehalt an Ooiden und detritischen Quarzkörnern, eine langfristige Abnahme des A/S-Verhältnis. Demzufolge ist der HST der Ko3 lediglich im nördlichen Ith und am Thüster Berg überliefert. Der HST ist in den genannten Regionen am Top an eine Erosionsfläche gebunden, auf der sich transgressiv ein Onkoid Floatstone abgelagert hat.

#### Ablagerungszyklus Ko4

Im Zuge der Generierung der "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) unterlag die Ko4 angesichts von Nicht-Sedimentation und postsedimentärer Abtragung sehr starken Mächtigkeitsschwankungen im Weser-Leine Bergland (Abb. 4.4.2). Die quarzreichen und eisenoolithischen Ablagerungen, die das "Quarzreiche Intervall" kennzeichnen, setzen an der Basis der Ko4 ein und bilden die TSd. Als wichtiger Leithorizont ist der Onkoid Horizont an der Basis der Ko4 im nördlichen Ith und am Thüster Berg zu nennen, der sich als intraklastenreiche Variante bis in den südlichen Deistern verfolgen lässt (Reuter et al. 2001). Mit zunehmendem A/S-Verhältnis besiedelten Alveosepten und Nerineoid-führende Fazies den Sedimentationsraum im nördlichen Ith und am Thüster Berg. Der Ablagerungsraum im Osterwald, im südlichen Deister und im westlichen Süntel wurde hingegen von eisenoolithischer und siliziklastischer Sedimentation erfasst (Abb. 4.4.2, A/S-Zyklus 7 der 2. Ordnung). Der sehr hohe terrestrische Anteil im Sediment indiziert, dass der lagunäre Ablagerungsraum kontinuierlich unter starken kontinentalen Einfluss stand. Es wird vermutet, dass der süd-/ südöstliche Süntel und der nördliche Deister (Sektion 14) zu dieser Zeit Hochgebiete darstellten, die von der Transgression nicht erfasst wurden. Insofern der A/S-Zyklus 7 der 2. Ordnung entwickelt vorliegt, nimmt deren Mächtigkeit zum nördlichen Ith hin zu.

Die mfz an der Basis des A/S-Zyklus 8 der 2. Ordnung charakterisiert durch die Komponentenvergesellschaftung und einem geringen terrestrischen Anteil den "marinsten" Abschnitt der Ko4. In dieser Zeit erreichte der Meeresspiegel seinen relativen Höchststand und voll marine Sedimentation setzte im gesamten Weser-Leine Bergland ein (Abb. 4.4.2). Der Ablagerungsraum verlagerte sich nordwestwärts und oolithische *Inner Shoals* schalteten sich in die Schichtenfolgen im nördlichen Ith, am Thüster Berg und im Osterwald (Hoyer, 1965) ein.

Der HST der Ko4 ist lediglich stark reduziert im südlichen Weser-Leine Bergland überliefert (nördlicher Ith, Thüster Berg). Das Ablagerungssystem begann sich beckenwärts vorzubauen und lagunäre Fazies lagerten sich im nördlichen Ith und am Thüster Berg ab. Wie der Abbildung 4.4.2 zu entnehmen ist schließt die Ko4 mit der "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) ab.

#### Ablagerungszyklus Ko5

Im Hangenden der "Haupterosionsfläche" setzt nach einer zeitlich nicht näher eingrenzbaren Sedimentationsunterbrechung die Ko5 im Weser-Leine Bergland ein. Durch Inzisionen des "Osterwald Konglomerates" ist nach Hoyer (1965) die äquivalente Schichtenfolge im Osterwald nicht aufgeschlossen. Der Sedimentationsraum ist durch Ablagerungen geprägt, die einem oolithischen *Shoal-*System zuzuordnen sind (Abb. 4.4.3). Drei höherfrequente A/S-Zyklen der 2. Ordnung (9-11) arrangieren den zwischen 17.2 m und 28 m mächtigen Ablagerungszyklus Ko5 (Abb. 4.4.3).

Der A/S-Zyklus 9 der 2. Ordnung reflektiert einen übergeordneten Anstieg des relativen Meeresspiegels und folglich den TST der Ko5. Höherfrequente Meeresspiegelschwankungen belegen eine südostwärts gerichtete Progradation des Faziesgürtels. Unter Betrachtung der räumlichen Faziesverteilung existierten zwei oolithische Dünenkämme, die den Sedimentationsraum in SW-NE Erstreckung in hochenergetische *Inner Shoal* und niederenergetische *Intrashoal* Bereiche unterteilten (Abb. 4.4.3). Die Mächtigkeit des A/S-Zyklus 9 nimmt in Richtung nördlicher Ith bis auf 7.3 m zu.

Ein stetiger Anstieg des relativen Meeresspiegels forciert im Übergangsbereich zum A/S-Zyklus 10 der 2. Ordnung eine küstenwärtige Verlagerung des *Shoal*-Systems nach Nordwesten. Die brachiopoden- und foraminiferenreichen Mergelkalke und Kalksteine setzen im Hangenden der Erosionsdiskontinuität F ein und kennzeichnen die mfz der Ko5 (Abb. 4.4.3). Die darauf beginnende Abnahme im A/S-Verhältnis ist wiederum verbunden mit einem beckenwärtigen Fortschreiten der *Shoal*-Körper nach Südosten. Ein oolithischer Dünenkamm nimmt den westlichen Süntel ein. Die foraminiferen- und bioklastenreichen Fazies der KB Eulenflucht1 (südöstlicher Süntel) liegen der *Inner Shoal* Region seewärts vor und kennzeichnen *Fore-/ Intrashoal* Ablagerungen. Ein zweiter oolithischer *Inner Shoal*  Bereich schließt sich in seewärtiger Richtung im südlichen Deister und im nördlichen Ith an, wodurch die Fazies des südöstlichen Süntels einem *Intrashoal* Bereich zuzuordnen sind (Abb. 4.4.3). Der zweite oolithische Dünenkamm verzahnt sich in südöstlicher Richtung mit bioklastischen Fazies der *Fore-/ Intrashoal* Region (Thüster Berg). Einhergehend mit der Vertiefung des Sedimentationsraumes nimmt die Zyklenmächtigkeit nach Südosten zu.

Der HST der Ko5 hält weiterhin an und umfasst den A/S-Zyklus 11 der 2. Ordnung. Die Küstenlinie verschob sich beckenwärts, wodurch peloidreiche lagunäre/ *Backshoal* Sedimentation im westlichen Süntel abgelagert wurden (Abb. 4.4.3). Der lagunäre/ *Backshoal* Bereich wurde seewärts von einem südwest-nordostwärts verlaufenden oolithischen Dünenkomplex begrenzt (siehe auch Kapitel 4.2, Abb. 4.2.3). Die bioklastische und zum Teil Glaukonit-führende Schichtenfolge der KB Eulenflucht1 (südöstlicher Süntel) lagerte dem Dünenkomplex vor und charakterisiert *Intrashoal* Bereiche. Durch die stetige Progradation des Faziesgürtels stellt sich auch am Top des A/S-Zyklus 11 der 2. Ordnung im südlichen Deister (Sektion 11) *Intrashoal* Fazies ein. Nach der Beschreibung von Hoyer (1965) wird die Schichtenfolge in der Sektion 11 durch einen kontinuierlichen Anstieg im Quarzgehalt und einer Abnahme an Ooiden geprägt. Der zweite oolithische Dünenkomplex verlagerte sich mit zunehmendem Meeresspiegelfall nach Südosten und charakterisiert den A/S-Zyklus 11 im nördlichen Ith und am Thüster Berg.



**Abb. 4.4.3:** Vertikale und laterale Fazies-Verteilung und zyklostratigraphische Korrelation der A/S-Zyklen 9-11 der 2. Ordnung (Ablagerungszyklus Ko5) im Weser-Leine Bergland. <sup>1</sup> modifiziert nach Kästner et al. (2008, 2010); <sup>2</sup> modifiziert nach Hoyer (1965).

Der höherfrequente A/S-Zyklus 11 spiegelt erhebliche Mächtigkeitsschwankungen wider (Abb. 4.4.3). Im Unterschied zu den vorhergehenden Sequenzen ist keine kontinuierliche Mächtigkeitszunahme nach Süd/ Südosten nachzuvollziehen. Vielmehr ist unter Hinzunahme des NW-SE verlaufenden extensional angelegten Störungssystems eine Mächtigkeitszunahme von den Senkenrandbereichen ins Zentrum der Hils-Lauenauer Senke zu erkennen (Abb. 4.4.3).

Der A/S-Zyklus 11 der 2. Ordnung ist im nördlichen Ith und am Thüster Berg an die Diskontinuitätsfläche G gebunden, die zumindest im Lauensteiner Steinbruch Erosion erkennen lässt. Der Grenzbereich ist durch intensive Bioturbation und Kondensation der Sedimente geprägt. Der Abschnitt im Hangenden der Grenzfläche reflektiert den Beginn der *"Humeralis*-Schichten". Die brachiopodenreichen Ablagerungen der *"Humeralis*-Schichten" finden nach Hoyer (1965) lediglich noch Verbreitung im südlichen Deister (Sektion 11), fehlen aber vollkommen im Süntel und im nördlichen Deister (Sektion 14). Diese Beobachtung findet sich in der sedimentären Schichtenfolge der KB Eulenflucht1 und den sedimentären Profilen von Kästner et al. (2008) wieder, in denen direkt im Hangenden der Diskontinuitätsfläche H die "Tempestit-Abfolge" der Süntel Fm. einsetzt.

#### Ablagerungszyklus Ko6

Der Ablagerungszyklus Ko6 umfasst die sogenannten "*Humeralis*-Schichten" und wird aufgrund der vertikalen Faziesanordnung und den Schwankungen des relativen Gehalts an terrestrischem Material in bis zu 6 höherfrequente A/S-Zyklen der 2. Ordnung (12 bis 17) unterschieden.

Der TST der Ko6 setzt mit einer kondensierten Schichtenfolge aus brachiopodenreichen Kalksteinen und Mergelkalken im südlichen Weser-Leine Bergland ein. Als wichtiger Korrelationshorizont dient ein zentimetermächtiger Brachiopoden-Horizont (Abb. 4.4.4), der bis in den südlichen Deister (Sektion 11, Hoyer 1965) verfolgbar ist. Vollmarine *Fore-/ Intrashoal* und hochenergetische *Inner Shoal* Fazies umfassen den TST der Ko6 (A/S-Zyklus 12 der 2. Ordnung).

Es besteht eine sehr gute Übereinstimmung zwischen langfristigen Meeresspiegelschwankungen und dem Verlauf der Gamma-Ray Kurven. Der TST ist durch eine stetige Zunahme der Gamma-Ray Intensitäten gekennzeichnet. Die höchsten Gamma-Ray Intensitäten an der Basis des höherfrequenten A/S-Zyklus 13 entsprechen der mfz. Die intensiv bioturbaten foraminiferen- und brachiopodenreichen Ablagerungen reflektieren eine flächendeckende *Fore-/ Intrashoal* Sedimentation. Gesteuert durch höherfrequente Meeresspiegelschwankungen ist eine Korngrößenzunahme und der Wechsel zu oolithischen *Inner Shoal* Fazies innerhalb des A/S-Zyklus 13 der 2. Ordnung erfolgt. Übergeordnet spiegelt der Faziesübergang, einhergehend mit einem Wechsel der Gamma-Ray Signatur, die Umkehr des A/S-Verhältnis und den beginnenden HST der Ko6 wider. Der HST beinhaltet bis zu vier höherfrequente A/S-Zyklen der 2. Ordnung (14 bis 17), die infolge einer forcierten Abnahme des relativen Meeresspiegels ein beckenwärtiges Fortpflanzen des oolithischen *Shoal*-Systems nach Südosten überliefern. Im Zuge der fortschreitenden Regression nahm der Zufluss an terrestrischem Material in das oolithische *Shoal*-System zu, was sich in den zyklisch und stufenartig ansteigenden Gamma-Ray Intensitäten niederschlägt (Abb. 4.4.4) Hydrodynamisch niederenergetische und quarzreiche lagunäre/ *Backshoal* Fazies lagerten sich im nördlichen Ith ab. Seewärts wurde das lagunäre/ *Backshoal* System am Thüster Berg durch oolithische *Inner-Shoals* begrenzt (*A*/S-*Zyklen* 14 bis 16 der 2. Ordnung; Abb. 4.4.4). Mit dem Beginn des A/S-Zyklus 17 der 2. Ordnung erfasste die lagunäre/ *Backshoal* Sedimentation findet am Top des A/S-Zyklus 17, ersichtlicht durch einen Paläokarsthorizont (Diskontinuitätsfläche I), ihren Abschluss. Angesichts der subaerischen Freilegung und der damit verbundenen postsedimentären Erosion der Schichtenfolge liegen die A/S-Zyklen 16 und 17 der 2. Ordnung im Steinbruch am Lauensteiner Pass (nördlicher Ith) nicht mehr vor.



**Abb. 4.4.4:** Vertikale und laterale Fazies-Verteilung und zyklostratigraphische Korrelation der A/S-Zyklen 12-17 (Ablagerungszyklus Ko6) im südlichen Weser-Leine Bergland.

#### 4.4.2. Kontrollfaktoren der Korallenoolith Fm.

#### 4.4.2.1. Einleitung

Die hierarchisch gestapelten Ablagerungszyklen spiegeln hochfrequente Meeresspiegelschwankungen für die oberjurassische Schichtenfolge im Weser-Leine Bergland sehr gut wider. Korrelierbare Diskontinuitätsflächen sind ein sicheres Indiz für eine Ablagerungszyklizität, die auf den Einfluss externer Milanković-Prozesse zurückzuführen ist (Strasser 1991).

Die unzureichende biostratigraphische Kontrolle über die Korallenoolith Fm. erschwert eine gesicherte Angabe über die Periodendauer der in dieser Arbeit definierten Zyklen der 1. und 2. Ordnung beträchtlich. Sequenzstratigraphische Studien aus zeitlich äquivalenten Formationen in Europa zeigen, dass die Ablagerungszyklen mit den externen klimatisch beeinflussten Zyklen der Präzession (20 ka) und der Exzentrizität (100 bis 400 ka) übereinstimmen (z. B. Pittet & Strasser 1998; Strasser et al. 1999; Bádenas et al. 2003; Samankassou et al. 2003; Colombié & Strasser 2005; Strasser 2007). Auswertungen von  $\delta$ 13C Daten zeigen eine extern gesteuerte Periodizität, die mit den von Kästner et al. (2010) definierten Ablagerungszyklen Übereinstimmung finden und folglich die hierarchisch gestapelten Zyklen im nördlichen Weser-Leine Bergland formte. Die Hierarchie der abgelagerten Zyklen im Weser-Leine Bergland lässt sich auf die überlieferten Ablagerungsmuster für die zeitlich äguivalenten Schichtenfolgen in Frankreich, der Schweiz und Spanien übertragen (z. B. Pittet & Strasser 1998; Strasser et al. 1999; Bádenas et al. 2003). In Einverständnis mit den erwähnten Autoren geben die in dieser Arbeit definierten Zyklen der 1. und 2. Ordnung vermutlich 100 ka und 400 ka Perioden der Exzentrizität wieder.

Kästner et al. (2008, 2010) führen die hierarchisch gestapelten Zyklen der Korallenoolith Fm. auf ein Zusammenwirken aus Milanković-Zyklen und synsedimentärer Tektonik zurück. Die Ablagerung der untersuchten Schichtenfolge im Weser-Leine Bergland fällt in eine Zeit tektonischer Instabilität (z. B. Betz et al. 1987), die auf die Öffnung des Nordatlantiks und der einhergehenden Riftphase in der Nordsee zurückzuführen ist (z. B. Betz et al. 1987; Ziegler 1990; Bachmann et al. 2008). Zusammengefasst sind die tektonischen Prozesse der späten *Cimmerian* Phase zuzuordnen (Ziegler 1982). In Relation zu Hebungsphasen und Subsidenz unterlag NW-Europa signifikanten paläogeographischen Veränderungen und das Niedersächsische Becken (NB) differenzierte sich das aus dem Zentraleuropäischen Becken (CEBS; z. B. Boigk 1981, Betz et al. 1987, Stollhofen et al. 2008).

Infolge der Reaktivierung des Permo-Karbonisch angelegten Störungssystems differenzierte sich das NB in eine Vielzahl von Schollen, die durch NW-SE verlaufende Abschiebungen begrenzt wurden (Betz et al. 1987). Durch differenzierte Hebungsphasen und Subsidenz entstanden Horst-Graben-Strukturen, die nach Betz et al. (1987) und Gramann et al. (1997)

für laterale Mächtigkeitsunterschiede und Faziesvariationen verantwortlich waren. Diese Strukturen sind im Weser-Leine Bergland sehr gut nachzuvollziehen.

Die Zentrale Ith Scholle und die Bad Münder-Osterwald Scholle bilden die Grabenregion, die im Zuge von Subsidenz mehr Akkomodationsraum zu Verfügung stellten und folglich höhere Zyklenmächtigkeiten ermöglichten. Die Süntel Scholle (Süntel) und die Eldagsen-Springe Scholle (Nördlicher Deister) sind im Weser-Leine Bergland als Horst-Strukturen entwickelt und zeichnen sich durch geringe Zyklenmächtigkeiten und damit in Verbindung stehender Erosion und Nicht-Sedimentation aus. Die Zentrale Ith Scholle, die Thüster Scholle und die Bad Münder-Osterwald Scholle umfassen inetwa die von Hoyer (1965) erwähnte Hils-Lauenauer Senke (Abb. 4.4.5).



#### ▲ Abb. 4.4.5:

Geologische & strukturgeologische Übersichtskarte des Weser-Leine Berglands. Ia Nordwestlicher Süntel; II Südöstlicher Süntel; II Nördlicher Deister; III Osterwald; IV Nördlicher Ith; V Thüster Berg Projektion WGS 1984, UTM Zone 32N

Diverse Autoren sehen einen Zusammenhang zwischen aktiven tektonischen Phasen und der Mobilisierung von Zechsteinsalzen im NB (Brink 1984; Remmelts 1996; Bachmann et al. 2008; Kukla et al. 2008; Stollhofen et al. 2008). Synsedimentäre Extensionstektonik war nach Kukla et al. (2008) verantwortlich für die Reaktivierung des Salzaufstieges im westlichen NB während des Oberen Juras. Nach dem Prinzip von Vendeville & Jackson (1992) schließen sich nach der Reaktivierungsphase der Salze eine aktive und eine passive halokinetische Phase an. Während der passiven halokinetischen Phase wird der Salzdiapir bzw. das Salzkissen mit Sedimenten bedeckt (*downbuilding*), die in der Reaktivierungsphase über das Erosionsniveau gehoben werden (Kukla et al. 2008). Halokinetisch-bedingte Auftauchphasen und die damit in Verbindung stehende Erosion der sedimentären

Schichtenfolgen kennzeichnen nach Kukla et al. (2008) Zeiten des relativen Meeresspiegeltiefstandes. Regionale Hebung und Subsidenz steuerten nach Mazur & Scheck-Wenderoth & Lamarche (2005) die Mobilisierung der Salze während des späten Juras.

Lokaler Diapirismus konnte durch Brink (1984) für das Weser-Leine Bergland während des Oberen Jura nachgewiesen werden. Nach Brink (1984) wurden die aktiven Phasen der Salzmobilisierung durch die lokal vorherrschende Extensionstektonik kontrolliert. Als zusätzlicher Faktor für die Mobilisierung der Salze ist die von Betz (1987) beschriebene Hebung des NB während des Oxfordiums heranzuziehen. Die Hebungsphasen des NB sind nach Gramann et al. (1997) auf epirogene und taphrogenetische Vorgänge zurückzuführen.

Anhand der gemessenen Mächtigkeitsunterschiede der individuellen A/S-Zyklen der 2. Ordnung im Arbeitsgebiet, die eine generelle Zunahme in Richtung der Grabenbereiche (Lauenstein, Osterwald) anzeigen (Abb. 4.4.1), ist von einer tektonik-gesteuerten Mobilisierung von Zechsteinsalzen auszugehen. Durch den erwähnten Faktor unterlag das Arbeitsgebiet differenzierten synsedimentärer Hebungs- und Senkungsraten.

Die während aktiver tektonischer Phasen ausgelöste Mobilisierung der Zechsteinsalze führte zu der Generierung halotektonischer Strukturen im Untergrund des Weser-Leine Berglandes. Die halotektonischen Strukturen waren für lokale Hebungen und für lokale Subsidenz während der Ablagerung der oberjurassischen Schichtenfolge verantwortlich und nahmen dabei großen Einfluss auf den existierenden Akkomodationsraum in den individuellen Sektionen.

In Zeiten aktiver halotektonischer Phasen erfuhren die Schwellenregionen und die Grabenrandregionen im Weser-Leine Bergland Hebung (Süntel Scholle und Eldagsen-Springe Scholle), wodurch der Akkomodationsraum verringert wurde. Gleichzeitig senkten sich die Grabenzonen (Zentrale Ith Scholle, Bad Münder-Osterwald Scholle) im südlichen Weser-Leine Bergland durch zunehmende Sedimentauflast ab und zusätzlicher Akkomodationsraum entstand.

Die gemessenen Zyklenmächtigkeitsunterschiede der individuellen Sektionen deuten darauf hin, dass das Untersuchungsgebiet während der Ablagerung der A/S- Zyklen 1 bis 11 der 2. Ordnung kontinuierlich halotektonischen Aktivitäten ausgesetzt war, wobei das Epizentrum synsedimentärer halotektonischer Prozesse im Gebiet der Süntel Scholle lag (vgl. Abb. 4.4.2 und 4.4.3). Als übergeordneter Kontrollfaktor können die durch Gramann et al. (1997) erwähnten epirogenen und taphrogenen Prozesse herangezogen werden.

In Verbindung mit relativen Meeresspiegelschwankungen steuerten die halotektonischen Strukturen den Akkomodationsraum und damit die Ablagerungszyklizität der oberjurassischen Schichtenfolge. Die Intensität der halotektonischen Aktivitäten in Wechselwirkung mit zu- bzw. abnehmenden A/S-Verhältnissen war verantwortlich für Sedimentation und Faziesvariation, Erosion und Nicht-Sedimentation im Weser-Leine Bergland.

Unter der Annahme kontinuierlich ablaufender halotektonischer Prozesse erfolgte während des TST im gesamten Weser-Leine Bergland marine Sedimentation und Ablagerung. Bedingt durch die erwähnten differenzierten synsedimentären Hebungsraten nehmen die Mächtigkeiten der A/S-Zyklen der 2. Ordnung ausgehend von den Schwellenregionen (Süntel, nördlicher Deister) in Richtung der Grabenzonen (Ith; Osterwald) zu. Während des HST erfolgte eine Umkehr im A/S-Verhältnis und der relative Meeresspiegelfall wurde durch anhaltende synsedimentäre Hebung in den Schwellenregionen forciert. In den Grabenregionen war die Abnahme des A/S-Verhältnis > der Subsidenzrate und der Akkomodationsraum begann sich zu verfüllen. In den Depozentren der Grabenstrukturen stand am meisten Akkomodationsraum zu Verfügung. Während des späten HST erfolgte in Übereinstimmung mit Kukla et al. (2008) schließlich die Heraushebung der Schichtenfolge in den Schwellenregionen und bedingt durch differenzierte Hebungsraten eine Verkippung der selbigen. Gleichzeitig ist aufgrund der anhaltenden Subsidenz und der Verkippung des Meeresbodens in den Grabenregionen bis zur Verlandung des Akkomodationsraumes Sedimentation anzunehmen. Dementsprechend herrschten während den Meeresspiegeltiefstandphasen (LST) Emersion und differenzierte Erosionsraten vor, die für lokale Mächtigkeitsunterschiede der Schichtenfolge im Weser-Leine Bergland verantwortlich sind. Neben den veranschlagten kontinuierlich ablaufenden halotektonischen Prozessen unterlag die Schichtenfolge des Weser-Leine Berglandes zwei Haupthebungsphasen die für die Entwicklung der Diskontinuitätsflächen B&C und E verantwortlich sind und im Folgenden dargestellt und beschrieben werden.

#### 4.4.2.2. Entwicklung der Diskontinuitätsfläche B&C

Die Entwicklung der Diskontinuitätsfläche B&C ist in der Abbildung 4.4.6 dargestellt. Unter Angleichung der vertikalen Ablagerungsmuster zwischen der Ko1 und der Ko2 okkupierten Korallenriffe während der mfz der Ko2 flächendeckend den Meeresboden im Weser-Leine Bergland. Der HST ist durch ein südostwärts progradierendes *Shoreface/ Offshore*-System gekennzeichnet (Abb. 4.4.6a). Die überlieferten Zyklenmächtigkeiten der A/S-Zyklen 2 und 3 der 2. Ordnung indizieren eine stetige Mächtigkeitszunahme vom südlichen Deister über den Osterwald bis zum nördlichen Ith. Dies lässt während der Ablagerung der A/S-Zyklen 2 und 3 auf verstärkte synsedimentäre Tektonik schließen. Die Hebungsraten variierten und nahmen nach Nordwesten und Norden in Richtung der Schwellengebiete Süntel (Süntel Scholle) und Deister (Eldagsen-Springe Scholle) kontinuierlich zu. Infolge der differenzierten Hebung wurde im südlichen Weser-Leine Bergland zusätzlicher Akkomodationsraum durch Subsidenz geschaffen, in dem sich Flachwasserkarbonate ablagerten (Abb. 4.4.6a).

Es wird angenommen, dass in Verbindung mit epirogenen/ taphrogenen Prozessen die Mobilisierung der Zechsteinsalze während der späten Hochstandphase der Ko2 einen intensiven Schub erfuhr und der Meeresboden im Weser-Leine Bergland über die Erosionsbasis gehoben wurde (Abb. 4.4.6b). In Relation zu den differenzierten Hebungsraten, mit einer durchschnittlichen Zunahme der Hebungsrate nach Nordwesten, erfolgte eine errechnete Verkippung < 0.1° der Schichtenfolge nach Südosten. Die rekonstruierte Verkippung der Schichtenfolge hatte zur Folge, dass die Karbonatrampe im nördlichen Weser-Leine Bergland höheren Erosionsraten unterlag und somit die Ko2 und die jüngsten Schichtglieder der Ko1 im Nordwesten bedingt durch Erosion nicht vorliegen (Abb. 4.4.6c). Synsedimentäre Verkippungen mesozoischer Schichtenfolgen im Niedersächsischen Becken wurden u. a. von Kukla et al. (2008) beschrieben und mit halotektonischen Hebungsprozessen in Verbindung gebracht, die nach den Autoren zu weiträumigen differenzierten Abtragungen und Mächtigkeitsunterschieden führten. Meeresspiegeltiefstände verlaufen dabei parallel zu halotektonisch-gesteuerten Haupthebungsphasen, wodurch infolge subaerischer Freilegung der Schichtenfolge eine Emersionsdiskontinuitätsfläche am Top der sedimentären Seguenz generierte (Kukla et al. 2008).

In Übereinstimmung mit Kukla et al. (2008) ereignete sich während der relativen Meeresspiegeltiefstandphase bei fortlaufender halotektonisch-bedingter differenzierter Hebung die Abtragung der Ko2 auf das heutige studierbare Niveau, verbunden mit der Entwicklung der Diskontinuitätsfläche B&C im Weser-Leine Bergland (Abb. 4.4.6c).

Der *ts* der Ko3 kennzeichnet Zeiten in denen die Zunahme des A/S-Verhältnis > als die Hebungsrate war. Angesichts der sehr niedrigen Nettosedimentation generierte sekundär auf der Diskontinuitätsfläche B&C ein *Gastrochaenolites*-beinhaltender und eisenoxidbehafteter Hartgrund (Abb. 4.4.6d). Während des frühen TST besiedelten die Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe der "Fossilschicht" im Süntel und der "Oberen Korallenbank" im südlichen Weser-Leine Bergland den Hartgrund. Die Mächtigkeit des Korallen-führenden Leithorizontes war dabei abhängig vom vorhandenen Akkomodationsraum, der wiederum in Relation zu anhaltenden halotektonischen Prozessen stand.

Größeren Hebungsraten unterlagen die tektonischen Schollen im nördlichen Weser-Leine Bergland (Süntel Scholle und die Eldagsen-Springe Scholle), ersichtlich durch geringmächtige Mikrobialith-Korallen Biostrome und oolithischer *Shoal* Fazies, die den im Durchschnitt 4.5 m mächtigen A/S-Zykus 4 der 2. Ordnung formten. Gleichzeitig senkten sich die Zentrale Ith Scholle und die Bad Münder-Osterwald Scholle ab, die zusammen in etwa den Bereich der durch Hoyer (1965) definierten Hils-Lauenauer Senke einnehmen. Diese Senkung schuf zusätzlichen Akkomodationsraum in den südlichen Sektionen am nördlichen Ith und im Osterwald. Dadurch war es der Riffgemeinschaft möglich bis zu 7 m mächtige Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe im südlichen Weser-Leine Bergland aufzubauen, die zusammen mit umgelagerten Intraklasten Float- und Rudstones den A/S-Zyklus 4 der 2. Ordnung bilden.



**Abb. 4.4.6:** Entwicklung der Diskontinuitätsfläche B&C im Weser-Leine Bergland. Angegeben sind die überlieferten Mächtigkeiten der Ko2 in den untersuchten Sektionen. Legende siehe Abb. 3.1.1.

#### 3.4.2.3. Entwicklung der "Hauptermersionsfläche" und der Diskontinuitätsfläche E

Unter Anwendung der sequenzstratigraphischen Interpretation erfolgte die Ablagerung der *"Florigemma* Bank" während des *Maximum Flooding* des Ablagerungszyklus Ko3 im Weser-Leine Bergland (Abb. 4.4.7a). Differenzierte synsedimentäre Hebungs- und Senkungsraten werden für diesen Zeitraum angenommen, die sich während der Hochstandphase fortsetzten und intensivierten. Die Akkumulation von Sedimenten beschränkte sich hauptsächlich auf die Grabenzonen im südlichen Weser-Leine Bergland (Zentrale Ith Scholle, Thüster Scholle), wodurch sich die Subsidenzraten erhöhten. Durch die Auflast der abgelagerten Sedimente ist in den Grabenzonen von einer temporären Reaktivierung des Störungssystems auszugehen, womit die Mobilisierung der Salze und damit verbunden, die Hebungsraten im Bereich der Süntel Scholle und der Eldagsen-Springe Scholle forciert wurden. In Relation zu dem abnehmenden A/S-Verhältnis erfolgte durch die Intensivierung der diskutierten synsedimentären Aktivitäten die Heraushebung des Meeresbodens über die Erosionsbasis im nördlichen Weser-Leine Bergland (Abb. 4.4.7b). Gesteuert durch anhaltende Subsidenz und der Verkippung des Meeresbodens entstand in den Grabenzonen im südlichen Weser-Leine Bergland zusätzlicher Akkomodationraum.

Der Akkomodationsraum verfüllte sich bei anhaltendem Meeresspiegelfall im südlichen Weser-Leine Bergland, während im Bereich der Süntel Scholle die Schichtenfolge subaerischen Bedingungen ausgesetzt war (Abb. 4.4.7c). Folglich unterlag die Schichtenfolge postsedimentärer Erosion und die im Süntel weitverbreitende "Hauptemersionsfläche" (Diskontinuitätsfläche D) wurde herausgebildet. Kästner et al. (2008, 2010) korrelieren die "Hauptemersionsfläche" mit einer europaweit entwickelten Sequenzgrenze. Nach der internationalen chronostratigraphischen Unterteilung für NW-Europa ist dies die R8b/T9a Sequenzgrenze (Jaquin et al. 1998). Die Entwicklung der R8b/T9a Sequenzgrenze ist in europäischen Sedimentbecken (z. B. England (Newell 2000); Schweiz (Gygi et al. 1998)) auf Tektono-eustatische Prozesse zurückzuführen (Jaquin & De Graciansky 1998; Carpentier et al. 2007). Gesteuert durch die Tektono-eustatischen Prozesse wurden die flachmarinen Ablagerungsräume kontinentalen Einfluss ausgesetzt, wodurch der terrigene Anteil in den überlieferten Fazies sehr hoch ist (Pittet & Strasser 1998).

Das NB und die nördlich und südlich angrenzenden Landmassen (Pompeckj Block, Rheinisches Massiv) erfuhren Phasen tektonisch-gesteuerter Hebung (Ziegler 1982; Betz et al. 1987), wodurch in Zeiten erhöhter Erosionsraten des Hinterlandes vermehrt terrestrisches Material in das NB transportiert wurde. Die eisenoolithischen und quarzreichen Ablagerungen der Ko4 sind folglich das Endprodukt fortschreitender Abtragung des Hinterlandes und repräsentieren einen übergeordneten Meeresspiegeltiefstand.



**Abb. 4.4.7:** Entwicklung der "Hauptemersionsfläche" (Diskontinuitätsfläche D) und der "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) im Weser-Leine Bergland. Legende siehe Abb. 3.1.1.

Zu dieser Zeit unterlag das Weser-Leine Bergland differenzierten Hebungs- und Subsidenzraten, die in Abhängigkeit zum A/S-Verhältnis den vorhandenen Akkomodationsraum kontrollierten. Basierend auf den detaillierten Profilaufnahmen und den vorhandenen Stapelungsmustern der Fazies wird angenommen, dass im Bereich des südöstlichen Süntels die Hebungsraten > als die Rate des Meeresspiegelanstieges war. Folglich erfasste die beginnende Transgression der Ko4 nicht den südlichen und östlichen Süntel (Abb. 4.4.7d). Im Verhältnis zu den intensiven lokalen Hebungstendenzen im südöstlichen Süntel senkten sich die umliegenden Regionen ab, womit sowohl in den Grabenzonen im südlichen Weser-Leine Bergland als auch im westlichen Süntel zusätzlicher Akkomodationsraum generierte. Der basale TST ist im südlichen Weser-Leine Bergland charakterisiert durch einen "Onkoid-Horizont".

Mit ansteigendem A/S-Verhältnis und abschwächenden Hebungsraten setzte während des *Maximum Floodings* der Ko4 im östlichen Süntel Sedimentation ein (Abb. 4.4.7e). Der anschließende HST wurde infolge von synsedimentärer Tektonik über die Erosionsbasis gehoben und liegt daher im Weser-Leine Bergland angesichts von Emersion und Erosion stark verkürzt vor (Abb. 4.4.7f & 4.4.7g).

Gemäß den überlieferten Mächtigkeiten der HSd in den individuellen Sektionen ist von einer Zunahme der Hebungsraten in Richtung der Süntel Scholle auszugehen. Kontrolliert durch die synsedimentäre Tektonik erfolgte während der Hebung eine Verkippung des Meeresbodens nach Südosten (Abb. 4.4.7f). Gesteuert durch die differenzierte Hebung nahmen im Verlauf der Meeresspiegeltiefstandphase (LST) die Erosionsraten nach NW zu, womit die Mächtigkeit der Ko4 sukzessive nach SE ansteigt (Abb. 4.4.7g). Die Generierung der "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) steht in Zusammenhang mit einem starken tektonischen Impuls im NB. Der tektonische Impuls erfolgte vermutlich in Zusammenhang mit der durch Betz et al. (1987) erwähnten fortschreitenden Hebung des Rheinischen Massivs und des Pompeckj Blockes während des Oberen Oxfordiums.

Ein oolithisches *Shoal-*System setzte im Hangenden der "Haupterosionsfläche" im Weser-Leine Bergland ein und formte den TST der Ko5 (Abb. 4.4.7h). Die höherfrequenten A/S-Zyklen 9 und 10 der Ko5 überliefern ausgehend von der Süntel Scholle in Richtung der Grabenzonen eine graduelle Zunahme der Zyklenmächtigkeiten. Dementsprechend wird angenommen, dass halotektonische Prozesse weiterhin aktiv waren.

Differenzierte Senkungsraten und die Reaktivierung des extensiven Störungssystems der Hils-Lauenauer Senke, die neben der Zentralen Ith Schollen und der Bad Münder-Osterwald Scholle auch die Thüster Scholle umfassten, sind verantwortlich für die auftretenden Mächtigkeitsschwankungen des A/S-Zyklus 11 der 2. Ordnung (Abb. 4.4.8). Durch die Reaktivierung der Weenzener Störung wurde die Zentrale Ith Scholle relativ zu der Thüster Scholle abgeschoben. Der dadurch gewonnene Akkomodationsraum konnte durch flachmarine *Shoal* und *Fore-/Intrashoal*-Fazies im Bereich des nördlichen Iths verfüllt werden, was zu einer Mächtigkeitszunahme des Zyklus 11 im Lauensteiner Steinbruch führte (Abb. 4.4.8).



**Abb. 4.4.8:** Darstellung von Mächtigkeitsunterschieden des A/S-Zyklus 11 der 2. Ordnung in Relation zu der vorherrschenden synsedimentären Extensionstektonik. Legende siehe Abb. 3.1.1. und Abb. 4.4.1.

### 4.5. Chronostratigraphischer Rahmen

#### 4.5.1. Stratigraphie des Weser-Leine Berglands

In Anlehnung an Gramann et al. (1997) wurde eine klassische Dreiteilung der Korallenoolith Fm., in Unterer, Mittlerer und Oberer Korallenoolith, für das Weser-Leine Bergland durchgeführt (Abb. 4.5.1). Die Differenzierung der Schichtenfolge in einzelne Member folgt den definierten Hauptdiskontinuitätsflächen B&C sowie E und erzielt eine sehr gute Übereinstimmung mit der etablierten Unterteilung der Korallenoolith Fm. von Gramann et al. (1997).

In Einverständnis mit Gramann et al. (1997) verläuft der Übergang von den Heersumer Schichten zum Unteren Korallenoolith diachron. Austernreiche Ablagerungen und die durch Helm et al. (2003) und Kästner et al. (2008) beschriebenen Korallenriffe der "Unteren Korallenbank" setzten an der Basis des Unteren Korallenooliths im Weser-Leine Bergland ein.

Der Untere Korallenoolith ist bis zu 27 m mächtig und umfasst die HSd des Ablagerungszyklus Ko1 und den Ablagerungszyklus Ko2. Ausgehend von epirogenen und taphrogenen Prozessen im Zuge der beginnenden Hebung des Pompeckj Blocks und des Rheinischen Massivs erfuhr das NB einen starken tektonischen Impuls, was zur Entwicklung der Erosionsdiskordanz B&C führte. Gesteuert durch die variierenden Hebungsraten und den damit verbundenen Erosionsraten unterliegt der Untere Korallenoolith im Weser-Leine Bergland großen Mächtigkeitsschwankungen (Abb. 4.5.1).

Nach Gramann et al. (1997) schließt der Untere Korallenoolith im westlichen NB mit einer flächendeckenden Erosionsdiskontinuität ab. Die im Weser-Leine Bergland vorgefundene Erosionsdiskordanz B&C ist mit der von Gramann et al. (1997) erwähnten Erosionsdiskontinuität gleichzusetzen. Folglich kann davon ausgegangen werden, dass auch weite Regionen im südöstlichen NB in dieser Zeit verlandeten und subaerischer Freilegung und Erosion unterlagen.

Der Mittlere Korallenoolith setzte mit der "Fossilschicht" im nordwestlichen und der "Oberen Korallenbank" im südöstlichen Weser-Leine Bergland zeitgleich ein (Abb. 4.5.1). Der neu definierte Leithorizont liegt einem *Gastrochaenolites*-beinhalteten Hartgrund auf. Die zwei Ablagerungszyklen Ko3 und Ko4 formen den Mittleren Korallenoolith, wobei die Ko4 das sogenannte "Quarzreiche Intervall" umfasst, welches möglicherweise dem im westlichen NB vorkommenden Wiehengebirgsquarzit entspricht.

Mit dem Beginn des Mittleren Korallenooliths änderten sich die klimatischen Bedingungen (Gramann et al. 1997) und folglich die Faziesvergesellschaftung im Weser-Leine Bergland. Die durch Kästner et al. (2010) beschriebene Temperaturabnahme in Kombination mit der übergeordneten tektono-eustatisch gesteuerten Regression (Kästner et al. 2008) forcierten die Abtragung des Hinterlandes und führten zu einem erhöhten Nährstoffeintrag in den Sedimentationsraum. Demzufolge lösten Mikrobialith-Korallen Riffvergesellschaftungen die "reinen" Korallenriffe des Unteren Korallenooliths ab. Durch das erhöhte Angebot an Nährstoffen konnten nerineoide Gastropoden und agglutinierende Großforaminiferen wie Everticyclammina und Alveosepta Backshoal sowie Fore-/ Intrashoal Habitate besiedeln. Das erstmalige Auftreten von agglutinierenden Großforaminiferen im Mittleren Korallenoolith findet sich in der Publikation von Gramann et al. (1997) wieder. Halotektonisch gesteuerte differenzierte Hebungsund Subsidenzraten sind für die vorhandenen Mächtigkeitsunterschiede der höherfrequenten A/S-Zyklen der Ko3 verantwortlich.

Das "Quarzreiche Intervall" spiegelt ein komplexes Zusammenspiel aus Ablagerung, Emersion und Erosion wider, das infolge von synsedimentärer Tektonik lokal variierenden Hebungs- bzw. Senkungsraten ausgesetzt war. Die Generierung der auf den Süntel begrenzten "Hauptemersionsfläche" resultierte aus diesem Zusammenspiel. Die durch epirogene und taphrogene Prozesse fortlaufende Hebung des NB fand in dieser Zeit ihren vorläufigen Höhepunkt (Gramann et al. 1997) und forcierte die Verlandung des Sedimentationsraumes. Der durch Gramann et al. (1997) beschriebene Hiatus ist durch die Existenz der "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) im Weser-Leine Bergland ersichtlich (Abb. 4.5.1). Mit der "Haupterosionsfläche" schließt der zwischen 14.5 m (Süntel) und 42.3 m (nördlicher Ith) mächtige Mittlere Korallenoolith im Weser-Leine Bergland ab.

Der Beginn des Oberen Korallenooliths ist durch das Einsetzen oolithischer *Shoal*-Sedimentation definiert. Der Quarzgehalt dieser Ablagerungen ist auf ein Minimum reduziert. Der Obere Korallenoolith umfasst zwei Ablagerungszyklen der 1. Ordnung (Ko5 und Ko6) und kann in zyklostratigraphischer Hinsicht, als auch in lithostratigraphischer Hinsicht (Gramann et al. 1997), in den eigentlichen "Oberen Korallenoolith" und die "*Humeralis*-Schichten" unterteilt werden (Abb. 4.5.1).

Der "Obere Korallenoolith" umfasst den Ablagerungszyklus Ko5, der wiederum drei höherfrequente A/S-Zyklen der 2. Ordnung (9 bis 11) beinhaltet. Die messbaren Mächtigkeitsunterschiede des A/S-Zyklus 11 resultieren aus einer relativen Absenkung der Zentralen Ith Scholle gegenüber der Thüster Scholle (Abb. 4.5.1). Die Ko5 ist am Top in der KB Eulenflucht1 (südöstlicher Süntel) an die Diskontinuitätsfläche H gebunden.

Die Ablagerungen im Hangenden der Diskontinuitätsfläche H weisen in der KB Eulenflucht1 ein stark abweichendes Bild bezüglich der Ostrakodenfauna verglichen mit den durch Weiss (1995) festgelegten Ostrakodenvergesellschaftungen für die *"Humeralis*-Schichten" auf (Münd. Mitt. Luppold 2012). Nach Luppold (Münd. Mitt. 2012) ist die identifizierte Ostrakodenvergesellschaftung der KB Eulenflucht1 in die stratigraphisch jüngere Süntel Fm. zu stellen. Folglich sind die *"Humeralis*-Schichten" nach biostratigraphischen Maßstäben im Süntel nicht vorhanden (Abb. 4.5.1). Gegenteilig, der in der Literatur vorherrschenden Meinung, die "*Humeralis*-Schichten" seien nur als Mergelfazies ausgebildet sind diese Ablagerungen im südlichen Weser-Leine Bergland faziell differenziert entwickelt. Die "klassische" Mergelfazies im Steinbruch am Lauensteiner Pass steht der oolithischen Kalkfazies am Thüster Berg gegenüber. Charakterisierend für die beiden Fazies ist das zum Teil massenhafte Auftreten der Brachiopode *Zeilleria ventroplana (= humeralis)* an der Basis der "*Humeralis*-Schichten". Die Ablagerungen der "*Humeralis*-Schichten" formen den Ablagerungszyklus Ko6, der

bedingt durch subaerische Freilegung und Erosion nach Nordwesten an Mächtigkeit verliert (Abb. 4.5.1). Temporäre subaerische Freilegung konnte in Form eines Karsthorizontes (Diskontinuitätsfläche I) für die Ko6 am Thüster Berg belegt werden. Aufgrund der zunehmenden Abtragung der Ko6 nach Nordwesten ist davon auszugehen, dass die *"Humeralis*-Schichten" infolge postsedimentärer Erosion im Süntel nicht mehr vorliegen (Diskonituitätsfläche H/ I). Die ausgebildete Erosionsdiskontinuität separiert den Oberen Korallenoolith von den hangenden Schichten der Süntel Fm. und ist von Gramann et al. (1997) für das westliche NB beschrieben.



**Abb. 4.5.1:** Stratigraphisches Modell für die untersuchte Schichtenfolge im Weser-Leine Bergland. Gezeigt werden die etablierten Ablagerungszyklen in Relation zu vermuteten Phasen aktiver synsedimentärer Tektonik.

Die Basis des Ablagerungszyklus Sü1 und damit der Unteren Süntel Fm. ist durch den Beginn siliziklastisch oder kalkig-gestützter Tempestit-Pakete definiert. Eine gesonderte Kalksandsteinbank ist dabei nach Weiss (1995) als "Unterer Grenzsandstein" zu benennen, die nach besagtem Autor einen Leithorizont im Weser-Leine Bergland darstellt. Die Sü1 weist im Hangenden der Tempestit-Abfolge eine zyklisch abgelagerte vertikale Faziesstapelung von glaukonitreichen lagunären Kalksteinen und bioturbaten Mergeln auf. Das Spurenfossil "*Thallasinoides*" ist dabei häufig an der Basis der Kalksteine zu finden. In die Mergel/ Kalkmergelschichtenfolge sind geringmächtige oolithische *Shoals* eingeschaltet (A/S-Zyklus 21 der 2.Ordnung). Die Sequenzgrenze der Sü1 ist durch die Diskontinuitätsfläche L definiert, der im nördlichen Ith lagunäre Kalkmergel und Charophyten-Mergel aufliegen.

## <u>4.5.2. Einbeziehung der oberjurassischen Schichtenfolge in den existierenden</u> biostratigraphischen Rahmen

Die flachmarinen oolithischen Kalksteine und die quarzreichen lagunären Mergel und Mergelkalke der in dieser Arbeit untersuchten Korallenoolith Fm. lassen eine vollständige biostratigraphische Kontrolle durch Ammoniten und Ostrakoden-Biostratigraphie nicht zu. Lediglich für den Übergangsbereich von der Korallenoolith Fm. (Oberer Korallenoolith, *Humeralis*-Schichten) zur Süntel Fm. und für die Süntel Fm. ist im Steinbruch am Lauensteiner Pass eine gesicherte Einstufung der Schichtenfolge in die an selber Stelle durch Weiss (1995) modifizierte Ostrakoden-Biostratigraphie erfolgt (Abb. 4.5.2). Die durch Schudack (1994) etablierte und von Weiss (1995) modifizierte Ostrakoden-Biostratigraphie als die international anerkannte und gängige Ammoniten-Biostratigraphie (Gramann et al. 1997).

Eine sehr gute Anbindung des Lauenstein Profils an das existierende Profil von Weiss (1995) ist durch den beschriebenen Leithorizont "Untere Grenzsandsteinbank" (Schichtbezeichnung 21, Weiss (1995)) gegeben. Gemäß der erfolgten Korrelation umfasst der Obere Korallenoolith die Ostrakodenzone 6 und den basalen Bereich der Ostrakodenzone 7 (Abb. 4.5.2). Der Beginn der Ostrakodenzone 7 ist dabei nach Schudack (1994) und Weiss (1995) durch das erstmalige Auftreten von *Macrodentina pulchra* zusammen mit *Procytheropteron decoratum* definiert. Die Ostrakodenzonen-Grenze 6/ 7 entspricht im borealen/ subborealen Raum der Grenze zwischen der *Ringsteadia pseudocordata*-Zone und der Zone der *Pinctonia baylei* (Weiss 1995; Gramann et al. 1997). Nach der internationalen biochrono- und chronostratigraphischen Tabelle von Hardenbol et al. (1998) ist diese Ammonitenzonen-Grenze gleichbedeutend mit der Oxfordium/ Kimmeridgium-Grenze.

Die in dieser Arbeit festgelegte Sequenzgrenze Sü1 korreliert nicht mit einer Ostrakodenzonen-Grenze und ist in die Ostrakodenzone 7, gleichbedeutend der *baylei*-Ammonitenzone, einzustufen. Wie die Abbildung 4.5.2 zeigt, ist im Bereich der Sequenzgrenze ein signifikanter Wechsel der Ostrakodenvergesellschaftung festzustellen. Marine Ostrakodengattungen wie *Galliaecytheridea* und *Schuleridea* bleiben im Hangenden der Sequenzgrenze aus und eine niedrig-diverse Ostrakodenvergesellschaftung aus

brackisch bis marinen Vertretern der Gattung *Stenestroemia* setzt ein. Unter biostratigraphischen Maßstäben ist die Ostrakodenzonen-Grenze 7/ 8 jedoch mit dem Erscheinen von u. a. Süßwasserostrakoden der Gattungen *Bisulcocypris* und *Cetacella* festgelegt (Schudack 1994 und Weiss 1995), die im Lauenstein Profil 9 m oberhalb der Sequenzgrenze Sü1 auftreten.



<sup>A</sup> Gradstein et al. (2005); <sup>B</sup>Schudack (1994), Weiss (1995); <sup>C</sup> Hardenbol et al. (1998); <sup>D</sup> Jacquin et al. (1998) Ostrakodenverbreitung aus Weiss (1995): 1) Galliaecytheridea wolburgi 2) Galliaecytheridea postrotunda 3) Galliaecytheridea mandelstami 4) Galliaecytheridea dissimilis 5) Macrodentina lineata 6) Macrodentina intercostulata 7) Macrodentina pulchra 8) Schuleridea triebeli 9) Procytheropteron decoratum 10) "Amphicythere" confudendens 11) Paranotacythere interrupta 12) Paranotacythere neali 13) Paranotacythere sp. 14) Cytherelloidea tripartita 15) Cytherelloidea sp. 16) Stenestroemia inflata 17) Cetacella armata Ostrakodenhäufigkeit (Weiss 1995): – Massenhaft – sehr häufig – häufig – selten – sehr selten

**Abb. 4.5.2:** Korrelation der Sektion Lauensteiner Pass mit Weiss (1995) und Anbindung der untersuchten Schichtenfolge an die Ostrakoden- und Ammoniten-Biostratigraphie. Parallelisierung der Sequenzgrenzen Sü1 mit Kim1.

In den Zeitraum der *baylei*-Ammonitenzone legen Jacquin et al. (1998) die Kim1-Sequenzgrenze. Diese etablierte chronostratigraphische Grenze korreliert mit der Sü1-Sequenzgrenze (Abb. 4.5.2). Folglich ist eine Anbindung der festgelegten Sequenzgrenze Sü1 in die von Hardenbol et al. (1998) bestimmten oberjurassischen Ablagerungssequenzen der 3./ 4. Ordnung sicher gestellt.

Neben der in diesem Schichtabschnitt anwendbaren Ostrakoden-Biostratigraphie gewährleisten mehrere Ammonitenfunde der Gattung *Ringsteadia* (Salfeld 1914) im Ith eine Einstufung der gesamten Schichtenfolge des Oberen Korallenooliths in die boreale/ subboreale Ammonitenzone der *Ringsteadia pseudocordata* (Gramann et al. 1997).

Die stratigraphisch älteren Ablagerungen des Mittleren und Unteren Korallenooliths lassen hingegen im Weser-Leine Bergland keine vertrauenswürdige Anbindung an die Ostrakodenoder Ammoniten-Biostratigraphie zu. Dies liegt einerseits an den lagunären Ablagerungen des "Quarzreichen Intervalls", die folgerichtig nach Gramann et al. (1997) keine Ammonitenfunde zulassen und andererseits an der ausgeprägten flachmarinen Kalkfazies des "Mittleren und Unteren Korallenooliths", die keine Ostrakoden-Biostratigraphie erlaubt (Mündl. Mitt. Luppold 2012). Zwar beschreiben Gramann et al. (1997) mehrere Funde der Ammonitengattung *Perisphinctes variocostatus* für den Mittleren Korallenoolith im südlichen Deister, jedoch ist eine exakte Einbeziehung der *variocostatus*-Subzone in die neubearbeitete Schichtenfolge des "Mittleren Korallenooliths" nicht möglich. Ebenfalls sind die Ammonitenzonen-Grenzen *pseudocordata/ cautisnigrae* und *cautisnigrae/ pumilus*, gleichbedeutend der Grenze Mittleres Oxfordium zu Oberes Oxfordium, nicht eindeutig zu bestimmen (Kästner et al. 2010).

Nach Gramann et al. (1997) ist die Basis des Untere Korallenoolliths in der Zone der *Perisphinctes pumilus* zu legen. Basierend auf der Kohlenstoff-Isotopenstratigraphie wird nach Kästner et al. (2010) die basale Schichtenfolge der Korallenoolith Fm. im Steinbruch Poetzen in den Grenzbereich *pumilus/ plicantilis* gestellt (Abb. 4.5.3).

## 4.5.3. Chronostratigraphische Zuordnung der Ablagerungszyklen der 1. Ordnung und sequenzstratigraphische Korrelation im überregionalen Kontext

Wie dem vorigen Kapitel zu entnehmen ist, ist eine Anbindung des Oberen Korallenooliths und der Unteren Süntel Fm. in den chronostratigraphischen Kontext gegeben. Demzufolge können die festgelegten Sequenzgrenzen der Ablagerungszyklen 1. Ordnung für den Oberen Korallenoolith und der Süntel Fm. mit den existierenden Sequenzgrenzen nach Hardenbol et al. (1998) für den borealen/ subborealen Raum verglichen, diskutiert und gegebenfalls korreliert werden.

Die oolithischen *Shoal* Fazies der Ko5 kennzeichnen im Weser-Leine Bergland den Beginn des Oberen Korallenooliths. Kästner et al. (2010) haben den äquivalenten Schichtabschnitt im Steinbruch Poetzen (südlicher Süntel) isotopenstratigraphisch datiert und u. a. mit den bestehenden Kohlenstoff-Isotopenkurven von Ruf et al. (2005) für den süddeutschen Jura korreliert. Der durchgeführten Korrelation zufolge ist die untersuchte Schichtenfolge im Steinbruch Poetzen in die Untere *pseudocordate* Zone (*regulare* Zone) bzw. *pseudoyo* Subzone zustellen (Kästner et al. 2010). Angesichts der in dieser Arbeit erfolgten hochauflösenden Korrelation zwischen dem Steinbruch Poetzen und der KB Eulenflucht1 korreliert die durch Kästner et al. (2010) isotopenstratigraphisch untersuchte Schichtenfolge des Oberen Korallenooliths mit der Ko5. Auf Basis der Korrelation würde der Ablagerungszyklus Ko5 die Untere *pseudocordata* Zone (*regulare* Zone) umfassen. Dieses zeitliche Intervall entspricht nach Hardenbol et al. (1998) der Ablagerungssequenz Ox7 (Abb. 4.5.3). Die Ox7 Sequenzgrenze lässt sich europaweit verfolgen (z. B. Gygi et al. 1998; Pittet und Strasser 1998; Ruf et al. 2005; Abb. 4.5.3).



**Abb. 4.5.3:** Chronostratigraphische Einstufung und Korrelation der Sequenzgrenzen des Oberen Korallenooliths (Ko5 und Ko6) und der Süntel Fm. (Sü1) im Weser-Leine Bergland.

Die hierarchisch gestapelten Ablagerungssequenzen der Korallenoolith Fm. spiegeln vermutlich Milanković-gesteuerte Prozesse der Exzentrizität wider (Kästner et al. 2010; siehe Kap. 4.4.2). Die definierten A/S-Zyklen der 2. Ordnung wären mit hochfrequenten Änderungen der Exzentrizität gleichzusetzen, die jeweils einen gemittelten Zeitraum von 100 ka umfassen. Die Ko5 beinhaltet 4 A/S-Zyklen der 2. Ordnung und würde demnach einen Zeitabschnitt von +/- 400 ka abdecken. Hardenbol et al. (1998) geben für die äquivalente Ox7-Sequenz, inklusive der in der Ko5 nicht überlieferten LSd, einen Zeitraum von 590 ka an.

Die Sequenzgrenze der Ko6 definiert im Weser-Leine Bergland die Basis der "*Humeralis*-Schichten" und korreliert mit der Ox8 Sequenzgrenze. Diese Sequenzgrenze wurde durch diverse Autoren im tethyalen Raum erfasst (z. B. Ruf et al. 2005, Süddeutschland; Gygi et al. 1998, Schweizer Jura). Nach Hardenbol et al. (1998) beginnt die Ox8-Sequenz im borealen/ subborealen Raum innerhalb der *pseudocordata* Subzone. Die *pseudocordata* Subzone ist durch Ammonitenfunde im Ith nachgewiesen (Salfeld 1914) und wird nach Gramann et al. (1997) den Oberen Korallenoolith ("*Humeralis*-Schichten") zugeordnet.

Auf Basis der Ostrakoden- und Ammoniten-Biostratigraphie erstreckt sich die Ko6 im südlichen Weser-Leine Bergland von der höheren Ostrakodenzone 6 bis in die Ostrakodenzone 7 bzw. von der *pseudocordata* Subzone bis in die Ammonitenzone der *Pinctonia baylei.* Bedingt durch tiefgreifende postsedimentäre Abtragung ist die Ko6 (Diskontinuitätsfläche I) im Weser-Leine Bergland nicht komplett überliefert. Der veranschlagte zeitliche Rahmen von 690 ka für die Ox8 Sequenz (Hardenbol et al. 1998) findet sich durchaus in der überlieferten Ko6 am Thüster Berg wieder. Im südlichen Weser-Leine Bergland umfasst die Ko6 bis zu 6 höherfrequente A/S-Zyklen der 2. Ordnung.

Die Sü1 Sequenzgrenze ist aufgrund der hochauflösenden Ostrakoden Zonierung sehr gut in den chronostratigraphischen/ biochronostratigraphischen Rahmen (Hardenbol et al. 1998) einzustufen und korreliert mit der Kim1 Sequenzgrenze (vgl. Abb. 4.5.2). Gemäß der biochrono-/ chronostratigraphischen Tabelle von Hardenbol et al. (1998) wurde für die Sequenzgrenze Ox8/ Kim1 ein Alter von 153.98 Ma. festgelegt.

Die Sequenzgrenze Kim1 korreliert mit den Sequenzgrenzen 1 (Colombié & Strasser 2005) und SB2 (Jank et al. 2006) und lässt sich folglich im Schweizer Jura nachweisen (Abb. 4.5.3). Die durch Ruf et al. (2005) im süddeutschen Raum identifizierte Sequenzgrenze 8 und die durch Wignall (1991) und Taylor et al. (2001) beschriebene Km1 für das Wessex-Weald Becken wurden hingegen an die *pseudocordata/ baylei* Zonengrenze (Boreal/ subboreal) bzw. *planula/ platynota* Zonengrenze (Tethys/ submediterran) gelegt und korrelieren mit der stratigraphisch älteren Oxfordium/ Kimmeridgium-Grenze.

Die Sü2 Sequenzgrenze stimmt am Lauensteiner Pass mit der Ostrakodenzonengrenze 8/9 und der Charophytenzonengrenze 1/2 überein (Abb. 4.5.3). Jedoch existiert innerhalb
dieses biostratigraphischen Intervalls eine widersprüchliche Parallelisierung der Ostrakodenzonen mit den Ammonitenzonen seitens verschiedener Autoren. Nach der entnommenen Korrelation aus Weiss (1995) ist die Ostrakodenzone 7 der *baylei* Zone gleichzusetzen während der untere Abschnitt der Ostrakodenzone 8 die *cymodoce* Zone umfasst. Nach der aus Gramann et al. (1997) übernommenen biostratigraphischen Parallelisierung der Ostrakodenzonen mit den Ammonitenzonen erstreckt sich die *baylei* Zone von der Zone 7 bis zur Ostrakodenzonengrenze 9/ 10.

Eine gesicherte Zuordnung der Ostrakodenzonen 8 bis 10 in die international gültige Biochronostratigraphie ist nicht möglich, so dass eine stratigraphische Zuordnung der Sequenzgrenze Sü2 in dieser Arbeit nicht erfolgen kann. Es bleibt jedoch zu vermerken, dass der durch Hardenbol et al. (1998) angegebene Zeitraum für die Kim 1-Sequenz von 440 ka und die angenommene Zeitspanne von 400 ka für den Ablagerungszyklus Sü1 übereinstimmen. Die Sequenzgrenze Kim2 wird nach Hardenbol et al. (1998) in die *cymodoce* Zone gestellt.

Auf Basis der Kohlenstoff-Isotopenstratigraphie setzt die Korallenoolith Fm. an der *pumilus/ plicantilis* Grenze ein (Kästner et al. 2010). Der lithostratigraphische Übergang von den Heersumer Schichten zum Korallenoolith erfolgte im Weser-Leine Bergland im Zuge eines Meeresspiegelhöchststandes. Der darauf folgende HST der Ko1 ist ca. 12 m im Hangenden der lithostratigraphischen Grenze an die Ko2 Sequenzgrenze gebunden. Nach der chronostratigraphischen Tabelle von Hardenbol et al. (1998) ist die *pumilus* Zone ins Mittlere Oxfordium einzustufen und beinhaltet die Ox5 Sequenzgrenze. Hardenbol et al. (1998) geben für die *pumilus/ plicantilis* Grenze ein absolutes Alter von 157.26 Ma an. Demzufolge umfassen die in dieser Arbeit definierten sieben Ablagerungszyklen der Korallenoolith Fm. und der basalen Süntel Fm. eine Zeitspanne von 3.7 Mio. Jahren (Abb. 4.5.3).

Hardenbol et al. (1998) etablieren für die äquivalente Zeitspanne 6 Ablagerungssequenzen der 3./ 4. Ordnung (HST der Ox4 bis Kim2), sowohl für den borealen/ subborealen als auch für den tethyalen/ submediterranen Raum (Abb. 4.5.3).

Eine hohe zyklostratigraphische Übereinstimmung besteht zwischen dem subborealen norddeutschen Raum (diese Arbeit) und der tethyal beeinflussten Karbonatrampe in Süddeutschland (Schwäbisches Becken, Ruf et al. (2005)). Die Schichtenfolge ist nach besagte Autoren in 7 *Medium-Scale* Ablagerungssequenzen (2 bis 9) unterteilt, die auf Schwankungen der Exzentrizität mit einer Periode von 400 kyr zurückgeführt werden. Ebenfalls lassen sich die Ablagerungszyklen Ko5 und Ko6 auf die von Gygi et al. (1998) etablierten Ablagerungssequenzen O7 und O8 für den Schweizer Jura übertragen (Abb. 4.5.3).

Der Ablagerungszyklus Ko5 ("Haupterosionsfläche" Oberer Korallenoolith) korreliert mit der durch Ruf et al. (2005) eingeführten *Medium-Scale* Sequenzgrenze 5. Das Wachstum von Schwamm-Mikrobialith Riffen im Liegenden der *Medium-Scale* Sequenzgrenze 5 beschränkt sich nach Ruf et al. (2005) auf den Top der *Medium-Scale* Ablagerungssequenz 2 und die Basis der *Medium-Scale* Ablagerungssequenz 3 (*bifurcatus* Zone; Oberes Oxfordium). Für den Schweizer Jura beschreibt Gygi et al. (1998) ab der Ablagerungssequenz O4 (Obere *plicantilis* bis Untere *transversarium*, Mittleres Oxfordium) durchgängig Korallen-Bioherme, die im Zuge der übergeordneten Regression R8 beckenwärts progradierten.

Oolithische *Shoal* Fazies formen den TST der Ko5 im Weser-Leine Bergland. Denen stehen im süddeutschen Raum (*Medium-Scale* Sequenz 5) mehrere Meter mächtige Schwamm-Thrombolith Biostrome und mergelige Fazies gegenüber (Ruf et al. 2005), die distale Bereiche der Karbonatrampe anzeigen (Pawellek & Aigner 2003). Schwammreiche Kalksteine und gutgebankte bioklastische Kalksteine bauen den darauf folgenden HST der *Medium-Scale* Sequenz 5 auf (Ruf et al. 2005).

Die Sequenzgrenze der Ablagerungssequenz O7 ist nach Gygi et al. (1998) intensiv irregulär und erosiv entwickelt. Äquivalent zum Oberen Korallenoolith ist der Sedimentationsraum nach Gygi et al. (1998) im Schweizer Jura durch ein oolithisches System gekennzeichnet (*Oolite rousse*). Das flachmarine Karbonatplattformsystem unterlag während des frühen TST einem starken Eintrag an terrestrischem Material, wodurch es zur Ablagerung der sandigen oolithischen Kalksteine des Bure Member (*Humeralis* Mergel) kam (Gygi et al. 1998). Mikritische Kalksteine des Oberen Laufen Member und Wengen Member formen den HST der Ablagerungssequenz O7 (Gygi et al. 1998).

Der Ablagerungszyklus Ko6 deckt die brachiopodenreichen Mergelfazies und Kalkoolith Fazies der "*Humeralis*-Schichten" im Weser-Leine Bergland ab und erstreckt sich bis in die *baylei* Zone. Ruf et al. (2005) definieren für die Zeitspanne zwei *Medium-Scale* Sequenzen (6 und 7), wobei die Sequenzgrenze der *Medium-Scale* 8 an die stratigraphisch ältere *planula/ platynota* Zonengrenze gelegt wurde (Abb. 3). Am Zyklenaufbau sind nach Ruf et al. (2004) im Wesentlichen bioturbate Mergel, Mudstones und gutgebankte Kalksteine beteiligt (Sequenz 6). Einzelne Schwamm-Thrombolith Riffkomplexe haben sich während des TST der Sequenz 7 entwickelt. Die hydrodynamisch hochenergetischen tuberoidreichen Intraklasten/ Bioklasten Fazies bilden den darauf folgenden HST (Ruf et al. 2005).

Die durch Gygi et al. (1998) aufgestellte Ablagerungssequenz O8 umfasst die *planula* Zone und dauert bis zur *platynola/ hypselocyclum* Zonengrenze an. Transgressiv lagerten sich auf der Karbonatplattform die oolithischen Kalksteine des Verena Members ab (Gygi et al. 1998). Im distalen Bereich verzahnen die Oolithe mit glaukonitreichen Ablagerungen des Letzi Members (Gygi et al. 1998).

Die Oxfordium/ Kimmeridgium Grenze korrespondiert nach Ggyi et al. (1998) mit der *planulal platynota* Zonengrenze und wird als *Maximum Flooding Surface* durch selbige Autoren interpretiert. Diese Interpretation steht im Gegensatz zu Jank et al. (2006) die an der Oxfordium/ Kimmeridgium Grenze, deckungsgleich mit dem süddeutschen Raum (*Medium-Scale* Sequenzgrenze 8, Ruf et al. (2005)), eine Sequenzgrenze (SB1) sehen. Im Hangenden der *planula/ platynota* Zonengrenze schließen sich im Schweizer Jura die Ablagerungen der Reuchenette Fm. an (z. B. Gygi et al. 1998; Colombié & Strasser 2005; Jank et al. 2006). Die *Maximum Flooding Zone* der Ko6 setzt ca. 8 m im Liegenden der vermuteten Oxfordium/ Kimmeridgium Grenze im Weser-Leine Bergland ein.

Innerhalb der *platynota* Zone legen Colombié & Strasser (2005) und Jank et al. (2006) eine Sequenzgrenze 4. Ordnung, die mit der durch Hardenbol et al. (1998) definierten Kim1 Sequenzgrenze übereinstimmt (Abb. 4.5.3).

Äquivalent zum Ablagerungsraum während des Ablagerungszyklus Sü1 im Weser-Leine Bergland beschreiben Colombié & Strasser (2005) lagunäre Flachwasserkarbonatsedimentation mit submarinen oolithischen *Shoals* für die *Medium-Scale* Sequenz 1, die nach Aussagen der Autoren eine Zeitspanne von 400 bis 500 ka umfasst. Der Sedimentationsraum im Schwäbischen Becken (Süddeutschland) war während der *Medium-Term* Sequenz 8 (*platynota* Zone) weiterhin durch gut gebankte Kalksteine und Mergel sowie tuberoidreiche Intraklasten/ Bioklasten Fazies gekennzeichnet (Ruf et al. 2005), die distale Bereiche einer Karbonatrampe um die Sturmwellenbasis herum charakterisieren (Pawellek & Aigner 2003).

Im borealen Raum (Wessex-Weald Becken, S-England) ist die frühe *baylei* Zone (Unteres Kimmeridgium) aufgrund von Nicht-Sedimentation und Erosion absent (Wignall 1991; Taylor et al. 2001). Mudstones und siliziklastische Ablagerungen formen im borealen Raum die Km1 Ablagerungssequenz (Wignall 1991). Die *baylei// cymoce* Zonengrenze wird nach Wignall (1991) in weiten Regionen des Beckens einer Erosionsdiskontinuität gleichgesetzt, die eine erhebliche Schichtlücke belegt.

In Abhängigkeit der biostratigraphischen Kontrolle über die untersuchte Schichtenfolge zeigt die vorgelegte zyklostratigraphische Studie eine sehr hohe Übereinstimmung zwischen den in dieser Arbeit definierten Ablagerungszyklen 1. Ordnung/ Sequenzgrenzen und den von Hardenbol et al. (1998) etablierten Ablagerungssequenzen/ Sequenzgrenzen für den borealen/ subborealen Raum. Ebenfalls lassen sich die definierten Sequenzgrenzen gut mit den beschriebenen Sequenzgrenzen für den tethyalen/ submediterranen Raum vereinbaren. Die Entwicklung der Ablagerungsräume zeigen zwischen dem Weser-Leine Bergland (Oberen Korallenoolith und Untere Süntel Fm.) und der äquivalenten Zeitspanne des Schweizer Juras (Bure & Laufen Member bis Reuchenette Fm.) Parallelen. Während des

Obersten Oxfordiums ist sowohl für den subborealen als auch für den tethyalen Raum im Schweizer Jura offen marine oolithische *Shoal* Sedimentation überliefert. Das frühe Kimmerdigium ist hingegen vornehmlich durch einen geschützt bis offen marin lagunären-Sedimentationraum charakterisiert. Der siliziklastische Einfluss auf die Ablagerungsräume ist im subborealen Raum infolge humider klimatischer Bedingungen intensiver ausgeprägt. Die in tiefere Bereiche einer Karbonatrampe zu stellende Faziesvergesellschaft des Schwäbischen Beckens (Süddeutschland) zeigt hingegen keine Veränderungen während des späten Oxfordiums/ frühen Kimmeridgiums.

## 4.5.4. Einstufung der chronostratigraphischen Grenze Mittleres/ Oberes Oxfordium auf Basis von paläoklimatischen Indikatoren

Die chronostratigraphische Grenze zwischen dem Mittleren und Oberen Oxfordium lässt sich in der untersuchten Schichtenfolge nicht exakt festlegen (Kästner et al. 2010). Kästner et al. (2010) belegen für den Übergangsbereich vom Mittleren zum Oberen Oxfordium (*pumilus* bis Untere pseudocordata Zone) eine stetige Temperaturabnahme um +/- 7 °C, sowie einem untergeordneten kurzzeitigen Temperatureranstieg in der cautisnigrae Zone. Die Temperaturkurve steht in Einklang zu den Ergebnissen von Cecca et al. (2005). Besagte Autoren haben anhand von Faunenverbreitungen- und Migrationen einen Wechsel von ariden zu eher arid-humiden klimatischen Bedingungen während des Mittleren und Oberen Oxfordium für den borealen/ subborealen Raum nachgewiesen. Auf Basis von Biofazies-Analysen (Dupraz 1999; Dupraz & Strasser 1999, 2002) wird der europäische Raum während des Mittleren Oxfordiums in eine aride mediterrane Region und einen humiden borealen Bereich (Zentral- und Nordeuropa) unterschieden. Der Wechsel von ariden klimatischen Bedingungen während des Mittleren Oxfodiums zu eher arid-humiden Bedingungen für das Obere Oxfordium zeigt sich nach Cecca et al. (2005) u. a. in der Ausbreitung und dem Vorkommen von Korallenriffen und tethyalen Ammonoideen-Faunen im borealen/ subborealen Raum.

Wie in dem Kapitel 4.3. erwähnt, sind die "reinen" Korallenriffe des Korallenooliths im Weser-Leine Bergland auf die Ablagerungszyklen Ko1 und Ko2 beschränkt. In dieser Zeit formten Korallenvergesellschaftungen aus *Thamnasteria*, *Thecosmilia* und *Isastrea* (Untere Korallenbank, Helm et al. 2003) während relativer Meeresspiegelhöchststände mehrere Meter mächtige Fleckenriffe im Weser-Leine Bergland. Das Vorkommen der Korallenriffe ist nach Kästner et al. (2010) in die *pumilus* Zone und somit gesichert ins Mittlere Oxfordium einzustufen. Diese zeitliche Einordnung korreliert sehr gut mit den Ergebnissen von Cecca et al. (2005), die während dieser Zeit anhand der nördlichsten Ausbreitung von tethyalen Ammonoideen-Faunen ein Klimamaximum vermuten (Cecca et al. 2005).

Im Hangenden der Diskontinuitätsfläche B&C veränderte sich die Faziesvergesellschaftung der Ablagerungszyklen Ko3 und Ko4 signifikant gegenüber der des Liegenden. Die "reinen"

Korallenriffe des Unteren Korallenooliths verschwanden und wurden durch Mikrobialith-Korallen Fleckenriffe ersetzt (Ablagerungszyklus Ko3, Obere Korallenbank, *Florigemma* Bank). Mikrobielle Krusten waren dabei mit bis zu 80 % am Riffaufbau beteiligt (Betzler et al. 2007). Dieser Wechsel ist nach Cecca et al. (2005) an eine Anreicherung von Nährstoffen in das Ablagerungssystem geknüpft, was Waite et al. (2008) wiederum mit erhöhten Niederschlägen und damit humideren Konditionen in Verbindung bringen.

Im Hangenden der "Fossilschicht" und "Oberen Korallenbank" (A/S-Zyklus 4 der 2. Ordnung, Ko3) schließen sich erstmalig die *Everticyclammina* Pack- und Floatstones im Weser-Leine Bergland an (A/S-Zyklen 5 und 6 der 2. Ordnung, Ko3). Wie in dem Kapitel 2.3. bereits diskutiert wurde war die massenhafte Besiedlung des Sedimentationsraumes durch loftusiide Großforaminiferen an Zeiten eines hohen Nährstoffeintrages gebunden. Der ansteigende detritische Quarzgehalt in einigen Schichtintervallen des A/S-Zyklus 5 der 2. Ordnung belegt darüber hinaus temporäre Erosionsphasen des Hinterlandes, die nach Waite et al. (2008) durch Meeresspiegelschwankungen und zunehmende Niederschläge gesteuert wurden.

Aufgrund der vertikalen Faziesverbreitung und dem Gehalt an detritischen Quarz indiziert der Übergangsbereich von A/S-Zyklus 4 zu A/S-Zyklus 5 der 2. Ordnung eine Zunahme der Niederschlagsraten. Dieser Zeitraum korreliert möglicherweise mit der veranschlagten Temperaturabnahme durch Kästner et al. (2010).

Im Anschluss an die Temperaturabnahme beschreiben Kästner et al. (2010) ein untergeordnetes Temperatur-Zwischenmaximum in der *cautisnigrae* Zone. Das Temperatur-Zwischenmaximum würde demnach mit dem Übergangsbereich der A/S-Zyklen 2. Ordnung 6 zu 7 korrelieren und wäre in Kombination mit hochfrequenten Meeresspiegelschwankungen für die Existenz der *"Florigemma* Bank" und weiterer mikrobieller Fleckenriffhorizonte verantwortlich. Die Entwicklung "reiner" Korallenriffe wurde dabei durch einen erhöhten Eintrag an Nährstoffen unterbunden. Als Anzeiger für einen hohen Nährstoffeintrag sind außer Loftusiiden auch nerineoide Gastropoden zu nennen.

Im Hangenden der "Hauptemersionsfläche" lagerten sich die Fazies des "Quarzreichen Intervalls" ab (Ablagerungszyklus 4). Die Existenz der *Alveosepten* und nerineoidreichen Fazies sowie eisenoolithischer und siliziklastischer Sedimente indiziert Zeiten in denen der lagunäre Ablagerungsraum einem hohen Zustrom von Land und humiden Bedingungen ausgesetzt war (z. B. Gygi et al. 1998). Übertragen auf die Temperaturkurve von Kästner et al. (2010) entspricht das "Quarzreiche Intervall" der Zeit der rapiden Temperaturabnahme im Hangenden der "Hauptemersionsfläche" und der darauf folgenden Temperaturminimumzone um die 19°C (Kästner et al. 2010). Die Temperaturminimumzone legen Kästner et al. (2010) an den Top der *cautisnigrae* Zone/ Basis *pseudocordata* Zone.

Innerhalb dieses Zeitraumes setzen Hardenbol et al. (1998) die sogenannte Mid-Oxfordian Unconformity (T9a/R8b Sequenzgrenze), die in Folge intensiver Extensionstektonik (späte

*Cimmerian* Phase, Nordsee und Tethys Riftsystem) den gesamten europäischen Kraton erfasste und einen erheblichen Hiatus nach sich zog (u. a. Jacquin et al. 1998; Kästner et al. 2010). Hardenbol et al. (1998) geben für die Grenze Mittleres/ Oberes Oxfordium ein absolutes Alter von 155.5 Ma an, was der Zonengrenze *bifurcatus/ bimammantum* für den tethyalen Raum entspricht.

Die vertikale Veränderung der Bio-Faziesvergesellschaftung in den untersuchten Sektionen deckt sich sehr gut mit dem von Cecca et al. (2005) und Kästner et al. (2010) angebenen Klimawechsel zu eher arid-humiden Bedingungen. Die Faziesverteilung und die Biokomponenten waren dabei an tektono-klimatisch-gesteuerte Prozesse gekoppelt die wiederum die Niederschlagsraten und den Nährstoffeintrag kontrollierten. Der größte Einschnitt ist dabei durch das erstmalige Auftreten von Mikrobialithen, loftusiiden Großforaminiferen und nerineoiden Gastropoden an der Grenze vom Unteren zum Mittleren Korallenoolith zu sehen. Folglich wird vermutet, dass der Ablagerungszyklus Ko3 bereits in das Obere Oxfordium zu stellen ist. Demnach würde die chronostratigraphische Grenze vom Mittleren zum Oberen Oxfordium im Bereich der Sequenzgrenze Ko3 liegen.

# 5. Zusammenfassung der Ergebnisse

Die oberjurassische Schichtenfolgen der Korallenoolith Fm. und der Unteren Süntel Fm. wurden im Weser-Leine Bergland (Niedersächsisches Becken) hinsichtlich der Fazies, der stratigraphischen Architektur und der Sequenzstratigraphie untersucht und interpretiert.

Um die gesteckten Ziele zu erreichen erfolgten hochauflösende sedimentologische Profilaufnahmen in Steinbrüchen und an Bohrkernen im südöstlichen Süntel (KB Eulenflucht1), im nördlicher Ith (Steinbruch am Lauensteiner Pass) sowie am Thüster Berg (Steinbrüche und Bohrkerne bei Salzhemmendorf). Multispektrale Gamma-Ray Messungen in den Steinbrüchen und Messungen des Karbonatgehalts an den Bohrkernen wurden ergänzend aufgenommen um zyklisch auftretende Veränderungen der Gesteinseigenschaften zu identifizieren und zu korrelieren.

Durch die Re-Evaluation und Interpretation publizierter sedimentologischer, geophysikalischer und geochemischer Datensätze (Hoyer 1965; Helm et al. 2003; Kästner et al. 2008, 2010) konnte basierend auf der Kartierung von Diskontinuitätsflächen ein erstmaliger stratigraphischer Bezug zwischen den nördlichen (Süntel, Deister) und südlichen Weser-Leine Bergland (Ith, Thüster Berg) hergestellt werden. Vier Diskontinuitätsflächen sind dabei aufgrund von Emersion und Inzision und dem damit in Verbindung stehenden Schichtausfall hervorzuheben.

 Die Erosionsdiskontinuität B&C ist signifikant im Weser-Leine Bergland entwickelt und belegt eine Sedimentationsunterbrechung und insbesondere im Süntel und Deister erhebliche Inzision. Die Erosionsrate nimmt nach Nordwesten zu.

- 2) Die "Haupterosionsfläche" (Diskontinuitätsfläche E) ist in den untersuchten Steinbrüchen und Bohrkernen sowie in geochemischen- und geophysikalischen Messdaten, aufgrund signifikanter Wechsel der Kurven-Signaturen, sehr gut zu erfassen und zu korrelieren. Die "Haupterosionsfläche" wird in Zusammenhang mit beckenweiter Freilegung der Schichtenfolge und Abtragung in Verbindung gebracht. Die maximalen Abtragungsintensitäten lagen dabei im Süntel und im Deister.
- 3) Der lithostratigraphische Übergang von der Korallenoolith Fm zur Süntel Fm. indiziert und nördlichen im Süntel Deister eine umfangreiche Schichtlücke (Diskontinuitätsfläche H) und Erosion durch die stratigraphisch jüngere Diskontinuitätsfläche Ι. Der stratigraphisch jüngere Verkarstungshorizont (Diskontinuitätsfläche I) bildet die lithostratigraphische Grenze von der Korallenoolith Fm. zur Süntel Fm. am Thüster Berg.
- 4) Die "Hauptemersionsfläche" (Diskontinuitätsfläche D) formt im Süntel eine wichtige Diskontinuitätsfläche, die Paläoverkarstung aufweist, ist allerdings im nördlichen Ith und am Thüster Berg in dieser Form nicht ausgebildet und besitzt damit nur lokalen Charakter.

Als wichtige Erkenntnis hat sich herausgestellt, dass die durch Helm et al. (2003) angenommene Parallelisierung der Korallen-führenden Horizonte "*Florigemma* Bank" und "Obere Korallenbank" nicht stimmig ist. Vielmehr bilden die "Obere Korallenbank" und die im Süntel leitende "Fossilschicht" einen Leithorizont, der sich transgressiv im Hangenden der Haupterosionsdiskontinuität B&C abgelagert hat. Die Zusammenführung der "*Florigemma* Bank" als Rifffazies und der "Nerineenbank" als Intrarifffazies konnte im Bohrkern Eulenflucht1 und durch Geländebegehungen verifiziert werden.

Durch makro- und mikroskopische Untersuchungen wurden 24 Fazies unterschieden. Anhand der durchgeführten Parallelisierung der Diskontinuitätsflächen und in Relation stehender lithologischer Leithorizonte konnte nachgewiesen werden, dass auf den Ablagerungsraum des flachmarinen "Korallenoolithmeeres" zu unterschiedlichen Zeiten unterschiedliche Steuerungsfaktoren wirkten, die wiederum einen maßgeblichen Einfluss auf die vorgefundenen Faziesvergesellschaftungen hatten.

Die in der basalen Schichtenfolge des Korallenooliths definierten Fazies (Ablagerungssystem I) wurden einem sturm- und wellendominierenden küstennahen *Shoreface* und *Offshore* Ablagerungsraum einer Karbonatrampe zugeordnet. Die Faziesvergesellschaftungen aus *Shoreface* Oolithen, Korallenriffen und intraklastenreichen Fazies des Ablagerungssystems I sind am Top an die Diskontinuitätsfläche B&C gebunden, die von der sogenannten "Fossilschicht" im Süntel und der "Oberen Korallenbank" im nördlichen Ith überlagert wird.

Ein Ablagerungssystem aus strömungsgenerierten oolithischen *Shoals* konnte ab der Basis der Diskontinuitätsfläche B&C nachgewiesen werden (Ablagerungssystem II bis IV). Eine Dreiteilung des Ablagerungsraumes in *Inner Shoal, Shoal-Fringe* und *Offshoal* erfolgte aufgrund der unterschiedlichen Attribute der Fazies. Der Begriff *Offshoal* umfasst dabei *Backshoal* Sedimente als auch *Foreshoal/ Intrashoal* Ablagerungen. Als wichtige Unterscheidungsmerkmale zwischen *Backshoal* Fazies und *Fore-/ Intrashoal* Fazies dienten der Anteil an detritischen Quarz und terrestrischen Material im Sediment, die Biodiversität sowie die identifizierte Biovergesellschaftung. Den *Backshoal*-Bereich okkupierten Miliolide-Ostrakoden und Loftusiide-Gastropoden Vergesellschaftungen, während die *Fore-/ Intrashoal* Regionen vornehmlich von Loftusiiden-Nodosariiden und Nodosariiden-Poriferen Vergesellschaftungen dominiert wurden.

Die Existenz von loftusiiden Großforaminiferen und nerineoiden Gastropoden innerhalb dieses Systems wurde auf ein verstärktes Nahrungsangebot infolge erhöhter Nährstoffeinträge zurückgeführt. Die Entwicklung von "reinen" Korallenriffen konnte unter diesen palökologischen Bedingungen nicht erfolgen und mehrheitlich mikrobielle Riffbauer traten in Erscheinung. Der Nährstoffeintrag war gekoppelt an die Niederschlagsraten, die durch einen Wechsel von aridem zu arid-humiden Klima zunahmen.

Eine gute Übereinstimmung zwischen lithologischen Wechseln, geophysikalischen (Multispektral Gamma-Ray) und geochemischen Messungen (Karbonatgehalt) konnte nachgewiesen werden. So zeigten oolithische Kalkabfolgen einen ruhigen und asymmetrischen Kurvenverlauf mit niedrigen Gamma-Ray Intensitäten und hohem Karbonatgehalt während die bioklastischen *Offshoal* Fazies ein irreguläres, mit zum Teil glockenförmigen Ausbuchtungen, oder ein zackiges Kurvenmuster erkennen ließen.

Großmaßstäbliche Wechsel in den Kurvensignaturen der gemessenen Gamma-Ray Intensitäten und des Karbonatgehaltes wurden herangezogen um die untersuchte sedimentäre Schichtenfolge zu unterteilen. Als besonders hilfreiches Werkzeug stellte sich der gemessene Karbonatgehalt heraus. Die auftretenden Fluktuationen des Karbonatgehalts ermöglichten die Differenzierung der Korallenoolith Fm. in bis zu 5 Einheiten (Einheit A bis E). Die Ablagerungen der Süntel Fm. ließen sich anhand intensiver Schwankungen im Karbonatgehalt und durchschnittlich höherer Gamma-Ray Intensitäten von denen der Korallenoolith Fm. abgrenzen. Die definierten Grenzen korrelieren dabei mit den zuvor identifizierten Diskontinuitätsflächen. Laterale Mächtigkeitsunterschiede der festgelegten Einheiten zwischen den einzelnen Sektionen sind gegenwärtig und zum Teil sehr intensiv ausgebildet. Hervorzuheben ist dabei die Einheit C, für den der Begriff "Quarzreiches Intervall" eingeführt wurde. Die Einheit C umfasst im Norden siliziklastische und eisenoolithische Fazies und im Süden quarzreiche Fazies die ein lagunäres/ Backshoal-System kennzeichnen.

Anhand der signifikanten Veränderungen der Kurvenmuster im Karbonatgehalt sowie der Gamma-Ray Intensität sind die 5 abgesteckten Einheiten der Korallenoolith Fm. leicht in zukünftigen Arbeiten mittels der durchgeführten Messmethoden zu identifizieren und verfügen damit auch auf überregionaler Ebene über ein hohes Korrelationspotential.

Auf Basis der Faziesanalyse und der Identifikation der vertikal gestapelten Faziesmuster in Kombination mit zyklischen Kurvensignaturen der Gamma Ray Intensität sowie des Karbonatgehaltes konnten 9 unterschiedliche Typen sedimentärer Zyklen innerhalb des oolithischen *Shoal*-Systems differenziert werden. Die sedimentären Zyklen formen hochfrequente A/S-Zyklen (Akkomodationsraum vs. Sedimenteintrag) der 3. Ordnung im Arbeitsgebiet. Die vertikale Anordnung und Gestaltung der hochfrequenten A/S-Zyklen unterlag sowohl externen als auch internen Kontrollfaktoren. Vertikal aufeinanderfolgende A/S-Zyklen sind an Erosionsflächen und Diskontinuitätsflächen gebunden, die überregional verfolgbar sind, was als Indiz für allozyklische-Prozesse interpretiert wurde. Die Ausbildung lokaler Erosionsflächen beruhte hingegen auf hochenergetischen *Events* wie Stürme oder der Migration von *Shoals* infolge interner Steuerungsfaktoren.

Durch die Auswertung der vertikalen Anordnung der A/S-Zyklen 3. Ordnung und unter Einbeziehung der Diskontinuitätsflächen erfolgte eine Unterteilung der untersuchten Schichtenfolge in bis zu 17 A/S-Zyklen der 2. Ordnung.

Zwischen den korrelierbaren Zyklen der 2. Ordnung sind Mächtigkeitsschwankungen ausgebildet. Fehlende A/S-Zyklen sind an Sequenzgrenzen höherer Ordnung gebunden und infolge von postsedimentärer Abtragung nicht vorhanden. Sequenzgrenzen höherer Ordnung beinhalten großmaßstäbliche Wechsel der Signatur im Karbonatgehalt und der Gamma-Ray Intensität, wodurch die 17 A/S-Zyklen der 2. Ordnung in 6 Ablagerungszyklen der 1. Ordnung (Ko1 bis Ko6) zusammengefasst werden konnten.

Die hierarchisch gestapelten A/S-Zyklen der Korallenoolith Fm. zeigen große Übereinstimmungen mit zeitlich äquivalenten Ablagerungszyklen in anderen europäischen Sedimentbecken, die im Einklang mit den 100 ka und 400 ka Perioden der Exzentrizität stehen. Es wird vermutet, dass gleiche externe Milanković-Prozesse auch die Zyklizität im Weser-Leine Bergland beeinflusste.

In dieser Arbeit konnte gezeigt werde, dass neben extern-gesteuerten Meeresspiegelschwankungen, synsedimentäre Tektonik den vorhandenen Akkomodationsraum ausweitete oder reduzierte und somit Einfluss auf die überlieferten Mächtigkeiten der A/S-Zyklen nahm. Während aktiver tektonischer Phasen (Extensionstektonik) wird eine Mobilisierung der Zechsteinsalze im Untergrund angenommen, wodurch das Weser-Leine Bergland differenzierten Hebungs- bzw. Senkungsraten unterlag. Generell ließ sich erkennen, dass die Süntel Scholle und die Eldagsen-Springe Scholle im nördlichen Weser-Leine Bergland Hochgebiete darstellten und folglich weniger Raum zur Akkumulation von Sedimenten bereitstellten. Die Grabenzonen (Zentrale Ith Scholle, Bad Münder-Osterwald Scholle) senkten sich gleichzeitig ab und boten mehr Platz zur Akkumulation. Gesteuert durch die differenzierten Hebungs- und Senkungsraten lässt sich eine graduelle Mächtigkeitszunahme der A/S-Zyklen der 2. Ordnung nach Südosten in Richtung der Grabenzonen feststellen.

Zusätzlich wird angenommen, dass im Zuge der späten *Cimmerian* Phase zwei Haupthebungsereignisse das Weser-Leine Bergland erfassten, was die Entstehung der Hauptdiskontinuitätsfläche B&C und E nach sich zog, die jeweils einen erheblichen Hiatus hervorbrachten.

Anhand der Hauptdiskontinuitätsflächen erfolgte eine stratigraphische Unterteilung der Korallenoolith Fm. im Weser-Leine Bergland in Unterer-, Mittlerer- und Oberer Korallenoolith. Der Untere Korallenoolith beinhaltet den HST des Ablagerungszyklus Ko1 und die darauf folgende Ko2. Die Mächtigkeit der Ko2 nimmt infolge ansteigender Erosionsraten nach Nordwesten ab und liegt im nordwestlichen Süntel nicht mehr vor. Der Mittlere Korallenoolith gliedert sich in den eigentlichen Mikrobialith-Korallen-führenden "Mittleren Korallenoolith" (Ablagerungszyklus Ko3) und dem "Quarzreichen Intervall" (Ko4). Der Obere Korallenoolith umfasst den eigentlichen "Oberen Korallenoolith" (Ko5) und die sogenannten "*Humeralis*-Schichten" (Ko6). Die Ko6 ist im Süntel und im nördlichen Deister nicht ausgebildet. Aufgrund der führenden Ostrakodenvergesellschaftung und der Zyklostratigraphie konnte eine diachrone Entwicklung zwischen den "*Humeralis* Schichten" (Ko6) im südlichen Weser-Leine Bergland und der Süntel Fm. (Sü1) im nördlichen Weser-Leine Bergland ausgeschlossen werden.

Eine unzureichende biostratigraphische Kontrolle über die untersuchte Schichtenfolge liegt vor. Lediglich der Obere Korallenoolith und die basale Schichtenfolge der Süntel Fm. konnten in einen chrono-/ biochronostratigraphischen Kontext gebracht werden. Demzufolge ist der Obere Korallenoolith in die *pseudocordata* Ammonitenzone bzw. den Ostrakodenzonen 6 und 7 und die basale Süntel Fm. in die Zone der *Pinctonia baylei* einzustufen. Auf Basis der biochronostratigraphischen Kontrolle konnten die innerhalb der besagten Schichtenfolge definierten Sequenzgrenzen Ko5, Ko6 und Sü1 den Ox7, Ox8 und Kim1 Sequenzgrenzen gleichgesetzt werden.

# Literaturverzeichnis

Allen, J.R.L. (1968): Current Ripples.- (Amsterdam: North Holland): 433 S.

- Bachmann, G.H., Voigt, T., Bayer, U., von Eynatten, H., Legler, B. & Littke, R. (2008): Depositional history and sedimentary cycles in the Central European Basin System.-Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D. & Nelskamp, S. (Hrsg.): Dynamics of Complex Intracontinental Basins-The Central European Basin System.- Springer Verlag, Berlin: 157-172.
- Bádenas, B., Aurell, M., Rodriguez-Tovar, F.J. & Pardo-Igúzquiza, E. (2003): Sequence stratigraphy and bedding rhythms of an outer ramp limestone succession (Late Kimmeridgian, Northeast Spain).- Sed. Geol., 161: 153-174.
- Bádenas, B., Aurell, M. & Gröcke, D.R. (2005): Facies analysis and correlation of high-order sequences in middle-outer ramp successions: variations in exported carbonate in basin-wide δ13Ccarb (Kimmeridgian, NE Spain).- Sedimentology, **52**: 1253-1276.
- Bádenas, B. & Aurell, M. (2010): Facies models of a shallow-water carbonate ramp based on distribution of non-skeletal grains (Kimmeridgian, Spain).- Facies, **56**: 89-110.
- Baldschuhn, R., Best, G. & Kockel, F. (1991): Inversion tectonics in the northwest German basin. In: Spencer, A. M. (Hrsg.): Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons.- Special Publication of the European Association of Petroleum Geologists, 1, Oxford Univ. Press: 149-159.
- Bathurst, R.G.C. (1975): Carbonate Sediments and their Diagenesis: Developments in Sedimentology.- Elsevier, Amsterdam, **12**: 658 S.
- Baumann, H. & Illies, J.H. (1983): Stress field and strain release in the Rhenish Massif. In: Fuchs, K., Von Gehlen, K., Mälzer, H., Murawski, H., Semmel, A. (Hrsg.): Plateau Uplift.- Springer Verlag: 177-186.
- Bell, J.S. & Gough, D.I. (1979): Northeast-southwest compressiv stress in Alberta: evidence from oil wells.- Earth Planet. Sci. Lett., **45**: 475-482.
- Bertling, M. (1993): Riffkorallen im Norddeutschen Oberjura-Taxonomie, Ökologie, Verteitung.- Palaeontographica (A), **226 (4/6)**: 77-123.
- Bertling, M. (1997): Structure and function of coral associations under extreme siltation stress - a case study from the northern German Upper Jurassic.- Proceedings of the 8th International Coral Reef Symposium, **2**: 1749-1754.
- Best, G. (1996): Floßtektonik in Norddeutschland: Erste Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen an der Salzstruktur "Oberes Allertal".- Z. dt. Geol. Ges., 147: 455-464.
- Betz, D., Führer, F., Reiner, G. & Plein, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin.-Tectonophysics, **137**: 127-170.
- Betzler, C., Pawellek, T., Abdullah, M. & Kossler, A. (2007): Facies and stratigraphic architecture of the Korallenoolith Formation in North Germany (Lauensteiner Pass, Ith Mountains).- Sed. Geol., **194**: 61-75.

- Boigk, H. (1981): Erdöl und Erdölgas in der Bundesrepublik Deutschland.- Enke Verlag, Stuttgart: 340 S.
- Brand, E. & Hoffmann, K. (1963): Stratigraphie und Fazies des nordwest-deutschen Jura und Bildungsbedingungen seiner Erdöllagerstätten.- Erdöl und Kohle, **16**: 437-450.
- Brink, H.-J. (1984): Die Salzstockentwicklung in Nordwestdeutschland.- Geowissenschaften in unserer Zeit, **2 (5)**: 160-166.
- Brink, H.-J., Dürschner, H. & Trappe, H. (1992): Some aspects of the late and post-variscan development of the Northwestern German Basin.- Tectonophysics, **207**: 65-95.
- Burchette; T.P. (1987): Carbonate-barrier shorelines during the basal Carboniferous transgression: the Lower Limestone Shale Group, South Wales and western England. In: Miller, Adams & Wright (Hrsg.) European Dinantian Environments.- Wiley, London, 239-263
- Bucur, I.I., Conrad, M.A. & Radoicic, R. (1995): Foraminifers and Calcerous Algae from Valanginian limestones in the Jerma River Canyon, Eastern Serbia.- Rev. Paleobiol., 14/2: 349-377.
- Burne, R.V., Bauld, J. & DeDeccker, P. (1980): Saline lakes charophytes and their geological significance.-J. Sediment. Petrol., **50**: 281-293.
- Cäsar, S. (2007): Der Obere Korallenoolith (Oxfordium/ Kimmeridgium) des nördlichen Ith, NW-Deutschland – Fazies und Stratigraphie.- Dipl. Arbeit Teil I, Univ. Hamburg: 121 S. [unveröff.]
- Cäsar, S. & Betzler, C. (2010): Architecture of an oolitic shoal system in the Oxfordian of N-Germany (Korallenoolith Fm., Lower Saxony).- SDGG, **72**: S. 28.
- Campbell, C.V. (1967): Lamina, laminaset, bed and bedset. Sedimentology, 8: 7-26.
- Carozzi, A.V. (1975): Sedimentary rocks: Concepts and history.- Dowden, Hutchinson & Ross, Stroundsburg, Pa & New York: 468 S.
- Carpentier, C., Lathuiliere, B., Ferry, S. & Saussr, J. (2007): Sequence stratigraphy and tectonosedimentary history of the Upper Jurassic of the Eastern Paris Basin (Lower and Middle Oxfordian, Northeastern France).- Sed. Geol., **197**: 235-266.
- Cecca, F., Martin-Garin, B., Marchand, D., Lathuiliere, B. & Bartolini, A. (2005): Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and Peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic).- Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **222**: 10-32.
- Christensen, O.B. (1988): Ostracod zones and dispersion of Mesozoic fossils in the Scandinavian North Sea area.- In: Hanai, T., Ikeya, N. & Ishizaki, K. (Hrsg.): Evolutionary biology of ostracoda.- Dev. Paleont. Stratigr., **11**: 1269-1281.
- Collin, P.Y., Loreau, J.P. & Courville, P. (2005): Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian-Oxfordian, south-eastern Paris basin, France).- Sedimentology, **52**: 969-985.
- Colombié, C. & Strasser, A. (2005): Facies, cycles, and controls on the evolution of a keepup carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura).- Sedimentology, **52**: 1207-1227.

- Cross, T.A. & Lessenger, M.A. (1998): Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. In: Gradstein, F.M., Sandvik, K.O. & Milton, N.J. (Hrsg.): Sequence Stratigraphy Concepts and Applications.- Elsevier, Amsterdam: 171-195.
- Dadlez, R. (2003): Mesozoic thickness pattern in the Mid-Polish Trough.- Geol. Quart., **47(3)**: 223-240.
- Davies, P.J., Bubela, B. & Ferguson, J. (1978): The formation of ooids.- Sedimentology, **25**: 703-730.
- Davies, G.R. & Smith, L.B. (2006): Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview.- AAPG Bulletin, **90 (11)**: 1641-1690.
- Duin, E.J.T., Doornenbal, J.C., Rijkers, R.H.B., Verbeek, J.W. & Wong, T.E. (2006): Subsurface structure of the Netherlands - results of recent onshore and offshore mapping. Netherlands.- Neth. J. Geosci. (Geol. Mijnb.), 85: 245-276.
- Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.-AAPG Mem. 1: 108–121.
- Dupraz, C. (1999): Paléontologie, paléoecologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français).- GeoFocus **2**: 247 S.
- Dupraz, C. & Strasser, A. (1999): Microbialites and Micro-encrusters in Shallow Coral Bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains).-Facies, **40**: 101-130.
- Dupraz, C. & Strasser, A. (2002): Nutritional Modes in Coral-Microbialite Reefs (Jurassic, Oxfordian, Switzerland): evolution of trophic structure as a response to environmental change.- Palaios, **17**: 449-471.
- Drong, H.J., Plein, E., Sannemann, P., Schuepbbach, M.A. & Zimdars, J (1982): Der Schneverdingen-Sandstein des Rotliegenden eine aolische Sedimentfullung alter Grabenstrukturen.- ZDDG, **133**: 699-725.
- Embry, A.F. & Klovan, J.E. (1972): Absolute Water Depth Limits of Late Devonian Paleoecological Zones.- Geol. Rundschau, **61**: 672-686.
- Enay, R., Contini, D. & Boullier, A. (1988): Le Séquanientype de Franche-Comté (Oxfordien supérieur): datations et corrélations nouvelles sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et régions voisines.- Eclogae Geol. Helv., **81 (2)**: 295-363.
- Farrenschon & Klassen, H. (2003): Oberer Malm.- In: Geologie im Weser- und Osnabrücker Bergland.- Geol. Dienst NRW; Krefeld: 64-65.
- Faupel, W. & Thomsen, E. (1989): Der Korallenoolith von Salzhemmendorf: Sedimentation, Diagenese und epigenetische Dolomitisierung.- Dipl. Arbeit und Kartierung, Inst. u. Mus. f. Geol. u. Paläont. Göttingen: 163 S. [unveröff.]
- Feist, M. & Grambast-Fessard, N. (1984): New Porocharaceae from the Bathonian of Europe: phylogeny and palaeoecology.- Palaeontology, **27**: 295-305.
- Fels, A. & Seyfried, H. (1993): "A la recherche du temps perdu": On geological condensation, with examples from the Jurassic Subbetic Plateau in Southeastern Spain.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **189 (1-3)**: 13-31.

- Flügel, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks-Analysis, Interpretation and Application.-Springer Verlag, Berlin: 976 S.
- Freytet, P. & Verrecchia, E. P. (2002): Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview.- J. Paleolimnol., **27**: 221-237.
- Füchtbauer, H. (1970): Sandsteine, Konglomerate und Breccien.- In: Füchtbauer, H. & Müller, G. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine: 12-129.
- Fürsich, F.T. (1976): Fauna-substrate relationships in the Corallian of England and Normandy.- Lethaia, **9**: 343-356.
- Fürsich, F.T. & Sykes, R.M. (1977): Palaeobiogeography of the european boreal realm during Oxfordian (Upper Jurassic) times - A quantitative approach.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **155 (2)**: 137-161.
- Fürsich, F.T. & Werner, W. (1986): Benthic associations and their environmental significance in the Lusitanian Basin (Upper Jurassic, Portugal).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **172** (3): 271-329.
- Galloway, W.E. & Hobday, D.K. (1996): Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to fossil fuel and groundwater resources.- Springer Verlag, Berlin und New York, 2. Auflage: 489 S.
- Gams, H. (1974): Makroskopische Meeresalgen.- Kleine Kryptogamenflora.- Fischer Verlag, Stuttgart: 119 S.
- Gemmer, L., Nielsen, S.B. & Bayer, U. (2003): Late Cretaceous- Cenozoic evolution of the North German Basin - results from 3D geodynamic modelling.- Tectonophysics, 373: 39-54.
- Geyer, O.F. (1953): Eine kleine Korallenfauna aus dem mittleren Kimmeridge des Kalkrieser Bergsattels NO Engter (Wiehengebirge).- Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **26**: 63-66.
- Goes, S., Loohuis, J.J.P, Wortel, M.J.R. & Govers, R. (2000): The effect of plate stresses and shallow mantle temperatures on tectonics of northwestern Europe.- Glob. Planet. Change, **27**: 23-38.
- Gramann, F. (1962): Schwamm-Rhaxen und Schwamm-Gesteine (Spongolithe, Spiculite) aus dem Oxford NW-Deutschlands.- Geol. Jb., **80**: 213-220.
- Gramann, F. (1971): Mikrofauna des Malm.- In: Herrmann, A.: Die Asphaltkalklagerstätte bei Holzen/ Ith auf der Südwestflanke der Hils- Mulde.- Beih. Geol. Jb., **95**: 74-82.
- Gramann, F. (1983): Profilauf nahme im neuen Steinbruch am Lauensteiner Pass (Nordbruch), Blatt Salzhemmendorf, nebst mikropaläontologischen Untersuchungsergebnissen, S. 4 [interner Bericht NLfB, unveröff.].
- Gramann, F. & Luppold, F.-W. (1991): Zur Mikropaläontologie des Oberen Jura im Autobahneinschnitt Uppen, östlich Hildesheim, und der Grenze Korallenoolith-Kimmeridge in Niedersachsen.- Geol. Jb., **A126**: 197-229.
- Gramann, F., Heunisch, C., Klassen, H., Kockel, F., Dulce, G., Harms, F.-J., Katschorek, T., Mönnig, E., Schudack, M., Schudack, U., Thies, D. & Weiss, M., Koordination, Hinze, C. (1997): Das Niedersächsische Oberjura-Becken - Ergebnisse interdisziplinärer Zusammenarbeit.- Z. dt. geol. Ges., **148** (2): 165-236.

- Grupe, O. (1933): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Minden Nr. 2016, Lief. 330: 3-67.
- Gygi, R.A. (1986): Eustatic sea level changes of the Oxfordian (Late Jurassic) and their effect documented in sediments and fossil assemblages of an epicontinental sea.-Eglogae Geol. Helv., **79**: 455-491.
- Gygi, R.A. (1992): Structure, pattern of distribution and paleobathymetry of late Jurassic microbialites (stromatolites and oncoids) in northern Switzerland.- Eglogae Geol. Helv, 85: 799-824.
- Gygi, R.A., Coe, A.L. & Vail, P.R. (1998): Sequence stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland.– In: Graciansky, P.-C., Hardenbol, J.T. & Vail, P.R. (Hrsg.): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins.- Soc. Sediment. Geol., Spec. Publ., **60**: 527–544.
- Hallock, P. & Schlager, W. (1986): Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms.- Palaios 1: 389-398.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.C. & Vail, P.R. (1998): Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins.
  In: Graciansky, P.C., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (Hrsg.): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 60: 3-13.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.-C. & Vail, P.R. (1998): Jurassic sequence chronostratigraphy.- SEPM Special Publication, **60**: chart.
- Hardie, L.A. & Ginsburg, R.N. (1977): Layering; the origin and environmental significance of lamination and thin bedding. John Hopkins University, Studies in Geology, Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas.-The Johns Hopkins University Press, Baltimore, **22**: 50-123.
- Heim, A. (1934): Stratigrapische Kondensation.- Eclogae Geol. Helv., 27: 372-383.
- Heldt, M., Lehmann, J., Bachmann, M., Negra, H. & Kuss; J. (2010): Increased terrigenous influx but no drowning: palaeoenvironmental evolution of the Tunisian carbonate platform margin during the Late Aptian.- Sedimentology, **57**: 695-719.
- Helm, C. (1998): Paläokarst-Erscheinungen im Oberjura (Oxfordian, Dachfläche der florigemma-Bank, Korallenoolith, Hauptdiskontinuität) in NW-Deutschland (Süntel).-Ber. naturhist. Ges. Hann., **140**: 99-120.
- Helm, C. & Schülke, I. (2000): Der Korallenoolith (Oxfordium) im Deister (NW-Deutschland).-Eine Re- Evaluation der Fazies, Stratigraphie und Mächtigkeit.- Ber. naturhist. Ges. Hannover, **142**: 149-168.
- Helm, C., Schülke, I. & Fischer, R. (2001): Paläobiogeographie des Korallenooliths (Mittleres Oxfordium – Unteres Kimmeridgium) Tethyale Faunen- und Florenelemente auf höherer Paläobreite (Niedersächsisches Becken, NW- Deutschland).- Geol. Beitr. Hannover, 2: 51-64.
- Helm, C., Reuter, M. & Schülke, I. (2003): Die Korallenfauna des Korallenooliths (Oxfordium, Oberjura, NW- Deutschland): Zusammensetzung, Stratigraphie und regionale Verbreitung.- Paläontol. Z., 77: 77-94.

- Helm, C. (2005): Riffe und fazielle Entwicklung der *florigemma* Bank (Korallenoolith, Oxfordium) im Süntel und östlichen Wesergebirge (NW- Deutschland).- Geol. Beitr. Hannover, **7**: 3-339.
- Herrmann, R. (1968): Die Schlüsselstellung des Malm- Schichtkammes der Hilsmulde in der Morphologie des nordwestdeutschen Berglandes.- Geol. Rundschau, **58**: 41-51.
- Heunisch, C. (1993): Zur Palynologie des Oberen Jura in Nordwestdeutschland.- Ber. NLfB-Archiv- Nr.: **111 028**: 1-37; Hannover [unveröff.].
- Hillgärtner, H. (1998): Discontinuity surfaces on a shallow carbonate plattform (Berriasian, Valangian, France and Switzerland).- J. Sed. Research, **B68**: 1093-1108.
- Hiltermann, H. (1966): Klassifikation rezenter Brack- und Salinarwässer in ihrer Anwendung auf fossile Bedingungen.- Z. dt. geol. Ges., **115**: 463-496.
- Homewood, P., Mauriaud, P. & Lafont, F. (1999): Best practices in sequence stratigraphy for explorationists and reservoir engineers.- Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, Mém., 25: 81 S.
- Hoyer, P. (1965): Fazies, Paläogeographie und Tektonik des Malm im Deister.- Geol. Jb. Beih., **61**: 263 S.
- Huckriede, R. (1967): Molluskenfaunen mit limnischen und brackischen Elementen aus Jura, Serpulit und Wealden NW-Deutschlands und ihre paläogeographische Bedeutung.-Geol. Jb. Beih., **67**: 263 S.
- Hughes, G.W. (2000): Saudi Arabian Late Jurassic and Early Cretaceous agglutinated foraminiferal associations and their application for age, palaeoenvironmental interpretation, sequence stratigraphy, and carbonate reservoir architecture.-Grzybowski Found. Spec. Publ. **7**: 149-165.
- Hughes, G.W. (2004): Middle to Upper Jurassic Saudi Arabian carbonate petroleum reservoirs: biostratigraphy, micropaleontology and palaeoenvironments.- GeoArabia, **9**: 79-114.
- Hughes, G.W. (2006): Biofacies and palaeoenvironmnets of the Jurassic Shaqra Group of Saudi Arabia.- Volumina Jurassica, **6**: 33-45.
- Hughes, G.W., Al-Khaled, M. & Varol, O. (2006): Oxfordian biofacies and palaeoenvironments of Saudi Arabia.- Volumina Jurassica, **6**: 47-60.
- Insalaco, E., Hallam, A. & Rosen, B. (1997): Oxfordian (Upper Jurassic) coral reefs in Western Europe: reef types and conceptual depositional model.- Sedimentology, **44**: 707-734.
- James; N.P. (1984): Shallowing-upward sequences in carbonates. In: Walker, R. G. (Hrsg.). Facies models, 2<sup>nd</sup> edition.- Geol. Assoc. Can, Toronto: 213-228.
- James, N.P. & Bourque, P.A. (1992): Reefs and mounds. In: Walker, R.G. & James, N.P. (Hrsg.): Facies Models, Response to Sea-Level Change.- Geol. Assoc. Can.: 323-347.
- James, N.P. & Choquette, P.W. (1983): Diagenesis 5: Limestones: Intoduction.- Geosci. Can., **10**: 159-161.

- Jank, M., Wetzel, A. & Meyer, C.A. (2006): Late Jurassic sea-level fluctuations in NW Switzerland (Late Oxfordian to Late Kimmeridgian): closing the gap between the Boreal and Tethyal realm in Western Europe.- Facies, **52**: 487-519.
- Jaquin, T. & De Graciansky, P.-C. (1998): Major transgressive/ regressive (second order) facies cycles: The effects of tectono-eustasy. In: Graciansky, P.-C., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (Hrsg.): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins.-Soc. Sediment. Geol., Spec. Publ., **60**: 31-42.
- Jacquin, T., Dardeau, G., Durlet, C., Graciansky, P.-C. & Hantzpergue, P. (1998): The North Sea Cycle: an overview of 2nd-order transgressive/ regressive facies cycles in Western Europe. In: Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. & Vail, P.R. (Hrsg.): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins.- Soc. Sediment. Geol., Spec. Publ., **60**: 445-466.
- Jopling, A.V. (1965): Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas.-Jour. Sed. Petrol., **35**: 777-791.
- Jordan, R. (1971): Megafauna und Salinität des Malm.- Beih. Geol. Jb., 95: 32-74.
- Jordan, H. & Kockel, F. (1991): Die Leinetal-Struktur und ihr Umfeld ein tektonisches Konzept für Südniedersachsen.- Geol. Jb., **A 126**: 171-196.
- Kästner, M., Schülke, I. & Winsemann, J. (2008): Facies architecture of a Late Jurassic carbonate ramp: the Korallenoolith of the Lower Saxony Basin.- Int. J. Earth Sci., 97: 991–1011.
- Kästner, M., Schülke I., Winsemann, J. & Böttcher; J., (2010): High-resolution sequence stratigraphy of a Late Jurassic mixed carbonate-siliciclastic ramp, Lower Saxony Basin, Northwestern Germany.- Z. dt. Ges. Geowiss., **161/3**: 263-283.
- Kaiser, C. (1979): Einführung in die Geologie des Naturschutzgebietes Hohenstein. -Hessisch-Oldendorf (Nds. L.- Forstverw., Staatl. Forstamt Oldendorf): 82 S.
- Kavoosi, M.A., Lasemi, Y., Sherkati, S. & Moussavi-Harami, R. (2009): Facies analysis and depositional sequences of the Upper Jurassic Mozduran Formation, a carbonate reservoir in the Kopet Dagh basin, NE Iran.- J. Petrol. Geol., **32(3)**: 235-260.
- Kemper, E. (1973): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in NW- Deutschland.- Geol. Jb., A9: 47-67.
- Kendall, A.C. (1992): Evaporites. In: Walker, R.G. & James, N.P. (Hrsg.): Facies Models: Response to Sea Level Change.- Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland: 375-409.
- Kendall, C.C.St.C. & Schlager, W. (1981): Carbonates and relative changes in sea-level.-Mar. Geol., **44**: 181-212.
- Kennedy, W.J. & Garrison, R.E. (1975): Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cetaceous of southern England.- Sedimentology, 22: 311-386.
- Kerans, C. & Tinker, S. (1997): Sequence stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs.- SEPM Short Course, **40**: 1-130.

- Klassen, H. (1984): Geologie des Osnabrücker Berglandes, Malm.- Naturwiss. Museum Osnabrück: 337-426.
- Kley, J., Franzke H.J., Jahne, F., Krawczyk, C., Lohr, T., Reicherter, K., Scheck-Wenderoth, M., Sippel, J., Tanner, D., Van Gent, H. & SPP Structural Geology Group (2008): Stress and Stress: In: Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D. & Nelskamp, S. (Hrsg.): Dynamics of Complex Intracontinental Basins: The Central European Basin System.-Springer Berlin Heidelberg; Auflage 1. 97-124.
- Klingler, W., Malz, H. & Martin, G.P.R. (1962): Malm Norddeutschlands.- In: Arbeitskreis Deutscher Mikropaläontologen (Hrsg.): Leitfossilien der Mikropaläontologie: 159-190.
- Klüpfel, W. (1931): Stratigraphie der Weserkette (Oberer Dogger und Malm unter besonderer Berücksichtigung des Oberoxford).- Abh. Preuß. Geol. Landesanst., **129**: 423.
- Kockel, F., Baldschuhn, R., Best, G., Binot, F., Frisch, U., Gross, U., Jürgens, U., Röhling, H.-G. & Sattler-Kosinowski, S. (1995): Structual and palaeogeographical development of the German North Sea sector.- Beitr. Reg. Geol., 26: 1-96.
- Korotkov, V.A. (1997): The Jurassic-Cretaceous phase in the evolution of Nerineids (Gastropoda): Paleontological Journal, **31**: 595-599.
- Kukla P.A., Urai J.L. & Mohr, M. (2008): Dynamics of salt structures. In: Littke, R., Bayer, U.,
   Gajewski, D. & Nelskamp, S. (Hrsg.): Dynamics of Complex Intracontinental Basins:
   The Central European Basin System.- Springer Berlin Heidelberg; Auflage 1: 291-306.
- Kunz, R. (1990): Phytoplankton und Palynofazies im Malm Norwestdeutschlands (Hannoversches Bergland).- Palaeontographica, **B216** (1-4): 105 S.
- Lange, W. (1973): Ammoniten und Ostreen (Biostratigraphie, Ökologie, Zoogeographie) des Calloviums-/ Oxfordiums-Grenzbereichs im Wiehengebirge.- Münsterische Forsch. Geol. Paläont., **27**: 1-209.
- Laporte, L.F. (1967): Carbonate Deposition Near Mean Sea-Level and Resultant Facies Mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State.- AAPG Bull., 51: 337-362.
- Laternser, R. (2001): Oberjurassische Korallenriffe von Nordostfrankreich (Lothringen) und Südwestdeutschland.- Inst. f. Planetologie, Univ. Stuttgart: 235 S.
- Lathuilière, B., Gaillard, C., Habrant, N., Bodeur, Y., Boullier, A., Enay, R., Hanzo, M., Marchand, D., Thierry, J. & Werner, W. (2005): Coral zonation of an Oxfordian reef tract in the northern French Jura.- Facies, **50**: 545-559.
- Lazo, D.G. (2007): The bivalve *Pholadomya gigantea* in the Early Cretaeous of Argentinia: Taxonomy, taphonomy, and paleogeographic implications.- Acta Palaeontologica Polonica, **52 (2)**: 375-390.
- Logan, B.W., Rezak, R. & Ginsburg, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites.- Jour. Geology, **72**: 68-83.
- Lott, G.K., Wong, T.E., Dusar, M., Andsbjerg, J., Mönnig, E., Feldman-Olszewska, A. & Verreussel, R.M.C.H. (2010): Jurassic. In: Doornenbal, J.C. & Stevenson, A.G. (Hrsg.): Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area.- EAGE Publications b.v. (Houten): 175-193.

- Ludwig, A.O. & Schwab, G. (1995): Neogeodynamica Baltic Ein internationales Kartenprojekt (IGCP- Projekt Nr. 346). Deutsche Beiträge zur Charakterisierung der vertikalen Bewegungen seit Beginn des Rupelian (Unteroligozän) bzw. seit Ende der Holstein- Zeit.- Brandenbg. Geowiss. Beitr., 2: 47-57.
- Malkovsky, M. (1987): The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution.- Tectonophysics, **137**: 31-42.
- Malz, H. (1958): Die Gattung *Macrodentina* und einige andere Ostracoden- Arten aus dem Oberen Jura von NW-Deutschland, England und Frankreich.- Abh. Senkenb. Naturforsch. Ges., **497**: 1-67.
- Maystrenko, Y., Bayer, U., Brink, H.-J. & Littke, R. (2008): The Central European Basin System – an Overview: In: Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D. & Nelskamp, S. (Hrsg.): Dynamics of Complex Intracontinental Basins: The Central European Basin System.-Springer Berlin Heidelberg; Auflage 1: 15-34.
- Mazur, S. & Scheck-Wenderoth, M. (2005): Constraints on the tectonic evolution of the Central European Basin system revealed by seismic reflection profiles from northern Germany.- Neth. J. Geosci. (Geol. Mijnb.), **84 (4)**: 389-401.
- Medwedeff, D.A. & Wilkinson, B. H. (1983): Cortical fabrics in calcite and aragonite ooids.-In: Peryt, T.M.: Coated Grains.- Springer Verlag Berlin: 109-115.
- Menning, M. & Deutsche Stratigraphische Kommission (2002): Eine geologische Zeitskala 2002.- In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.), Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002.
- Miall, A.D. (1996): The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology.- Springer Verlag, New York: 582 S.
- Mitchum Jr., R.M. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C.E. (Hrsg.): Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration.- AAPG. Mem., **26**: 205-212.
- Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R. & Thompson III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (Hrsg.): Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration.- AAPG. Mem., **26**: 53-62.
- Moeller, J.J. & Rasmussen, E.S. (2003): Middle Jurassic Early Cretaceous rifting of the Danish Central Graben. In: Ineson, J.R. & Surlyk, F. (Hrsg.): The Jurassic of Denmark and Greenland.- Geol. Surv. Denmark and Greenland Bull. 1: 247-264.
- Mönnig, E. (1989): Stratigraphie und Fazies des Calloviums in NW-Deutschland.-Clausthaler Geowiss. Diss., **37**: 1-183.
- Mönnig, E. (1993): Die Ornatenton-Formation in NW-Deutschland.- Newsl. Stratigr., **28 (2/3)**: 131-150.
- Mönnig, E. & Bertling, M. (1995): Mittlerer und oberer Jura zwischen Weser und Leine mit besonderer Berücksichtigung des Oxfordiums (Stratigraphie, Fazies).- Terra Nostra, **5/95**: 85-124.

- Morton, B. (1980): Anatomy of the "living fossil" *Pholadomya candida* Sowerby 1823 (Bivalvia: Anomalodesmata: Pholadomyacea).- Videnskabelige Meddelelser fra Dansk natur historik Forening, **142**: 7-101.
- Newell, A.J. (2000): Fault activity and sedimentation in a marine rift basin (Upper Jurassic, Wessex Basin, UK).- J. Geol. Soc. London, **157**: 83-92.
- Nicols, G. (2009): Sedimentology and Stratigraphy, 2<sup>nd</sup> edition.- Wiley-Blackwell: 432 S.
- Nose, M. & Leinfelder, R. (1997): Upper Jurassic coral communities within siliciclastic settings (Lusitanian Basin, Portugal): implications for symbiotic and nutrient strategies. Proc. 8th Int. Coral Reef Symp., June 1996, Panama City
- Noujaim Clark, G. & Boudagher-Fadel, M. K. (2001): The larger benthic Foraminifera and stratigraphy of the Upper Jurassic/ Lower Cretaceous of Central Libanon.- Rev. Micropaléont., 44: 215-232.
- Oakman, C.D. & Partington, M.A (1998): Cretaceous. In: Glennie, K.W. (Hrsg.) Petroleum geology of the North Sea, basic concepts and recent advances (4th edition). Blackwell Scientific Publications, Oxford: 294-349.
- Osleger, D. (1991): Subtidal carbonate cycles Implications for allocyclic vs. autocyclic controls.- Geology, **19**: 917-920.
- Pankow, H. (1971): Algenflora der Ostsee. Bd. I Benthos.- Fischer Verlag, Stuttgart: 419 S.
- Pape, H. (1970): Die Malmschichtfolge vom Langenberg bei Oker.- Mitt. Geol. Inst. TU Hannover, **9**: 41-134.
- Parcell, W.C. (2002): Sequence stratigraphic controls on the development of microbial fabrics and growth forms: implications for reservoir quality distribution in the Upper Jurassic (Oxfordian) Smackover Formation, Eastern Gulf Coast, USA.- Carbon Evapor., **17**: 166-181.
- Paszkowski, M. & Szydlak, T. (1986): Evidence of hypersaline sedimentary environment in Dinantian carbonate deposit in area of Krzeszowice near Kraków.- Ann. Soc. Geol. Pol., 56: 385-397.
- Pawellek, T. & Aigner, T. (2003): Stratigraphic architecture and gamma ray logs of deeper ramp carbonates (Upper Jurassic, SW Germany).- Sed. Geol., **159**: 203-240.
- Petmecky, S., Meier, L., Reiser, H. & Littke, R. (1999): High thermal maturity in the Lower Saxony Basin: intrusion or deep burial.- Tectonophysics, **304**: 317-344.
- Pittet, B. & Strasser, A. (1998): Long-distance correlations by sequence stratigraphy and cyclostratigraphy: examples and implications (Oxfordian from the Swiss Jura Spain and Normandy).- Geol. Rundsch., 86: 852-874.
- Plint, A.G. & Nummedal, D., (2000): The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: Hunt, D. & Gawthorpe, R.L. (Hrsg.), Sedimentary Response to Forced Regression.- Geol. Soc. London Speci. Publ., **172**: 1-17.
- Reeder, S.L: & Rankey E.C. (2008): Interactions between tidal flows and ooid shoals, Northern Bahamas.- J. Sediment. Res., **78**: 175-186.

- Reolid, M., Gaillard, C. & Lathuilière, B. (2007): Microfacies, microtaphonomic traits and foraminiferal assemblages from Upper Jurassic oolitic–coral limestones: stratigraphic fluctuations in a shallowing-upward sequence (French Jura, Middle Oxfordian).- Facies, 53: 553-574.
- Reolid, M., Rodríguez-Tovar, F.J., Nagy, J. & Olóriz, F. (2008): Benthic foraminiferal morphogroups of mid to outer shelf environments of the Late Jurassic (Prebetic Zone, southern Spain): Characterization of biofacies and environmental significance.-Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 261: 280-299.
- Reuter, M., Fischer, R., Helm, C. & Schülke, I. (2001): Entwicklung und Faziesverteilung eines Riffkomplexes im Korallenoolith (Oberjura) des Osterwaldes (Niedersachsen).-Geologische Beiträge Hannover, 2: 31-50.
- Rider, M. (2002): The Geological Interpretation of Well Logs.- Rider-French Consulting Ltd, Sutherland: 280 S.
- Riding, R. (2000): Microbial carbonates: the geological records of calcified bacterial-algal mats and biofilms.- Sedimentology, **47** (Supplement 1): 179–214.
- Röhling, H.-G. (1991): A lithostratigraphic subdivision of the Lower Triassic in the Northwest German lowlands and the German sector of the North Sea, based on Gamma-ray and sonic logs.- Geol. Jb. A, **119**: 3-24.
- Rosenfeld, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **156 (1)**: 132-155.
- Runnegar, B. (1972): Anatomy of *Pholadomya candida* (Bivalvia) and the origin of the Pholadomyidae.- Proceedings of the Malacological Society of London, **40**: 45-58.
- Ruf, M. & Aigner, T. (2004): Facies and poroperm characteristics of a carbonate shoal (Muschelkalk, South German Basin): A reservoir analogue investigation.- J. Petrol. Geol., 27 (3): 215-239.
- Ruf, M., Link, E., Pross, J. & Aigner, T. (2005): A multi-proxy study of deeper-water carbonates (Upper Jurassic, southern Germany): combining sedimentology, chemostratigraphy and palynofacies.- Facies, **51**: 326-349.
- Sadler, P. M. (1981): Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections.- J. Geol., 89: 569-584.
- Salfeld, H. (1914): Die Gliederung des oberen Jura in Nordwesteuropa von den Schichten mit *Perisphinctes Martelli* (Oppel) an aufwärts auf Grund von Ammoniten.- N. Jb. Min. Geol. Paläont., **37**: 125-246.
- Samankassou, E., Strasser, A., Di Gioia, E., Rauber, G. & Dupraz, C. (2003): High-resolution record of lateral facies variations on a shallow carbonate platform (Upper Oxfordian Swiss Jura Mountains).- Eclogae Geol. Helv., 96: 425-440.
- Scheck, M., Bayer, U. & Lewerenz, B. (2003): Salt movements in the Northeast German Basin and its relation to major post-Permian tectonic phases - results from 3D structural modelling, backstripping and reflection seismic data.- Tectonophysics, **361**: 277-299.
- Scheck-Wenderoth, M. & Lamarche, J. (2005): Crustal memory and basin evolution in the Central European Basin System-new insights from a 3D structural model.-Tectonophysics, **397(1-2)**:143-165.

- Schlager, W. (1981): The paradox of drowning reefs and of carbonate platforms.- Geol. Soc. Am. Bull., **92**: 197-211.
- Schlager, W. (2005): Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy.- SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol. **8**, Society for Sedimentary Geology, Tulsa: 208 S.
- Schmidt, G. (1955): Stratigraphie und Mikrofauna des Mittleren Malm im NW-deutschen Bergland mit einer Kartierung am südlichen Ith.- Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges., 491: 76 S.
- Schott, W. (1949): Zur Paläogeographie des nordwestdeutschen Malms. In: Benz, A. (Hrsg.): Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 129-135.
- Schott, W. (1951): Der Obere weiße Jura und die tiefste Unterkreide im Deutsch-Höllandischen Grenzgebiet.- Geol. Jb., 65: 213-270.
- Schott, W., Jaritz, W., Kockel, F. & Sames, C.W. (1967): Zur Paläogeographie der Unterkreide im nördlichen Mitteleuropa mit Detailstudien aus Nordwestdeutschland. Bemerkungen zu einem Atlas.- Erdöl und Kohle, 20: 149-158.
- Schudack, M. (1993): Die Charophyten in Oberjura und Unterkreide Westeuropas. Mit einer phylogenetischen Analyse der Gesamtgruppe.- Berliner Geowiss. Abh., **E8**: 209 S.
- Schudack, M. (1996): Die Charophyten des Niedersächsischen Beckens (Oberjura-Berriasium): Lokalzonierung, überregionale Korrelation und Palökologie.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **200 (1/2)**: 27-52.
- Schudack, U. (1994): Revision, Dokumentation und Stratigraphie der Ostracoden des Nordwestdeutschen Oberjura und Unter-Berriasium.- Berliner Geowiss. Abh., **E11**: 193.
- Schülke, I. (1993): Die Oxford-Schichtfolge im Steinbruch Riesenberg (NW Hameln).-Arbeitskreis Palaontologie Hannover., **21**: 38-48.
- Schülke, I., Ebert, J., Mellor, M., Ebert, J. & Luboldt, K. (1993): Ökophänotypische Variation von *Epithyris subsella* (Terebratulida; Malm).- Göttinger Arb. Geol. Paläont., **58**: 123-134.
- Schülke, I., Delecat, S. & Helm, C. (1998): Oberjura-Riffe in NW-Deutschland: Ein Überblick.-Mitteil. Geol. Inst. Univ. Hann., **38**: 191-202.
- Schülke, I., Helm, C., Kästner, M. & Winsemann, J. (2004): The basal Upper Jurassic of the Süntel area: a key for facies development and sequence stratigraphic analysis of the Lower Saxony Basin.- Terra Nostra: 112–114, Berlin (GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung).
- Schulze, K.H. (1975): Mikrofazielle, geochemische und technologische Eigenschaften von Gesteinen der Oberen Heersumer Schichten und des Korallenoolith (Mittleres und Oberes Oxfordium NW-Deutschlands) zwischen Weser und Leine.- Geol. Jb., D11: 3-102.
- Schwarzacher, W. (1954): Die Großrhytmik des Dachsteinkalkes von Lofer.- Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., **4**: 44-54.

- Schweigert, G. (1996): Historische Ammonitenfunde an der Porta Westfalica und deren Bedeutung für die Stratigraphie des nordwestdeutschen Oberjura.- Osnabrücker naturwiss. Mitt., **22**: 22-34.
- Sellwood, B.W. (1981): Der Jura, In: McKerrow, W.S. (Hrsg.): Palökologie: 140-179; Kosmos Verlag.
- Sellwood, B.W., Valdes, P.J. & Price, G.D. (2000): Geological evaluation of multiple general circulation model simulations of Late Jurassic palaeoclimate.- Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **156**: 147-160.
- Sellwood, B.W. & Valdes, P.J. (2006): Mesozoic climates: General circulation models and the rock record.- Sed. Geol., **190**: 269-287.
- Shields, M.J. & Brady, P.V. (1995): Mass balance and fluid flow constraints on regional-scale dolomitization, Late Devonian, Western Canada sedimentary basin.- B. Can. Petrol. Geol., 43 (4): 371-392.
- Shinn, E. A. (1983): Tidal flat environment. In: Carbonate Depositional Environments (Hrsg. Scholle, A., Bebout, D.G. & Moore, C.H.).- AAPG Mem., **33**: 171-210.
- Spencer, R.J. (1987): Origin of Ca–CI brines in Devonian formations, Western Canada sedimentary basin.- Appl. Geochem., **2**: 373-384.
- Stinder, T. (1991): Mikropaläontologie und Biostratigraphie des Unteren Malm (Korallenoolith) im Wesergebirge (Norddeutschland).- Bochumer Geol. Geotechn. Arb., 35: 319 S.
- Stollhofen, H., Bachmann, G.H., Barnasch, J., Bayer, U., Beutler, G., Franz, M., Kästner, M., Legler, B., Mutterlose, J. & Radies, D. (2008): Upper Rotliegend to Early Cretaceous basin development. In: Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D. & Nelskamp, S. (Hrsg.): Dynamics of Complex Intracontinental Basins-The Central European Basin System.-Springer Verlag, Berlin: 181-210.
- Strasser, A. (1986): Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura.- Sedimentology, **33**: 711-727.
- Strasser, A. (1991): Lagoonal-Peritidal Sequences in Cabonate Environmens: Autocyclic and Allocyclic Processes.- Einsele, G., Ricken., W. & Seilacher, A. (Hrsg.). Cycles and Events in Stratigraphy. Springer Verlag, Berlin: 709-721.
- Strasser, A. (2007): Astronomical time scale for the Middle Oxfordian to Late Kimmeridgian in the Swiss and French Jura Mountains.- Swiss j. geosci., **100**: 407-429.
- Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H. & Pasquier, J.-B. (1999): Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis.- Sed. Geol., **128**: 201-221.
- Suess, E. & Fütterer, D. (1972): Aragonitic ooids: experimental precipitation from seawater in the presence of humic acid.- Sedimentology, **19**: 129-139.
- Swett, K. & Knoll, A.H. (1989): Marine pisolites from Upper Proterozoic successions of central East Greenland and Svaldard.- Sedimentology, **36**: 75-93.

- Taylor, S.P., Sellwood, B.W., Gallois, R.W. & Chambers, M.H. (2001): A sequence stratigraphy of the Kimmeridgian and Bolonian stages (late Jurassic): Wessex-Weald Basin, southern England.- J. Geol. Soc., **158**: 179-192.
- Valdes, P.J. & Sellwood, B.W. (1992): A palaeoclimate model for the Kimmeridgian.-Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **95**: 47-72.
- Van Hoorn, B. (1987): Structural evolution, timing and tectonic style of the Sole Pit inversion.-Tectonophysics, **137**: 239-284.
- Van Wees, J.-D., Stephenson, R.A., Ziegler, P. A., Bayer, U., McCann, T., Dadlez, R., Gaupp, R., Narkiewicz, M., Bitzer, F. & Scheck, M. (2000): On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe.- Mar. Petrol. Geol., **17(1)**: 43-59.
- Van Wijhe, D.H. (1987): Structural evolution of inverted basins in the Dutch offshore (North Sea).- Tectonophysics, **137**: 171-219.
- Vendeville, B.C. & Jackson, M.P.A. (1992): The rise of diapirs during thin-skinned extensions.- Mar. Petrol. Geol., **9**: 331-371.
- Véndrine, S., Strasser, A. & Hug, W. (2007): Oncoid growth and distribution controlled by sea-level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains).- Facies, 53: 535-552.
- Vinken, R., Gramann, F. & Jordan, R. (1974): Der obere Jura (Malm) des Hildesheimer Jurazuges.- Geol. Jb., A23: 3-56.
- Waite, R., Wetzel, A., Meyer, C.A. & Strasser, A. (2008): The paleoecological significance of nerineoid mass accumulations from the Kimmeridgian of the Swiss Jura mountains.-Palaios, 23: 548-558.
- Walker, R.G. & Plint, A.G., (1992): Wave-and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G. & James, N.P. (Hrsg.): Facies models: Response to Sea-level Change.-Geol. Assoc. Can.: 219-238.
- Weiss, M. (1995): Stratigraphie und Mikrofauna im Kimmeridge SE-Niedersachsens unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden.- Clausthaler Geowiss. Diss., **48**: 274 S.
- Wendte, J., Qing, H., Dravis, J.J., Moore, S.L.O., Stasiuk, L.O. & Ward, G. (1998): Hightemperature saline (thermoflux) dolomitization of Devonian Swan Hills platform and bank carbonates, Wild River area, west-central Alberta.- B. Can. Petrol. Geol., 46 (2): 210-265.
- White, D.E. (1957): Thermal waters of volcanic origin.- Geol. Soc. Am. Bull., 68: 1637-1658.
- Wignall, P.B. (1991): Test of the concepts of sequence stratigraphy in the Kimmeridgian (Late Jurassic) of England and northern France.- Mar. Petrol. Geol., 8: 430-441.
- Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. R. & Zamani-Pedram, M. (2010): Facies analysis of a large-scale Jurassic shelf-lagoon: the Kamar-e-Mehdi Formation of east-central Iran.- Facies, 56: 59-87.
- Wingst, O. (2000): Ein Hartgrund als neuer Aspekt bei der Interpretation der untertithonischen Solnhofener Plattenkalke.- Archaeopteryx, **18**: 75-92.
- Wright, V. P. (1984): Peritidal carbonate facies models: a review.- Geol. Jb., **19**: 309-325.

- Wong, T.E (2007): Jurassic. In: Wong, T.E., Batjes.-D.A.J. & De Jaeger J. (Hrsg.): Geology of the Netherlands.- Roy. Neth. Acad. Arts. Sci., Amsterdam: 107-125.
- Zeiss, A. (1991): Ein neure Aspidoceras- Fund aus dem Oberen Jura Norddeutschlands und seine Bedeutung für die Biostratigraphie des norddeutschen Kimmeridge.-Osnabrücker Naturwiss. Mitt., **17**: 87-94.
- Ziegler, P.A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe.- Shell International Petroleum Maatschappij, The Hague, Amsterdam
- Ziegler, P.A. (1990): Geological atlas of western and central Europe: 239 + Anlagenband; Den Haag (Shell Int. Petrol. Maatschappij B. V.).
- Ziegler, P.A. (1992): European Cenozoic rift system.- Tectonopyhsics, 208: 91-111.
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S. & Van Wees, J.-D. (1995): Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples.- Tectonophysics, **252**: 7-59.
- Zihrul, B. (1990): Mikrobiostratigraphie, Palökologie und Mikropaläontologie in Gesteinen des Unteren und Mittleren Malm am Langenberg bei Goslar/ Oker.- Clausthaler Geowiss. Diss., **38**: 220 S.

## **Danksagung**

Zunächst möchte ich Ihnen, Herrn Prof. Dr. Christian Betzler für die Überlassung dieses hochinteressanten Themas, die jederzeit gewährte fachliche Unterstützung und Betreuung ob in Hamburg oder im Gelände und für die unzähligen Diskussionsstunden sehr herzlich danken. Des Weiteren danke ich Ihnen für das Vertrauen und die Geduld in mich und meine Arbeit über all die Jahre im GPI.

Ich danke Herrn Dr. Thomas Pawellek herzlich für die bereitwillige Übernahme des Gutachtens und für die lehrreichen Diskussionen und Anregungen die sehr zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Herr Prof. Dr. Gerhard Schmiedl hat mich insbesondere in der Frühphase der Doktorarbeit durch diverse Gutachten und fachliche Tipps sehr unterstützt, wofür Ihnen Dank gebührt.

Der Universität Hamburg danke ich für finanzielle Unterstützung durch ein Promotionsstipendium im Rahmen der Graduiertenförderung der Stadt Hamburg.

Ich danke der Rheinkalk GmbH für die Möglichkeit in den Steinbrüchen von Salzhemmendorf Geländearbeiten durchführen zu können und für die Bereitstellung der Kernbohrungen. Die Zusammenarbeit, ob vor Ort in den Steinbrüchen oder am Telefon verlief reibungslos, wofür ich mich insbesondere bei Herrn Markus Oehmen, Herrn Dr. Detlef Knautz und Herrn Jürgen Schiller bedanke. Für die sehr unkomplizierte und fruchtbare Zusammenarbeit im Zuge des KB Eulenflucht1-Projektes danke ich Herrn Dr. Matthias Heldt und Herrn Dr. Friedrich Luppold.

Unzählige Stunden, Tage, Wochen bin ich in den Genuss gekommen in Peters Teestübchen an den *"Wheelz of Steelz"* die An- und Dünnschliffe herzustellen. Danke Peter, für deine unermüdliche Unterstützung, für unzählige Kannen Tee und für die einmalige und entspannte Arbeitsatmosphäre. So etwas ist rar gesät an dieser Universität, deshalb unbedingt beibehalten! Alles Gute für dich und deine kleine Familie!

Während meiner Zeit in der Präparation stand mir Frau Eva Vinx mit Tat und Rat zur Seite. Insbesondere Ihr Geschick für das Fotografieren erwies sich als unersetzlich, vielen, vielen Dank! Frau Jutta Richarz sei gedankt für die Durchführung der Karbonatanalysen. Frau Kirsten Schuett ist die Meisterin der Literaturrecherche! Wann auch immer es sich mir als unmöglich erschien an einen Artikel heranzukommen, spätestens am nächsten Tag lag das Objekt der Begierde auf meinem Schreibtisch, Danke Frau Schuett!

Tobias Rosenbaum sei gedankt für die großartige Hilfe während zahlreicher Geländekampagnen. Meinen *"Sedimentologiedoktorandenleidensgenossen"* Jörn danke ich für all die Gespräche über den alltäglichen Wahnsinn im Hause Geomatikum. Verena, mein Dank ist nicht in Worte zu messen! Euch beiden wünsche ich alles Glück der Welt in Oslo!

Dem dynamischen Duo Jule & Hauke danke ich für allzeit gute Laune und für die ein oder andere illustre Runde, auch wenn ich nie in den Genuss der "Suppe im Brot" kam. Jule, hab ganz großen Dank für die finale Durchsicht – mach es gut und mach es besser!

Der 10. Stock stand immer wie ein Mann hinter mir, dafür bedanke ich mich. Bertram, für einen Mikrobiologen gar nicht mal so schlecht! Nun heißt es fertig machen und rein hauen! Philip und Tobias, zusammen haben wir einige Gipfel erklommen, Täler durchquert und Kästen geleert! Nur eine Frage bleibt im Raume – was machen *Boykot* eigentlich heute!? Danke für alles meine Freunde! Niko mein Bester, danke für die freie Kost und Logis damals in Berlin, und vor allem danke für das "Hansa"! Alles gute euch dreien für die Zukunft!

Gwen und Thies, tausend Dank für die Zeit die ihr euch genommen habt um die Manuskripte durchzugehen und zu verbessern, das war großartig! Gleiches gilt auch für Birte! Ganz davon zu schweigen, dass Du damals Dmax in mein Leben brachtest, dafür gebührt dir der größte Dank! Merle, der Berglar, Grafe und "Vadda" Heymann fanden immer die richtigen und präzisen Worte zur richtigen Zeit, dafür danke ich Euch sehr! Helge, was soll ich schreiben....danke und nur der HSV!

Philipp, die wohl funktionierende Hamburg-Houston-Hotline glühte mitunter aber sie ist nie zusammengebrochen und sie wird auch nie zusammenbrechen! Irgendwann wird das auch etwas mit dem Nautilus auf Cascara oder Palau, Nauru....Danke für alles *mi amigo. It's a beaver!* 

Emma-Lisa, Pelle, Katja und Nils, habt Dank für all die aufmunternden Worte, Ratschläge und für die gemeinsame Zeit während der letzten Jahre. Ich wünsche Euch alles Glück für die Zukunft! Hej Nils, dein ehemaliger HiWi hat nachgezogen!

Meiner jahrelangen Zimmernachbarin Nadine gebührt besonderer Dank! Ich danke dir für die endlosen Korrekturen, die unzähligen Kaffeepausen und Balkongespräche sowie für deine nimmermüde Unterstützung ob in oder außerhalb des Geomatikums. Danke für deine Freundschaft!

Tausend Dank an meine großartige Familie, die mir mit unerschütterlicher Geduld und sehr, sehr viel Verständnis immer den Rücken freigehalten hat, auch wenn ich mich während meiner Doktorandenzeit sehr, sehr rar gemacht habe. Schön das es euch gibt!

# <u>Anhang</u>

# Anhang I: Säulenprofil KB Eulenflucht1 (Südöstlicher Süntel)

hische			Lithologie	Karbonatgehalt	A/S Sch	/S- chwankungen	لاomponenten يغ																				
Chronostratigrap Stufe	-	Formation Member	ୁର୍ମ୍ Sedimentäre o ମ Strukturen & o ମ Komponenten କୁଝKlassifikation BRFGPWM ଅଅ୪୪୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦୦	in (%) Sbunder Bagerund 40 50 60 70 80 90 100	A/S-Zyklen	Als-zyken 3. Ordnung Als-zyklen 2. Ordnung Ablagerungs- 1. Ordnung	Quarz	Giaukonit Ooide	Tangentialförmige	Radialförmige	Mikritische Onkoide	Intraklasten	Bioklasten	Pelecypoden	Gastropoden	Brachiopoden	Foraminiferen	Loftusiiden	Lituoliiden	Unident. aggl. Forar	Nodosariiden Milioliden	Ostrakoden	Serpuliden	Calcisphären	Grünalgen Potalgen	Korallen	Schwämme
Kimmeridgium		Sunter Formation Untere Süntel Fm.		Mulh Mar Mulh		? ? 21 20 19 18				•								• • • • • • • • • • • • • • • • • • •				· · · · · ·			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
Oxfordium Mittleres		Norallenoolith M. Korallenoolith Oberer Korallenoolith		Munumunu		11 10 Ko5 10 8 6 5 Ko3 4 2 Ko2 1 Ko1 7 7 7	•••••		*	•		, , , , , , , , ,				I		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		•••••		1 1 1				ŀ	



# 1 Charophyten & Ostrakoden-führender Mergelkalkstein bis Kalkstein Siliziklastische Fazies 7 Bioturbate Wacke- und Packstones St Quarzführende bioklastische Wacke- und Packstones Mollusken- & *Thallasinoides* Pack- und Floatstones Quarzreiche bioklastische Wacke- bis Floatstones Alveosepta und Nerineoid-führende Wacke- und Packstones Schräggeschichtete oolithische Grainstones Ooid-Bioklasten Pack- Grainstones 17 Bioklasten-Ooid Packstones 18 Intraklasten Float- und Rudstones 20 Everticyclammina Pack- und Floatstones 21 Bioklastische Pack- und Floatstones 22 Offshore Pack- und Floatstones 23 Foraminiferen Wacke- und Packstones

Supratidal Geschützt lagunär Offen lagunär/ Backshoal \_\_\_\_ Inner Shoal Shoal Fringe Foreshoal/ Intrashoal Diskontinuitätsfläche Abnahme A/S-Verhältnis Zunahme A/S-Verhältnis

### Lithologie

	$T_{T}$	Kalkstein
	i i	Sandiger Kalkstein
	H	Mergelkalkstein
	Æ	Kalkmergelstein
	王	Mergeliger Tonstein
	圭	Tonstein
		Kalksandstein
S	truktu	iren & Komponenten
		Sigmoidale Schrägschichtung
	$\searrow$	Trogförmige Schrägschichtung
		Lamination
	100	Paläokarst
	U	Bioturbation
	~	Rippelmarken
	-	Erosionsfläche
	-	Wellig geformte Oberfläche
	-	Hartgrund
	Т	Tempestite
	С	Ton
	Ру	Pyrit
	GI	Glaukonit
~	D	Dolomit
5	Gy	Pseudomorphose Gips
	1.1	Eisenooide
		Fining upward
	V	Coarsening upward
	25.20	Everticyclammina
	0	Brachiopoden
		Austernähnliche Pelecypoden
	Call Land	Gastropoden
	ATTA	Korallen
	ē	Mikrobialithe
	4	Thallasinoides
		Charophyten
	1	Holz
		Onkoide
	0	Geröll



## Anhang II: Säulenprofil Steinbruch Borela (Thüster Berg)

### Legende



Erosionsfläche

Gastropoden



A Mikrobialithe Thallasinoides Charophyten

Korallen

Y Holz

0 Geröll

Conkoide

aphische		Litho	logie	Mu	lltispektra	al Gamma-	Ray	sraum	A/S- Schv	vankungen		2				Kor	npon	ente	n	ms.			F	
Chronostratigra Stufe	Formation Member	eib Sedimentäre Strukturen & o Komponenten 41 BRFGPWM	E E Dunham- କ୍ଟKlassifikation ଅ MPGFRB	<b>Total (cps)</b> 0 5 10 15 (	<b>K (cps)</b>	<b>U (cps)</b> 0 0.4 0.8	<b>Th (cps)</b> 0 0.4 0.8	Ablagerung	A/S-Zyklen 3. Ordnung	A/S-Zyklen 2. Ordnung Ablagerungs- zyklen 1. Ordnung	Quarz Ooide	Tangentialförmige	Mikritisch	Unkolde Intraklasten	Bioklasten	Pelecypoden Gastropoden	Brachiopoden	Foraminiferen	Loftusiide Lituoliide	Unident. aggl. Fora Nodosariide	Miliolide	Serpuliden	Schwämme Grünalgen	
imeridg.			55	mon		May Mary	howe		?	?		:	: :*	•				Ì						
n 	rallenoolith -Schichten	E MANANANANANANANANANANANANANANANANANANAN	45	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	in the second se	N MA	1 when			14 Ko6		•7 :7	• • • • • • • • • • • • • • • • • • •	1 1 1 1 1		T	1							
Oxfordiur n	oberer Ko		35	2	~	E T	and the second			13	?	•	•				1		•	•	•••••••••••••••••••••••••••••••••••••••		Y	-
Oberes Oxfordiur	noolith Fo		30 G	<	l	mant	Anna					•	•	1	I				•	• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •			1	
Ę	Koralle		20 15	m	M	temport	-		V V	10 Ko5		•		,					• • • •	•		1	1	
Oxfordiu	Ko Obe		10 E	Mun	Mur	1. Martin	White		<b>▼</b>	8 Ko4	•	•	• •	. 1		1			:				1.	
	"oz Int		5	and a	~	Anna	Arto		-	•	•			1					:	•••••			T	

# Anhang III: Säulenprofil Steinbruch Voska (Thüster Berg)

Inner Shoal Shoal Fringe

A

Foreshoal/ Intrashoal Diskontinuitätsfläche Abnahme A/S-Verhältnis Zunahme A/S-Verhältnis

	Charophyten & Ostrakoden-führender Mergelkalkstein bis Kalkstein Charophyten Mergel	
	Algen Bindstone	
	Laminierte Mudstones	
	Tonstein Fazies	
	Siliziklastische Fazies	
	Bioturbate Wacke- und Packstones	H
	Quarzführende bioklastische Wacke- und Packstones Mollusken- & <i>Thallasinoides</i> Pack- und Floatstones Quarzreiche bioklastische Wacke	
	Alveosepta und Nerineoid-führende Wacke- und Packstones Tempestite facies	> <
	Onkoid Floatstone	
_	Shoreface Oolithe	
	Schräggeschichtete oolithische Grainstones Ooid-Bioklasten Pack- Grainstones	
	Bioklasten-Ooid Packstones	
	Intraklasten Float- und Rudstones	
	Korallen Boundstones	
	Everticyclammina Pack- und Floatstones	G
	Bioklastische Pack- und Floatstones	
	Offshore Pack- und Floatstones	
	Foraminiferen Wacke- und Packstones	
the second	Spiculitische Mergel und verkieselte Sandsteine	65
Ab	olagerungsräume	R
	Shoreface	2003
	Offshore	M
	Palustrin	6
	Limnisch	
	Supratidal	
	Geschützt lagunär	Y
	Offen lagunär/ Backshoal	

## Lithologie

	Kalkstein
	Sandiger Kalkstein
	Mergelkalkstein
Ŧ	Kalkmergelstein
Ŧ	Mergeliger Tonstein
H	Tonstein
	Kalksandstein
Struktu	iren & Komponenten
111	Sigmoidale Schrägschichtung
$\swarrow$	Trogförmige Schrägschichtung
	Lamination
100	Paläokarst
U	Bioturbation
~	Rippelmarken
_	Erosionsfläche
-	Wellig geformte Oberfläche
-	Hartgrund
T	Tempestite
С	Ton
Py	Pyrit
GI	Glaukonit
D	Dolomit
Gy	Pseudomorphose Gips
1.1	Eisenooide
	Fining upward
V	Coarsening upward
CERT.	Everticyclammina
0	Brachiopoden
	Austernähnliche Pelecypoden
Call Com	Gastropoden
And	Korallen
	Mikrobialithe
4	Thallasinoides
	Charophyten
1	Holz
	Onkoide
0	Geröll

phische	Lithologie	Karbonatgehalt	A/S- Schwankungen	Komponenten
Chronostratigra Stufe Formation	Sedimentäre Strukturen & O Komponenten g Bredewid Baredewid Strukturen & Wiegers	In (%) Apjaderung Apjaderung	A/S-Zyklen 3. Ordnung A/S-Zyklen 2. Ordnung Ablagerungs- zyklen 1. Ordnung	Ooide Tangen tañömige Radiafförmige Mikntisch Onkolde Bioklasten Bioklasten Bioklasten Bioklasten Bioklasten Biskhoden Brachiopoden Echinodermaten Echinodernaten Lituoliden Unident aggi. Fora Nodosariden Lituoliden Cakisphären Serpuliden Korallen Korallen Korallen Korallen
Kimmeridgium oolith Formation		M	? ? 16 ? ? ? ? ? ?	
Oxfordium		Nor Man		
Oberes Oxfordium rallenoolith Formation		When	<ul> <li>(1)</li> <li>(1) Ko5</li> <li>(9)</li> <li>(9)</li> </ul>	
Oxfordium Kor		W A	8 (Ko4 7 6 6 6 6 6 7	

# Anhang IV: Säulenprofil KB Sah301 (Thüster Berg)

### Legende

Fazies

	Fazies	Lithologie
1	Charophyten & Ostrakoden-führender	Kalkstein
-	Mergelkalkstein bis Kalkstein	Sandiger
2	Charophyten Mergel	Mergelka
3	Algen Bindstone	Kalkmerg
4	Laminierte Mudstones	Mergelige
5	Tonstein Fazies	Tonstein
6	Siliziklastische Fazies	Kalksand
1	Bioturbate Wacke- und Packstones	Strukturen & Ko
8	Quarzführende bioklastische Wacke, und Packstones	Sigmoida
9	Mollusken- & Thallasinoldes Pack- und Floatstones	Trogförmi
10	Quarzreiche bioklastische	Laminatio
44	Wacke- bis Floatstones	Paläokars
	Wacke- und Packstones	U Bioturbati
12	Tempestite facies	- Rippelma
13	Onkoid Floatstone	Erosionsf
14	Shoreface Oolithe	Wellig get
15	Schräggeschichtete	Hartgrund
16	Ooid-Bioklasten Pack- Grainstones	T Tempestit
17	Bioklasten-Ooid Packstones	C Ton
18	Intraklasten Eloat- und Budstones	Py Pyrit
19	Korallen Boundstones	GI Glaukonit
20	Everticyclammina Pack- und Eloatstone	D Dotomit
21	Bioklastische Park, und Elnateinnes	Gy Pseudom
22	Offehore Back- und Eleastetones	Elsenooid
22	Eorominiferen Wacka, und Packetones	Fining up
24	Spiculitische Mercel und	Coarsenii
24	verkieselte Sandsteine	Everticycl
	Ablaganingeräuma	Brachiopo
1	Charafaaa	Austernál
	Clickers	Gastropo
	Deluctor	Korallen
	Palustin	A Mikrobiali
	Cumalidat	Thallasing
1	Supration	Charophy
	Geschützt lagunär	Y Holz
	Offen lagunär/ Backshoal	Onkoide
	Inner Shoal	O Coroll

Shoal Fringe

Foreshoal/ Intrashoal

Diskontinuitätsfläche

Abnahme A/S-Verhältnis

Zunahme A/S-Verhältnis

### ithologie

ioe:	in forci del	( sama van i
		Sandiger Kalkstein
	Đ.	Mergelkalkstein
		Kalkmergelstein
	王	Mergeliger Tonstein
	ЭĒ.	Tonstein
		Kalksandstein
S	truktu	iren & Komponenten
		Sigmoidale Schrägschichtung
	X	Trogförmige Schrägschichtung
		Lamination
	100	Paläokarst
e	U	Bioturbation
	~	Rippelmarken
	-	Erosionsfläche
	-	Wellig geformte Oberfläche
	-	Hartgrund
	T	Tempestite
s	C	Ton
	Py	Pyrit
	GI	Giaukonit
	D	Dotomit
stones	Gy	Pseudomorphose Gips
95	1	Eisenooide
		Fining upward
ones	Y	Coarsening upward
	æ	Everticyclammina
	Ø	Brachiopoden
		Austernähnliche Pelecypoden
	(Ellipson	Gastropoden
	(III)	Korallen
	A	Mikrobialithe
	1	Thallasinoides
	۲	Charophyten
	1	Holz
	0	Onkoide
	0	Geröll

aineilidi			Lithologi	e	Karbonatgehalt	sraum	A/S- Schv	vankungen							ĸ	Comp	oon	ente	en							
Stufe	Formation	Member	edimentäre o E strukturen & o E trukturen & g Kla BRFGPWM	Dunham- assifikation WPGFRB 7	in (%)	Ablagerungs	A/S-Zyklen 3. Ordnung	A/S-Zyklen 2. Ordnung Ablagerungs- zyklen 1. Ordnung	Quarz Ooide Tangantialfismina	- Radialförmige	Mikritisch	Onkoide	Bioklasten	+Pelecypoden	Gastropoden	- Brachiopoden Echinodermaten	Foraminiferen	Loftusiiden	Lituoliiden	Nodosariiden	Milioliden	Ostrakoden	Serpuliden Calcisphären	Grünalgen	Rotalgen	Schwämme
					5		V	16							:		•••••				• ••			i Į		
>					X			15		*****		•		1	•			••••								
	ormatior	th th			3		Ť	14 Ko6		•••	•				•				•							
-?-	noolith F	orallenooli s-Schichten"			3			13									1	*********	•••••		•					
	Koraller	Oberer Ko Humerali			5		Ť	12				1) 4			: -		H									L
E	1641	olith		G	5		T												•			r i	• •			. 1
Oberes Oxfordiu		Koralleno			}		× ×	10 Ko5											•				1			
	n Lot	th Oberer	Fe		3		¥	9										•••••					4	1 1 1 1 1 1		
	Formatic	orallenooli eiches Interva			Z		₹ ₹	8 • Ko4			• • •	1 1			ř ř		·		•••••			1	4	•••		-
	enoolith	N. Ko I "Oz-re			K		*				••••	•			•							i		1	đ	
	Koralle	lenoolith			7			6 Ko3		•	1 .						1- 40- 4	• • • •	•					•	i.	
		M. Koral			Y			5				;														-

# Anhang V: Säulenprofil KB Sah304 (Thüster Berg)



### Legende

Fazies

га	zies	
1	Charophyten & Ostrakoden-führender Mergelkalkstein bis Kalkstein	
2	Charophyten Mergel	3
3	Algen Bindstone	
4	Laminierte Mudstones	
5	Tonstein Fazies	1
6	Siliziklastische Fazies	
7	Bioturbate Wacke- und Packstones	
8	Quarzführende bioklastische Wacke- und Packstones	
9	Mollusken- & Thallasinoides Pack- und Floatstones	M
10	Quarzreiche bioklastische	100
11	Alveosepta und Nerineoid-führende Wacke- und Packstones	U
12	Tempestite facies	~
13 🧫	Onkoid Floatstone	-
14	Shoreface Oolithe	-
15	Schräggeschichtete oolithische Grainstones	T
16	Ooid-Bioklasten Pack- Grainstones	C
17	Bioklasten-Ooid Packstones	Pv
18	Intraklasten Float- und Rudstones	GI
19	Korallen Boundstones	
20	Everticyclammina Pack- und Floatstones	Gv
21	Bioklastische Pack- und Floatstones	•••
22	Offshore Pack- und Floatstones	
23	Foraminiferen Wacke- und Packstones	V
24	Spiculitische Mergel und verkieselte Sandsteine	253
At	plagerungsräume	
	Shoreface	autor
	Offshore	ATT
	Palustrin	E
	Limnisch	L
	Supratidal	0
	Geschützt lagunär	X

### Lithologie

	Kalkstein
	Sandiger Kalkstein
Ŧ	Mergelkalkstein
Ŧ	Kalkmergelstein
王	Mergeliger Tonstein
圭	Tonstein
	Kalksandstein
Struktu	uren & Komponenten
	Sigmoidale Schrägschichtung
$\mathbb{V}$	Trogförmige Schrägschichtung
	Lamination
100	Paläokarst
U	Bioturbation
~	Rippelmarken
-	Erosionsfläche
-	Wellig geformte Oberfläche
-	Hartgrund
Т	Tempestite
С	Ton
Ру	Pyrit
GI	Glaukonit
D	Dolomit
Gy	Pseudomorphose Gips
1.1	Eisenooide
	Fining upward
V	Coarsening upward
22.3.0	Everticyclammina
0	Brachiopoden
	Austernähnliche Pelecypoden
AUTOM	Gastropoden
<b>M</b>	Korallen
0	Mikrobialithe
1	Thallasinoides
0	Charophyten
1	Holz
0	Onkoide
0	Geröll



### Anhang VI: Darstellung der Profile nach Hoyer (1965) und Korrelation der Schichtenfolge im Weser-Leine Bergland basierend auf Diskontinuitätsflächen und in Relation stehender lithologischer Leithorizonte

hische		Lithologi	ie		Multispekt	ral Gamma-Ray		aum	A/S-Sequenzen	Komponenten	onenten د								
Chronostratigrap Stufe	Formation Member	Sedimentäre Strukturen & oo Komponenten BRFGPWM	Dunham- assifikation	Total (cps) 0 10 20 30 40 50	K (cps) 0 2 4 6 8 10	U (cps)	Th (cps) 0 1 2 3 4 5 6 7	Ablagerungsr	Short-Term A/S-Sequenzen Medium-Term A/S-Sequenzen Long-Term	Quarz Glaukonit Glaukonit Doide Tangentialförmige Radialförmige Mikritisch Onkoide Intraklasten Bioklasten Pelecypoden	Gastropoden Brachiopoden Echinodermaten Korallen Foraminiferen Lutuoliiden Unident. aggl. Foran Nodosariiden Milioliden	Ostrakoden Serpuliden Calcisphären Algen Thrombolithe Schwämme							
Oxfordium - Kimmeridgium Oberes - Unteres Oxfordium - Kimmeridgium	Korallenoolith Formation         Süntel Formation           Oberer Korallenoolith         Oberer Korallenoolith         Oberer Süntel Fm.				Manufany way	Multimeter with the second sec			23 22 20 5ü1 20 5ü1 13 14 14 14 14 14 12 12 11 10 10		<ul> <li>a</li> <li>a&lt;</li></ul>								
Oberes Oxfordium	M. Korallenoolith.					Marth Martin Marthan			9 8 7 7 6		1       1								
Oxfordium Mittleres	Korallenoolith Formation Unterer Korallenoolith Mittlerer Korallenoolith		B&C			and with a second of the secon			5 Ko3 4 3 (4) 3 (5) (5) (5) (6) (7) (7) (7) (7) (7) (7) (7) (7) (7) (7										

# Anlage: Säulenprofil Steinbruch Lauensteiner Pass (Nördlicher Ith)

