

## Der Untere Muschelkalk im Raum Godendorf – Kersch – Udelfangen/Südeifel Bio- und Ichnofazies, Litho- und Sequenzstratigraphie

DORIS DITTRICH

mit einem Beitrag von HANS HAGDORN

**Zusammenfassung:** Der Muschelsandstein im Abbaubetrieb bei Ralingen-Kersch hat neben mächtigen massigen Werksteinen auch vielfältige Fossilien und Lebensspuren geliefert. Sie werden beschrieben und abgebildet. Ein vollmariner, aber dennoch zeitweise sehr flachgründiger Ablagerungsraum bildet sich ab. Innerhalb der gallo-ardennischen Randfazies-Abfolge des Unteren Muschelkalks (mu) der Trier-Luxemburger Bucht markiert die Werksteinzone ein besonderes Intermezzo. Umgeben ist es von den Hinterlassenschaften starker Erdbeben-Ereignisse, die aus dem überregionalen plattentektonischen Geschehen der tieferen Trias resultierten.

Die lateral und vertikal hoch variable, z.T. auch lückenhafte mu-Schichtenfolge des Trier-Luxemburgischen Beckenrands wird dargelegt. Sie kann in vier Sequenzen untergliedert werden, die im Wechselspiel tiefer und hoher (relativer) Meeresspiegelstände entstanden. Nicht nur eustatische Gegebenheiten, sondern vor allem auch tektonische Ereignisse waren dabei prägend. Zwei besonders stark regressive Zeitintervalle sind weiträumig durch die akzentuierte Vorschüttung terrigener Sande und Tone und durch basale Schichtlücken gekennzeichnet. Auch deutliche Transgressionsereignisse mit weitem Onlap sind litho- und biofaziell nachzuvollziehen. Anhand der Fazies- und Mächtigmuster der einzelnen Sequenzen werden ihre unterschiedlichen Subsidenzmuster rekonstruiert und erläutert. Sie belegen die Wichtigkeit von vertikalen Schollenbewegungen, wie es ähnlich auch schon im Buntsandstein der Fall gewesen war. Dies erweist sich hier am Westrand des mitteleuropäischen Beckens ebenso wie im östlichen Beckenrandbereich in Polen. Unterstützt durch die sequenzstratigraphische Methodik ergibt sich nunmehr eine genauere bio- und – vor allem – lithostratigraphische Interngliederung, die eine verbesserte Korrelation mit der mu-Schichtenfolge (in der Westpfalz und) im hessischen und mitteldeutschen Beckeninneren erlaubt. Der Schichtbereich der Werksteinzone von Kersch entspricht der Terebratelzone. Hier im Trier-Luxemburgischen Randbecken ist er als tektonisch initiiertes Tiefstands-Systemtrakt (LST) oberhalb einer Sequenzgrenze zu bewerten.

**Abstract:** The succession of the Muschelsandstein in the quarry near Ralingen-Kersch has yielded thick and massive stones (freestones) as well as numerous ichnospecies and other fossils. They are described and illustrated here. A fully marine, but nevertheless temporary shallow sedimentation area is documented. This succession (Werksteinzone) marks a very special intermezzo within the local gallo-ardennic border facies of the Lower Muschelkalk (mu). It is surrounded by the remnants of strong seismic events, which resulted from supraregional plate tectonics in lower Triassic.

The whole mu-succession of the basin margin around here is described. It is laterally and vertically varying and regionally somewhat incomplete. Now it can be separated into four stratigraphic sequences, which generated during the interplay of low and high (relative) sea levels. Not only eustatic circumstances but mainly tectonic events had been important. Two intervals of strong regressions are indicated by widely spread terrigenous sands and clays and by gaps in the geologic record. Remarkably onlapping transgressive episodes can be traced as well, by litho- and biofacial properties. The respective sequences show individual patterns of lithofacies

and thickness. By that their subsidence patterns can be reconstructed and explained genetically. They prove the importance of vertical tectonics, just as in the preceding Buntsandstein. This can be observed here at the western margin of the mid european basin as well as at the eastern margin area in Poland. Supported by sequence stratigraphic means a more detailed internal division is possible, which allows a better correlation to the mu-succession (in western Palatinate and) in the inner basinal areas of Hesse and Central Germany. The stratigraphic range of the Werksteinzone in Kersch corresponds to the Terebratelzone of the inner basin. Here in the individually conditioned Trier-Luxemburg basin area it can be interpreted as a Lowstand Systems Tract (LST) overlying a tectonically induced sequence boundary.

## Inhalt

1. Einführung
  2. Lithostratigraphie des Unteren Muschelkalks im Untersuchungsgebiet
  3. Bio- und Ichnofazies bei Kersch
  4. Seismite im Unteren Muschelkalk
  5. Die Beckenentwicklung und Sequenzstratigraphie des Unteren Muschelkalks der Trier-Luxemburger Bucht im überregionalen Vergleich
    - 5.1 Vorbemerkungen
    - 5.2 mu1-Sequenz (M1a-Sequenz)
    - 5.3 mu2-Sequenz (M1b-Sequenz)
    - 5.4 Grenzbereich mu2-/mu3-Sequenz
    - 5.5 mu3-Sequenz (M1c-Sequenz)
    - 5.6 mu4-Sequenz (M1d-Sequenz) und der mu/mm-Grenzbereich
- Schriften

### 1. Einführung

Am Beginn der Muschelkalk-Sedimentation ingredierte das Meer von SSE her nach Norden in die Trier-Luxemburger Bucht und in die Eifeler Nord-Süd-Zone. Es entstand eine seichte, relativ breite Meeresstraße, die das Rheinische Massiv als Insel abtrennte (FUCHS & MADER 1980; Abb. 2). Diese Rheinische Insel im Osten trat als Liefergebiet kaum in Erscheinung, eine davon abzuleitende nennenswerte sandige Randfazies fehlt im Unteren Muschelkalk. Lediglich Kaolin-reiches Tonmaterial ist von dort eingeschwemmt worden (WAGNER 1989: 318). Ansonsten stammte das angelieferte Sand- und Tonmaterial vom Gallo-Ardennischen Festland im Westen und aus Norden. Unter Flachmeer-Bedingungen entstand eine mehrere Zehner Kilometer breite sandreiche Randfazies. Grobklastische Gesteinsanteile spielen auf deutschem Gebiet keine Rolle, selbst im äußeren Nordwesten von Luxemburg kommen sie nur sehr untergeordnet vor (WAGNER 1982, 1989, DITTRICH 2021c: Abb. 3).

In der deutschen Südeifel erreicht der Untere Muschelkalk eine Mächtigkeit um 50 m, minimal sind es 38 m, maximal etwa 65 m. Nach Westen hin reduzieren sich die Werte. Ungefähr im luxemburgisch-belgischen Grenzgebiet keilt dann der (gesamte) Muschelkalk aus. Auf dem äußersten westluxemburgischen GK 25-Blatt Rédange kommt eine extreme Randfazies zutage. Nördlich der Attert und nordwestlich von Ell ließ sich flächenhaft nur noch eine aufsummierte Einheit „s-m“ aushalten (Buntsandstein + Muschelkalk, ungegliedert), mit rötlichen sandig-konglomeratischen Gesteinen.

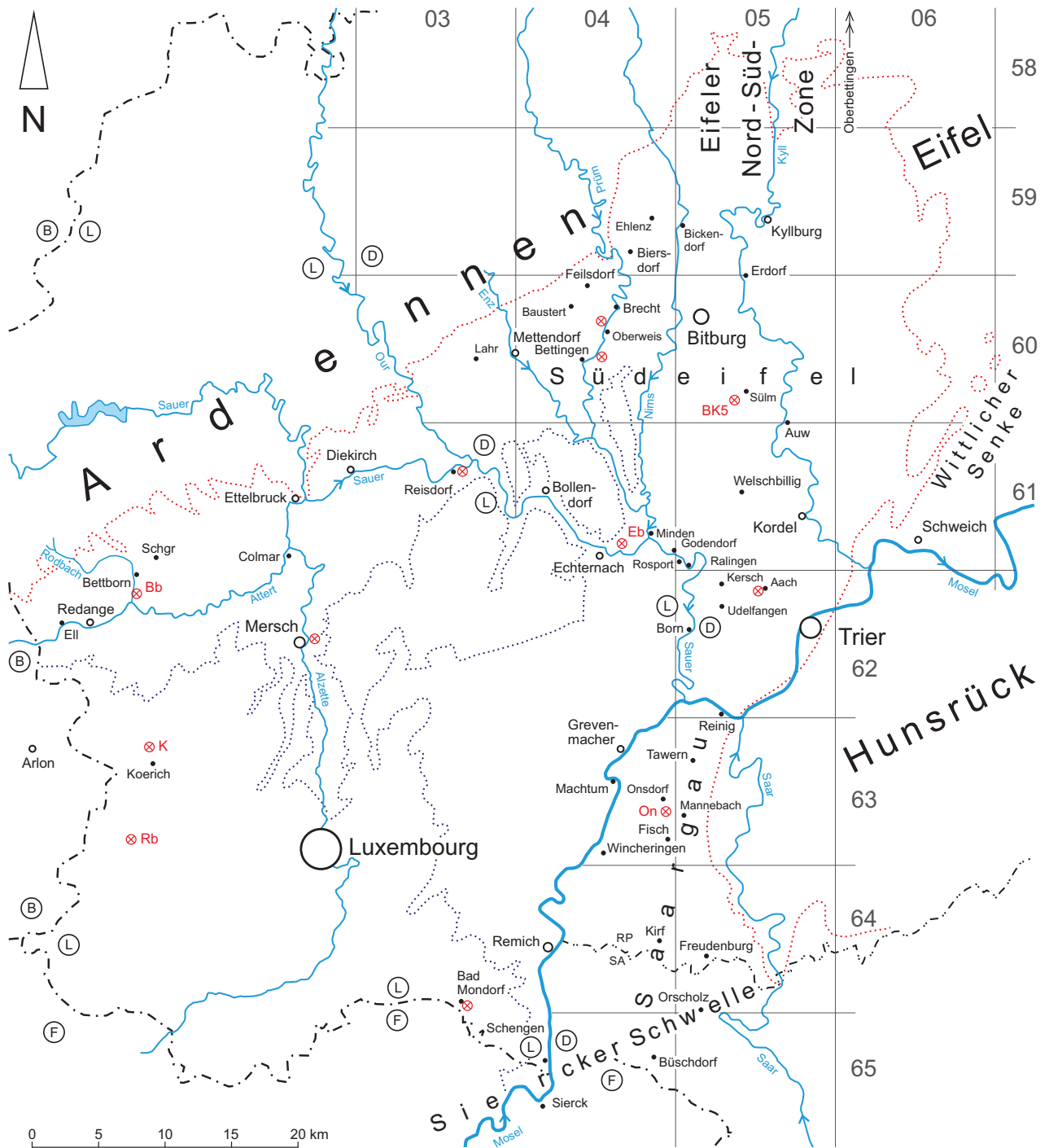


Abb. 1: Im Text genannte Ortschaften und Bohrungen in der Trier-Luxemburger Bucht (rot bzw. blau gepunktet: Liegendgrenze vom Buntsandstein bzw. Lias; Schgr = Schluchtprofil Schankengrieicht; Bohrpunkte (rot): Bb = Bettborn, Eb = Echernacherbrück, K = Koerich, Rb = Reberg, On = Onsdorf).

Zur Erforschungsgeschichte des Unteren Muschelkalks der Trier-Luxemburger Bucht sind vor allem die Namen von H. GREBE, M. LUCIUS, H.-U. SCHWARZ und J. F. WAGNER zu nennen (vgl. Schriftenverzeichnis, weitere Namen und Zitate bei DITTRICH 2021a + b). Bei eigenen Untersuchungen – oft im Rahmen einer Betreuung universitärer Diplomkartierungen – ist ebenfalls viel Wissen zusammengetragen worden, was dann in mehreren Beiträgen zu Kartier- und Buch-Projekten des rheinland-pfälzischen Geologischen Landesamtes (bzw. des heutigen Landesamtes für Geologie und Bergbau) seinen Niederschlag fand.



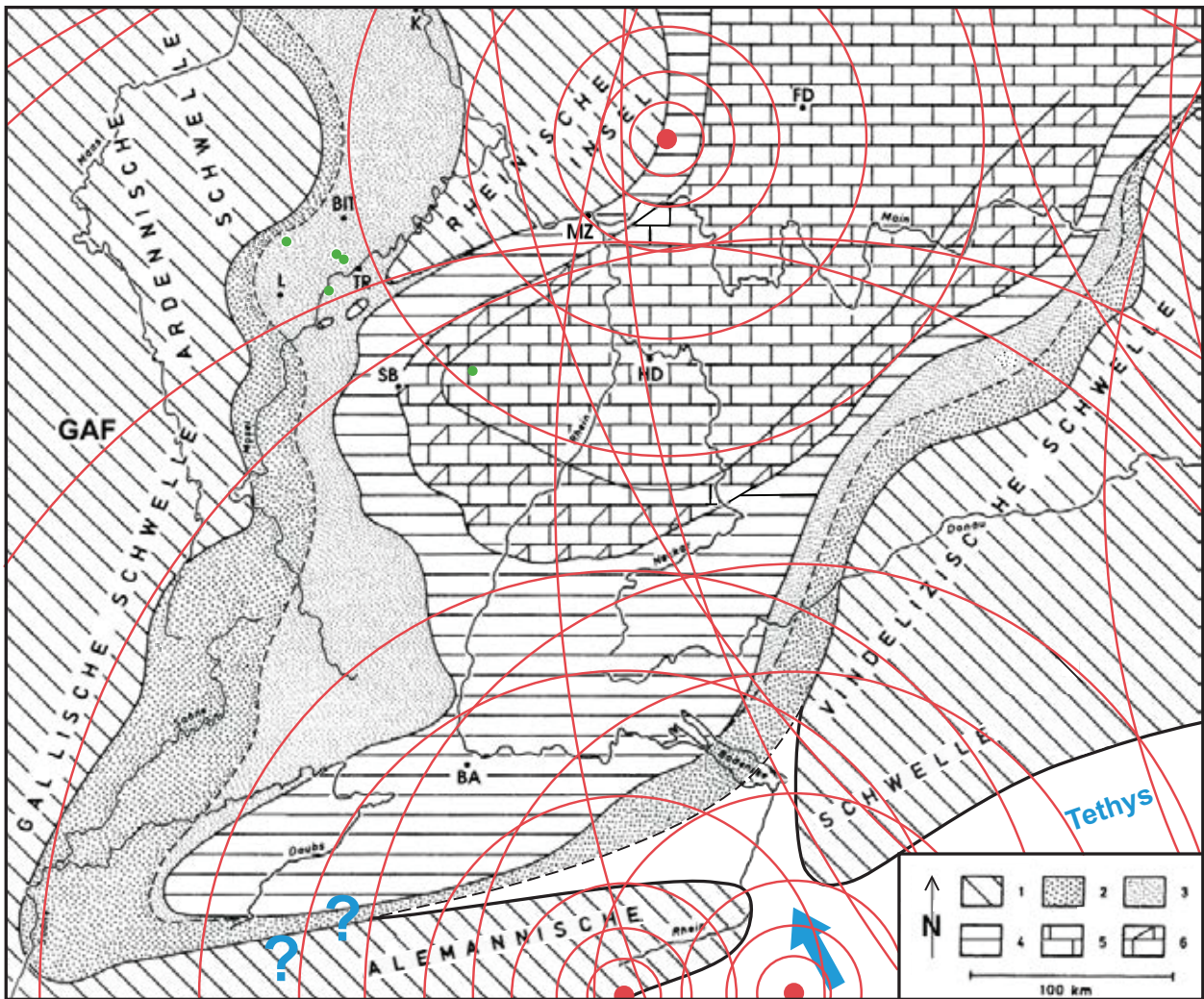


Abb. 2: Paläogeographie des mittleren bis höheren Unteren Muschelkalks (nach SCHWARZ 1975b und D. MADER 1985, schematisch, im Detail veraltet, graphisch verändert; Tethys-Rand im Süden nach FÖHLISCH 2002, GÖTZ & GAST 2010, ohne Lithofazies-Indizierung). Rot eingetragen sind die in der Beckenfazies nachgewiesenen seismischen Schockwellen mehrerer Erdbebenherde (nach FÖHLISCH 2002: im  $\mu$  generell). 1 Grundgebirge der Beckenränder und Schwellen, 2 u. 3 proximale und distale sandige Randfazies (Muschel-sandstein), 4 überwiegend Mergelfazies, 5 überwiegend Karbonatfazies, 6 Karbonate überwiegend dolomitisiert, GAF = Gallo-Ardennisches Festland; Städte: K = Köln, FD = Fulda, BIT = Bitburg, TR = Trier, L = Luxemburg, MZ = Mainz, SB = Saarbrücken, HD = Heidelberg, BA = Basel; blauer Pfeil: tethyale Ingression von Süden her durch die Alemannische Pforte („Western Gate“); ● = Positionen von Seismit-Aufschlüssen (von NW nach SE): Haereberg/Diekirch (nach RICHTER 1962: 170), Godendorf, Kersch (vgl. Abb. 1, 8 + 13), Deisermillen/Machtum und (im tieferen  $\mu$ ) Mörsbach/Pfalz.

In den Jahren 2017–2021 war es der Trier-Luxemburgische Buntsandstein, welcher in seiner Fazies- und Mächtigkeitsverteilung und in den Details seiner Beckenentwicklung intensiv bearbeitet und in dieser Zeitschriften-Reihe publiziert wurde. Ein Ziel dabei war die Aufschlüsselung des Wechselspiels von eustatischen Meeresspiegelschwankungen und der (Regional-)Tektonik gewesen, mithilfe der sequenzstratigraphischen Methodik. Im diesjährigen Band soll diese Untersuchung im Unteren Muschelkalk fortgeführt werden (Kap. 5).

Bei Kersch, nördlich von Udelfangen, ist im Unteren Muschelkalk eine sehr markante Werksteinzone mit abbauwürdigen Sandsteinen entwickelt (Abb. 1; TK 25: 6205 Trier, R 25 40 200, H 55 17 200–500; UTM32U 324211 E 5518142-5518442 N). Kersch ist ein Ortsbezirk der Ge-



meinde Ralingen. Dort liegen die Steinbrüche der alt eingesessenen Fa. SCHMITZ, die in nachfolgender Generation heute von Herrn CLAUDIUS KANTNER weitergeführt wird (Steinbruchbetrieb SCHMITZ-KANTNER). Gewonnen werden hier dickbankige braungraue, gelblich-graue oder grüngraue Feinsandsteine mit tonigem, schwach dolomitischem Bindemittel. Diese Sandsteine sind relativ homogen und massig-kompakt, wodurch sie sich gut weiterverarbeiten lassen. Unter der Handelsbezeichnung Udelfanger Sandstein werden sie als Ornamentstein und als Werksteinplatten verkauft (GRIMM 1990).

Um den Werksandstein zu erreichen, müssen einige Meter Hangendes abgeräumt werden. Dies sind vor allem die Abfolgen der Oberen Sandmergelzone und der tiefen Mergelzone (vgl. Abb. 4 vor Kap. 3). Das dabei angefallene Material ist im Steinbruchgelände aufgehäuft worden. Eine Besonderheit der sandig-mergelig-dolomitischen Gesteinsplatten dieser Abraumhalden ist u.a. eine vielfältige, äußerst gut erhaltene flachmarine Ichnofauna. Von Herrn Dr. H. HAGDORN/Muschelkalkmuseum Ingelfingen ist über viele Jahre hinweg eine große Menge Fossilmaterial geborgen worden, flankiert von einer Profilaufnahme in 1994. So resultiert denn das komplette Kap. 3 dieser Arbeit aus seinen Aufsammlungen und Untersuchungen. Dafür soll ihm hier ausdrücklich gedankt werden. Herr Dr. D. KNAUST/Stavanger (Norwegen) steuerte freundlicherweise einige Korrekturen zur aktuellen ichnologischen Bewertung und Nomenklatur bei.

## 2. Lithostratigraphie des Unteren Muschelkalks im Untersuchungsgebiet

Mit der einige Meter mächtigen, intensiv rot gefärbten Lettenregion (soVL) des höheren Voltziesandsteins (soV) endet der Obere Buntsandstein. Im auflagernden Unteren Muschelkalk beginnen dann sehr rasch grüngraue oder graugelbliche Gesteinsfarben und meist hohe Karbonatanteile. Bioturbation ist nun sehr verbreitet.

In der in Rheinland-Pfalz gebräuchlichen informellen Muschelkalk-Gliederung wird der Untere Muschelkalk der Trierer Bucht zweigeteilt. Der Muschelsandstein (mu1) wird dabei den auflagernden Dolomitbankschichten (mu2) gegenübergestellt. Der bis etwa 55 m mächtige Muschelsandstein umfasst eine Wechselfolge von dolomitisch-mergeligen Silt- und Feinsandsteinen, Tonmergeln, Mergeln und siltig-sandigen Dolomiten. Es sind vielfältige Mischgesteine, die neben dem vorherrschenden Grau und Graugrün gelbe, ocker-braune und seltener auch rötliche Farben aufweisen. Glimmer sind enthalten, vorwiegend Hellglimmer. Das Gestein ist horizontal- oder kleindimensional schräggeschichtet (Rippelschichtung) und sondert plattig ab. In verwitterten Partien der ursprünglich dolomitisch gebundenen Sandsteine häufen sich millimetergroße schwärzliche Eisen- bzw. Manganoxidflecken.

Die Gesamtabfolge des Muschelsandsteins lässt sich lithostratigraphisch weiter untergliedern. Überall im deutschen Teil der Trier-Luxemburger Bucht erscheint im untersten Teil eine markante, vergleichsweise sandarme Wechselfolge von Dolomitbänken und Mergeln, die sogenannte Basisdolomitzone. In der Nomenklatur der DSK (vgl. DITTRICH 2021a) wird sie als Rosport-Subformation bezeichnet (muURo), innerhalb der Udelfangen-Formation (muU), die hier den gesamten Unteren Muschelkalk umfasst (Tab. 1). Namensgebend waren Aufschlüsse in der deutsch-luxemburgischen Grenzregion, das Typusprofil der Subformation liegt an der Sauer-Grenzbrücke Ralingen–Rosport (JANTOS 1999, et al. 2000).

Es handelt sich um eine Abfolge von dünn- bis mittelbankigen harten Dolomitbänken (Mudstones) und mehr oder weniger dolomitreichen Mergeln. Die Dolomite sind meist grau, gelb oder

Tab. 1: Stratigraphie im Bereich des Unteren Muschelkalks der Trierer Bucht (Formations- und Subformations-Bezeichnungen der Deutschen Stratigraphischen Kommission, vgl. DITTRICH 2021a, DSK 2021: Kap. 8.2).

Gruppe	Subgruppe	informelle strat. Gliederung	Formationen und Subformationen		
Muschelkalk	Mittlerer	Gipsmergel (mm1)	Graue Mergelfolge	<b>Ralingen-Formation (mmR)</b>	
			Bunte Mergelfolge		
			Rote Mergelfolge		
	Unterer	Muschel-sandstein (mu1)	Dolomitbankschichten (mu2)	<i>Onsdorf-Sfm. (mmUOd)</i>	<b>Udelfangen-Formation (muU)</b>
			Mergelzone	<i>Kersch-Sfm. (mmUKe)</i>	
			Obere Sandmergelzone		
Werksteinzone					
Untere Sandmergelzone			<i>Rosport-Sfm. (muURo)</i>		
Basisdolomitzone					
Bunt-sandstein	Oberer	Voltzien-sandstein (soV)	Lettenregion (soVL)	(nicht ausgewiesen)	
			Werksteinzone (soVW)		

grünlich, partienweise auch rötlich oder graubraun. Sie können schillreich sein, mit marinen Muscheln und vereinzelt Trochiten. Oft sind sie auch feinkörnig-dicht, etwas zellig-kavernös oder aber flaserig, mergelig und etwas siltig. In den Randzonen nehmen die Sandgehalte zu und die Dolomite sind feinsandig und schwach glimmerführend. Hohe Dolomitgehalte treten meist erst etwas höher innerhalb der Basisdolomitzone auf. Die eingeschalteten Tonmergel oder dolomitischen Mergel sind grüngrau, grünlich-blaugrau oder dunkelgrau. Sie sind wechselnd siltig, sandig und Hellglimmer-führend. Bioturbation ist weit verbreitet, daneben ist Flaser- und feine Schrägschichtung zu erkennen, manchmal auch eine ausgeprägte Linsenschichtung.

Über der Basisdolomitzone folgt ein einige Zehner Meter mächtiger, recht wechselvoller sandig-mergelig-dolomitischer Profilabschnitt, in dem dolomitische Sandsteine in typischer Muschelsandstein-Fazies vorkommen. Überall dort, wo die von massigen, eher karbonatarmer Sandsteinen dominierte Werksteinzone (Kersch-Subformation) auszuhalten ist, kann in diesem Abschnitt eine Untere und eine Obere Sandmergelzone ausgegliedert werden (Tab. 1, Abb. 3). Die Werksteinzone ist weit verbreitet, noch bis ins westliche Luxemburg hinein.

Bei den Werksteinen handelt es sich um vergleichsweise dolomitarme, relativ homogene, kompakte Sandsteine, überwiegend fein-, teilweise auch etwas mittelkörnig. Sie sind braungrau, gelblich-grau oder gelblich-grüngrau. Ihre Sortierung ist gut bis sehr gut. Nach GRIMM (2018) umfasst ihr Komponentenspektrum vorwiegend Quarz, daneben auch Gesteinsbruchstücke (Cherts, Polyquarze, Metamorphite) und Kalifeldspäte; an Glimmern erscheinen maßgeblich Muskovite, daneben Biotite und Chlorite.

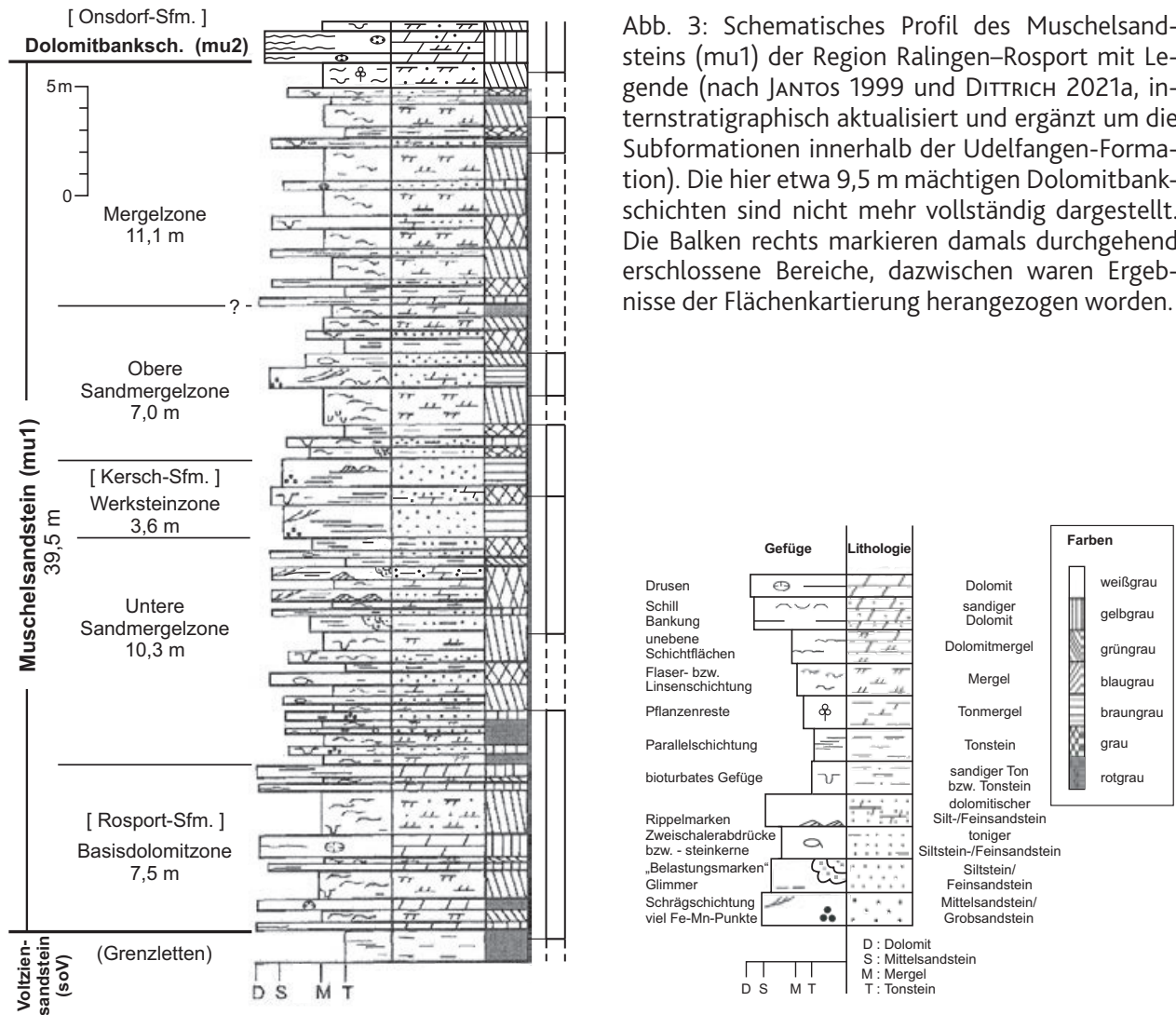


Abb. 3: Schematisches Profil des Muschelsandsteins (mu1) der Region Ralingen–Rosport mit Legende (nach JANTOS 1999 und DITTRICH 2021a, internstratigraphisch aktualisiert und ergänzt um die Subformationen innerhalb der Udelfangen-Formation). Die hier etwa 9,5 m mächtigen Dolomitbankschichten sind nicht mehr vollständig dargestellt. Die Balken rechts markieren damals durchgehend erschlossene Bereiche, dazwischen waren Ergebnisse der Flächenkartierung herangezogen worden.

Über der Oberen Sandmergelzone folgt die Mergelzone. Sie umfasst relativ dunkle, graue, grau-grüne oder beige-grüne, hellglimmerreiche, mehr oder weniger siltig-feinsandige Mergel mit dünnen mikritischen Dolomitbänkchen und Siltsteinen oder Feinsandlagen. Tonige Lagen können bläulich, bräunlich, grünlich oder rötlich-violett gefärbt sein. Die Siltsteinbänkchen oder -lagen sind meist glimmerstaubig, dolomitisch und hellgrau, beige-grün oder olivgrüngrau. Generell wechseln feinschichtige Partien mit tidal geprägten faser- oder linsengeschichteten Abschnitten. Partienweise tritt Bioturbation auf.

Darüber lagern die Dolomitbankschichten (mu2). In der Nomenklatur der DSK (2021) entsprechen sie der Onsdorf-Subformation innerhalb der Udelfangen-Formation (Tab. 1). Namensgebend war die Forschungskernbohrung Onsdorf im Saargau (Abb. 1: TK25 6304 Wincheringen; Abb. 20 in Kap. 5.6). Im untersten Teil erscheinen dezimetermächtige poröse bioklastische, wechselnd siltig-sandige Dolomite, die stratigraphisch die Schaumkalkbänke vertreten. Sie sind hart, spröde, Schill- und Trochiten-führend, teilweise auch stärker mergelig-sandig und feinschichtig oder bioturbat. Drusen bzw. Kavernen und Hellglimmer treten auf. Die Farben sind gelbbeige, braun- oder gelbgrau und graugrün (Götz et al. 2001). Zwischengeschaltet sind sandige, bioturbate, flasrige, gelbgraue, graugrüne oder rötliche dolomitische Mergel oder Tonmergel. Auch sie sind z.T. hellglimmerführend. Echinodermenreste und Spurenfossilien (u.a. *Rhizocorallium*) zeigen ein flachmarines Milieu an.



Über den beiden Schaumkalkbank-Äquivalenten oder deren schwerer zu identifizierenden dolomitisch-sandigen Vertretungen im Norden der Trierer Bucht folgen stärker tonig-sandige Sedimente. Es sind graue, beige-grünliche oder rötliche mergelige, hellglimmerführende feinsandige Siltsteine oder feinflaserige Mergel. Pflanzenhäcksel kommen vor. Tidale Gefügemerkmale, starke Bioturbation und einzelne Muschelabdrücke belegen die nach wie vor andauernde marine Prägung des Sedimentationsmilieus. Im Onsdorf-Profil enden die Dolomitbankschichten mit einer rot-dominierten Wechselfolge. Es sind deutlich bioturbate, zum Teil flasergeschichtete Tonmergel und typische Muschelsandstein-Bänkchen in enger Wechsellagerung. Dass es sich dabei um ein randnahes Äquivalent der Oberen (3.) Schaumkalkbank rechtsrheinischer Gebiete handelt, ist möglich. Dolomitlagen sind darin aber selten.

Auf den ostluxemburgischen Geologischen Kartenblättern aus den Jahren 1971 bis 1973 wird die untere Einheit Muschelsandstein (mu1) von den sogenannten „Orbicularisschichten“ (mu2) überlagert, die nach der Muschel *Neoschizodus* („*Myophoria*“) *orbicularis* benannt wurden. Dabei hat es sich um eine lithostratigraphisch missverständliche alte Bezeichnung gehandelt, die deswegen hier auch schon von SCHWARZ (1970, 1975a, 1977) nicht mehr verwendet worden war. Der neuere, eher neutrale deskriptive Begriff Dolomitbankschichten ist vorzuziehen (weitere Ausführungen dazu bei GÖTZ et al. 2001, DITTRICH 1921a, DITTRICH & HORNING 2021). Nach Aussage des großräumigen Kartierberichts für Ostluxemburg (SCHÖNENBERG et al. 1966) ist die Grenze mu/mm dort am Top der letzten markanten Dolomitbank gezogen worden. Der damit abgegrenzte Abschnitt umfasst stratigraphisch also nur den Bereich der (engeren) Schaumkalkzone des inneren Germanischen Beckens, von der Unteren bis zur Mittleren Schaumkalkbank. Aufgebaut wird er hier von hellgrauen sandigen Dolomitbänken, gelbgraugrünen, grauen oder roten Mergeln oder sandigen Tonmergeln und vereinzelt dolomitischen Sandsteinen. Auch hier wurde Hellglimmerführung benannt. Die Dolomite sind hellgrau, dezimetermächtig, hart, porös-kavernös, bioklastisch und wechselnd sandig. Viel Zweischaler-Steinkerne und vereinzelt Trochiten treten darin auf. Die nur etwa 4 m – seltener bloß 3 m – mächtigen ostluxemburgischen „Orbicularisschichten“ umfassen nicht die komplette Onsdorf-Subformation der Südeifel und des Saargaus, sondern nur deren tieferen Teil (Abb. 20 in Kap. 5.6).

In Nordwest-Luxemburg ist dann eine dolomitreichere obere Einheit des Unteren Muschelkalks faziell nicht mehr abzugrenzen (WAGNER 1989). Dort wird der gesamte Untere Muschelkalk als Muschelsandstein bezeichnet. Interessant an den west- und mittelluxemburgischen Vorkommen ist, dass dort die äußere ehemalige Beckenrandfazies unerodiert erhalten blieb. Dort zeigen sich viele Merkmale von zeitweiligem Trockenfallen und extrem hoher Salinität im höchsten Inter- bzw. Supratidalbereich (DITTRICH 2021c). Vor allem sind dies zellig-drusige Gefüge von ehemaligen Gips-, Anhydrit- und Magnesit-Knötchen, die aus unabgelaugten tieferen Kernbohrungen bekannt sind (vgl. SCHWARZ 1977). Vereinzelt können diese auch noch im Westteil der Trierer Bucht auftreten.

Die Grenze Unterer/Mittlerer Muschelkalk wird generell beim abrupten Aussetzen von Bioturbation gezogen, innerhalb einer rötlichen, sandig-mergeligen Wechselfolge. Darüber erscheinen dann nur noch abiotische Kleingefüge.

### 3. Bio- und Ichnofazies bei Kersch

Die ausgedehnten Halden mit Abraum aus der Oberen Sandmergelzone und der Mergelzone in den Werksteinbrüchen der Firma Schmitz erlaubten seit den späten 1980er Jahren die Auf-

sammlung von gut freigewittertem Fossilmaterial. Dabei erwiesen sich die Wechselfolgen von schwach sandigem Tonmergelstein und dolomitischen, häufig bioturbaten Sandsteinbänken als äußerst fossilreich. Die feinkörnigen, grünlichgrauen Sandsteine haben insbesondere die vielfältige Ichnofauna in einer Detailgenauigkeit erhalten, wie man sie aus der Karbonatfazies des Beckeninneren nicht kennt. Die dortigen Schichtflächen sind nämlich mehr oder weniger stark durch Drucklösung überprägt und angelöst. Die Erhaltung von Körperfossilien entspricht den üblichen Verhältnissen im Muschelkalk: Gehäuse von Aragonitschalern wurden aufgelöst, so dass diese als Steinkerne oder Skulptursteinkerne vorliegen, Kalzitschalen und Echinodermen sind i.d.R. dolomitisiert. Wirbeltierreste aus Hydroxylapatit sind zwar substantiell gut erhalten, wurden im bewegten Flachwasser aber meist durch Umlagerung und Abrieb beansprucht.

Eine Profilaufnahme am 30.3.1994 durch H. HAGDORN (vgl. KNAUST et al. 2016, HAGDORN et al. 2021; Abb. 4) ermöglichte es, viele Lesestücke von den Halden markanten Bänken aus dem oberen, bioturbaten Bereich der Werksteinzone und aus der Oberen Sandmergelzone genau zuzuordnen.

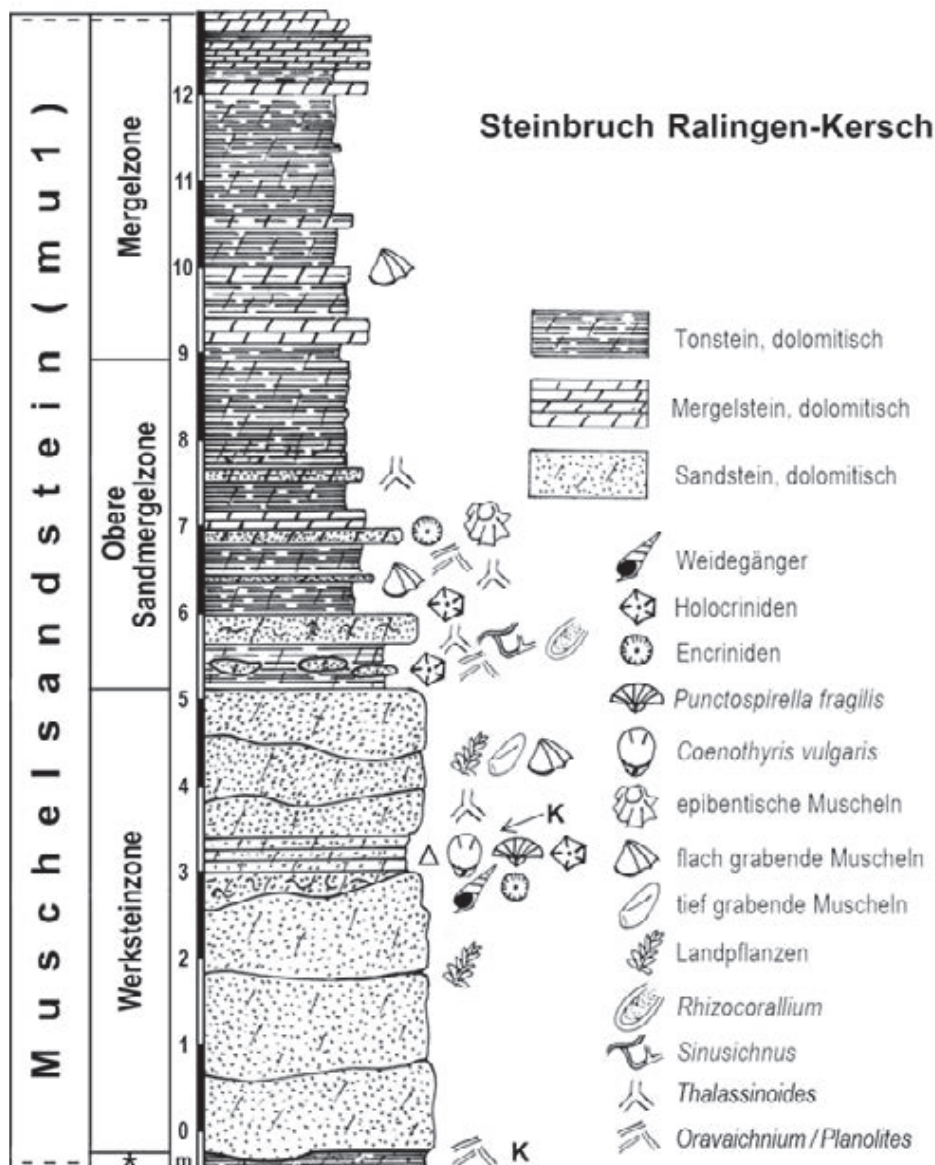


Abb. 4: Schichtenfolge, Lithostratigraphie und vereinfacht vermerkte (Ichno-)Fossilführung im Steinbruch Ralingen-Kersch (nach HAGDORN et al. 2021, graphisch verändert; \*: Untere Sandmergelzone, K: Kinneyia-Rippeln, Δ: sehr vielfältige fossile Lebensgemeinschaft, vgl. Kap. 3; das auffällige Niveau 30 bis 40 cm über der Werksteinzone markiert einen großflächig verbreiteten Seismithorizont, vgl. Kap. 4).







Die Basis der untersten Werksteinbank ist flächenhaft durchsetzt mit der Grabspur *Oravaichnium*, z.T. wohl auch mit Übergängen zu *Planolites* (Abb. 5a). Von oben her kam es offenbar zu einer dichten Besiedelung der liegenden Tonmergellage mit den unbekanntem Erzeugern dieser Spuren. In den auflagernden Werksteinbänken fanden sich in manchen Lagen Anreicherungen von Pflanzenhäckseln, darunter Stammstücke von *Equisetites*, *Voltzia*-Zweige und kohlige Holzreste (Abb. 18 in Kap. 5). Unmittelbar darüber, in Dolomitlinsen und -lagen, erschienen große Schnecken (*Undularia*) und verschiedene Muscheln, in den hangenden linsig-plattigen Sandsteinen mit Rippelmarken und Schalenplastern auch Brachiopoden. Es handelte sich um juvenile Spiriferinen und die für die Korrelation mit der Beckenfazies wichtige Terebratel *Coenothyris*. Die noch zur Werksteinzone (Kersch-Subformation) gerechnete hangende Sandstein-Abfolge ist stark bioturbat und enthält Pflanzen- und Muschelreste. In der Oberen Sandmergelzone darüber sind die Assoziationen von Spuren und von Körperfossilien besonders divers und von Bank zu Bank unterschiedlich. Die Fossilien aus den allenfalls noch schwach sandigen dolomitischen Tonmergeln der Mergelzone im obersten Profilteil sind weitaus schlechter erhalten. Sie erlauben nur selten eine genauere Bestimmung.

### Ichnofauna

Die Ichnofauna der Oberen Sandmergelzone umfasst ca. 20 Taxa, ist aber trotz mehrfacher Bearbeitungen (HARY 1974, HARY & BERNERS 1984, KNAUST et al. 2016, KNAUST 2020, KNAUST & HAGDORN 2021) noch nicht voll erfasst. Die für gut durchlüftete Weichböden typische *Cruziana*-Ichnofazies dominiert nach Zahl der Taxa und Intensität der Bioturbation. Dagegen fehlen die (mu-typischen) Spurenassoziationen der *Trypanites*-Ichnofauna weitgehend, in Ermangelung von kalkig-karbonatischen Fest- und Hartgründen. Nur in einem auf isolierten Blöcken angelegten Horizont mit großen dolomitischen Intraklasten wurde die Bohrspur *Trypanites weisei* festgestellt. Besonders auffällig sind an der Basis einer mehrere Dezimeter dicken bioturbaten Sandsteinbank (Abb. 4) flächenhaft ausgebildete Gangsysteme (*Thalassinoides suevicus*), die verhältnismäßig tief im Sediment angelegt wurden (Abb. 6a). Winkelig angelegte kräftige Kratzspuren an der Unterseite der meist nach drei Seiten verzweigten Spuren weisen auf Wohnbaue dekapoder Krebse, wie sie mit Resten der Languste *Pemphix sueuri* auch als Körperfossilien nachgewiesen sind. Weniger tief gruben die Erzeuger des zungenförmigen, häufig in Gruppen auftretenden Spreitenbaus *Rhizocorallium commune* (Abb. 5b), dessen feinere Kratzspuren in den U-Röhren auch von Borstenwürmern (Polychaeta) erzeugt sein könnten. Zu dieser Spurenassoziation gehören auch *Planolites montanus*, *Teichichnus* und die meist gerade verlaufende Grab-Fressspur *Oravaichnium hrabei* sowie die gebogene *Sinusichnus seilacheri*, als deren Erzeuger von KNAUST et al. (2016) Isopoden angenommen werden (Abb. 6c). Vergesellschaftet sind damit auch die gleichfalls im positiven Hyporelief erhaltenen Ruhespuren *Lockeia amygdaloides* (Abb. 6g), die in der Udelfangen-Formation überwiegend auf die sehr häufige, flach grabende *Myophoria vulgaris* zurückzuführen sein dürfte (Abb. 7a), und die nur vereinzelt gefundene Ruhespur des Schlangensterne *Asteriacites lumbricalis*. Als Urheber der Kriechspur *Protovirgularia* isp. (Abb. 6d) gelten Muscheln und Scaphopoden, die ein winkelförmiges Bewegungsmuster

Abb. 5 (links): Spurenassoziationen des Werksandsteins und der Oberen Sandmergelzone. **a** Unverzweigte, stängelförmige, annähernd horizontal in die liegenden Tonmergel eingetieft und sich überlagernde Grabspuren an der Basis der untersten Werksteinbank im positiven Hyporelief. Sie können größtenteils zu *Oravaichnium* gestellt werden, z.T. wohl mit Übergängen zu *Planolites*. (Maßstab 5 cm). **b** Diverse Spurenassoziation von der Basis einer bioturbaten Sandsteinbank: am stärksten eingetieft der Krebsbau *Thalassinoides suevicus* mit mehreren Ästen (Ts), *Teichichnus* (T), zungenförmige *Rhizocorallium commune* von unterschiedlicher Größe, die von einer Längsachse ausgehen (R), und *Planolites* (P) (Hammerstiel 21 cm).







hinterlassen haben. Seltener findet sich als positives Hyporelief *Rhizocorallites articularis*, eine als Kotstrang oder auch Darmfüllung (Cololith) gedeutete, an Crinoidenstiele erinnernde Spur, welche Seegurken zugeordnet wird (KNAUST 2020; Abb. 6f). In weichem Sediment angelegt wurden auch die langen, manchmal verzweigten Fressbaue *Rhizocorallium irregulare* (Abb. 6b). Ihr Erzeuger vertiefte seinen Spreitenbau schräg nach unten, bis er auf eine bereits verfestigte Bankoberfläche stieß, auf welcher er dann seitlich weiter minierte. Innerhalb der Spreite setzte der mutmaßliche Arthropode oder Polychaete längliche Kotpillen ab, die Fäkalspur *Coprulus oblongus*. In Sauerstoff-armen (dysaeroben) Weichböden legten nicht näher bekannte Organismen senkrechte, dünne Schächte bis in Bereiche mit maximalem  $H_2S$ -Gehalt an, wo sie in wurzelartig verzweigten Gängen chemosymbiontisch Bakterien kultivierten. Diese v.a. aus Schwarzschiefern bekannte Spur *Chondrites intricatus* wurde vereinzelt in der Oberen Sandmergelzone als positives Epirelief am Top einer Bank mit Interferenzrippeln gefunden (Abb. 6e).

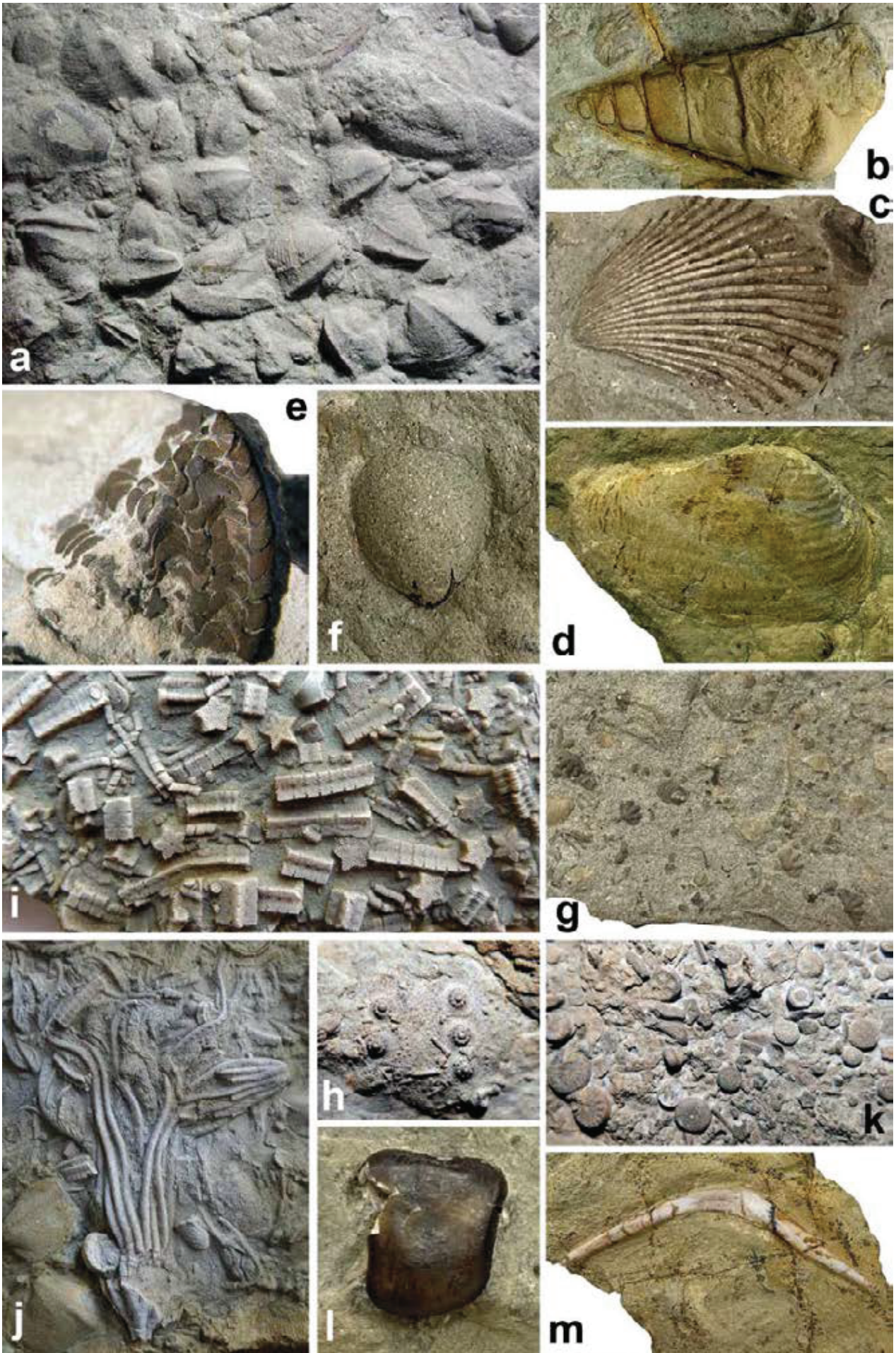
Das feinsandige Sediment begünstigte auch die hervorragende Erhaltung vielfältiger Schleif-, Roll- und Rieselmarken auf Sohl- und Dachflächen der Sandsteinbänke (Abb. 6f). Dazu gehört auch die sich gegen Rippeltäler fraktal verästelnde Rieselmarke *Aristophycus*, die früher gelegentlich als Lebensspur missdeutet wurde. Kinneyia-Rippeln im Basisbereich der untersten Werksteinbank weisen auf eine Entstehung unter Bakterienmatten.

### Fossile Lebensgemeinschaften

Die Vergesellschaftungen von Invertebraten unterscheiden sich von Bank zu Bank. Grundsätzlich lassen sie sich fossilen Lebensgemeinschaften (FLG) der Weich- bzw. Sandböden und der Schillböden zuordnen (HAGDORN 2021). Flach eingegraben in weichem Substrat lebte *Myophoria vulgaris*, die sich mit ihrem kräftigen Grabfuß in beweglichem Sediment schnell ein- und bei Verschüttung wieder ausgraben konnte. Ihre isolierten Klappen finden sich in Schalenpflastern als einfache Steinkerne und konzentrisch gerippte Skulptursteinkerne (Abb. 7a). *M. vulgaris* war wohl auch der häufigste Erzeuger der Ruhespur *Lockeia* (Abb. 6g), an der z.T. sogar die Ornamentierung der Schalen erkennbar ist. Nur vereinzelt fanden sich die gleichfalls zu den Myophoriiden gehörigen *Elegantinia elegans* und *Costatoria curvirostris*. Etwas häufiger, aber meist ungünstig erhalten, erschienen kleine Muscheln wie *Pseudocorbula* sp. und *Palaeonucula* cf. *P. goldfussi*. *Hoernesia socialis* und die etwas kleinere *Septihoernesia funicularis* waren gleichfalls Weichbodenbewohner, benötigten aber einen festen Anker im Sediment, an dem sie sich mit ihren Byssus-Fäden anheften konnten. Das große *Plagiostoma lineatum* hatte eine breite Liegefläche, welche das Einsinken im Sediment verhinderte. In den Schalenpflastern wurden die isolierten Klappen dieser Muscheln einheitlich in die stabile Gewölbt-oben-Lage eingekippt. Tiefer eingegraben lebte „*Homomya*“ *impressa* (Abb. 7d), durch deren klaffendes Hinterende ein langer Siphon austrat, der bis zur Sedimentoberfläche reichte. Alle diese Arten außer *Palaeonucula* waren Filtrierer. In der hangenden Mergelzone wurden nur schlecht erhaltene Myophorien (? *Neoschizodus orbicularis*) und „*Homomya*“ cf. *impressa* gefunden.

Abb. 6 (links): Spuren aus der Oberen Sandmergelzone. **a** Positives Hyporelief mit *Thalassinoides*-Gangsystem an der Basis einer bioturbaten Sandsteinbank (Hammer 32,5 cm). **b** *Rhizocorallium commune* als negatives Epirelief am Top einer Sandsteinbank mit Interferenzrippeln (Maßstab 5 cm). **c** Gangsysteme von *Sinusichnus seilacheri* an der Basis einer dünnen Sandsteinbank (Hammer 32,5 cm). **d** Kriechspur *Protovirgularia* als positives Hyporelief, welche in eine Fluchtspur durch die Sandlage übergeht (Bildbreite 6,2 cm). **e** Verzweigung von *Chondrites intricatus* als positives Epirelief auf einer Sandsteinbank mit Interferenzrippeln (Bildbreite 3,2 cm). **f** Hyporelief von *Rhizocorallites articularis*, einer Spur, die als Kotstränge von Holothuriern interpretiert wird, daneben Schleifmarken (Bildbreite 5,6 cm). **g** Myophorien-Ruhespuren *Lockeia amygdaloides* im positiven Hyporelief (Bildbreite 5,2 cm).







Größeres Schalenmaterial zur Fixierung benötigten Bewohner der Schillgrund-FLG, deren Schalen eine kalzitische äußere Schicht hatten und deshalb dolomitisiert wurden. Dazu gehören die festzementierten Muschelkalk-„Austern“ *Umbrostrea*, *Noetlingiconcha*, *Newaagia* und „*Placunopsis*“, die ihrerseits von Encriniden-Haftscheiben und den spiraligen Röhren von *Microconchus valvatus* (früher: *Spirorbis*) inkrustiert waren. Bei Kersch wurden sie (u.a.) in der Sandsteinbank bei Profilmeter 6,8 nachgewiesen (Abb. 4). Flexibel fixiert waren *Plagiostoma* cf. *striatum* (Abb. 7c), *Promysidiella praecursor* (früher: *Mytilus*), *Modiolus* sp. und der phosphatschalige Brachiopode *Discinisca discoides*. Die nach Stielgliedern nicht sicher unterscheidbaren Encriniden können zu *Encrinus* und/oder *Chelocrinus* gehören. Auch diese Formen lebten durchweg als Filtrierer, die ihre planktonische Nahrung aus unterschiedlichen Niveaus über dem Meeresboden sammelten.

Zu diesen FLG gehören auch die „artikulaten“ Brachiopoden, die allerdings in der Oberen Sandmergelzone nicht gefunden wurden, wohl aber in den plattigen Sandsteinbänken über dem eigentlichen Werksteinbank-Bereich. Hier sind die Klappen juveniler Individuen von *Punctospirella fragilis* (früher: *Spiriferina*) mit gleichfalls juvenilen *Plagiostoma* cf. *P. striatum*, *Bakevellia* cf. *B. goldfussi*, *Entolium discites*, *Microconchus valvatus*, *Holocrinus dubius*, unbestimmbaren Encrinidenresten und dem Seeigel *Triadotiaris grandaevus* vergesellschaftet (Abb. 7g). Aus einem mittelkörnigen, an Hellglimmer reichen Sandsteinbänkchen in diesem Abschnitt stammt eine Armklappe von *Coenothyris vulgaris* (Abb. 7f), der bankstratigraphische Bedeutung zukommt. Mit diesem Brachiopoden kann der dolomitreiche mittlere Abschnitt der Werksteinzone an die Terebratelbank-Subformation der karbonatischen Beckenfazies des Unteren Muschelkalks (Jena-Formation) angeschlossen werden und damit ins Pelsonium (mittleres Anisium) gestellt werden. Dem entspricht auch das Vorkommen von *Holocrinus dubius*, dem Indexfossil der *dubius*-Crinoidenzone (HAGDORN & REICH 2021).

Außer den genannten substratspezifischen Arten fanden sich in diesen Schichten als Vertreter des vagilen Benthos Steinkerne der Gastropoden *Undularia scalata* (Abb. 7b), „*Loxonema*“ *obsoletum* und *Worthenia* sp. sowie der große Seeigel *Triadotiaris* cf. *T. grandaeva* (Abb. 7h), die als Weidegänger Algen- oder Bakterienmatten abgrasteten. Von dem großen Schlangensterne „*Ophioderma*“ cf. „*O. hauchecornei*“ fanden sich Armfragmente und Ruhespuren als negative Epireliefs. Dekapode Krebse wie *Pemphix sueuri*, von dem ein schlecht erhaltener Rest vorliegt, waren nach Ausweis ihrer ausgedehnten Gangsysteme häufige Aasfresser. Die Seelilie *Holocrinus dubius*, von der unterschiedliche Zerfallsstadien gefunden wurden (HAGDORN & BAUMILLER 1998), konnte sich mit ihren Zirren sowohl auf festem Substrat verankern als auch frei beweglich in Gruppen auf Weichböden leben. Akkumulationen von Stielteilen (Abb. 7i) lassen sich mit der Fähigkeit

Abb. 7 (links): Reste von Wirbellosen und Wirbeltieren. **a** Schalenpflaster mit eingekippten *Myophoria vulgaris* (Bildbreite ca. 10 cm). **b** *Undularia scalata* (Bildbreite 8,5 cm). **c** *Plagiostoma* cf. *P. striatum*. (Bildbreite 4 cm). **d** „*Homomya*“ *impressa* aus der Mergelzone (Bildbreite 7,5 cm). **e** Vererztes Steinkernfragment von (?) *Intornites* (Bildbreite 0,7 cm). **f** Armklappe von *Coenothyris vulgaris*. Die Schale ist weitgehend aufgelöst, nur die Cruren des Armgerüsts erscheinen als dunkle Linien (Bildbreite 3,2 cm). **g** Einzelklappen juveniler *Punctospirella fragilis* (Bildbreite 3,3 cm). **h** Teil eines Interambulakralfeldes von *Triadotiaris* cf. *grandaevus* (Bildbreite 2 cm). **i** Stiele und Zirren von *Holocrinus dubius*. Stielstücke aus 7 bis 8 Gliedern mit Bruchstelle am Nodalglied zeigen die Sollbruchstelle im *Holocrinus*-Stiel an, ein Zwischenstadium im Zerfall des Stiels (Bildbreite 3 cm). **j** Zwei Kronen von *Holocrinus dubius* (Bildbreite 3,8 cm). **k** (dol.) Crinoidenkalkbänkchen mit abgerollten Ossikeln von Encriniden und Holocriniden sowie Seeigelstacheln (Bildbreite 3,7 cm). **l** Pflasterzahn von *Placodus gigas* (Bildbreite 2,2 cm). **m** Bauchrippe eines kleinen Nothosauriers (Bildbreite 6,5 cm).

dieser Seelilien erklären, bei ökologischen Störungen im flachen Muschelsandstein-Meer ihre komplette Armkrone (Abb. 7j: oben rechts) und distale Stielteile abstoßen zu können, welche ständig nachwachsen. Wie die Encriniden waren auch die Holocriniden Filtrierer (Abb. 7k).

Die freischwimmende Fauna – das Nekton – ist mit *Germanonautilus dolomiticus* vertreten, von dem sogar der chitinige Schnabel *Conchorhynchus avirostris* gefunden werden konnte, und mit dem vererzten Fragment eines kleinen, engnabeligen Ceratiten, der wohl zu *Intornites* gestellt werden kann (Abb. 7e). Wegen seiner unsicheren Bestimmung erlaubt dieser Ceratit keine genauere biostratigraphische Aussage.

Wirbeltierreste sind in der Oberen Sandmergelzone nicht selten, allerdings liegen nur isolierte, in der Regel stark abgerollte Knochen vor. Neben Fischen (nicht näher bestimmte Hybodontiden, Actinopterygier und Sarcopterygier) sind es Wirbel- und Rippenfragmente (Abb. 7m) und ein Unterkieferrest einer kleinen Nothosaurier-Art, sowie Zähne von *Placodus gigas* (Abb. 7l). Diese marinen Reptilien standen als Top-Prädatoren am Ende der Nahrungskette im küstennahen Flachwasser des Muschelsandstein-Meeres.

Das gesamte Fossilmaterial – soweit es geborgen wurde – wird im Muschelkalkmuseum Hagdorn Stadt Ingelfingen aufbewahrt ([www.muschelkalkmuseum.org](http://www.muschelkalkmuseum.org)).

#### 4. Seismite im Unteren Muschelkalk

Im silt- und sandreichen westlichen Randfaziesgürtel des mu-Beckens existieren spezielle horizontgebundene Gefügestörungen. Sie sind schon seit vielen Jahrzehnten bekannt. Beschrieben wurden sie als dm- bis m-große Belastungsmarken (load casts, ball and pillow structures) bzw. „Wulststrukturen“ oder aber als Relikte subaquatischer Rutschungen, z.T. mit Wickelfaltung. Als weiteres Phänomen fand sich eine breite sandige Rinnenfüllung, u.a. mit umgelagerten, spindelförmigen oder ellipsoidischen Sedimentkörpern.

Ein bedeutender Aufschluss dafür ist der Hanganschnitt der B 418 am Sauerufer zwischen Ralingen und Godendorf (TK 25: 6105 Welschbillig, R: 25 36 640, H: 55 19 270; UTM 32U 320736 E 5520353 N). Seit einigen Jahren ist er leider mit einem Fangnetz zugehängt. Von RICHTER (1962) ist er aber bei damals noch optimalen Aufschlussverhältnissen detailliert untersucht worden. Überdies wurde er photographisch und graphisch dokumentiert (Abb. 8).

Insgesamt können in der Region Rosport–Ralingen–Kersch drei markante Horizonte mit Gefügeanomalien unterschieden werden. Im Großraum Ralingen sind sie in ihrer stratigraphischen Position bekannt. Zwei davon liegen innerhalb der dort 10,3 m mächtigen Unteren Sandmergelzone, im Abschnitt unterhalb der Werksteinzone. Die Abb. 8 erfasst diese zwei unteren Niveaus. Das ursprüngliche Schichtprofil von JANTOS (1999, et al. 2000) war zunächst eher schematisch konzipiert gewesen. Später ist es dann oben, im mu2-Bereich, vor Ort nachvermessen und korrigiert worden (DITTRICH 2021a: Abb. 3), auch – in Abstimmung mit K. JANTOS – bei der Lage des mittleren Horizontes mit „Belastungsmarken“. In der hiesigen Abb. 3 sind nun auch noch einige Grenzen von mu1-Teileinheiten sedimentologisch neu gezogen worden (Kap. 5). Die nun auch neu ausgewerteten Detailaufnahmen vom Godendorfer Straßenaufschluss bei SCHWARZ (1970: Abb. 54) dokumentierten eine etwas tiefere Position des unteren Horizontes. Anders als in der Abb. 3 beträgt der Abstand seiner Topfläche zu der des mittleren Horizontes gut 4 m. In Abb.



Abb. 8: Geologische Skizze vom Straßenanschnitt der B 418 Ralingen–Godendorf (nach RICHTER 1962, wenig graphisch verändert; **1** schwach sandiger Tonmergel, **2** mergeliger Sandstein, **3** (dolomitischer?) Sandstein).

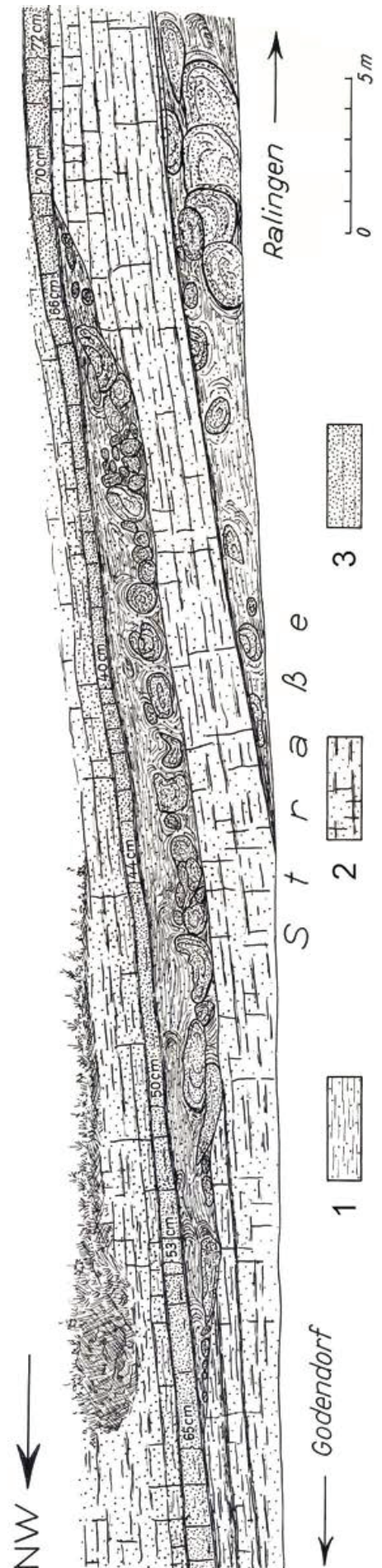
8 sind es knapp 4 m. Die fälschliche Aussage von RICHTER (1962: 164) zur Nähe der karbonatischen „Orbicularis-Schichten“ (dem mu2) im Hangenden beruhte auf einer Verwechslung mit dem damals noch nicht bekannten dolomitischen Zwischenmittel innerhalb der Werksteinzone (Abb. 3 + Kap. 3).

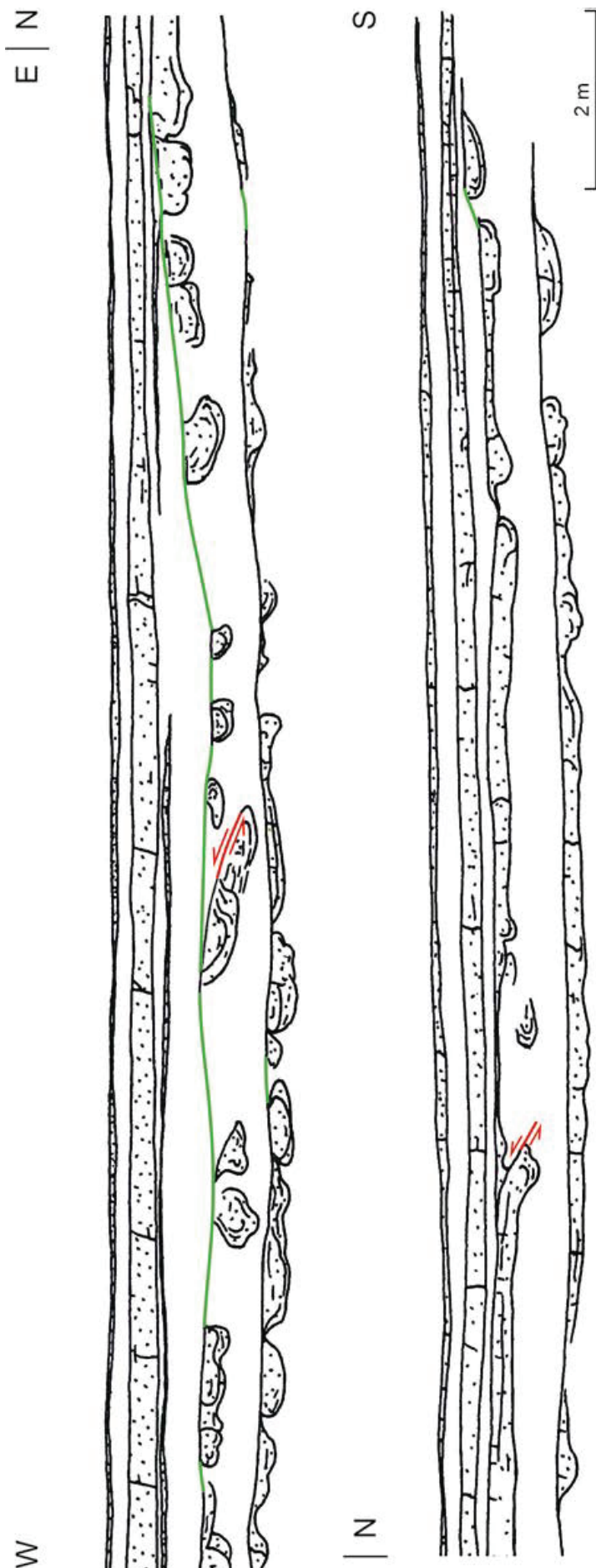
Die in Abb. 8 gut erkennbare Rinnenstruktur ist dem mittleren Horizont zuzuordnen. Um eine Prielrinne – wie es früher gelegentlich vermutet wurde (u.a. von RICHTER 1962) – handelt es sich aber wohl nicht. Für die Entstehung einer so prägnanten Struktur wäre ein Tidenhub mit einem äußerst starken Ebbstrom nötig gewesen. Derartig ausgeprägte Gezeiten sind aber auf der weit ausgedehnten Karbonatrampe des germanischen (Mittleren) Wellenkalkes nicht dokumentiert, nicht einmal in den Tethys-näheren Beckenarealen.

Ein dritter Horizont mit markanten Gefügestörungen existiert unmittelbar über der Werksteinzone (SCHWARZ 1975a, 1977, JANTOS 1999, et al. 2000; Abb. 3). Bei Kersch bildet sich wohl in den von H. HAGDORN angedeuteten Sandsteinlinsen über dem Top der Werksteinzone ein Äquivalent dieses obersten Deformationshorizontes an, wenn auch in einer schwachen Ausprägung (Abb. 4).

Schon in der Profiltafel von SCHWARZ (1975a, 1977: Abb. 2) waren drei Deformationsniveaus eingetragen worden. Als Signatur dafür wurde generell diejenige für Belastungsgefüge verwendet. Als Entstehungsmodus galt nämlich bloß das Dichte-bedingte Einsinken schwerer Sandsedimente in einen noch kaum verfestigten Tonschlamm in ihrem Liegenden.

Lange Zeit war für das mitteltriassische Epikontinentalbecken allgemeine tektonische Ruhe angenommen worden (vgl. WURSTER 1965, SCHWARZ 1977: 52). Demgemäß war SCHWARZ (1970) – damals noch ohne Berücksichtigung von Plattentektonik – zunächst eher noch von einer gravitativen Genese ausgegangen. Erdbeben wurden als auslösendes Element ausgeschlossen (1970: 95), „wenn ... auch nicht mit letzter Sicherheit“.





Dann aber begann ein Umdenken. Die Trias in ihrer Gesamtheit repräsentiert ja die „break-up phase of Pangea“ (ZIEGLER 1982). Damals kam es global zu einer Reorganisation der Kontinentalplatten. Starke Dehnungsbeanspruchungen setzten an, erste Riftsysteme entstanden. Im Buntsandstein waren immerhin acht nachweislich tektonisch induzierte Diskordanz-Niveaus auszuhalten gewesen, mit Schichtausfällen von z.T. beträchtlichem Ausmaß (vgl. DITTRICH 2019, 2020: Tab. 5). Veränderliche Spannungsfelder und Schollenbewegungen haben unterschiedliche Subsidenzmuster zur Folge gehabt (DITTRICH 2019: Abb. 29).

So ist es denn nicht unplausibel, auch für die nachfolgende untere Mitteltrias, den Unteren Muschelkalk, tektonische „Rucke“ im Beckenraum anzunehmen. Erneut handelte es sich um eine „Erdbeben-höffige“ Zeitspanne. Kleinere und episodisch auch mal große Erdbeben werden stattgefunden haben. Starke Erdstöße können dabei von Vor- und Nachbeben begleitet worden sein, mit entsprechenden Turbulenzen im flachmarinen Wasserkörper. Derartige Events aus seismotektonisch hochaktiven Zeitspannen können beckenweit Spuren hinterlassen haben, die in spezifischen stratigraphischen Niveaus auftreten sollten.

Abb. 9: Deformationshorizonte in den nordwestpfälzischen Mergeligen Schichten des Unteren Muschelkalks (distale Fazies der mittleren Udelfangen-Formation) der ehemaligen Ziegeleigrube in Mörsbach (nach SCHWARZ 1970, wenig graphisch verändert, Profilhöhe 4,5 m; grün: ergänzte Schichtgrenzen, rot: schertektonische Deformationen bei lateral auftreffender seismischer Schockwelle).



Bei heftigen seismischen Erschütterungen mit großer Reichweite können weithin korrelierbare Deformationshorizonte entstanden sein. Wahrscheinlich haben im Wasserkörper des mu-Meeres auch Erdbeben-bedingte Tsunami-ähnliche Ereignisse stattgefunden, bei denen die Uferzonen hochenergetisch überspült wurden. Der starke Rückstrom solcher singulären Überflutungsereignisse kann dann aufgewirbelte proximale Sande in distalere Beckenbereiche geschwemmt haben, in die sie sonst nicht hingelangt wären. Dort haben sie dann als relativ schnell akkumulierte Ablagerungen über den feineren, noch wenig verfestigten tonig-siltigen Schlammseimenten gröberkörnige Dichte-Störkörper dargestellt. Vertikale Ausgleichsbewegungen waren prädestiniert. Zum jeweiligen Gesamt ereignis gehörende Nachbeben haben diese dann ausgelöst und gefördert.

In diesem Kontext ist ein nordwestpfälzischer Aufschlussbefund auf Blatt 6610 Homburg von Interesse. Eine Skizze davon war zunächst von SCHWARZ (1970) und später von HEITALE (2001) abgebildet worden (Abb. 9). Es ist die Aufschlusswand der Ziegeleigrube in Mörsbach. In der dortigen Fazies des tieferen Unteren Muschelkalks, die wegen ihrer Entfernung zum gallo-ardennischen Rückland im Westen schon recht feinklastisch, überwiegend schluffig-feinsandig entwickelt ist, stellen die zwei erschlossenen, etwas sandreicheren Horizonte sowohl in ihrer Granulometrie (bis 40 % Feinsand) als auch in ihrem Erscheinungsbild eine Besonderheit dar. Sie zeigen starke Gefügedeformationen, in denen sich u.a. intensive gravitative Ausgleichsbewegungen dokumentieren. Die „friedliche“ Akkumulation von siliziklastischem Feinschlamm ist hier zweimal empfindlich gestört worden.

Aus den polnischen Terebratula Beds hat SZULC (1991: 67f.) „*Coenothyris* slumps“ abgebildet (auch: „*Terebratula* slumps“), die nachweislich keine (Hangneigungs-bedingte) Vorzugsrichtung erkennen ließen. Genetisch gedeutet wurden sie als Resultate starker seismischer Erschütterungen (Abb. 10). Die Sedimentverlagerungen und -umschichtungen mit ihren charakteristischen Gefügestörungen seien durch Erdbeben-Ereignisse bewirkt worden. Die direkt auflagernden Karbonate in Sandfraktion (Kalkarenite) seien dann durch den „backflow“ von „tsunami-surge currents“ transportiert und abgelagert worden. Für die mit Fotos und Skizzen dokumentierten, hochgradig gestörten Interngefüge dieses Schichtverbandes (SZULC 1991: Fig. 61 bis 65) ist dies nach Ansicht der Autorin eine sehr plausible Erklärung. Wie oben gezeigt, existieren ja in der sandigen gallo-ardennischen Randfazies genetische Entsprechungen.

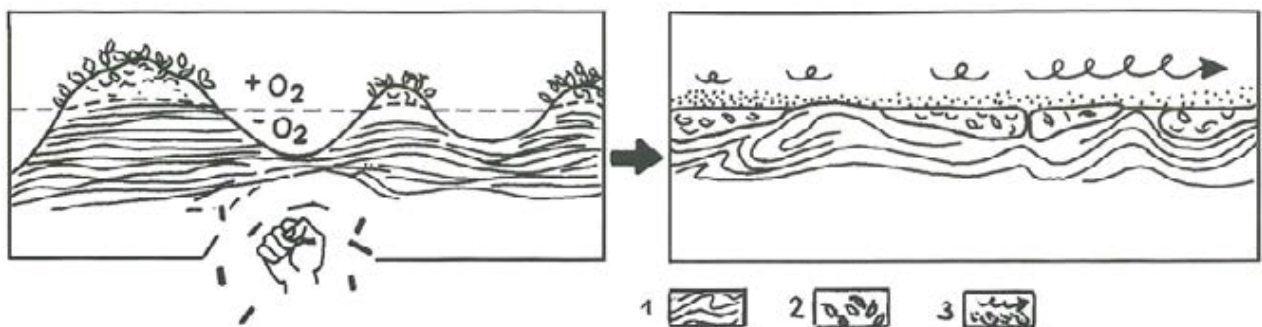


Abb. 10: Originelle schematische Darstellung aus SZULC (1991) zur genetischen Veranschaulichung hochgradig gestörter Interngefüge in den polnischen Terebratula Beds (erdbebenbedingte „*Coenothyris* slumps“; 1 deformierte Schlammseimente, 2 verlagerte Brachiopoden-Kolonien, 3 durch eine verstärkte Strömung herangeführte Kalkarenit-Sedimente). Lokale Hügel, die über die O<sub>2</sub>-Verarmungszone hinausragten, hatten eine sessile Besiedlung ermöglicht, dazwischen waren anoxische Feinschlamm-Sedimente entstanden.

Nachdem also über Jahrzehnte hinweg in der Muschelkalk-Literatur beckenweit immer mehr und mehr Beobachtungen zu ungewöhnlichen Gefügemerkmalen des Unteren Muschelkalks zusammen getragen worden waren – Sigmoidalküftung (Querplattung), „Wellenstreifung“, spezielle Intraklast-Konglomerate und „debris flow“-Sedimente, Slump-Ablagerungen (mit Fließfläden, Verfaltungen und Überfaltungen), Sackungs- bzw. Belastungsstrukturen (load casts) usw. –, hat sich dann eine Jenaer Dissertation dem Gesamtspektrum dieser Phänomene gewidmet (FÖHLISCH 2002). Nach umfangreichen Untersuchungen (u.a. FÖHLISCH & VOIGT 1999) konnten dabei sämtliche genannten Gefügestörungen als Resultate starker seismischer Erschütterungen erklärt werden. Mechanisch wichtig dabei waren u.a. die seismotektonisch kurzfristig erhöhten Porenfluid-Drücke. Oft haben auch Schock-generierte Scherflächen im teilverfestigten Sediment am damaligen Beckenboden eine wesentliche ausgestaltende Rolle gespielt. Damit konnten die auffälligen Unterschiebungen in den Deformationshorizonten entstehen (vgl. etwa sogenannte „Mega-Konglomerate“ bei RÜFFER 1996 u. Abb. 9).

Bei vielen der in der Literatur zahlreich beschriebenen „load casts“ („ball and pillow“-Strukturen, vgl. auch Abb. 8) kann der bloße Dichte-Unterschied allein nicht zur Entstehung der oft sehr großen, prägnanten und tiefen Sackungsstrukturen ausgereicht haben. Die Korngrößen-Differenz zwischen dem sedimentären Unterlager und der partienweise eingesenkten „Grobschüttung“ war oftmals erstaunlich gering. Linksrheinisch ist dies granulometrisch quantifiziert worden, sowohl bei Godendorf als auch u.a. bei Mörsbach/Pfalz (RICHTER 1962: 171f., SCHWARZ 1970: Abb. 39 + 40 sowie 51 + 52). Schon H.-U. SCHWARZ hatte daraufhin notiert, dass zusätzlich zur „Gewichtskraft“ ein – nicht näher benannter – zusätzlich einwirkender Faktor erforderlich gewesen sei. Immerhin sind individualisierte Sackungskörper entstanden, die bis zu 3 oder sogar 4 m Durchmesser aufweisen (FÖHLISCH 2002: 49 bzw. SCHWARZ 1970: 103). In der tonig-siltig-sandigen Randfazies des Trier-Luxemburger Muschelsandsteins, in den Werkstein-Stollen von Deisermillen bei Machtum/Obermosel, hatte RICHTER (1962: 169f. mit Taf. 17/7 + 8) sogar bis (weit) über 10 m lange Wulstkörper beschrieben, die in den obersten Deformationshorizont zu stellen sind (hier abgeleitet aus SCHWARZ 1970: 113). Starke seismische Erschütterungsereignisse sind dafür plausible Auslöser (Trigger), zumal die betreffenden Horizonte weitflächig korreliert werden können. Bereits RICHTER (1962: 173) hatte dies als genetische Möglichkeit der von ihm beschriebenen „Rutschungen“ notiert. Bei SCHWARZ (1975b: 80) sind Erdbeben dann ebenfalls als Möglichkeit diskutiert worden.

Zeitweise sind offenbar breite Rinnen ausgespült worden. Solche erkennt man oben in der Abb. 9 – dort später mit Feinsediment aufgefüllt – und bei Godendorf (Abb. 8). In letzterer sind auch in der Nähe entstandene und dann freigelegte Sackungskörper als eine besondere Art Intraklastgerölle verlagert und eingebettet worden. Darauf deuten kleinere, spindelförmige, „gerollte“ Sandsteinkörper, die von RICHTER (1962: 166) vermerkt wurden. Die anderen, größeren Sackungskörper im Rinnenbereich sind die Relikte von ehemals höheren Sandbänken, die nicht mehr existieren. Durch den hochenergetischen Rückstrom von Tsunami-Wellen sind deren Sande weit ins Beckeninere fortgerissen worden. Ehemalige feine Tonzwischenlagen der ursprünglichen Sedimentpartien betonen die spätere Wickelschichtung (Abb. 11). Im stratigraphischen Bereich der Seismithorizonte spielten flächenhafte Abspülungen und entsprechende Lücken im Schichtverband generell eine große Rolle. Von den angenähert tropfenförmig oben ausgezogenen eingesunkenen Körpern sind meist nur noch die unteren Abschnitte erhalten geblieben. Etliche Dezimeter sind abgetragen worden. Die genetischen Skizzen von SCHWARZ (1970: Abb. 42 mit Abb. 45 + 46) sind dahingehend sehr anschaulich. Sie entsprechen generell dem Geländebefund. SCHWARZ beschrieb damals, dass „load casts“ vorzugsweise im Bereich der





Abb. 11: Markante Sackungsstruktur mit Wickelschichtung (convolute bedding) als Rest einer sonst abgetragenen sandigen Schichtpartie im Muschelsandstein bei Minden (Foto: S. ROTH 1997).

dickeren und schwereren Rippelkämme von ursprünglich durchgehenden Sandschichten einsinken, woraus auch eine einmessbare Vorzugsrichtung der Wulstachsen resultiert habe. Dieser genetische Zusammenhang kann ohne weiteres auch bei seismisch initiierten Sackungskörpern gegolten haben.

Generell hängt die jeweilige Art der seismotektonischen Gefüge unmittelbar mit der regionalen Lithologie zusammen. Schockereignisse konnten in verschiedenen Beckenarealen (Faziesbereichen) deutlich verschiedene Verformungsphänomene induzieren.

Zur Lokalisierung mu-zeitlicher Epizentren sind von FÖHLISCH (2002: 104f. mit Abb. 38) auf der Grundlage diesbezüglicher physikalischer Experimente die Orientierungen von Sigmoidalklüftungen („Wellenstreifen“) ausgewertet worden. Dadurch konnten Wellenfronten unterschiedlicher lateraler Reichweite rekonstruiert werden, die sich konzentrisch ausbreiteten. Im östlichen Teil des Beckens ergaben sich zwei sehr wichtige Epizentren und ein weiteres nachrangiges. Alle drei liegen dort, wo sich damals die Schlesisch-Mährische Pforte ausweitete und vermehrt etablierte, als effiziente Anbindung des Tethys-Ozeans an das peri-tethyale Flachmeer Mitteleuropas. Die tektonischen Deutungsansätze von SZULC (1993–1999) sind durch diese Ergebnisse gestützt worden (Kap. 5).

Im Südwesten, am Südrand des Alemannisch-Vindelizischen Festlandes, zeichneten sich zwei weitere, genauso wichtige Epizentren ab (Abb. 2). Sie sind wohl in den Kontext der vertikaltekttonischen Etablierung vom „Western Gate“ zur Tethys zu stellen. In diesem Gebiet ist zu berück-

sichtigen, dass eine Flächen- und Positions-getreue paläogeographische Rekonstruktion durch die alpine Deckentektonik stark erschwert ist. Eine gewisse Ungenauigkeit muss dort in Kauf genommen werden. Gesichert ist aber, dass die damals existierende tethyale Pforte im süddeutschen und schweizerischen Unteren Muschelkalk lithofaziell und auch paläontologisch sehr deutlich nachgezeichnet wird (Kap. 5.2). Letzteres zeigt sich palynologisch und in Conodonten-Befunden (u.a. GÖTZ & FEIST-BURKHARDT 2012, GÖTZ & GAST 2010). Gemäß DSK (2021) heißt dieser Durchlass inzwischen „Alemannische Pforte“. Als eigenständige Struktur war sie FÖHLISCH (2002) noch nicht bekannt gewesen. Mit der erst später (?) herausgebildeten Burgundischen Pforte ist dieser frühe marine Ingressionsweg nicht identisch, er liegt nämlich wesentlich weiter im Osten. „Western Gate“ (GÖTZ & GAST 2010) heißt er bloß noch aus der tradierten schlesisch-karpathischen Pforten-Perspektive heraus.

Ein weiteres, schwächeres Epizentrum lag im mu an der rheinisch streichenden Randzone der Hessischen Senke gegen das Schiefergebirge (Abb. 2). Westlichere Epizentren konnten nicht ermittelt werden, schon allein wegen der dort entwickelten sandigen Randfazies. Materialbedingt hat sich darin nämlich keine Sigmoidalklüftung herausbilden können, deren Genese blieb auf die Wellenkalk-Fazies im Beckeninneren beschränkt. Generell ist der faziell eigenständige westliche Randbereich des mu-Beckens von J. SZULC und K. FÖHLISCH (von den Universitäten Krakau bzw. Jena aus) tektonisch nicht näher ausgewertet worden. Dies soll hier nachgeholt werden (mehr dazu in Kap. 5).

## 5. Die Beckenentwicklung und Sequenzstratigraphie des Unteren Muschelkalks der Trier-Luxemburger Bucht im überregionalen Vergleich

### 5.1 Vorbemerkungen

Im Jahr 1992 veröffentlichten T. AIGNER und G. BACHMANN die erste breitenwirksame Anwendung der sequenzstratigraphischen Methodik auf die Germanische Trias. Im dargelegten Modell der tieferen und der höheren Trias bildete sich ein recht lebhaftes paläogeographisches Geschehen ab. Im Unteren Muschelkalk hingegen wurden keine größeren Wechsel verzeichnet, nur eine kontinuierliche transgressive Entwicklung von einem TST (Transgressions-Systemtrakt), der schon im höchsten Oberen Buntsandstein begonnen hatte, hin zu einem HST (Hochstands-Systemtrakt), der noch bis über die mu/mm-Grenze hinaus reichte (DITTRICH 2020: Abb. 39; Abb. 12). Einzelheiten zum generellen Konzept, zur Methodik und zur Nomenklatur der Sequenzstratigraphie sind in einem vorausgegangenem Band dieser Publikationsreihe bereits ausführlich dargelegt worden (DITTRICH 2020: 98ff.).

Etwa gleichzeitig mit AIGNER & BACHMANN (1992), in den Jahren 1991 und 1993, sind von J. SZULC erste sequenzstratigraphische Deutungen der schlesischen Muschelkalk-Abfolge publiziert worden (SZULC 1993: Fig. 9). Diese hatten auf einer Vielzahl von langjährigen Geländeaufnahmen in Polen basiert, mit wichtigen Faziesbefunden. Ihnen zufolge wurden im Bereich der dortigen mu-Abfolge immerhin zwei Sequenzgrenzen rekonstruiert (Abb. 12), eine an der (deutschen) Buntsandstein/Muschelkalk-Grenze und eine weitere am Top der Oolithbänke im tieferen Teil des Unteren Muschelkalks. Dieser Zugang stützte sich nicht nur auf Milieubefunde zu lateral verschobenen Fazieszonen mit variierendem „coastal onlap“. Weitere wesentliche Argumente waren auch etliche Befunde im polnischen Muschelkalk, die episodisch auftretende starke seismische Erschütterungen des Beckenbodens anzeigten und auf synsedimentäre tektonische Ereignisse schließen ließen. Zum Vergleich waren überdies paläogeographische Hinweise aus dem



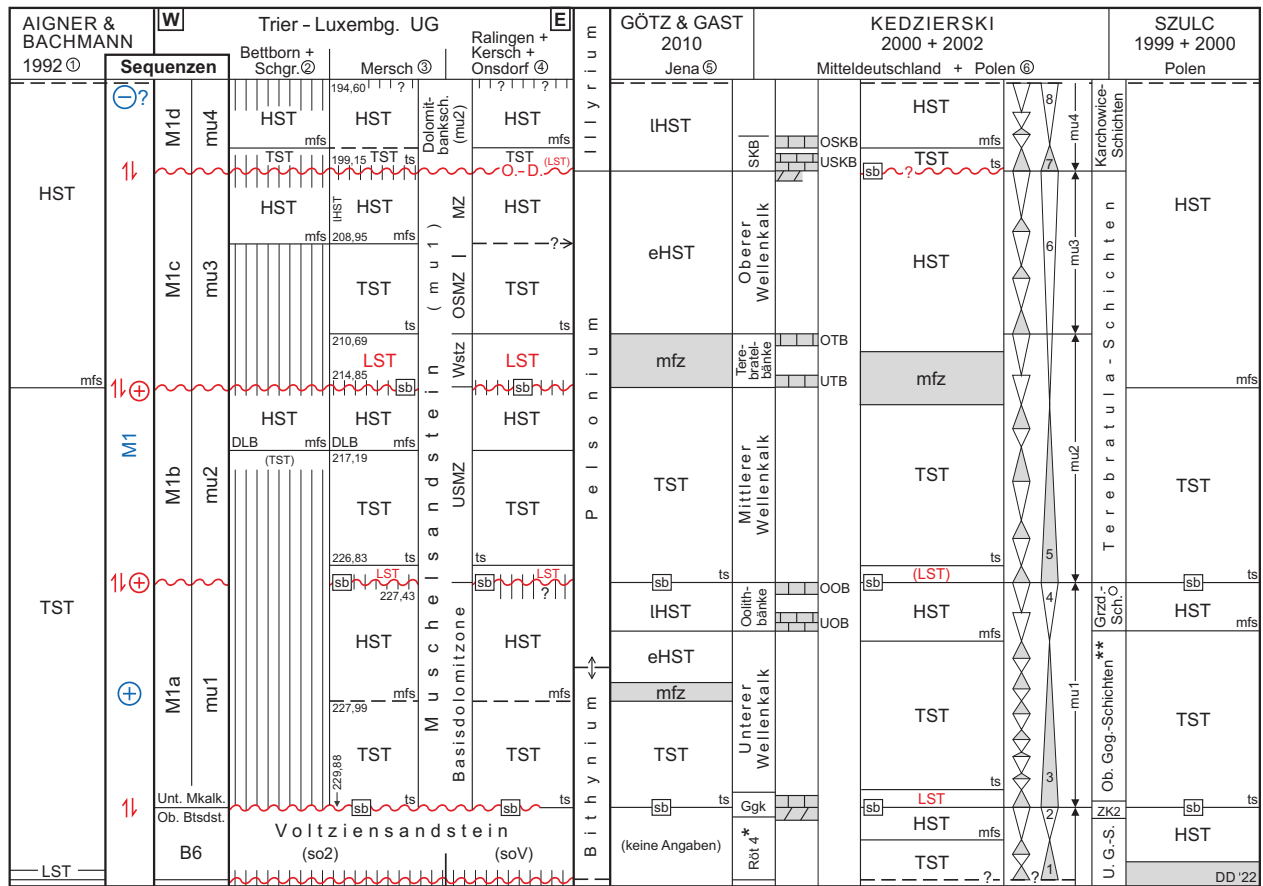


Abb. 12: Sequenzstratigraphische Interpretation von Schlüsselprofilen des Unteren Muschelkalks im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet im Vergleich mit überregionalen früheren Bearbeitungen (Vertikalmaßstäbe schematisch, nicht mächtigkeitsgetreu).

① : allgemein für die Germanische Trias, ② : (im NW!) Kernbohrung Bettborn + Schlucht-Profil Schankengriech nach WAGNER 1982 u. 1989, ③ : Kernbohrung Mersch, mit Teufen [m] nach SCHWARZ 1975a u. 1977, ④ : Aufschlussprofile Ralingen, Kersch und (im SE) Kernbohrung Onsdorf nach JANTOS 1999, JANTOS et al. 2000, GÖTZ et al. 2001, DITTRICH 2021a, H. HAGDORN unpubl. (vgl. Abb. 3, 4 + 20), ⑤ : Jena-Steudnitz, Typusprofil der Jena-Formation (= gesamter mu in Beckenfazies), ⑥ : mit Parasequenzen, deren Sets und mit Zyklengruppen.

Markierungen in M1-Spalte nach eigenen Ergebnissen: ⊕ : eustatischer Hochstand des „buchi-Niveaus“, ⊖ : eustatische (?) Regression, ⊕ : großräumige tektonische Anhebung, ⚡ : Stressfeld-bedingte vertikaltektonische Relativbewegungen; O.-D. = Onsdorf-Diskordanz, SKB = Schaumkalkbänke, DLB = Dolomitische Leitbank (Dolomikritbank), MZ = Mergelzone, OSMZ bzw. USMZ = Obere bzw. Untere Sandmergelzone, Wstz = Werksteinzone, Ggk = Grenzgelbkalk, ZK2 = Zellenkalk 2; \*: Gleina- + Dornburg-Subformation der Röt-Formation (vgl. DITTRICH 2020: Abb. 40), \*\*: Untere bzw. Obere Gogolin-Schichten, °: Gorazdze-Schichten, Obergrenze nach SZULC 1999, 2000, GÖTZ et al. 2005 und GÖTZ & GAST 2010).

Alpenraum herangezogen worden. Aus der Fülle der damals aktuellen Literatur hatten sich im Bereich Westliche Dolomiten, Drauzug und Nordwestliche Kalkalpen im Unteren Muschelkalk großräumig relevante tektonische Ereignisse korrelieren lassen (SZULC 1993: Fig. 10). Als Ursachen waren von J. SZULC sowohl Rift-Bildungen als auch Strike-Slip-Verschiebungen erwogen worden (Fig. 2). Generell gilt ja, dass im Sedimentbericht (sedimentary record) dokumentierte Sequenzgrenzen sowohl eustatisch als auch tektonisch hervorgerufen worden sein können (vgl. dazu auch DITTRICH 2019, 2020).

Von AIGNER & BACHMANN (1992) war innerhalb der kontinuierlichen Sequenz-Entwicklung des Unteren Muschelkalks mit ihrem Intervall maximaler Überflutung im Niveau der Terebratelbänke (am Wechsel TST/HST, Abb. 12) ein auffälliger paläogeographischer Ausreißer notiert worden. Die faziell auffälligen süddeutschen „buchi-Mergel“ wurden als ein weiterer Kandidat maximaler Überflutung erwähnt. Immerhin war es schon in diesem älteren Intervall im weiteren Bereich (etwas unterhalb) der Oolithbänke zur ausgedehnten Einwanderung einer tethyalen Fauna mit dem Ceratiten *Beneckeia buchi* gekommen. Eine sequenzstratigraphische Ausweisung dieses erheblichen Transgressionsereignisses ist jedoch bei AIGNER & BACHMANN unterblieben. Im Raum stand also eine offensichtliche mfz (maximum flooding zone) ohne einen eigenen HST inklusive nachfolgender Sequenzgrenze. Insofern war eigentlich 1992 schon klar, dass die beckenweite mu-Internstratigraphie komplexer ist, als es damals vorgestellt worden war.

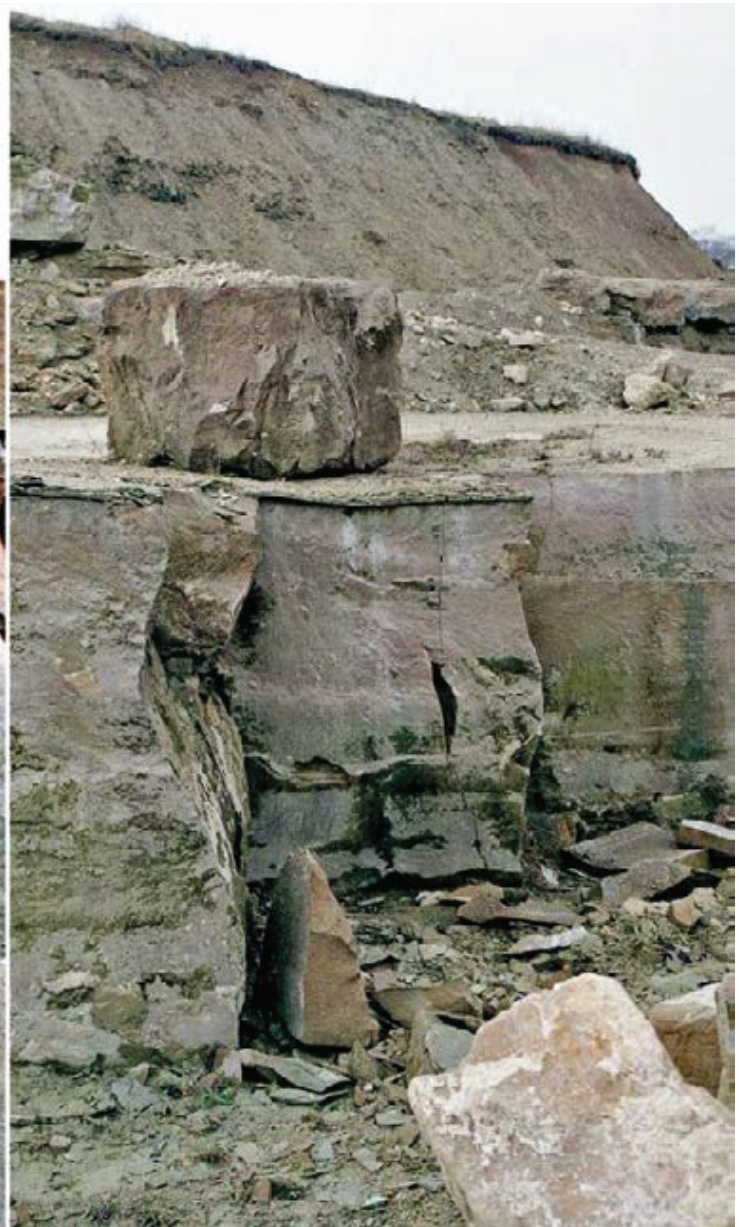
Damals hatten in der mu-Schichtenfolge des mitteleuropäischen Beckeninneren noch nicht genug Daten existiert, um weitere Sequenzgrenzen zu fixieren. Später lieferte dann vor allem die Palynologie wichtige Hinweise. Damit ließ sich das Nacheinander von Transgressions- und Hochstands-Systemtrakten 3. Ordnung rekonstruieren, u.a. nach der wechselnden Menge von marinen Planktonen (insbesondere Acritarchen) im Palynomorphen-Bestand im mu-Profil der Trogzonen (u.a. GÖTZ 1996, GÖTZ & FEIST-BURKHARDT 2000). Auch die späten Hochstandsphasen (Late Highstand Tracts, LHST) bildeten sich deutlich ab. Sie sind u.a. durch regressive Entwicklungen bei den transparenten und opaken Phytoklasten oder in veränderten Beschaffenheiten der Holzreste in den Kleinzyklen erkennbar. Darüber war dann jeweils eine Sequenzgrenze zu rekonstruieren (sequence boundary, sb). Ein diagnostisches Problem blieben die Tiefstands-Systemtrakte (Lowstand Systems Tracts, LST). Diese waren in der Beckenfazies – in Trogzonen – meist nicht identifizierbar, weswegen sie i.a. unausgewiesen blieben (mehr dazu später).

Diagnostisch vielversprechender sind die Schichtenfolgen der Beckenrandzonen, wo sich die Veränderungen des Coastal Onlaps im lateralen Pro- bzw. Retrogradieren der küstennahen Faziesgürtel deutlich abbilden. Hier können Tiefstandsphasen leichter identifiziert werden, nicht zuletzt durch die variierende siliziklastische Vorschüttung. Dementsprechend interessant sind sowohl die polnischen als auch die Trier-Luxemburgischen Faziesbefunde.

Zunächst zum erweiterten polnischen Beckenbereich. Unter der Betreuung von Prof. G. BACHMANN hat die Hallesche Dissertation KĘDZIEŃSKI (2000) den mitteldeutschen und polnischen Unteren Muschelkalk einer intensiven Untersuchung unterzogen. Bearbeitet wurden Aufschlüsse und Bohrungen im nördlichen Harzvorland, in Thüringen und Brandenburg sowie im Heiligkreuzgebirge, in Schlesien und in Großpolen. Der Schwerpunkt lag dabei auf der genauen Erfassung und Analyse von Kleinzyklen. Daraus haben sich dann gut belegte sequenzstratigraphische Ergebnisse ableiten lassen. Die Befunde von J. SZULC sind dabei integriert worden. Insgesamt wurde der Untere Muschelkalk (deutscher Abgrenzung) in vier Zyklengruppen untergliedert (mu1 bis mu4), die wiederum (knapp) drei Sequenzen aufbauen (Abb. 12). Die jüngste Sequenz, welche an der Basis der Schaumkalkbänke bzw. der polnischen Karchowice-Schichten einsetzt, reicht oben noch bis in den Mittleren Muschelkalk hinein. Die älteste Sequenz (Zyklengruppe mu1) beginnt im Bereich der deutschen so/mu-Grenze und endet am Top der Oolithbänke, wo auch SZULC (1999) die Obergrenze seiner damaligen Sequenz An4 zog (am Top der Gorazdze Beds). Auffällig ist die mittlere Sequenz. Sie umfasst zwei Zyklengruppen (mu2 und mu3). Die Grenze mu2/mu3 wurde von KĘDZIEŃSKI am Top der Terebratelbänke gezogen, innerhalb des (frühen) Hochstands-Systemtrakts der mittleren Sequenz. Dies war ein völlig neuer Deutungs-Ansatz. Er wird später noch genauer betrachtet und diskutiert werden (Kap. 5.4).



Abb. 13: Harte, kompakte Sandsteine der mu1-Werksteinzone im produzierenden Steinbruch bei Kersch. Links ein Bereich mit sichtbarer Schrägschichtung (Fotos: D. DITTRICH).



Zurück zum Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet. Hier ist zweifellos das markante klassische Intervall der Werksteinzone am auffälligsten (Abb. 13). Von JANTOS (1999: Tab. 3.2) wurde dafür ein ungewöhnlich niedriger Karbonatgehalt notiert (ca. 5 Gew.-%: 3 % Dolomit, 2 % Calcit). Die Sandstein-Mächtigkeit liegt bei Kersch immerhin bei 5,5 m. Derart mächtige karbonatarme Sandsteine können nicht durch ein seismisches Ereignis oder aber durch eine temporäre Sturmeinwirkung erklärt werden. Chaotische oder gradierte Sedimentgefüge fehlen, bloß normale mitteldimensionale Schrägschichtung zeigt sich. SCHWARZ (1977: 57) war seinerzeit noch von einem „länger dauernden Sandsturm“ ausgegangen, der von intensiven Niederschlägen begleitet war, bedingt durch ein extremes Tiefdruckgebiet. Wahrscheinlicher ist aber, dass sich die überregionale Küstenlinie meerwärts verschoben hatte und nun in größerer Nähe lag. Dies würde auf einen Tiefstands-Systemtrakt (Lowstand Systems Tract, LST) hinweisen.

Bezogen auf die beckenweite mu-Lithostratigraphie ist der Abschnitt der Werksteinzone in den Bereich der Terebratelbänke zu stellen (Kap. 5.4). Dies belegt u.a. der Fund des Brachiopoden *Coenothyris vulgaris* in der stärker dolomitischen Zwischenlage im höheren Teil dieser Abfolge

(Abb. 4 + Kap. 3). Auf den ersten Blick ergibt sich daraus ein erheblicher paläogeographischer Widerspruch. Der germanische Terebratelbank-Abschnitt mit seiner Unteren und Oberen Terebratelbank entstand ja ebenso wie das ältere „buchi-Niveau“ durch eine tethyale Transgression, die die Einwanderung milieusensibler vollmariner (stenohaliner) Faunen ermöglichte (DSK 2021). Insofern markiert er einen Bereich maximaler Überflutung, eine „maximum flooding zone“ (mfz). Interessant ist aber, dass genau dieser Schichtabschnitt des Unteren Muschelkalks mehr als alle anderen durch Seismite überprägt wurde (in Polen: SZULC 1993: Fig. 9; vgl. auch Abb. 10; in Mitteldeutschland: FÖHLISCH 2002: Abb. 16 + 37). Im Untersuchungsgebiet wird dies durch die Deformationshorizonte im Liegenden und Hangenden der Werksteinzone verdeutlicht (Abb. 3, 4 + 8, Kap. 5.4 + 5.5). Es ist also recht plausibel, dass die stärkere Aktivierung der Pforten zur Tethys von intensiverer Tektonik verursacht und flankiert wurde. Wahrscheinlich hat dabei eine vertikaltektonische Mobilisierung alter Sockelstörungen stattgefunden (nach SZULC 1993, 1999, 2000 in Polen: durch Transtension und Rifting). Das Weltmeer fand dadurch besseren Zutritt. Insofern ist es möglich, dass der generell rekonstruierte (u.a. AIGNER & BACHMANN 1992, DSK 2021), nach bisheriger Anschauung eustatisch verursachte marine Hochstand im Terebratelbank-Niveau lediglich eine spezielle tektonische Angelegenheit im Umfeld des mitteleuropäischen Beckens darstellt. Eine Veränderung des großräumigen krustalen Spannungsfeldes – plattentektonisch induziert – und eine resultierende, neu konfigurierte vertikale Schollentektonik können die Durchlässigkeit der Tethys-Pforten gesteigert haben, weswegen das marine Milieu temporär deutlicher ausgeprägt war. Immerhin liegen nahezu alle (5 von 6) von FÖHLISCH (2002: Abb. 38) rekonstruierten seismischen Epizentren im Bereich dieser Pforten. In diesem Kontext ist es interessant, dass im offenen (alpinen) Schelfbereich der Tethys für das Pelsonium – dem großen chronostratigraphischen Abschnitt, der wenig über dem transgressiven „buchi-Niveau“ beginnt und bis unter die Schaumkalkzone reicht (Abb. 12) – lediglich eine kontinuierliche Base-Level-Fall-Tendenz ermittelt wurde (SEELING et al. 2017: Fig. 3). Dort im tethyalen Süden bildet sich also kein ausgeprägter pelsonischer Meeresspiegel-Hochstand ab. Dieser Befund verdeutlicht, dass eine faziesprägende Funktion der Regionaltektonik im peri-tethyalen Raum erwogen und genauer abgeprüft werden muss, insbesondere in den Randzonen des Beckens.

Um tektonische Bewegungsakte zu ermitteln, ist die Rekonstruktion von Wechseln der inneren und äußeren Beckenkonfiguration mit ihren Schwellen und Teilbecken hilfreich. Innerhalb der Trier-Luxemburger Bucht ist dies relativ gut machbar. Der dortige prätriassische (variskische) Sockel im Untergrund ist in sich vielfältig strukturell gegliedert. Er gehört nicht zum relativ stabilen und starren alten Gebirgsbereich des Moldanubikums oder zum kristallinen Saxothuringikum, sondern zum stark untergliederten Rhenoherynium. Zusätzlich liegt er hier im strukturellen Einflussbereich der alt angelegten Eifeler Nord-Süd-Zone (Abb. 14). In der Trias war dieses Gebiet vergleichsweise stark synsedimentär mobil (u.a. DITTRICH 2019, 2021c). Wenn wechselnde kontinentale Spannungsfelder auf das Schollenmosaik des Sockels einwirkten, so konnte sich dies in einer (zeitlich variablen) spezifisch ausgerichteten und unterschiedlich starken Extension und Subsidenz auswirken. Die lateralen Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede im triassischen Deckgebirge sind im hiesigen Beckenrandbereich erheblich und auch vergleichsweise engräumig. Deshalb lassen sich veränderte Beckenkonfigurationen einzelner stratigraphischer Abschnitte oftmals gut rekonstruieren.

Die einzelnen Systemtrakte einer Sequenz, insbesondere die Tiefstands-Partien (LST) und die Niveaus maximaler Überflutung (mfz am Beginn des HST), sind hier relativ leicht zu identifizieren. In tieferem Meerwasser ist das anders. Dort gehen der regressive und der sich anschließende transgressive Abschnitt von Kleinzyklen und Sequenzen ineinander über, ohne dass sich



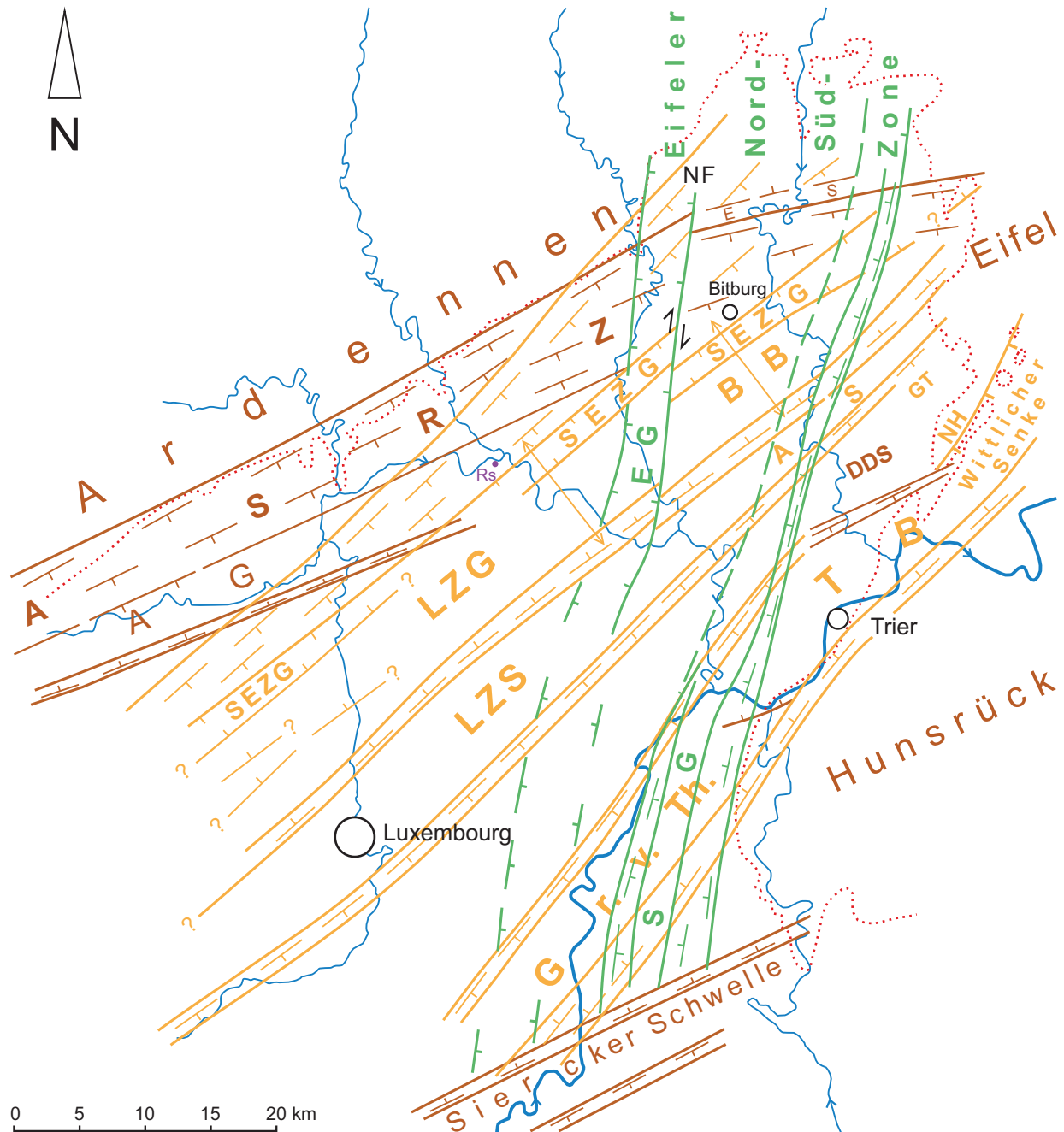


Abb. 14: Für das Subsidenzgeschehen der Trias wichtige, im Untergrund alt angelegte Struktureinheiten der Trier-Luxemburger Bucht (schematisch, nach DITTRICH 2019, 2021c; Farben: braun, orange, grün: Strukturelemente des variszischen, diagonalen bzw. rheinischen Richtungssystems; ASRZ = Ardennen-Südrandzone, AG = Attert-Graben, ES = Etteldorf-Schwelle, DDS = Deimlinger Devonschwelle; SEZG = Südeifeler Zentralgraben, BB = Bitburger Becken, LZG bzw. LZS = Luxemburger Zentralgraben bzw. Zentralschwelle, AS = Auwer Schwelle, GT = Gladbach-Trog, NH = Naurather Horst, TB = Trierer Becken, Gr. v. Th. = Graben von Thionville; EG = Echternacher Grabenzone, SG = Saargauer Grabenzone, im Norden mit einer im heutigen Kartenbild unkenntlichen Westschulter wegen känozoischer Anhebung der West- und Hocheifel; NF: oberoligozäne dextrale Blattverschiebung der „Nimstal-Fuge“.

am maximalen Tiefstand – am „Inflection Point Fall-to-Rise“ – eine klare Zyklen- bzw. Sequenzgrenze abzeichnet (siehe Modelldiagramme bei SEELING et al. 2017: Fig. 2). Bei der sequenzstratigraphischen Ausdeutung von Kleinzyklen im Inneren des Germanischen Beckens war dies ein Problem gewesen (vgl. dazu auch Götz 1996: Abb. 10). Nur dort, wo starke Aufarbeitung und/oder siliziklastische Vorschüttung geschieht, im Flachmeer und im Vorfeld der Küste, sind

Sequenzgrenzen leichter erkennbar. Insofern existiert im Trier-Luxemburger Raum ein „Standortvorteil“ für das Nachvollziehen von Sequenzgrenzen und Schichtlücken (Diskordanzen).

Ein sehr auffälliges regressives Niveau im hiesigen mu-Profil ist die lateral weit durchhaltende „Rekurrenz der Buntsandsteinfazies“, wie dieses Phänomen oft bezeichnet wurde. Sie erscheint unmittelbar über der Basisdolomitzone und umfasst mehrere Dezimeter bis etwa 4,7 m mit roten terrigenen Siliziklastika, Sanden, Silten und Tonen. Auch dabei handelt es sich wohl um das Tiefstands-Ereignis eines Lowstand Systems Tract (LST) über einer Sequenzgrenze. Die Ausprägung, Verbreitung und die geotektonische Wertigkeit dieses stratigraphischen Bereichs wird später genauer beschrieben (Kap. 5.3).

Wie oben schon dargelegt, sollen die jeweiligen Subsidenzmuster der mu-Teilabschnitte ermittelt werden. Für den gesamten hiesigen Buntsandstein ist dies früher schon gemacht worden (Abb. 29 in DITTRICH 2019). Umschläge des regionalen Absenkungsmusters konnten stratigraphisch fixiert werden. Dadurch ließen sich die beckenweit bekannten Buntsandstein-Diskordanzen ins linksrheinische Gebiet korrelieren und um weitere tektonisch induzierte Diskontinuitätsflächen von regionaler Bedeutung ergänzen. Im Unteren Muschelkalk ist die Datenbasis allerdings noch nicht so dicht wie im Buntsandstein. Insofern kann hier nur ein „erster Aufschlag“ erfolgen, mit dem Versuch, einzelne Grundzüge der jeweiligen Beckenkonfiguration herauszustellen. Voraussetzung dafür ist, die vorhandenen Mächtigkeitsbefunde im Unteren Muschelkalk genauer stratigraphisch aufzuschlüsseln, nach den becken tektonisch potentiell verschieden gearteten Einzel-Sequenzen in ihrer jeweiligen lithostratigraphischen Reichweite. Nur so können verschiedene Schollenmobilitäten im Becken erfasst und charakterisiert werden. Ihre jeweiligen Muster lassen dann auf die damals überregional wirksamen krustalen Spannungsfelder rückschließen. Auf diese Art konnte auch schon der Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht, der Pfalz und der Hessischen Senke ausgedeutet werden (DITTRICH 2019; vgl. etwa Abb. 17 in Kap. 5.2: Teil-Abb. soho).

Zur Ergänzung der eigenen, regionalen mu-Befunde soll hier versucht werden, die Fazieskarten des rechtsrheinischen Unteren Muschelkalks von LUKAS (1993), GÖTZ (1996), SZULC (1999, 2000), KĘDZIERSKI (2000) und DSK (2021: Kap. 6.2) auszuwerten, im Hinblick auf sich abzeichnende Veränderungen der internen Beckenkonfigurationen. Insbesondere die sechs stratigraphisch gut aufgeschlüsselten Kartendarstellungen bei Kędziński sind dafür sehr aufschlussreich. Sie zeigen, dass in Mitteldeutschland und Polen nicht bloß vertiefungs- bzw. verflachungsbedingte Veränderungen der Faziestypen stattfanden, die allein eustatisch erklärbar wären, sondern manchmal auch deutliche Änderungen der Geometrien. In solchen Fällen änderte sich die räumliche Anordnung und Ausformung von Faziesarealen. Der Schluss liegt nahe, dass sich darin veränderte Subsidenzmuster im mu-Becken abbildeten, die tektonisch kontrolliert wurden. Eventuelle Parallelen zur Beckenentwicklung im hiesigen Untersuchungsgebiet sind von Interesse.

Bisher liegt die systematische Erfassung der Trier-Luxemburgischen mu-Internstratigraphie noch in ihren Anfängen. Weiträumige Feinstratigraphie mit Bank-für-Bank-Korrelation wie im Beckeninneren ist hier nicht oder nur selten möglich. Es existieren vergleichsweise engräumig variierende Mächtigkeiten – z.T. wohl auch durch Schichtausfälle bedingt –, rasche laterale Fazieswechsel und vor allem eine generell zunehmende Versandung der Gesteinsabfolgen nach Westen hin. Einzelne Teilschollen der Trier-Luxemburger Bucht, die im unterlagernden variskisch deformierten Sockel bruchtektonisch abgegrenzt sind (Abb. 14), waren unterschiedlich stark mobil (subsident). Tatsächlich war (und ist) die schollentektonische Zerstückelung hier



ja wesentlich kleinräumiger als im pfälzischen oder im rechtsrheinischen Beckenbereich. Daher ist es methodisch nicht zielführend, Schichtprofile verschiedener mu-Abschnitte aus mehreren Diplom-Kartiergebieten über eine große Region hinweg zusammenzuführen. In Ermangelung von Kernbohrungsprofilen ist dies seinerzeit von SCHWARZ (1975a, 1977) in einer Tafel zur bankstratigraphischen Korrelation vom Saarland bis nach Westluxemburg so gemacht worden. Eine beigefügte Karte zeigte allerdings auf, wie enorm groß dabei die jeweiligen Einzugsgebiete für die „Typusprofile“ Diekirch, Rosport und Saargau gewesen sind. Relativ kurze Geländeprofile aus ungleichwertigen Beckenbereichen sind dabei zu Sammelprofilen kombiniert worden. Im Resultat sind sie jedoch oft fehlerbehaftet und daher weitgehend obsolet. Inzwischen stehen mehr Bohrungsdaten zur Verfügung (Abb. 1). Das zusammengesetzte Typusprofil Ralingen der Abb. 3 ist relativ verlässlich. Seine Profilabschnitte stammen aus ein und demselben Kleinareal; überdies sind sie bei genauer Kenntnis der Lokaltektonek kombiniert worden.

Die Mächtigkeitsverteilungen des Trier-Luxemburgischen Unteren Muschelkalks in seiner Gesamtheit sind längst gut erfasst (SCHINTGEN & FÖRSTER 2013, DITTRICH 2021a, b, et al. 2022: Kap. 5.4). Anders als es im vorhergehenden Oberen Buntsandstein der Fall war, dokumentiert sich darin in Mittel- und West-Luxemburg nun eine rheinische (NNE-SSW-streichende) Ausrichtung der westlichen Beckengrenze. Ungefähr an der belgisch-luxemburgischen Grenze keilen mu-Gesteine aus (DITTRICH 2021c: Abb. 3). Ähnlich war es schon von LUCIUS (1948: Fig. 15) dargestellt worden. Eine solche Außengrenze muss aber keineswegs für jeden einzelnen mu-Teilabschnitt – für jeden Systemtrakt jeder Sequenz – gegolten haben. Eine aufgeschlüsselte Rekonstruktion ist deshalb notwendig. Insgesamt zeigt sich eine Interngliederung des Beckenraums. Strukturelemente wie der diagonal streichende Luxemburger bzw. Südeifer Zentralgraben, die beiden rheinischen Grabenzonen im Osten (Abb. 14) und die alt angelegte Siercker Schwelle im Süden zeichnen sich deutlich ab. Im Zentralbereich der Siercker Schwelle, auf saarländischem Gebiet, kann der mu völlig auskeilen (MÜLLER 1984: Abb. 5 + 6: Quarzschwelle Mettlach–Sierck; BERNERS 1985). Allerdings umrandet die bei SCHINTGEN & FÖRSTER (2013: Fig. 5b) dargestellte mu-Nulllinie nur einen schmalen, etwa 10 km langen Inselbereich, der real allerdings in sich gegliedert und unterbrochen ist. Das Moseltal im Westen erreicht er nicht. Auch ist er nicht variszisch (WSW-ENE), sondern diagonal (SW-NE) ausgerichtet. Nordwestlich der Insel bzw. Inselkette sind im saarländischen Hunsrück-Vorland zwischen Orscholz und Freudenburg immerhin noch um die 30 m mächtige mu-Abfolgen verzeichnet.

Das bisher bekannte mu-Maximum von 63,6 m ist bei Aach erbohrt worden. Dort überlagert sich der östlichste Randbereich der rheinischen Saargauer Grabenzone mit dem diagonal ausgerichteten Graben von Thionville (Trierer Becken, Abb. 14). Interessant ist nun, ob diese beiden Struktureinheiten ständig subsident waren, oder aber – wenn nicht – in welchen Einzelsequenzen.

Diagnostisch wichtige mu-Profile im Untersuchungsgebiet sind u.a. die luxemburgischen Kernbohrungen Mersch und Reisdorf. Erstere ist schon von SCHWARZ (1975a, 1977) umfassend bearbeitet und dokumentiert worden. Für die hiesige Untersuchung ist diese Forschungsbohrung von 1968 so wertvoll, weil sie trotz ihrer westlichen Randlage ein recht vollständiges mu-Profil enthält, mit sämtlichen Teileinheiten. Der Untere Muschelkalk wurde dort in einer gänzlich unabgelaugten, hochgradig salinaren Küstensaum-Fazies erfasst. Im sandig-mergeligen Muschelsandstein ist darin neben Dolomit massenhaft Sulfat und auch viel Magnesit ( $MgCO_3$ ) enthalten, in kleinen knotigen Anreicherungen. Der äußerst weitläufige und reliefarme Ablagerungsraum einer ariden Sebkhah bildet sich ab, so wie er gegenwärtig am Persischen Golf von Abu Dhabi verwirklicht ist (BUSH 1973, DITTRICH 2021c). Das sehr trockene Klima im

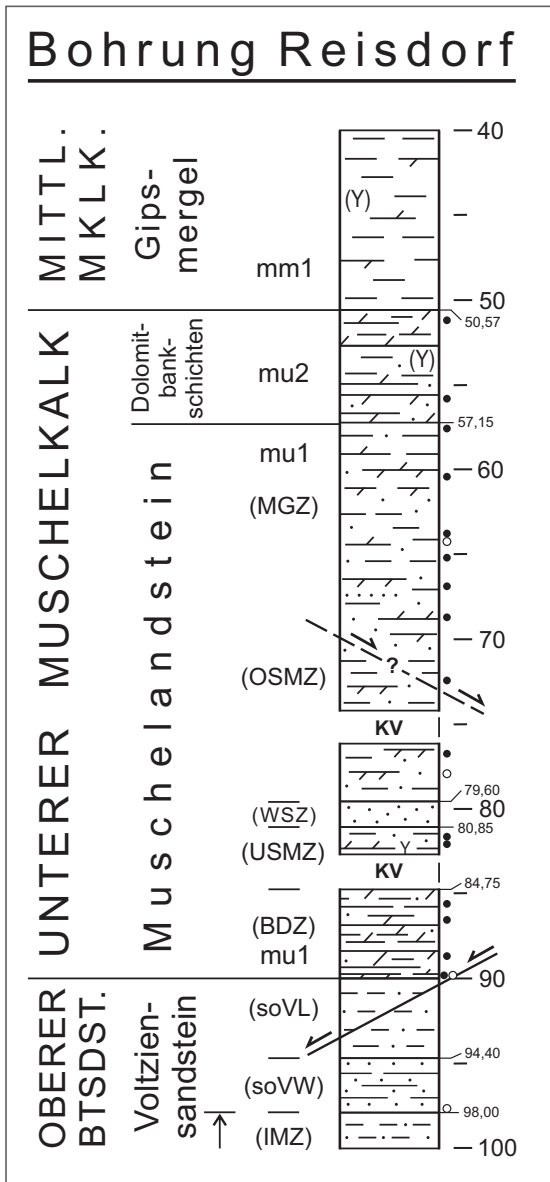


Abb. 15: Übersichtsprofil vom mu-Bereich der Bohrung Reisdorf (schematisch, nach DITTRICH et al. 2021; Abschreibung maßstabsbedingt schematisch und verflacht verzeichnet (gestrichelt: fraglich, ob Abschreibung oder nur markante Schrägkluff); ● = palynologisch bearbeitete Probe, ○ = röntgendiffraktometrisch analysierte Probe, Y = makroskopisch erkennbarer Gips; KV = Kernverlust, MGZ = Mergelzone, OSMZ = Obere Sandmergelzone, WSZ = Werksteinzone, USMZ = Untere Sandmergelzone, BDZ = Basisdolomitzone, IMZ = Intermediärzone i.e.S.).

damaligen westlichen Hinterland hat sich auch im Palynomorphenspektrum im mu der Kernbohrung Reisdorf im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet gezeigt. Darin dominierten Pollen und Sporen von trockenheitsliebenden Pflanzen (Xerophyten) sehr deutlich (Abb. 16). Das Reisdorfer Bohrprofil erschloss Unteren Muschelkalk in einer sehr eigenständigen, überraschend tonreichen Lithofazies (DITTRICH et al. 2022; Abb. 15). Seine mu-Abfolge unterschied sich ganz erheblich von der in benachbarten Ausbissgebieten. Es dokumentierte sich die starke Auswirkung einer strukturell vorgegebenen diagonalen Senkungszone (Luxemburger Zentralgraben, Abb. 14). Dort konnte eine spezielle, weitgehend unterhalb der Wellenbasis anzusiedelnde Stillwasserfazies entstehen. Im Auftrag des luxemburgischen Geologischen Dienstes ist dieses Bohrprofil stichprobenartig

palynologisch bearbeitet worden, von Frau Dr. S. FEIST-BURKHARDT/Ober-Ramstadt. Ein Abbild von Kleinzyklen war dabei nicht geplant. Genaue Trends oder spezielle Maxima sind deshalb in Abb. 16 nicht ablesbar. Erstaunlich war aber die in dieser westlichen Position noch sehr deutlich dokumentierte Marinität im mu. Die Gehalte an marinem Plankton sind immer hoch, sie umfassen bis 49 % (!) der gesamten Palynoflora. In allen Proben sind Acritarchen häufiger als Prasinothyten. Vereinzelt traten auch Foraminiferentapeten auf. Die direkte Anbindung dieser Region an das Beckeninnere mit seinen tethyalen Pforten ist also erwiesen. Sequenzstratigraphische Korrelationen nach Süden und Osten hin sollten ohne weiteres möglich sein.

Nun noch ein paar Sätze zur sequenzstratigraphischen Benennung. Die Grenze zwischen dem Unteren Muschelkalk und dem Oberen Buntsandstein (deutscher Abgrenzung) ist in mehreren neueren Bearbeitungen als Sequenzgrenze (sb oder SB) gewertet worden (SZULC 1999, 2000, KĘDZIERSKI 2000, 2002, GÖTZ & GAST 2010, GÖTZ et al. 2005, 2012 etc.). Weitere, höhere Sequenzgrenzen und Sequenzen kamen hinzu. Es ist also sicherlich nicht mehr zeitgemäß, eine M1-Sequenz im Sinne von AIGNER & BACHMANN (1992; vgl. auch Abb. 39 bei DITTRICH 2020) vom höheren Röt bis in den Mittleren Muschelkalk hinein auszuweisen. Stattdessen ist sie in eigenständige Sequenzen aufzugliedern, die in Analogie zu den Buntsandstein-Sequenzen B5a



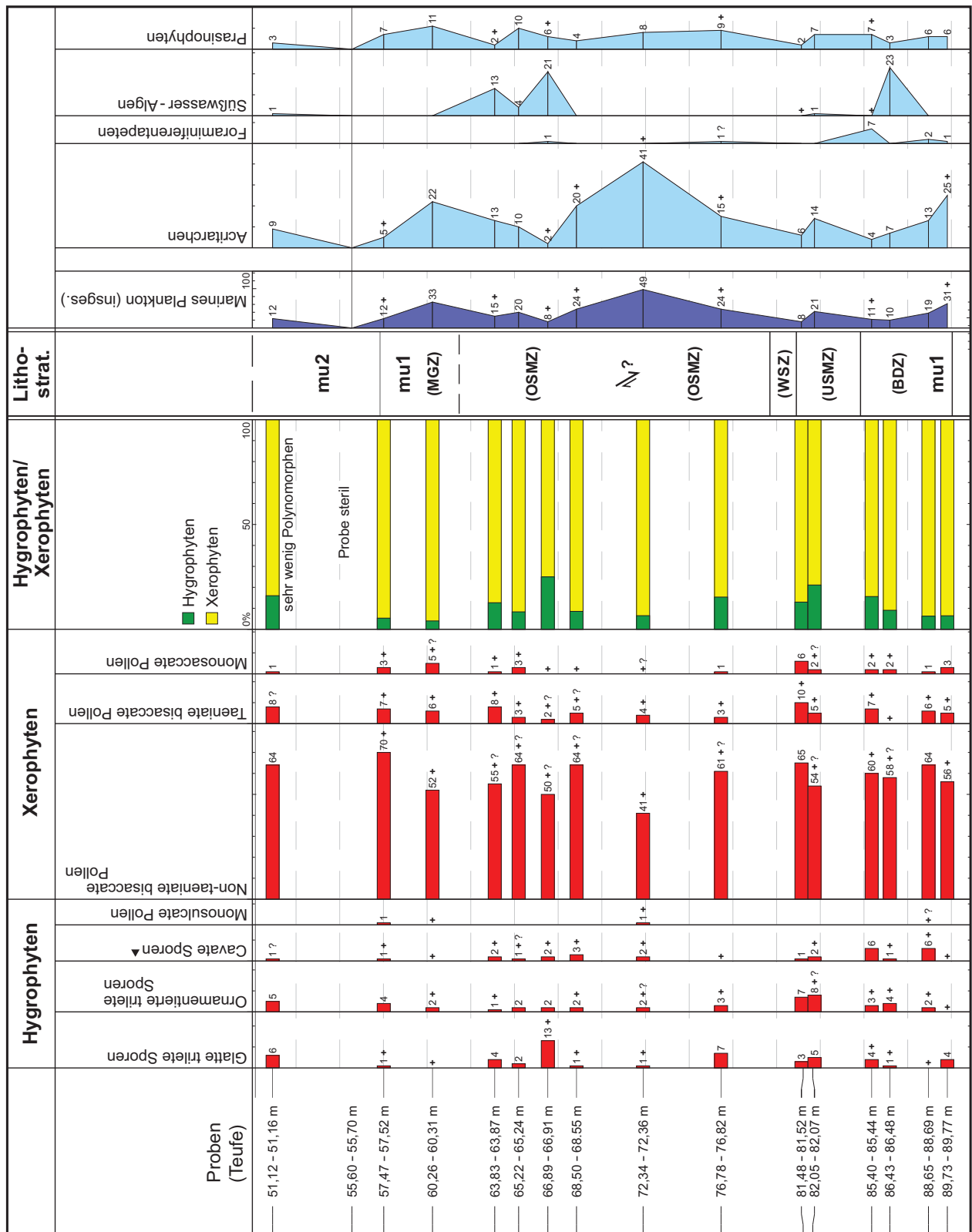


Abb. 16: Hygro- bzw. Xerophyten, marine Planktonen und Süßwasser-Algen im Unteren Muschelkalk der Kernbohrung Reisdorf (nach DITTRICH et al. 2022, graphisch verändert; ▲: *ohne* *Densispores neiburgii*, \*: strat. Abkürzungen vgl. Abb. 15; bei ca. 72 m Teufe markante Schrägluft oder aber mögliche Abschiebung mit mehreren Metern Profilausfall; nur stichprobenartige Beprobung, ohne systematische Erfassung der Kleinzyklen).

und B5b mit Buchstaben-ergänzten Kennungen versehen werden können. Eine komplette (und „Erkenntnis-volatile“) Neunummerierung kann so vermieden werden. Im tieferen Muschelkalk spaltet sich die M1-Sequenz dann auf in M1a, M1b, M1c usw. (mehr dazu in Kap. 5.2). Ein anderer, mu-spezifischer nomenklatorischer Zugang stammt von KĘDZIERSKI (2000, 2002; Abb. 12). Seine mu1- bis mu4-Symbolik wird hier im Folgenden aufgegriffen, diskutiert und angewendet. Die von J. SZULC verwendeten Symbole waren nicht geeignet. Im Anis wurden damals zwei Sequenzen weniger ausgewiesen (Abb. 12) und ihre Kennungen sind in seinen Publikationen (SZULC 1999, 2000, SZULC & HAGDORN 2021: 1175f. + Abb. 16) stets unterschiedlich konzipiert worden (An4 + An5, An 2 + An 3 und dann A2 + A3).

## 5.2 mu1-Sequenz (M1a-Sequenz)

Die unterste Sequenz des germanischen Unteren Muschelkalks beginnt nach zahlreichen neueren Publikationen aus dem Beckeninneren (SZULC 1999, 2000, KĘDZIERSKI 2000, 2002, GÖTZ et al. 2005, GÖTZ & GAST 2010) im oberen Teil des Grenzgelbkalk-Bereichs (auch: Grenz-Gelbkalk, in Polen: Zellenkalk 2) über dem Oberen Buntsandstein (deutscher Lesart). Eine Sequenzgrenze trennt die oberen Abschnitte dieser Bankabfolge ab. Diese oberen Gesteinspartien sind nicht mehr dolomitisch (oder ehemals dolomitisch und rekalkitisiert), sondern kalkig entwickelt. Sie werden meist als die transgressive Basis eines Transgressions-Systemtrakts (TST) interpretiert, als die „transgressive surface“ (ts) des Muschelkalk-Meeres. Von KĘDZIERSKI (2000, 2002), der den Ostteil des mitteleuropäischen Beckens auswertete, sind sie aufgrund von polnischen Befunden hingegen als geringmächtiger Tiefstands-Systemtrakt (LST) gewertet worden. Dort ist zwischen dem Hochstands-Systemtrakt der höheren Unteren Gogolin-Schichten (Myophorienschichten) und den Oberen Gogolin-Schichten (Unterer Wellenkalk bzw. Wellenkalk 1) eine deutliche Sequenzgrenze ausgewiesen worden (Abb. 12). Im Niveau des kavernen polnischen Zellenkalks 2 dokumentiert sich dies durch eine Verkarstung, flächenhafte Abtragung und durch eine Überlagerung mit siliziklastischen Konglomeraten (SZULC 1999: Beginn der Sequenz An 4). GÖTZ et al. (2005: 296) notierten für diese Zeit eine beckenweite Verflachung und Emersion.

Im Westteil des Beckens vollzog sich die Muschelkalk-Transgression abrupt und deutlich. Im nordschweizerischen Bohrprofil Benken setzen schon in den ersten Dezimetern über der Sequenzgrenze, welche durch einen Aufarbeitungshorizont mit Lithoklasten markiert ist, u.a. drei (vollmarine) Conodonten-Arten ein (GÖTZ & GAST 2010: Fig. 5). Hier im Vorfeld der Alemannischen Pforte zur Tethys („Western Gate“, Kap. 4) erscheinen Conodonten weitaus artenreicher und früher als im mitteldeutschen Typusprofil Jena-Staudnitz. Es erweist sich die paläogeographische und wohl auch geotektonische Bedeutsamkeit dieser Pforte (DSK 2021: 116: Abb. 1) im späten Bithynium. Möglicherweise war damals auch schon die Burgundische Pforte im Süden offen (vgl. dazu E. NITSCH in DSK 2021: Kap. 1.4: 116 u. Faziesverteilung der m1-Folge auf S. 389). Von der Nordschweiz (und Ostfrankreich?) aus setzte sich die marine Muschelkalk-Ingression sehr rasch und weiträumig nach Norden hin fort. Dies gilt auch für die deutschen linksrheinischen Gebiete im Nordwesten. In der Westpfalz entstand die „Trochitenzone“ des basalen Unteren Muschelkalks (DITTRICH & HORNING 2021: 939). Die mu1-Sequenz setzte ein. Ebenso wie in den rechtsrheinischen Beckenarealen kulminierte sie in der „maximum flooding zone“ (mfz) des schon erwähnten „buchi-Niveaus“. In der Westpfalz bildete sich damals das sogenannte „Beneckeien-Lager“, eine bis 75 cm mächtige Mergel-Dolomit-Abfolge mit gehäuft auftretenden Steinkernen der Ceratitenart *Beneckeia buchi*. Lithostratigraphisch markiert es das Einsetzen der Mergeligen Schichten (mu1Me) über dem einige Meter mächtigen westpfälzischen Muschelsandstein (mu1S; DITTRICH & HORNING 2021: 940). Durch die starke marine Überflutung



ist die sandige Vorschüttung vom gallo-ardennischen Festland im Westen nunmehr deutlich zurückgedrängt worden. Danach spielten Feinsande im pfälzischen mu nur noch eine untergeordnete Rolle, die Ton- und Karbonatgehalte nahmen zu.

In rechtsrheinischen Gebieten wird der oberste Teil der mu1-Sequenz vom Schichtabschnitt der Oolithbänke aufgebaut (Oolithbank-Subformation bzw. Member). Er repräsentiert den späten (late) Hochstands-Systemtrakt (LHST bei GÖTZ & GAST 2010: Fig. 2). Er entstand, als sich das (relative) Meeresspiegel-Niveau (bzw. das Baselevel) absenkte und das Bildungsmilieu zunehmend verflachte. Zeitweise kam es zur Aufarbeitung, Schillanreicherung und Ooid-Bildung. Eine tektonische Steuerung dieser regressiven Entwicklung ist nicht unwahrscheinlich. Tatsächlich treten im Bereich der Oolithbänke Seismite stark gehäuft auf (FÖHLISCH 2002: Abb. 37 sowie 28 + 30). Dies gilt für Sigmoidalklüftungen und für seismisch initiierte gravitative Massenbewegungen, vor allem für solche, deren Entstehung bei Meeresspiegel-Verflachung und dann – im Topbereich – bei niedrigem Meeresspiegel ablief. Aus dem Liegenden der Oolithbänke wurde u.a. eine sehr prägnant entwickelte Rinnenstruktur abgebildet (FÖHLISCH 2002: Abb. 30). Dies erinnert an die Seismithorizonte mit einer breiten Rinnenstruktur im nordwestpfälzischen Mörsbach (Abb. 9). Der dortige Schichtabschnitt tritt nur wenig (1–3 m?) über der Basis der Mergeligen Schichten auf, also knapp über dem Niveau des Beneckeien-Lagers. Es könnte sich um dasselbe stratigraphische Niveau handeln. Oolithbänke sind aus der siltig-feinsandigen mu1Me-Abfolge der Pfalz nicht bekannt. Das Gleiche gilt für die Silt- und Sand-haltige Fazies des Wellendolomits und der unteren Wellenmergel in der Nordschweiz, wo die gesamte mu1-Sequenz nur knapp 8 m umfasst (GÖTZ & GAST 2010: Fig. 5: Bohrprofil Benken). In der Pfalz kann die Sequenzgrenze mu1/mu2 mangels Kernbohrungen derzeit noch nicht fixiert werden. Stratigraphisch nicht weiter differenzierte Mergelige Schichten reichen hier bis an die Basis der Terebratelzone.

In der Trier-Luxemburger Bucht wird die mu1-Sequenz durch die Gesamtheit der Basisdolomitzone aufgebaut. Im zentralen Teil ihres Verbreitungsgebietes liegen die bislang nachgewiesenen Mächtigkeiten bei 7,5–9,5 m. Im Nordwesten, im Gebiet Baustert, Brecht, Biersdorf und Ehlenz sind auch Werte von 10–11,5 m möglich. Es handelt sich um eine zyklisch gegliederte, wechselnd sandige Wechselfolge von Dolomitbänken und (Ton-)Mergeln. Sie ist nicht mit der rechtsrheinischen Grenzgelbkalk-Bankbereich an der Muschelkalk-Basis gleichzusetzen, sie umfasst eine weitaus längere Zeitspanne. Zudem ist das lebensfreundliche, vollmarine Bildungsmilieu dieser Wechselfolge sehr vielfältig belegt. Es erscheinen Echinodermenreste (Trochiten), viele Muscheln und Schnecken sowie Fischreste. Zusätzliche Funde im Saargau waren Brachiopodenschalen und mögliche Schwammreste (GITTINGER 1964), marine Foraminiferen (GITTINGER 1964, PETERS 1985, RÖßLE 1997) und eine Nothosaurus-Rippe (SCHRÖDER 1964); auch angereicherter Glaukonit ist nachgewiesen (PETERS 1985). Die dolomitische Basisbank weist lokal (intertidale) Biolaminite von Cyanophyceen auf. Bei Reisdorf waren schon in der untersten mu-Probe immerhin 31 % der Palynomorphen marine Planktonen (Abb. 15 + 16). Innerhalb der Udelfangen-Formation, die im Untersuchungsgebiet den gesamten Unteren Muschelkalk umfasst (Tab. 1: muU), wird die Basisdolomitzone als faziell eigenständige Rosport-Subformation ausgegliedert (muURo). In der Südeifel und im Saargau ist sie nämlich sandärmer und dolomitreicher als die auflagernden Abschnitte des Muschelsandsteins. Offensichtlich ist es damals im hiesigen Beckenbereich zu einer deutlichen marinen Überflutung gekommen. Die Transgression des frühen Muschelkalk-Meeres kam von SSE her, sie verlief beiderseits des kleinen Inselbereichs der Siercker Schwelle (Kap. 5.1) nach Nordwesten und Norden (vgl. paläogeographische Karte bei DSK 2021: 389). Die sandige Randfazies war zunächst noch wesentlich schwächer ausgeprägt als später im mu (vgl. Abb. 2), vor allem im Saargau.

Der paläogeographische Werdegang innerhalb der mu1-Sequenz erweist sich sowohl im Typusprofil Ralingen–Rosport (Abb. 3) als auch in den Profilen der Umgebung. In den unteren Dezimetern erscheinen zunächst noch Dolomitbänke, die vergleichsweise geringmächtig, manchmal auch rötlich und etwas sandig sind. Auch die zwischengeschalteten flasergeschichteten Tonmergel sind dort noch etwas silt- oder sandführend. Wenig höher verliert sich diese terrigene Prägung. Rote Farben setzen aus, die Mergel und Dolomite sind eher sandfrei. Im Ralinger Profil der Abb. 3 könnte die „maximum flooding zone“ (mfz), das Äquivalent des rechtsrheinischen „buchi-Niveaus“, etwa im Bereich von 3–5 m über der mu-Basis zu suchen sein; in der Nord-Schweiz (GÖTZ & GAST 2010: Bohrung Benken) sind es etwa 2–3 m. Es erscheinen grüngraue und graue Farbtöne sowie eine marin-tidale Flaserschichtung. Die maximale Flutung in der mittleren Basisdolomitzone wird auch in anderen Profilen abgebildet, durch mittelgraue, eher sandarme Tonmergel (Kernbohrung Oberweis: 1,6 m mächtig), manchmal auch dunkelgrau (Kernbohrung Reisdorf). Manchmal erscheinen auch graue mikritische Dolomitbänke (BOSOLD 1996: 37). Im äußerst randnahen, schon deutlich sandreicheren Kernprofil Mersch in Westluxemburg ist noch grauer laminiertes dolomitischer Mergel mit Spreitenbauten erfasst worden (SCHWARZ 1975a: Teufe 227,99 m), nach oben hin sandiger und mit Schillresten.

Höher, im regressiven (progradierenden) Hochstands-Systemtrakt, wurden wieder etwas höhere Sandgehalte und rotes Tonmaterial eingelagert. Die Sediment einschwemmenden Süßwässer führten nun zur intermittierenden tendenziellen Aussüßungen der Meeresrandregion. Dies wird auch durch das gelegentliche Vorkommen der kolonienbildenden Süß- oder Brackwasseralge *Plaesiodictyon mosellanum* angezeigt. Im Palynomorphen-Spektrum der Reisdorf-Bohrung fand sich diese Grünalge gemeinsam mit Acritarchen und Prasinophyten in der höheren Basisdolomitzone (Abb. 16). Die typisch marinen Foraminiferentapeten fehlten. Zwischenzeitliche regressive, hochsalinare Episoden dokumentieren sich durch die frühdiagenetische Platznahme von Sulfat-Knollen oder -Knoten in den marin gebildeten Karbonaten. Heute werden sie meist von Drusen vertreten (Abb. 3). In der Tiefbohrung Mersch ist dieses Sulfat unabgelaugt erhalten geblieben. In der obersten Basisdolomitzone des Kernprofils Oberweis zeigte ein stark zellig-kavernös entwickelter, teilweise rötlich-braun gefärbter Dolomit (Schichtprotokoll von H. WEILER). Randnäher, bei Mettendorf, erschienen am Top hellgelbe schichtparallele Dolomitkrusten in rötlichem bioturbatem Feinsandstein (TAPP 1999: Abb. 4). Im Ralinger Typusprofil ist der ausgehende Hochstands-Systemtrakt (LHST) nicht dokumentiert. Der betreffende Schichtabschnitt (wenige Dezimeter?) kann einer nachfolgenden Erosion zum Opfer gefallen sein, im Umfeld der hangenden Sequenzgrenze (Kap. 5.3).

Oolithbänke, die ja den LHST des Beckeninneren kennzeichnen (Abb. 12), sind hier auch nicht entwickelt bzw. erhalten geblieben. Eine lokale Ausnahme existiert bei Lahr im Nordwesten. Dort ist eine schillreiche Basisdolomitzone mit viel Ooiden und Trochiten angetroffen worden. Die dort entwickelten grüngelb-grauen, schwach siltigen Dolomite sondern in bis zu 10–15 cm starken Bänken ab. Früher sind sie in Steingruben abgebaut worden (WILDE 2001). Die Aufschlussbedingungen waren und sind sehr schlecht, sie erlauben keine exakteren stratigraphischen Angaben. Womöglich existierte aber dort am nordwestlichen Beckenrand ein lebensfreundlicher Flachwasser-Bereich mit stärkerer Wasserbewegung und einer Seelilien-Besiedlung.

Noch ein paar Worte zur Nomenklatur der Sequenzen im Grenzbereich Buntsandstein/ Muschelkalk. Nachdem inzwischen die so/mu-Grenze in mehreren, z.T. schon angeführten Publikationen – so wie hier auch (Abb. 12) – als Sequenzgrenze eingestuft worden ist, verbleibt darunter ein abgetrennter stratigraphischer Restabschnitt. Die früher ausgehaltene M1-Sequenz hatte ja schon



im Röt begonnen (DITTRICH 2020: Abb. 39 + 40). Übrig ist der Röt 4 (s7-4-Unterfolge) oberhalb der beckenweiten G-Diskordanz. Ihm käme somit der Rang einer eigenen Sequenz zu, oberhalb der untertriassischen B5b-Sequenz mit dem Röt 2 und dem Röt 3 (s7-2- + s7-3-Unterfolge). Die Neu-Benennung des Röt 4-Abschnitts als B6-Sequenz bietet sich an; das alte M1-Symbol ist im Buntsandstein-Bereich obsolet. Eine regressive Tendenz unterhalb der Sequenzgrenze B6/mu1 (bzw. B6/M1a) ist in den relativ gut erschlossenen Trogzonen der nordöstlichen Trier-Luxemburger Bucht allerdings nicht nachweisbar (DITTRICH 2020: 172ff.). Wahrscheinlich resultierte dies aus der überdurchschnittlichen Subsidenzrate dieser Region (Abb. 17: soho).

Wie sah nun das rekonstruierbare Subsidenzmuster der mu1-Sequenz aus? Hohe Mächtigkeitwerte der Basisdolomitzone sind vor allem aus dem Bereich der rheinisch streichenden Echternacher Grabenzone bekannt. In der Region Biersdorf–Ehlenz lassen sich etwa 10,5 bis 11 m ableiten (nach MADER 1980, vgl. Kap. 5.3). Das sehr überschlägige Schichtprotokoll der Meißel-Bohrung Echternacherbrück (LGB-Bohrarchiv-Nr. 6105–87) erlaubt im Abschnitt der mu1- und mu2-Sequenz keine sichere Aussage. Die dolomitreiche Basisdolomitzone in der Kernbohrung Oberweis (LGB-Bohrarchiv-Nr. 6004–7) ist bloß 4,25 m mächtig (Teufe 22,00–26,25 m). Oben ist sie wohl unter der Sequenzgrenze mu1/mu2 deutlich gekappt worden (Kap. 5.3). Nicht nur die dortige lithofazielle Abfolge, sondern auch der Mächtigkeitwert von 11,4 m im nahegelegenen Sammelpprofil Brecht–Baustert von BOSOLD (1996) legen dies nahe. Weiter westlich, bei Mettendorf, sind es dann nur noch ca 3,5 m (nach TAPP 1999).

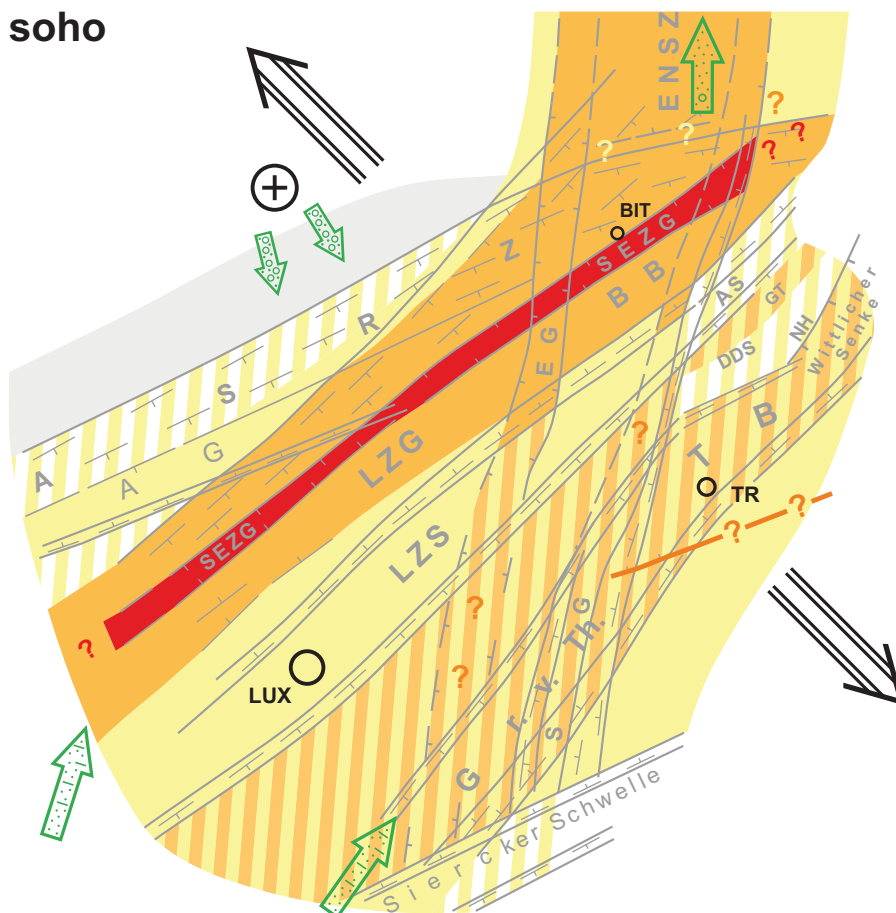
Von dort aus zeigt sich eine Zunahme nach SSW, zur Kernbohrung Reisdorf hin (5,25 m Basisdolomitzone, DITTRICH et al. 2022). Dies ist wohl einer interferierenden Mobilität des diagonal streichenden Südeifeler Zentralgrabens zuzuschreiben. Weiter nach Südwesten zeigt sich aber eine schnelle Reduktion. Im Bohrprofil Mersch liegt nämlich die Mächtigkeit der Basisdolomitzone nur noch bei 2,45 m. Die so/mu-Grenze wird hier ca. 85 cm tiefer gezogen als bei SCHWARZ (1975a, 1977), bei Teufe 229,88 statt bei 229,03 m. Laut Protokoll und Profilzeichnung erscheinen dort unten nämlich noch intensiv bioturbate dolomitführende mergelig-sandige Gesteine mit primärer Flaserschichtung, teilweise rot, meist aber grün getönt. Im deutlich marinen höheren Teil sind u.a. auch *Kinneyia*-Rippeln protokolliert worden (Teufe 227,99 m; vgl. Abb. 19 in Kap. 5.3). Da sich derartige Rippelformen unter intertidalen Biolaminat-Matten bilden, dokumentieren sie ein temporär sehr seichtes Milieu und untermauern die äußere Beckenrandlage dieses Profils. Magnesit ist in der Merscher Basisdolomitzone noch nicht enthalten (SCHWARZ 1977: Abb. 6). Damals existierte noch ein deutlich schmalerer (und sandärmerer) supratidaler Randsaum als in nachfolgenden Abschnitten des Muschelsandsteins. Wenig weiter westlich von Mersch, so auch in den nordwestlichen Profilen Bettborn und Schankengriecht (Abb. 1), fällt die mu1-Sequenz in einer Schichtlücke aus (Kap. 5.3; Abb. 12). Diese Region lag außerhalb der rheinischen Senkungszone (Abb. 1 + 17).

Im breiten Senkungsfeld der Eifeler Nord-Süd-Zone (Abb. 14) erscheinen Werte zwischen 7,5 m (bei Rosport) und ca. 9,5 m weiter im Norden. Eine akzentuierte Subsidenz des Südteils der Echternacher Grabenzone ist (noch?) nicht nachweisbar, bei Echternacherbrück wurden höchstens 8 bis 10 m erbohrt.

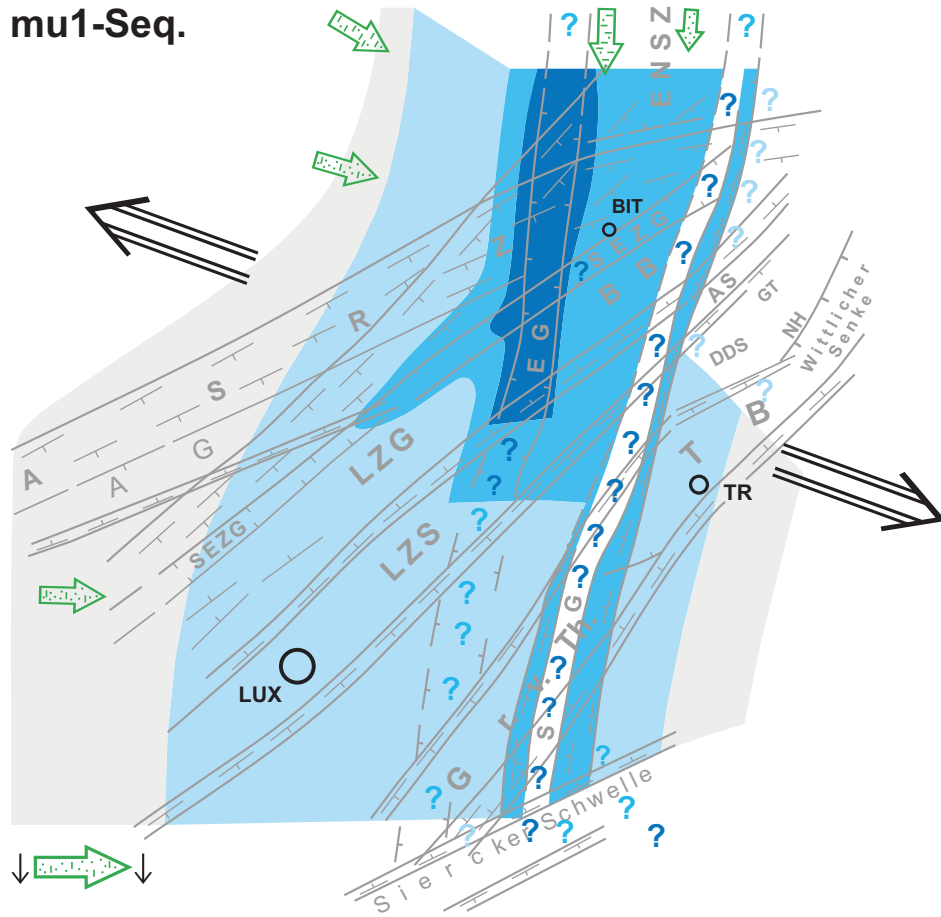
Die Kernbohrung BK5 Sölm (LGB-Bohrarchiv-Nr. 6005–265; Abb. 1) ist faziell und von ihrer zentralen Lage her sehr wichtig. Zunächst (in 2008) war sie unter recht ungünstigen Bedingungen (wenig Zeit, verschmierte Kernoberflächen, fehlerhafte Kernkisten-Auslage) gesichtet worden. Inzwischen liegen aussagekräftigere Fotos der Kernstrecke vor. Einige der bisherigen feinstra-

tigraphischen Ansprachen mussten deshalb revidiert werden. Generell ist dort eine tonreiche, auffällig Silt- und Feinsand-arme Fazies des dort insgesamt 50,90 m mächtigen Muschelsandsteins (mu1) erbohrt worden. Durch den Vergleich mit der Kernbohrung Reisdorf (DITTRICH et al. 2022) – ist inzwischen klar geworden, dass es sich beim dortigen mu1 um eine Trogfazies handelt. Die anderslautenden Aussagen von DITTRICH (2021a: 902) sind zu korrigieren. Die Sülmer Basisdolomitzone ist relativ mächtig (9,15 m) und nur schwer abzugrenzen, da sie innerhalb von vorwiegend mittel- bis dunkelgrauen, dolomitischen Mergeln, etwas siltig, nur wenige und eher schwach entwickelte Dolomitbänke führt. Der Beginn einer rötlichen „Rekurrenz“-Fazies (Kap. 5.1) markiert aber ihre Obergrenze (Kap. 5.3). Starke regionale Subsidenz wird deutlich. Entsprechendes erwies sich bei der Basisdolomitzone in Erdorf und bei Bickendorf (9,35 m bzw. 9,45 m). Von Erdorf beschrieb SCHRÖDER (1987) aus seiner tieferen „Mergelzone“ („Zone Ia“) ein sandiges Tempestitbänkchen, welches nachweislich von Norden eingeschüttet worden war. In den weiter nordwestlich gelegenen Autobahn-Bohrungen nördlich Bickendorf (MEYERING 1986) ist eine sehr tonreiche Basisdolomitzone erfasst worden. Vom transgressiven Mittelteil abgesehen (höherer TST + tieferer HST) wurden darin auffällig viel rote Gesteinsfarben angetroffen. Es offenbart sich dort bereits der Einfluss vom Ardennen-Festland im Westen bzw. Nordwesten.

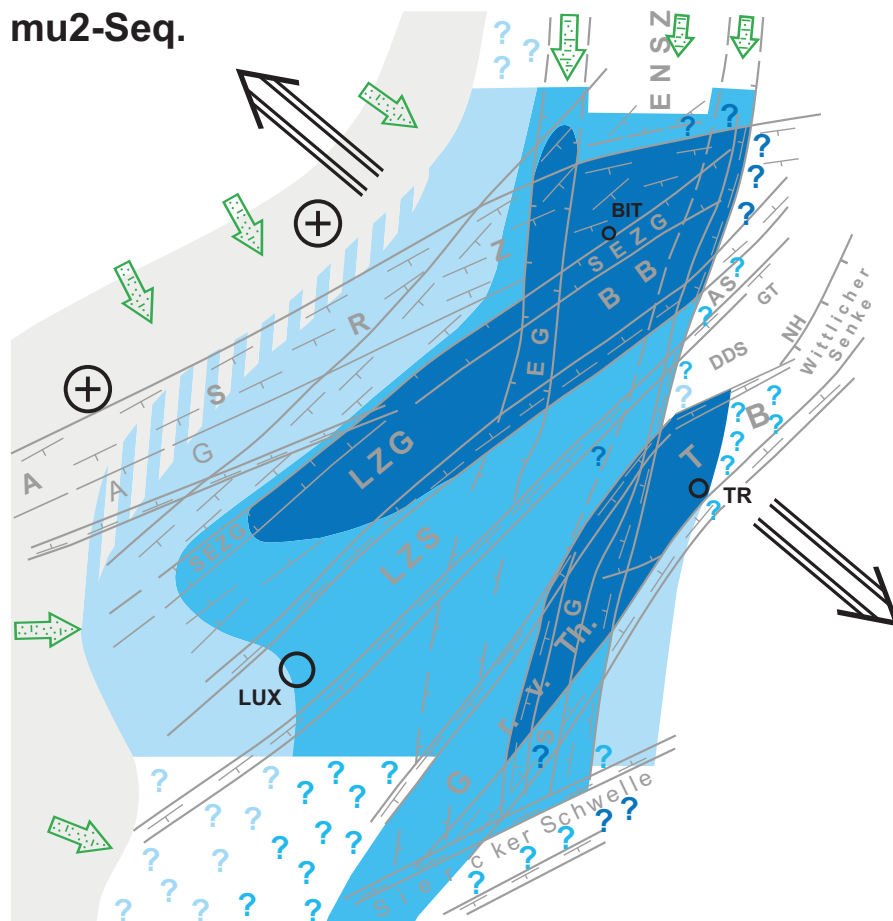
Abb. 17 (hier und folgende zwei Seiten): In den einzelnen Sequenzen der tieferen Mitteltrias synsedimentär nachgezeichnete (damals flexurell umrahmte) strukturelle Einheiten (vgl. Abb. 14; hell-, mittel- oder dunkelblau (bzw. dunkel schraffiert): schwach, moderat oder stark (bzw. besonders stark) subsidente Beckenbereiche, grau: relative Hochgebiete, ⊕ : angehobene Gebiete; grüne Pfeile: klastische Materialeinschüttungen (Sand, Ton, von Norden auch Glimmersande); große divergente Pfeile: ermittelte horizontale Extensionsrichtung (Richtung der kleinsten Hauptnormalspannung  $\sigma_3$ , vgl. DITTRICH 2019); BIT = Bitburg, TR = Trier, LUX = Stadt Luxemburg; soho = tektonisch abgetrennte B6-Sequenz (Röt 4) des Buntsandsteins (vgl. Text + DITTRICH 2020: Abb. 40; Subsidenzintensität dort rot, orange und gelb abgestuft).



mu1-Seq.

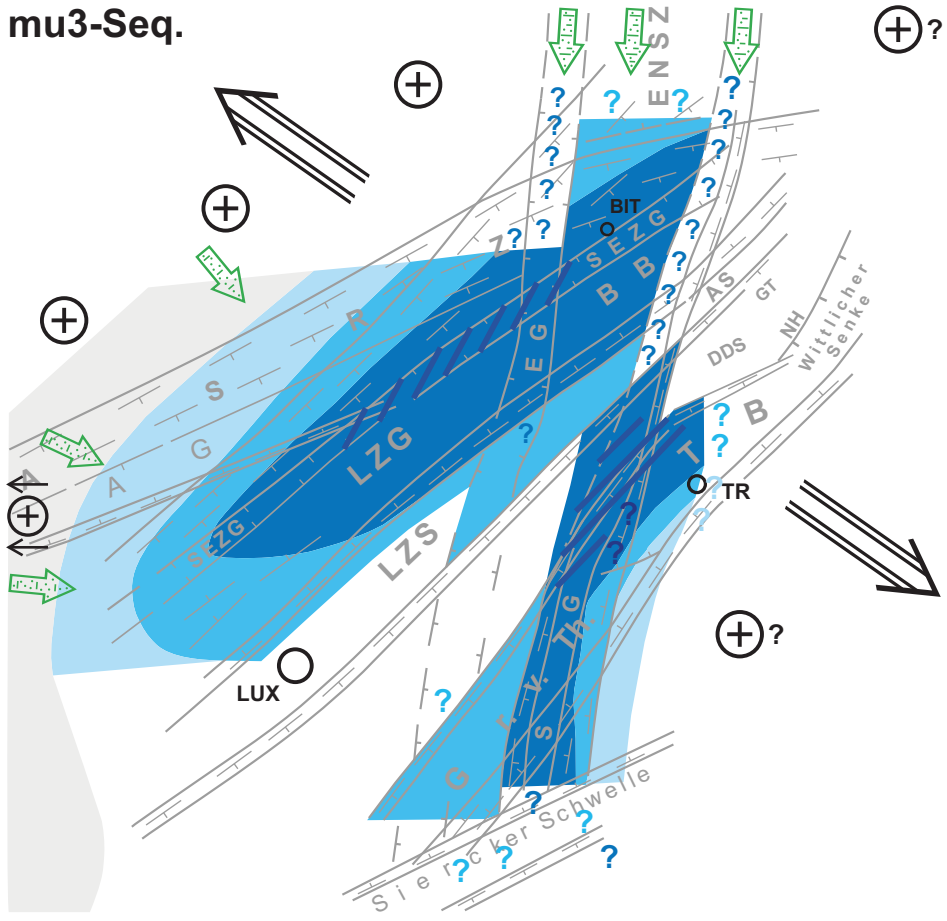


mu2-Seq.

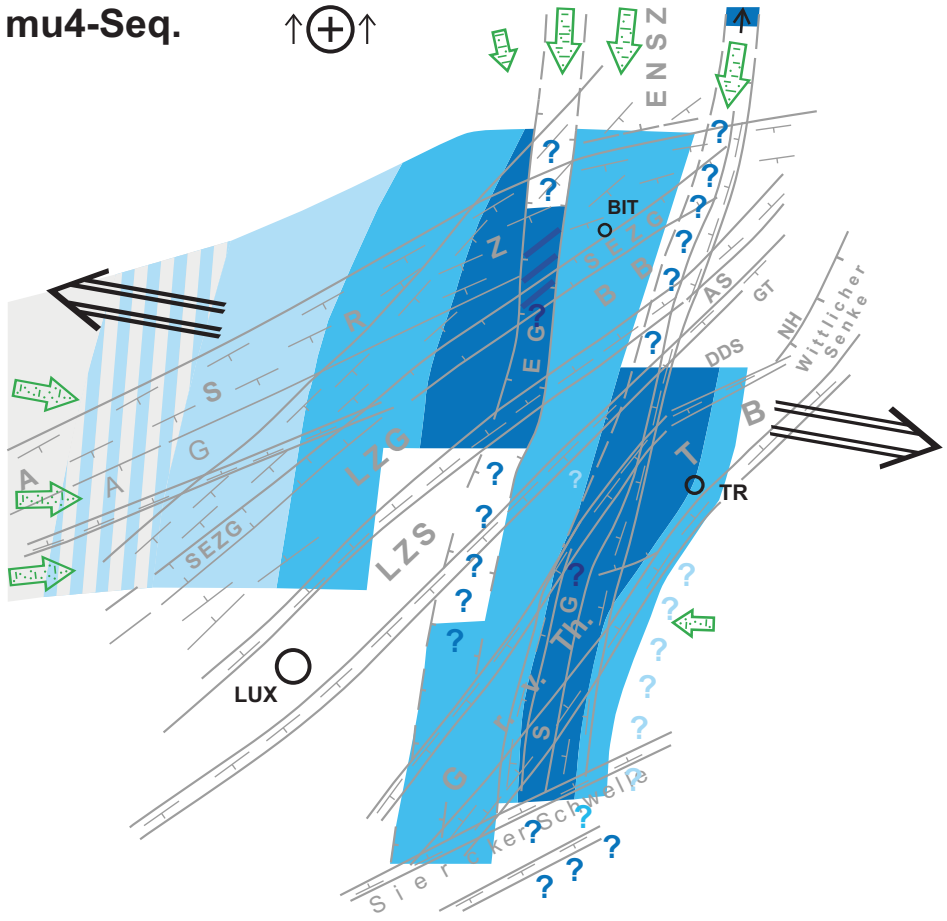




mu3-Seq.



mu4-Seq.



Aus dem äußeren Süden und Südosten sind bisher nur geringe Mächtigkeitwerte bekannt. Ermitteln ließen sich 4,45 m im Bohrprofil der Adelheid-Quelle von 1913 in Bad Mondorf (vgl. Lucius 1948: Tab. Nr. II) und 2,5 m am Stromberg bei Schengen (BERNERS 1985). Bei Trier sind es eventuell nur 2 m, dasselbe trifft wohl für die Kernbohrung Aach zu (LGB-Bohrarchiv-Nr. 6205–423).

Interessant sind die Merkmale einer östlichen(!) Randfazies am Hunsrück-Westrand, wie sie insbesondere von RÖßLE (1997) aus der dort 5 m mächtigen Basisdolomitzone bei Fisch beschrieben worden sind. Nicht nur zweifelsfrei marine Dolomitbänke mit entsprechenden Muscheln, Foraminiferen und sehr kleinen Trochiten ( $\varnothing$  1–2 mm) traten auf. Im mittleren Teil zeigten sich auch stromatolithische Lagen in rötlichem mergeligem Dolomit, Pflanzenreste, mm-kleine Drusen und mehrere Dezimeter mächtige rotgefärbte Tonmergel. Vereinzelt polygonale Trockenrisse, Steinsalzmarken, frühzeitig ausgelängte Ooide und rote Ton- bzw. Schlickgerölle kamen hinzu. Goethit-Rindenkörner zeigten bodenbildende Prozesse im nahen Hinterland an. Offensichtlich war es dort bei Fisch (Abb. 1) zwischenzeitlich zu starker Verflachung und zum Trockenfallen gekommen. Der Ostrand der rheinischen Saargauer Grabenzone bildet sich ab (Abb. 17). Er bestätigt sich auch im 5 m-Wert weiter nördlich, bei Tawern (Fellericher Mühle, vgl. PETERS 1985). Noch weiter nördlich, am Lieschen-Berg südwestlich Reinig, deuten ca. 6 m Basisdolomitzone (abgeschätzt nach SCHRÖDER 1964) ebenfalls auf eine Position am Rande dieser Trogzone, deren Absenkung in der mu1-Sequenz schon durch den Glaukonit und die vielfältigen marinen Fossilfunde im Saargau nachgezeichnet wurde.

Insgesamt dokumentiert sich ein Subsidenzmuster, das weit überwiegend vom rheinischen Richtungssystem bestimmt wurde. Hinzu kam eine schwache (Rest-)Mobilität des diagonalen Südeifeler Zentralgrabens, der im vorhergehenden Oberen Buntsandstein (Voltziensandstein bzw. soho, DITTRICH 2020, et al. 2022) eine sehr wichtige Rolle gespielt hatte (Abb. 17). Variszisch streichende Strukturen (Abb. 14) blieben völlig inaktiv. Das Resultat dieser Schollentektonik war eine Krustenextention in WNW-SSE-Richtung, leicht NW-SE-tendierend (etwa 110°). Es zeigt sich darin die Ausrichtung der schwächsten Hauptnormalspannung  $\sigma_3$  im damaligen krustalen Stressfeld (vgl. DITTRICH 2019: Kap. 7.3.3 mit Abb. 30).

Es ist dies ein völlig anderes Muster als im Zeitabschnitt davor (Abb. 17). Südlich der Ardennen reichte nun die Beckenabsenkung insgesamt weniger weit nach Westen und Südwesten. Auch war die differenzielle Mobilität der variszisch streichenden Ardennen-Südrandzone mit dem Attert-Graben (Abb. 14) zum Erliegen gekommen. Zuvor, im höheren Buntsandstein, war sie seit dem Bewegungsakt der H-Diskordanz (s5/s6-Diskordanz) deutlich aktiv gewesen (DITTRICH 2019). Im Oberen Buntsandstein, nach der S-Diskordanz (s6/s7-Diskordanz) war dann auch der diagonale Südeifeler Zentralgraben hochmobil gewesen, vor allem in seinem tiefen (sot) und höchsten Abschnitt (soho, DITTRICH 2019: Tab. 4 + Abb. 29). Alles dies endete im frühen Unteren Muschelkalk zugunsten rheinischer Elemente. Im Osten der Trier-Luxemburger Bucht, im Eifeler Nord-Süd-Zonen-Bereich, fiel diese Beckenumgestaltung weniger stark ins Gewicht. Dort war die Subsidenzgeschichte im so/mu-Grenzbereich vergleichsweise kontinuierlich und unauffällig. Das regionale Gesamtbild deutet jedoch auf ein markantes tektonisches Ereignis, auf eine tektonische Diskontinuität. Hier, am schollentektonisch hoch differenzierten Beckenwestrand, ist dies gut erkennbar. Eine Veränderung der Beckenkonfiguration zugunsten rheinischer Richtungselemente im frühen Unteren Muschelkalk (Obere Gogolin-Schichten) bildet sich auch im Ostteil des mitteleuropäischen Beckens ab. Die Fazieskarten von KĘDZIERSKI (2000: Abb. 15 + 16) deuten dies an.

Für den hessischen und mitteldeutschen Oberen Oolithbank-Bereich war von Götz (1996: Abb. 9) eine detaillierte Fazieskarte vorgelegt worden. Sie betrifft die obere mu1-Sequenz. Darin zeigen sich deutliche regionale Variationen der Lithofazies, die auf eine räumlich differenzierte Paläogeographie rückschließen lassen. Auf der dortigen, sehr flachen Karbonatrampe existierten ENE-WSW orientierte Faziesgürtel, die ihrerseits ein differenziertes Subsidenzmuster abbilden. Eine autozyklische Verlagerung von Faziesräumen hat nämlich nicht stattgefunden (Götz 1996: 82). Stattdessen bilden sich verschiedene Schollenfelder ab. Ihr Muster lässt darauf schließen, dass hier eine NW-SE ausgerichtete tektonische Krustenextention stattgefunden hat, leicht NNW-SSE-tendierend. Es erweist sich also ein gewisser Unterschied zum Stressfeld, wie es sich im weiter westlich gelegenen Trier-Luxemburgischen Gebiet abzeichnete. Es wäre aber auch möglich, dass im zeitlichen Verlauf der mu1-Sequenz eine langsame Rotation des überregional angreifenden Stressfeldes im Uhrzeigersinn stattfand (siehe letzte Absätze von Kap. 5.3).

### 5.3 mu2-Sequenz (M1b-Sequenz)

Unmittelbar über der Basisdolomitzone setzt ein auffälliger, sehr regressiver Schichtabschnitt ein, eine „Rekurrenz der Buntsandstein-Fazies“. Es sind terrigene Siliziklastika, rote und dunkelrotbraune Sand- und Tonsteine. Auch kantig-abgeflachte tonig-siltige Intraklasten können enthalten sein (DITTRICH et al. 2022: Kap. 5.3.2). Eine solche klastische Rekurrenz, mehrere Dezimeter bis etwa 4,7 m mächtig und stratigraphisch immer im gleichen Niveau, ist in allen mu-Profilen der Südeifel entwickelt bzw. nachzuweisen.

Offenbar kam es temporär, in einer längeren regressiven Phase, zu einem besonders weiten Vorgehen rotklastischer Einschwemmungen vom weitgehend ariden ardennischen Hinterland. Zu dieser Zeit hatten sich die Faziesgürtel der Randzone weit beckenwärts verschoben. Eine gewisse Abtragung (Kappung) liegender Sedimente ist nicht auszuschließen.

Es dokumentiert sich ein Tiefstands-Systemtrakt (LST) oberhalb einer Sequenzgrenze. Dabei handelt es sich um die mu1/mu2-Sequenzgrenze, über der auch schon bei KĘDZIERSKI (2000, 2002) ein sehr markanter LST verzeichnet ist. In tieferen Beckenbereichen kann er dort allerdings nicht verfolgt werden; jedoch ließ er sich auf der weiträumigen oolithischen Schwellenzone in Nord-Brandenburg, Großpolen und Schlesien zyκλοstratigraphisch ableiten (länger anhaltende „Schaumkalk“-Fazies der Gorazdze-Schichten, KĘDZIERSKI 2000: 59 + 65, 2002: 41). Im westlichen Randbereich lassen sich bei guten Aufschlussverhältnissen, so etwa bei Biersdorf und Bickendorf–Ehlenz im NNW (Abb. 1) in diesem LST Kleinzyklen erkennen, jeweils mit transgressivem (retrogradierendem) Charakter. Die zwei genannten, seinerzeit von MADER (1980) beschriebenen zwei Profile liegen innerhalb bzw. am Ostrand der synsedimentär mobilen Echterbacher Grabenzone (Abb. 14). Dies begünstigte einen vergleichsweise marinen Faziestyp dieses Schichtabschnitts. Sogar planspirale Foraminiferen sind darin aufzufinden gewesen (MADER 1980: *Ammodiscus?*, *Cyclogyra?*). Insbesondere im Trogprofil bei Biersdorf (MADER 1980: Abb. 1.2) sind über sandigen, grüngrauen, plattigen Dolomiten der Basisdolomitzone zwei Kleinzyklen erkennbar. Beide beginnen mit ca. 40 cm mächtigen, dunkelroten, eben geschichteten, glimmerreichen, nur wenig karbonathaltigen Feinsandsteinen und enden in grün-grau-gelben sandigen Dolomiten. Im ca. 80 cm mächtigen unteren Zyklus verfeinert der Basissandstein zunächst zu roten und höher dann grünlichen Tonsteinen; erst dann erscheinen plattige Karbonate. Im östlicheren Profil Bickendorf–Ehlenz ist die Abfolge stärker differenziert. Der basale Rothorizont umfasst dunkelrote oder rotbraune karbonatisch-sandige Mischgesteine, die



etwas Schill, mikritische Intraklasten und massenhaft Ooide enthalten (max. 0,23 mm groß, MADER 1980). Es erweist sich die Nähe einer Schwelle. Dort war sowohl Sedimentaufbereitung als auch eine Ooid-Bildung in seichtem marinem Flachwasser begünstigt. Strukturell handelt es sich wohl um den nördlichen Teil der rheinischen Schwellenzone zwischen der Echternacher und der Saargauer Grabenzone (Abb. 14). Demgemäß sind dort auch gewisse Schichtausfälle im Bereich der Sequenzgrenze möglich.

Im westluxemburgischen Bohrprofil Mersch zeigt sich die Rekurrenz in etwa 55 cm roten dolomitischen Mergeln mit feinen Schillrelikten und mit dem Brachiopoden *Lingula*. Es ist dies zwar eine rote, terrestrisch beeinflusste, aber doch auch relativ (?brackisch-)marine Fazies, die wohl mit dem höheren, schon etwas transgressiveren (retrogradierenden) Teil des Rekurrenz-Bereichs zu korrelieren ist. Die Sequenzgrenze darunter könnte mit einer Schichtlücke einhergehen, die den unteren LST und auch den gekappten Top (LHST) der dortigen mu1-Sequenz umfasst.

Über der „Rekurrenz“ – dem LST – beginnt überall wieder eine deutlich marinere Fazies. In den randnahen Bohrprofilen Reisdorf und (vor allem) Mersch ist dies sehr deutlich. Beim Merscher Teufenmeter 226,83 setzen erst 11 cm grauer laminiertes dolomitischer Feinsandstein und dann grünlich-graue, flasergeschichtete und bioturbate Mergel ein. Ihre Basis markiert die „transgressive surface“ (ts) der mu2-Sequenz (Abb. 12). Erstmals setzen hier die nachfolgend im Muschelsandstein nahezu durchgehend vertretenen Magnesitgehalte ein (SCHWARZ 1977: Abb. 6). Dort in Mittelluxemburg existierte nunmehr offenbar eine weitläufige, sehr reliefarme, nur flach überflutete Küstenregion. In Zeitspannen mit kleinzyklisch wieder etwas zurückgewichenen Küstenlinien befand sich dieses Gebiet in der geographischen Situation eines weitläufigen Supratidalbereichs, der nur episodisch – etwa bei Sturmfluten – sehr seicht geflutet wurde. Bei starker Eindunstung war dort dann unter extrem salinaren Bedingungen die Umwandlung von Dolomit in Magnesit möglich, im Gefolge von intensiver knotiger Sulfatausscheidung im noch weichen Sediment (vgl. BUSH 1973, DITTRICH 2021c). Genauere genetische Ausführungen zu einer solchen frühdiagenetischen Überprägung finden sich bei DITTRICH (2017: 78ff., 2021c, et al. 2022: Kap. 5.3.4).

Die kleinzyklische retrogradierende Tendenz des Transgressiven Systemtrakts kulminiert im Mersch-Profil in der „dolomitischen Leitbank“, die etwa 9,5 m höher notiert ist. Bis dahin erscheinen nur Graugrün-Tone, rote Sedimentfarben fehlen oberhalb der Basis-Rekurrenz (Die von SCHWARZ 1975a verzeichnete Rotsignatur der mächtigen Tonmergelbank um 222 m Teufe war wohl ein Versehen, sie widerspricht dem mit-abgedruckten Protokoll der Bohrkern-Aufnahme). Die genannte Leitbank ist eine graue, etwa 20 cm mächtige, mikrosparitische Dolomitbank, mit etwas Magnesit und deutlichen Gips- und Anhydritgehalten. Unmittelbar darunter war das Maximum der je im Unteren Muschelkalk ermittelten Magnesit-Führung nachweisbar gewesen; Magnesit macht hier weit über die Hälfte des Gesamtkarbonats aus. Dieser marin-tidale Schichtabschnitt, insgesamt ca. 50 cm mächtig, markiert die „maximum flooding zone“ (mfz) des unteren Hochstands-Systemtrakts (HST) dieser mu2-Sequenz. Ihr Niveau entspricht der maximalen Transgression, die sich in der zyκλοstratigraphischen Auswertung von KĘDZIERSKI (2000, 2002) sehr deutlich abzeichnet. Dort markiert es die Grenze zwischen den übergeordneten Parasequenz-Sets 5 und 6 (Abb. 12). Nach den Untersuchungen von GÖTZ & GAST (2010: Fig. 4 + 5) sind in diesem vollmarinen Schichtbereich immerhin drei Conodonten-Arten nebeneinander nachweisbar, nicht nur in der Nordschweiz, sondern erstmalig nun auch im Unteren Muschelkalk von Oberschlesien. Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet greift dieses transgressive Niveau sehr weit nach Westen hin über.

Im hiesigen Untersuchungsgebiet ist lateral, zu den etwas tieferen Beckenbereichen im Osten hin, ein Fazieswechsel von mikritischem Dolomit zu sehr dunkelgrauen, stark kompaktierten Tonmergeln zu beobachten. Dies erweist sich im Kernprofil Reisdorf, in den Autobahn-Bohrungen nördlich von Bickendorf (mit Glaukonit, MEYERING 1986; vgl. auch Korrelationstafel bei SCHRÖDER 1987) und wohl auch im Ralinger Profil, in der höheren Unteren Sandmergelzone. Bei Erdorf hingegen und auch im großräumigen Sammelprofil „Rosport“ nach WEINHOLD (1967) zeigt sich noch eine markante „Dolomitkritbank“ (Benennung nach SCHWARZ 1975a).

Interessant sind die stratigraphischen Gegebenheiten innerhalb des geringmächtigen Unteren Muschelkalks im äußeren Nordwesten. Im luxemburgischen Bohrkern-Profil Bettborn (Abb. 1) umfasst der gesamte mu nur noch ca. 9,6 m. Wenige Dezimeter (70 cm) über dem Voltziesandstein ist dort eine bis 30 cm mächtige „Dolomitische Leitbank“ entwickelt (WAGNER 1982: Abb. 9, 1989). Es handelt sich um einen schwach tonigen violettroten Mikrit mit einzelnen Glaukonitkörnern (!), ohne sonstige Komponenten, nur selten erscheinen mm-mächtige Quarzsiltlinsen. Schon WAGNER (1989) nahm an, dass es sich dabei um ein Äquivalent der in östlichen Beckenprofilen korrelierbaren „Dolomikritbank“ von SCHWARZ (1975a) handeln würde. Dem wird hier gefolgt. Wegen der im Westen später einsetzenden Transgression lagert diese Leitbank in Randlagen nahezu unmittelbar über einem komplett und noch recht typisch entwickelten Oberen Buntsandstein. Sie bezeugt einen kurzen vollmarinen Vorstoß auf das Hinterland. Darunter existiert eine Diskordanz (Abb. 12). Ihre Schichtlücke beinhaltet die gesamte mu1-Sequenz und den LST und fast den gesamten TST der mu2-Sequenz. Erst die stark retrogradierende „maximum flooding zone“ (mfz) des frühen Hochstands-Systemtrakts hat die Region von Bettborn erreicht. Dasselbe gilt für das nahegelegene Referenzprofil der Schankengrieche-Schlucht (Abb. 1). Die Profiltafeln bei SCHWARZ (1975a, 1977) sind dem entsprechend zu korrigieren. Nach den langjährigen stratigraphischen Untersuchungen von WAGNER (1982, 1989) in der westluxemburgischen Trias-Randfazies sind sie nicht mehr aktuell.

Im Mersch-Profil wird die Dolomitische Leitbank von etwa 2 m mächtigen grünen und z.T. auch roten flasergeschichteten Mischsedimenten überlagert. Sie bilden eine Regression ab. Deren spezielle sequenzstratigraphische Bewertung wird im nachfolgenden Kap. 5.4 genauer dargelegt. Vereinzelt vorkommende Steinsalzmarken darin dokumentieren den hochsalinaren Charakter dieser regressiven Abfolge.

Die mu2-Sequenz endet mit der Sequenzgrenze an der Basis der Werksteinzone (Kap. 5.4).

Nun zu den strukturellen Rahmenbedingungen der mu2-Sequenz. Ihre Verbreitung und ihr Mächtigmuster sind von den Gegebenheiten der mu1-Sequenz deutlich verschieden. Obwohl die vorliegende Datenbasis vergleichsweise lückenhaft ist, so zeigt sich doch deutlich, dass diagonale Strukturelemente nunmehr eine deutliche Rolle spielten. Das ardennische Hinterland wurde vertikaltektonisch akzentuiert und als Liefergebiet betont. Die Abfolgen der mu2-Sequenz (Untere Sandmergelzone, USMZ) sind deutlich sandreicher als die der liegenden Basisdolomitzone. Als Scharnierzone vom Hoch im Nordwesten zum Becken im Südosten fungierte die Nordwestflanke des Luxemburger Zentralgrabens und dort insbesondere die nordwestliche Randstörung des Südeifeler Zentralgrabens (SEZG, Abb. 14). Der SEZG-Bereich bildete die innere Trogzone. Dies dokumentiert das Bohrprofil Mersch, in dem trotz seiner (süd-)westlichen Randlage eine auffallend hohe Mächtigkeit der mu2-Sequenz entwickelt ist (12,58 m). Entsprechendes hatte sich dort ja auch schon in der Fazies der basalen „Rekurrenz“ und in der Existenz der Dolomitischen Leitbank abgezeichnet. Offenbar war der diagonale

Südeifeler Zentralgraben nun wieder stark subsident, ähnlich wie es schon im höchsten Buntsandstein der Fall gewesen war (Abb. 17: soho).

Nach Nordwesten hin zeigt sich eine rasche Mächtigkeitsabnahme. Die distaler angesiedelte Bohrung Reisdorf, die strukturell wenig außerhalb des schmalen Südeifeler Zentralgrabens liegt (Abb. 1 + 14), durchteufte erstaunlicherweise bloß 3,9 m einer recht tonreichen Unteren Sandmergelzone (Abb. 15). Eine starke Kompaktion der primär wasserreichen Tonschlämme hat hier wohl eine mächtigkeitsmindernde Rolle gespielt. Nach den Wandungsfotos des unverrohrten Bohrlochs (DITTRICH et al. 2022: Anhang 2) ist die dortige Abfolge kleinzyklisch sehr fein gegliedert. In dieser tektonischen Position könnte überdies eine nachträgliche Kappung der mu2-Sequenz-Abfolge im Zuge der prä-Werksteinzonen-Regression stattgefunden haben (Kap. 5.4).

Die Existenz einer „Schollenstufe“ im äußeren Nordwesten – damals wohl eher weitspannig und flexurell ausgestaltet (?) – bestätigt sich dadurch, dass in der westluxemburgischen Randfazies bei Bettborn (Kernbohrung Bettborn + Schankengriecht) die mu-Schichtenfolge ja erst knapp unter dem maximalen Flutungshorizont (mfs) der Dolomitischen Leitbank beginnt. Darüber lagern noch ca. 2,5 m rot-grüne tonig-siltig-feinsandige karbonatfreie Wechselfolgen (WAGNER 1982), die hier dem LHST zugeordnet werden. In der Schankengriecht im Norden enthalten sie unten noch Steinsalzmarken und oben dann schwach geröllführende (progradierende) Sandsteine. Die gesamte mu2-Sequenz umfasst hier bloß 3,7 m bzw. 3,4 m. Materialbedingt ist sie wohl nur mäßig kompaktiert worden.

Im Nordosten des Untersuchungsgebietes, wo sich die diagonale Senkungszone mit dem rheinischen Trogbereich der Eifeler Nord-Süd-Zone überlagert, treten relativ hohe Mächtigkeiten und deutliche marine Faziesmerkmale auf. Die Kernbohrung Sülz erfasste immerhin 20,95 m, trotz einer wohl überdurchschnittlichen Kompaktion ihrer deutlich tondominierten Abfolgen. Das diagonale Bitburger Becken (der Luxemburger Zentralgraben) bildet sich ab. Nach Südosten schloss sich dann der schwächer absinkende Bereich der diagonalen Luxemburger Zentralschwelle an (Abb. 14). Hier entstanden geringmächtige USMZ-Abfolgen, im Bohrprofil Echternacherbrück vielleicht 12 bis 14 m und bei Ralingen nur 10,3 m. Die rheinische Echternacher Grabenzone war hier also weitgehend immobil, wahrscheinlich auch weiter südlich.

Eine starke Subsidenz von Teilen des diagonalen Trierer Beckens (des Grabens von Thionville, Abb. 14) ist ebenfalls wahrscheinlich. Das stark vertonte (und wohl auch stark kompaktierte) Kernprofil Aach könnte nach dem überschlägigen Bohrprotokoll von H. WEILER eine immerhin 22,60 m mächtige USMZ enthalten. Auch der östliche Randbereich der Saargauer Grabenzone wird sich hier schon ausgewirkt haben. Nach Süden hin verringern sich die Werte deutlich. Die Mächtigkeiten von 12,90 m bzw. ca. 14 m (?) bei Fisch und am Lieschen-Berg/Reinig, abgeleitet aus den östlichen Profilen von RÖßLE (1997) und SCHRÖDER (1964), könnten der diagonalen Großstruktur oder aber der Ostflanke der rheinischen Saargauer Grabenzone zugeschrieben werden. Weiter südlich davon, östlich von Kirf (BAUMANN 1964), sind es dann nur noch 7,2 m. Im alten Bohrprofil der Adelheid-Quelle von Bad Mondorf (LUCIUS 1948: Tab. Nr. II), wo eine markante braunrote sandige „Rekurrenz“ entwickelt ist, erscheint jedenfalls keine sehr mächtige USMZ-Abfolge (7 bis 8 m??).

Zurück in den Norden. Aus der Eifeler Nord-Südzone wurden weiterhin Tone und Glimmersande angeliefert. Nachgewiesen sind sie in der Meißelbohrung Echternacherbrück, innerhalb der Echternacher Grabenzone. Weiter nördlich ist darin eine markante sandige Basis-„Rekurrenz“ entwickelt, in der Bohrung Oberweis immerhin 4,7 m mächtig und noch ca. 1,5 m bei Biersdorf



(abgeleitet aus MADER 1980: Abb. 1). Der Sandandrang von Westen und von Norden äußerte sich später dann im TST und frühen HST auch in Tempestiten, wie sie von SCHRÖDER (1987) beschrieben und abgebildet wurden. Die von MEYERING (1986) bei BICKENDORF damals fälschlich ausgewiesene sandige „Werkstein-Zone“ gehört stratigraphisch in die tiefere Untere Sandmergelzone. Auffällig glimmerreiche Sandsteine über der Basisdolomitzone sind auch von Sülz und selbst aus dem östlichen Saargau bekannt (u.a. SCHNEIDER 1982, PETERS 1985).

Die südostwärtige Mächtigkeitszunahme der mu2-Sequenz vom Profil (nördlich) Bickendorf (MEYERING 1986) zum Profil Erdorf (SCHRÖDER 1987) von 13,2 auf 15,9 m belegt die schon genannte Absenkung des Südeifeler Zentralgrabens und des Bitburger Beckens. Im dortigen Tiefwasser konnte sich Glaukonit bilden und (im Südosten bei Erdorf) eine ca. 70 cm starke Dolomitische Leitbank entstehen. Bei Erdorf war die primäre Sequenz-Mächtigkeit wohl noch höher, hier ist eine Kappung des regressiveren LHST-Bereichs an der mu2-/mu3-Sequenzgrenze durch die auflagernden Sandsteine der Werksteinzone wahrscheinlich. Unmittelbar darunter treten nämlich in grauen sandfreien Tonmergeln noch besondere Anhäufungen des vollmarinen Spurenfossils *Rhizocorallium* auf (SCHRÖDER 1987).

Diagonale Strukturen waren offensichtlich weitaus mobiler als rheinische. Sie prägten das Subsidenzgeschehen und die Paläogeographie. Dieses nun erstmals vorliegende Szenario lässt jetzt auch eine Ausdeutung der von RICHTER (1962: Abb. 4) bei Godendorf eingemessenen „Wulstachsen“-Orientierungen zu, mit ihren klaren Maxima in der Südost- und in der Nordost-Richtung. Weil es sich dabei um seismisch initiierte Sackungskörper des unteren und des mittleren Deformationshorizontes handelte (Kap. 4), betrifft dieses Messergebnis die Untere Sandmergelzone. In den „Wulstachsen“ bildeten sich nach SCHWARZ (1970) ehemalige große Rippelkämme als mächtigere, sandige Schwereanomalien ab (Kap. 4). Die entsprechenden Rippelfelder gingen wohl auf Strömungen zurück, die Trogachsen-parallel nach Nordosten bzw. vom Ardennen-Ufer im Nordwesten ins Becken hinein gerichtet waren.

Insgesamt zeigt sich im Subsidenzmuster der mu2-Sequenz eine starke Extension in Nordwest-Südost-Richtung, leicht WNW-ESE-tendierend (etwa 130°; Abb. 17). Ein tektonisches Ereignis hatte offenbar die (Re-)Mobilisierung anderer Sockelstrukturen bewirkt. Im Vergleich zur (gesamten) Zeitspanne der mu1-Sequenz erweist sich also eine Rotation des kontinentalen Stressfeldes im Uhrzeigersinn. Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet kam nun es zu einer erheblichen Absenkung des regionalen Beckenzentrums (Abb. 17). Dieser Sachverhalt entspricht der schon von SZULC (u.a. 1999: 826, 2000: 13) notierten Annahme im Ostteil des mitteleuropäischen mu-Beckens, dass nämlich die (rechtsrheinische) Sequenzgrenze Oolithbänke/Mittlerer Wellenkalk (Abb. 12) durch eine tektonisch bedingte Absenkung hervorgerufen worden war.

#### 5.4 Grenzbereich mu2-/mu3-Sequenz

In der Beckenfazies wird der Schichtabschnitt zwischen den Oolithbänken und den Schaumkalkbänken nicht durch eine Sequenzgrenze unterbrochen (u.a. GAST & GÖTZ 2010). In der zykl stratigraphischen Dissertation KĘDZIERSKI (2000) ist es ebenfalls so dargestellt worden (Abb. 12). Auffällig ist aber, dass darin zwei Zyklengruppen unterschieden wurden, die als mu2 und mu3 benannt sind. Damit ist eine Veränderung im Sedimentationsverlauf hervorgehoben worden, die sich im östlichen, mitteldeutsch-polnischen Beckenbereich abzeichnete.

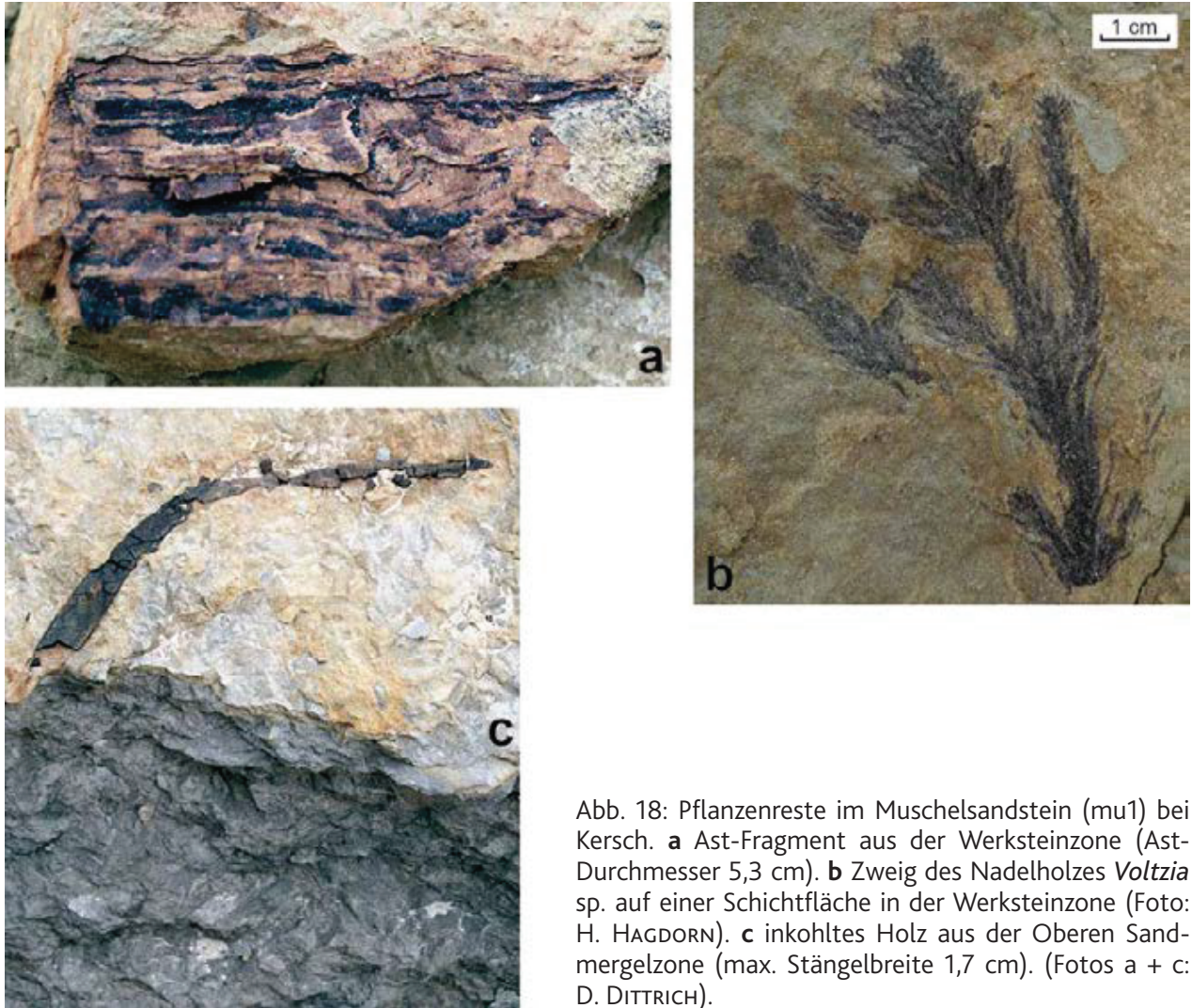


Abb. 18: Pflanzenreste im Muschelsandstein (mu1) bei Kersch. **a** Ast-Fragment aus der Werksteinzone (Ast-Durchmesser 5,3 cm). **b** Zweig des Nadelholzes *Voltzia* sp. auf einer Schichtfläche in der Werksteinzone (Foto: H. HAGDORN). **c** inkohltes Holz aus der Oberen Sandmergelzone (max. Stängelbreite 1,7 cm). (Fotos a + c: D. DITTRICH).

Diese soll nun mit dem paläogeographischen Umschwung im westlichen Beckenrandbereich verglichen werden. Wesentliche Ergebnisse dazu lieferte das Steinbruchprofil Kersch. Neben dem Gesamtprofil (Abb. 4) liegen zwei zusätzliche Detailskizzen des Werksteinzonen-Basisbereichs vor (H. HAGDORN 1994, unveröff.). Deren Auswertung ergab Folgendes. Die Basis der Werksteinzone ist eine Erosionsdiskordanz; der Topbereich der Unteren Sandmergelzone ist weitspannig flachwellig abgetragen worden. In den „Wellentälern“ blieben nachfolgend abgelagerte geringmächtige kavernöse Schill-Füllungen oder aber feinschichtige Ablagerungen von Sandstein und grünem Mergel erhalten. Dort angetroffen wurden Intraklasten, Interferenzrippeln, einzelne Muschelpflaster mariner Gattungen und *Kinneyia*-Rippeln (Abb. 19). Letztere entstehen ja unter Mikrobenmatten in extrem flachem Wasser. Ein stark verflachtes Milieu dokumentiert sich, eine Uferzone mit zeitlich variierender Wasserbedeckung. In dieser Zeit wurden die auffälligen *Planolites*-Grabgänge ins Liegende eingetieft (Kap. 3). Nachfolgend rückten deutlich stärkere Sand-schüttungen vom Festland vor, unter Kappung und Aufarbeitung der zuvor entstandenen feineren Ablagerungen. In den mächtigen Werksteinbänken verweist der sehr geringe Dolomitgehalt (Kap. 3: etwa 3 Gew.% bei Ralingen) gemeinsam mit den eingelagerten Landpflanzen (Abb. 4 + 18) auf die Nähe des Ufers. Gradierte Korngrößen sind nicht erkennbar, wohl aber – bei stärkerer Anwitterung der Werksteinbänke – eine mitteldimensionale (tabulare?) Schrägschichtung mit wenige dm mächtigen einzelnen Schüttungskörpern (Abb. 13). Um tempestitische Bänke oder „Tsunamite“ handelt es sich nicht, auch nicht um Deltakörper. Wahrscheinlicher ist eine sukzessive Einschüttung fluviatiler Sande ins Flachmeer. Die durchweg grüngrauen Gesteinsfarben



und die gute bis sehr gute Sortierung des Kornguts deuten wohl auf eine marine Material-Umlagerung. Überdies sind im Sandstein einzelne sandkorngroße Dolomitklasten enthalten. Von der Unterseite einer an der Universität Trier aufgestellten, nicht näher spezifizierten Werksteinbank notierten WAGNER et al. (2012: 132) das (marine) Spurenfossil *Rhizocorallium*.

Die in Kap. 3 erwähnten Halden-Blöcke mit Dolomit-Intraklasten entstammen wahrscheinlich dem etwa 35 cm mächtigen stratigraphischen Bereich, der in Abb. 4 mit einem Dreieck gekennzeichnet ist (schriftl. Mitt. H. HAGDORN 14.2.2022). Ein der Autorin zur Verfügung gestelltes Foto zeigte, dass es sich um nur wenig weit transportierte, bis 25 cm große, schwach abgerundete, sehr flache und gleichartige (monomikte) Intraklasten handelt. An ihrer unregelmäßigen, meist ockerstichigen Oberfläche sind Ablaugungsresiduen von Sulfat und kubische Hohlräume ehemaliger Steinsalzkristalle vage erkennbar. Dies passt zu den Kavernen im 0–50 cm mächtigen Biointrasparit über dem Top des Werksteins (unveröff. Profilprotokoll H. HAGDORN von 1994 mit späteren Nachträgen), die auf abgelaugte Sulfatknollen zurückgehen. Gemeinsam mit den (litoral-intertidalen) *Kinneyia*-Rippeln, den sonstigen Rippeln und den Schalenpflastern in der engen, z.T. linsengeschichteten Dolomit-/Tonmergel-/Sandstein-Wechselfolge ergibt sich das Bild einer kleinzyklisch sehr wechselhaften, oft sehr seichten paläogeographischen Situation. Selbst zwischenzeitliche Emersion ist anzunehmen. Die in diesem Abschnitt nachgewiesenen Brachiopoden und Muscheln sind alle sehr kleinwüchsig (juvenil, Kap. 3), die isolierte größere Einzelklappe von *Coenothyris* ist zusammen mit Mittelsand verlagert und sedimentiert worden. Auch der Ceratit und die zerfallenden Seelilien sind wohl bloß in den Küstenbereich eingeschwemmt worden.

Nun zur sequenzstratigraphischen Ausdeutung dieser Befunde. Die Werksteinzonen-Basis dokumentiert sehr stark verflachte Bedingungen, einen Tiefstand des Meeresspiegels. Eine basale Schichtlücke ist nicht unwahrscheinlich. Die weitere Sedimentation verlief zyklisch gegliedert.



Abb. 19: *Kinneyia*-Rippeln in der basalen Werksteinzone bei Kersch (Foto: H. HAGDORN, Hammerkopf-Breite: 18,5 cm; isolierte Platte rechts oben stammt aus demselben Foto weiter unten).



Auf die etwas länger andauernde flachmarine, küstennahe Situation der ersten Werksteinbänke, mit starker Materialvorschüttung vom Hinterland, folgen dann wieder Seichtwasser-Merkmale wie *Kinneyia*-Rippeln, tidale Muschelpflaster und Schill-Anreicherungen, Evaporitausscheidungen und gelblich-ockerfarbene Dolomitoberflächen. Direkte Küstennähe deutet sich an.

Ähnliche Befunde existieren im Norden bei Erdorf (Abb. 1). SCHRÖDER (1987: 36 + 48) registrierte dort eine faziell sehr vielfältige dolomitisch-mergelig-sandige Einschaltung innerhalb einer mächtigen Sandsteinabfolge („Zone IIIa“). Neben massenhaft angereicherten Crinoiden-Einkristallen und einer sehr feinen Kieslage (!) enthielt sie spezielle Strömungsrippeln, aus denen sich eine ehemalige Wassertiefe von weniger als ½ m ableiten ließ. Am äußeren Westrand des Beckens kamen zu dieser Zeit 81 cm karbonatfreie rote Siltsteine zur Ablagerung (Bohrkern Mersch: „rote Zwischensequenzen“ über der „unteren Werksteinbank“, SCHWARZ 1975a, 1977).

Im offenen Meeresraum, der nicht zuletzt durch die gallo-ardennische Sandvorschüttung etwas nach Osten zurückgedrängt worden war, herrschten zu dieser Zeit zweifellos vollmarine, stenohaline Bedingungen. Die „maximum flooding“-Situation im erweiterten Terebratelbank-Bereich hatte ja im peri-tethyalen mitteleuropäischen Beckenraum die Einwanderung und weite geographische Verbreitung von Encriniden, Holocriniden, Ceratiten und charakteristischen Brachiopoden ermöglicht (vgl. DSK 2021).

Von KĘDZIERSKI (2000, 2002) ist das maximale Flutungs-Ereignis der mu<sub>2</sub>-Sequenz nach zylostratigraphischen Auswertungen ein gutes Stück unterhalb der Unteren Terebratelbank (UTB) rekonstruiert worden (Abb. 12). Schon dort beginnt der mfz-Bereich. Dasselbe ergaben palynologische Untersuchungen eines Bohrprofils in der Hessischen Senke (GÖTZ & FEIST-BURKHARDT 2000). Dort wurde die mfz-Basis am Top der Spiriferina-Bank fixiert, etwa 6,5 m unterhalb der Terebratelzone. Trotzdem stellt aber die Basis der UTB beckenweit einen scharfen paläogeographischen Schnitt dar. Bei GÖTZ & FEIST-BURKHARDT ist sie als (nachrangige) Sequenzgrenze markiert worden. Die Terebratelbänke in Hessen sind gezielt und umfassend in der sedimentologischen Dissertation von V. LUKAS bearbeitet worden. In einer nachfolgenden Kurzpublikation betonte er (LUKAS 1993: 81 + 83), dass die UTB mit einer außergewöhnlich starken Regression einsetzt, belegt durch inter- bis (!)supratidale Sedimente an ihrer Basis. Häufig erscheine dort auch eine „tempestitische“ Bank. Allgemein habe sich der Umschwung von einer schlammdominierten Rampe zu einem Karbonatsand-dominierten Milieu mit starker Strömung, guter mariner Zirkulation und normaler Salinität in geologischer Hinsicht ungewöhnlich rasch vollzogen. Die schnelle, auffällige Regression könne azyklisch erfolgt sein oder an einen Zyklus höherer Ordnung gebunden sein. Die Obere Terebratelbank (OTB) hingegen sei nicht durch eine außergewöhnliche Regression eingeleitet worden, dabei könnten aber Sturm-bedingte Tempestite eine große Rolle gespielt haben.

Bei den damals genannten Tempestiten hat es sich wohl eher um gehäuft auftretende „Tsunamite“ gehandelt. Schließlich ist aus Mitteldeutschland bekannt, dass sich Seismite insbesondere im Bereich um die OTB häufen (FÖHLISCH 2002: Abb. 16). Zusätzlich ist dort tabelliert worden (Abb. 37), dass die angetroffenen seismisch induzierten Massenbewegungen nur solche sind, die für niedrige Meeresspiegelstände bezeichnend sind. In diesem Kontext ist wohl auch bedeutsam, dass das marine Plankton der OTB in der hessischen Ringgau-Bohrung sehr ungewöhnlich zusammengesetzt ist (GÖTZ & FEIST-BURKHARDT 2000: Fig. 4). Dieses Profil liegt im Einflussgebiet des von FÖHLISCH (2002) rekonstruierten seismischen Epizentrums in Hessen (Abb. 2). Acritarchen fehlen darin völlig; ausnahmsweise treten dort nur große Mengen von Prasinophyten

auf, die gemeinhin als sehr widerständige „disaster species“ gelten. Auch dafür sind wohl azyklische, nämlich tektonisch induzierte Ursachen wahrscheinlich.

In der großräumigen zyκλοstratigraphischen Untersuchung von KĘDZIERSKI (2000, 2002) wurde oberhalb der mu2-mfs (Abb. 12) eine auffällige Parasequenz rekonstruiert. Demnach bildete sich die Untere Terebratelbank in der Spätphase einer Verflachungstendenz. Anschließend, am UTB-Top, dokumentiert sich dann keine graduelle, allmähliche Milieu-Vertiefung, sondern eine rasche und starke Transgression, gefolgt von erneuter gradueller Verflachung. Es ist dies ein semizyklisches Muster, wie es für marine Küstenbereiche bezeichnend ist (SEELING et al. 2017: Fig. 2). Der „Inflection Point Fall-to-Rise“ und der nachfolgende sukzessive Anstieg der Erosionsbasis (des Baselevels) sind hier durch anhaltende Aufarbeitung und Umlagerung unkenntlich geworden.

Insgesamt ergibt sich also die irritierend ambivalente Situation, dass im Zeitraum bald nach der mfs einerseits eine starke und dauerhafte tethyale Flutung, andererseits aber der Wechsel von einer küstenfernen zu einer deutlich küstennäheren Fazies abgebildet wird. Ein solcher Widerspruch ist nur durch eine azyklische tektonische Interaktion aufzulösen. Großräumige Schollenrelativbewegungen können das peri-tethyale mitteleuropäische Becken anders konfiguriert haben. Der initiale tektonische Puls ist wohl im Basisbereich der Terebratelbänke zu suchen. Nach einer ersten überregionalen Anhebung und resultierender starker Beckenverflachung könnten sich allmählich – begleitet von heftigen Erdbeben – anders ausgeformte und positionierte Becken- und Schwellenzonen individualisiert haben (mehr dazu in Kap. 5.5).

In der linksrheinischen Westpfalz ist der Terebratelbank-Bereich noch recht normal mergelig-karbonatisch – wenngleich dolomitisch und Schluff-reich – und deutlich vollmarin ausgebildet (DITTRICH & HORNING 2021). Der Schichtabschnitt der Unteren Terebratelbank enthält den terebratuliden Brachiopoden *Coenothyris vulgaris* massenhaft. Auch finden sich Nautiliden (*Germanonutilus*) und Encriniden. Erst weiter nordwestlich, im seichteren Trier-Luxemburger Teilbecken, wird die Karbonatfazies der Terebratelbänke durch die Sandschüttung unterdrückt. Dort am Beckenrand im Westen ist wohl das gallo-ardennische Hinterland durch eine tektonische Hebungsbewegung stärker akzentuiert worden. Dadurch nahm die terrigene Materialvorschüttung zu und die Küstenlinie verschob sich ein Stück weit beckenwärts. Insofern ist die Basis der Werksteinzone als eine tektonisch initiierte Sequenzgrenze zu werten. Es handelt sich um die Grenze zwischen der mu2- und der hier neu ausgewiesenen mu3-Sequenz. Letztere beginnt etwas früher als die von KĘDZIERSKI (2000, 2002) damals ausgewiesene Zyklengruppe 3 (Abb. 12).

## 5.5 mu3-Sequenz (M1c-Sequenz)

Der tektonisch induzierte Tiefstands-Systemtrakt (Lowstand Systems Tract, LST) der mu3-Sequenz ist im vorhergehenden Kapitel bereits behandelt worden. Er umfasst die Werksteinzone. Generell zeigt sich darin eine Unterteilung in zwei Sandstein-Bereiche, die von einem auffällig fossilführenden, bioturbaten, dolomitischen und auch tonreicherem Zwischenmittel getrennt werden. Zwei Einzelzyklen bilden sich ab, jeweils mit transgressivem (retrogradierendem) Charakter. Dies gilt für Kersch (Abb. 4), Ralingen (Abb. 3), für das „Typusprofil Rosport“ und die Bohrung Mersch (vgl. Tafel bei SCHWARZ 1975a: evtl. auch bei Diekirch), für Erdorf (SCHRÖDER 1987), für die Bohrung Sülme und auch im nördlichen Saargau (SCHRÖDER 1964: Abb. 6: mit *Holocrinus*). Im Zwischenmittel und am Top bildet sich faziell vermehrt die weiträumige tethyale Flutung

in der Terebratelzonen-Zeit ab (Kap. 3). Die jeweiligen Basisbereiche sind vergleichsweise regressiv. Im Bohrprofil Mersch fehlt Magnesit sowohl in der „unteren“ als auch in der „oberen Werksteinbank“ (SCHWARZ 1977: Abb. 6), nicht aber im Zwischenmittel. Im distaleren Bohrprofil Reisdorf, das strukturell nur der Randschulter des Südeifeler Zentralgrabens zuzurechnen ist, ist die Werksteinzone mit nur 1,25 m extrem geringmächtig dokumentiert, mit mehreren kleinen Einzelzyklen (DITTRICH et al. 2022: Kap. 5.3.5). Größere Mächtigkeiten sind wohl in der benachbarten Trogzone des Schmalgrabens selbst akkumuliert worden. Bei Reisdorf ist der Sedimentbericht im Tiefstands-Bereich der  $\mu_2/\mu_3$ -Sequenzgrenze wohl sehr lückenhaft. Dasselbe zeigte sich – besser belegt – im Saargau bei Mannebach (mehr dazu weiter unten).

Das Transgressions-Niveau, die „transgressive surface“ (ts) des beginnenden TST, ist dann bei Kersch außerordentlich deutlich ausgeprägt (Kap. 3). Ein breites marines Faunenspektrum stellte sich ein, u.a. mit Seelilien (*Holocrinus*), Muscheln (*Myophoria*, *Plagiostoma*, „*Placunopsis*“), Langusten, Seegurken, Schlangensterne und marinen Spurenfossilien (*Rhizocorallium*, *Thalassinoides*). Durch Knochen, Zähne und Schuppen sind auch einige marine Wirbeltiere belegt, neben vielen verschiedenen Fischen sind dies die Reptilien *Placodus* und *Nothosaurus*. Dies erinnert an die Befunde von GÖTZ & GAST (2010: Fig. 2) bei Jena. Dort war der Terebratelbank-Abschnitt als ausgewiesene maximale Überflutungszone (mfz, Abb. 12) durch einen Stern markiert worden. Dieser indizierte eine maximale Häufigkeit und Artenvielfalt von Vertebraten im höheren Wellenkalk-Bereich. Manche marine Raubsaurier konnten schließlich auch bis zum weit entlegenen westlichen Beckenrandsaum vordringen. Die tektonisch induzierte Regression der Werksteinzone war überwunden, die beckenweite tethyale Flutung konnte sich hier nun durchsetzen und litho- und biofaziell abbilden.

Im rechtsrheinischen Beckeninneren, wo dauerhaft mehrere Conodonten-Arten und auch Planktonarten-reiche Palynomorphen-Spektren erscheinen, ist dieser Schichtabschnitt als früher Hochstands-Systemtrakt ausgewiesen worden (eHST, Abb. 12). Im stärker tektonisch geprägten Trier-Luxemburgischen Randbereich hingegen kommt ihm sequenzstratigraphisch die Stellung eines Transgressiven Systemtrakts (TST) zu. Nachweislich kam es damals auch zu starken seismischen Ereignissen. Dies bezeugt der tsunamitische Seismit-Horizont (Abb. 8) im Basisbereich der Oberen Sandmergelzone (Abb. 3 + 4, Kap. 4).

Im weiteren Profilverlauf setzt sich der TST zyklisch gegliedert fort. Die Abfolgen sind vertikal und lateral sehr unterschiedlich. Immer noch sind eingeschwemmte Pflanzenreste anzutreffen, so etwa bei Kersch (Abb. 18c) und im Reisdorf-Profil (ca. Teufe 77 m). Sandsteinbänke, mehr oder weniger sandige Tonmergel und etwas tonige Dolomitbänkchen wechseln sich ab (Kap. 2). Letztere sind in der Legende von H. HAGDORN (Abb. 4) als „Mergelstein, dolomitisch“ aufgeführt worden. Das damalige Beckenboden-Milieu war zeitweise sehr Sauerstoff-arm. Dies belegt das manchmal vorgefundene Spurenfossil *Chondrites intricatus*, das für  $H_2S$ -reiche dysaerobe Weichböden charakteristisch ist (Kap. 3 mit Abb. 6e, vgl. auch Abb. 10). Die Grenze zwischen der Oberen Sandmergelzone und der Mergelzone ist eher graduell und regional in verschiedener Profilhöhe ausgebildet. Es handelt sich wohl bloß um eine heterochrone Faziesgrenze.

Der Ton-dominierte stratigraphische Bereich der Mergelzone ist in etwas größeren Wassertiefen abgelagert worden. Oft erscheinen dunkelgraue Gesteinsfarben. Feinschichtige Partien wechseln mit zweifelsfrei tidal geprägten flaser- oder linsengeschichteten Abschnitten. Lagenweise tritt Bioturbation auf. In zentralen Bereichen – so auch bei Kersch, bei Sülme und bei Reisdorf – enthält die Mergelzone einige mikritische Dolomitbänkchen und Abschnitte aus feinstreifigen,



schwach bioturbaten Mergeln mit mm-dünnen Dolomitlagen. Feingebänderte grünbraungraue Mergelpartien mit Dolomitlagen und auch mit Feinsandlagen sind nach WAGNER et al. (2012) für die Mergelzone im Ostteil der Trierer Bucht typisch. Am Bohrkernprofil Onsdorf/Saargau, das noch 3,85 m tief in die Mergelzone hineinreichte (Abb. 20), sind palynologische Untersuchungen vorgenommen worden (Götz et al. 2001). Der angetroffene Anteil des marinen Planktons an der gesamten sedimentären organischen Substanz erwies sich mit über 10 % als auffällig hoch. Hier am sandreichen Westrand des Beckens war dies so nicht erwartet worden, angesichts der Tatsache, dass in der rechtsrheinischen deutschen kalkigen mu-Beckenfazies bloß relative Häufigkeiten von bis zu 20 % erreicht werden (GÖTZ & FEIST-BURKHARDT 2000). GÖTZ et al. (2001) schlossen daraus, dass sich darin die maximale transgressive Überflutung im Trier-Luxemburgischen Unteren Muschelkalk abbildet. Diese damalige Bewertung war aber noch ohne Kenntnis der Transgressivität liegender Profilabschnitte vorgenommen worden (vgl. Kap. 5.3). Sicherlich ist aber in der (tieferen) Mergelzone die „maximum flooding surface“ (mfs) der mu3-Sequenz zu suchen.

Im obersten Teil der sonst eher Grau-dominierten Mergelzone der Trogzonen setzen schließlich lagenweise Rottöne ein – so auch bei Onsdorf und Reisdorf. In ihnen dokumentiert sich die beginnende regressive Gesamtentwicklung des späten Unteren Muschelkalks. Das Becken verflachte sich. Die rötlichen feinklastischen Einschwemmungen belegen, dass die Uferlinie allmählich näher rückte. In den obersten 3,5 m der Bohrung Onsdorf war auch eine deutliche Abnahme des marinen Planktons zu beobachten, die relativen Häufigkeiten erreichen nur noch 4,5 %, ganz oben sind es maximal 2 % (GÖTZ et al. 2001). Stattdessen beinhaltet die sedimentäre organische Substanz nun einen hohen Anteil an kontinentalen Phytoklasten, insbesondere Pollenkörnern. Damalige Sulfatausscheidungen dokumentieren sich durch mm-kleine Löcher und cm-große Kavernen von abgelaugten Gips- und Anhydritknollen. Im sequenzstratigraphischen Gesamtkontext der Trier-Luxemburger Bucht ist dieser Bereich als später Hochstands-Systemtrakt der mu3-Sequenz anzusehen (Abb. 12).

In der westlichen Hälfte des Untersuchungsgebietes, näher am Beckenrand, stellen sich der TST und der HST der mu3-Sequenz anders dar. Im Bohrprofil Mersch zeigt sich die „transgressive surface“ über der Werksteinzone durch grüngraue, flasergeschichtete und bioturbate dolomitische Mergel mit möglichen Schillresten (Teufe 210,69 m, SCHWARZ 1975a). Bereits einige Dezimeter über der Transgressionsfläche (ts) ist dann im Gestein sehr viel Magnesit enthalten und zwar noch bis Teufe 208,20 m. Mengenmäßig kann er bis weit über die Hälfte des Gesamtkarbonats ausmachen (SCHWARZ 1977: Abb. 6). Ein dünnes flasergeschichtetes Dolomitbänkchen in diesem Bereich (bei 208,95 m) markiert die maximale Flutungsfläche (mfs); die umgebende Lithofazies-Assoziation ähnelt stark derjenigen an der Dolomitischen Leitbank, der mfs der mu2-Sequenz im Liegenden. Ab Teufe 208,14 m dokumentiert sich dann schon eine deutliche Verflachung des Milieus. Über einem Aufarbeitungshorizont erscheinen Kinneyia-Rippeln (bei 208,04 m), darüber (ab 207,55 m) beginnt dann eine durchgehende Rotfärbung der Gesteinsabfolge, die bis auf cm-dünne (sandreiche) Ausnahmen über viele Meter hinweg und auch noch bis in den Mittleren Muschelkalk hinein anhält. Einige Dutzend Sandlagen und Sandsteinbänkchen in den roten Tonmergeln dokumentieren die Nähe des Hinterlandes. SCHWARZ (1975a) hatte deshalb den oberen mu des Mersch-Profiles als „Tonige Wechselfolge“ ausgehalten. Der „Late Highstand Systems Tract“ (LHST) der mu3-Sequenz ist hier am Beckenrand recht mächtig, immerhin 9,04 m.

Nun zum Subsidenzmuster der mu3-Sequenz, wie es sich sowohl in der randmarinen Flachwasserbildung der Werksteinzone als auch in den höheren tonreicheren Abschnitten bis zur mu1/

mu<sub>2</sub>-Grenze abzeichnet. Sehr klar dokumentiert sich eine synsedimentäre Mobilität rheinisch und diagonal streichender Strukturen (Abb. 14 + 17). Variszisch streichende Bruchlinien blieben weiterhin inaktiv. Rheinische Elemente bilden sich u.a. in den großen Mengen von Hellglimmern ab, die von Norden her durch die Eifeler Nord-Süd-Zone zugeführt wurden. Sie prägen die recht sandreiche Fazies in Ostluxemburg (SCHÖNENBERG et al. 1966). Im Tiefstands-Systemtrakt (LST), im Abschnitt der Werksteinzone und wohl auch noch darüber hinaus, kontrollierte insbesondere die rheinische Echternacher Grabenzone den Antransport und die Akkumulation von Sandmaterial. Dies erwies sich in der Meißelbohrung Echternacherbrück (LGB-Bohrarchiv-Nr. 6105–87), wo im entsprechenden mu-Niveau ein immerhin 13 m (!) mächtiger hellgrauer glimmerreicher Feinsandstein angetroffen wurde, eingelagert in sonst weitestgehend pelitischen Abfolgen.

Auch in der Saargauer Grabenzone treten vergleichsweise hohe Mächtigkeiten der Werksteinzone auf. Die dortigen 5,5 m bei Kersch/Udelfangen übersteigen die 3,6 m bei Ralingen. Die Qualität abbauwürdiger, mächtiger Werksteine setzt sich von Kersch nach Süden in die Region von Reinig fort. SCHRÖDER (1964) berichtete, dass dort bis etwa 1910 ein Zentrum der Gewinnung und Vermarktung bestanden hätte. Der Werkstein sei z.T. sehr weit als Baumaterial exportiert worden, sogar bis nach England. Am Lieschen-Berg südwestlich von Reinig ist Werksteinzone 4,4 m mächtig (SCHRÖDER (1964: Abb. 6). Bei Deisermillen westlich von Machtum/Obermosel waren die Werksteine offenbar so hochwertig und begehrt, dass sie sogar untertage abgebaut wurden, in mehreren Stollen (vgl. SCHWARZ 1970: 113). Deisermillen (Deisermühle) liegt am äußersten Westrand der Grabenzone, die dortige Werksteinzonen-Mächtigkeit beträgt (mindestens?) 3 m (SCHÖNENBERG et al. 1966: Taf. I). Im Saargau bei Fisch, am rheinischen Ostrandbereich, sind 4,3 m nachgewiesen (RÖßLE 1997).

Eine akzentuierte synsedimentäre Absenkung der Saargauer Grabenzone bildet sich auch oberhalb der Werksteinzone ab. Bei Kersch ist ja die Obere Sandmergelzone recht mächtig und vergleichsweise Pelit- und Dolomit-reich (Abb. 4). Zudem zeigte sie dort ja ein auffällig reichhaltiges marines Fossilspektrum (Kap. 3). Auch nimmt die Mergelzone hier einen weiteren Profildbereich ein als etwa im Ralingen-Profil, auf Kosten der Oberen Sandmergelzone. Die Kornverfeinerung setzte früher ein.

Eine Subsidenz des diagonal streichenden Grabens von Thionville zeigt sich in der Kernbohrung Aach (LGB-Bohrarchiv-Nr. 6205–423). Der dortige Muschelsandstein (mu<sub>1</sub>) ist außergewöhnlich stark vertont und daher später auch intensiv kompaktiert worden. Dennoch ist er hier 54,4 m mächtig (bei Ralingen nur 39,5 m). Davon könnten im recht überschlägigen Aacher Bohrprotokoll von H. WEILER 28,8 m auf die mu<sub>3</sub>-Sequenz entfallen. Eine Werksteinzone ist im Protokoll nicht zu identifizieren. Wahrscheinlich ist der Sand in der Zeitspanne des generell niedrigen LST-Baselevel-Niveaus in einer damals sehr seichten marinen Wassersäule (Kap. 5.4) vorzugsweise in das angrenzende rheinische Senkungsfeld der Saargauer Grabenzone eingeschwemmt worden. Die diagonale Spezialstruktur des Südeifeler Zentralgrabens (SEZG) war damals ebenfalls mobil. Auch sie wirkte im LST-zeitlichen Flachwassermilieu als Sediment-sammelnde Trogzone. In der randlich zum SEZG gelegenen Kernbohrung Reisdorf ist ähnlich wie bei Aach eine Verlagerung (ein „bathymetrisches Absaugen“) des Sandmaterials in den engeren Senkungsbereich dokumentiert. Die Reisdorfer Werksteinzone ist nur 1,25 m mächtig und sehr feinkörnig. Bei DITTRICH et al. (2022) wurde dem ein eigenes Kapitel (5.3.5) gewidmet.

Die große Gesamtmächtigkeit der stark vertonten (und kompaktierten) mu<sub>3</sub>-Sequenz des Bohrprofils Reisdorf (23,7 m) belegt eine weitspannige Absenkung des Luxemburger Zentralgrabens

(Abb. 14 + 17). Im Bereich seiner Trogachse, im SEZG, konnte sich noch weit im Westen eine immerhin 15,7 m mächtige mu<sub>3</sub>-Sequenz erhalten, in der Bohrung Mersch (vgl. auch Kap. 5.6). An ihrer Basis erscheint eine 4,2 m mächtige markante Werksteinzone (SCHWARZ 1975a, 1977).

Völlig anders sieht es in der extremen Randfazies am Nordwest-Rand des Beckens aus. Dort sind die Zahlen deutlich geringer. In der Schankengriecht-Schlucht und in der Bohrung Bettborn können wohl nur 3,4 m bzw. 3,1 m der mu<sub>3</sub>-Sequenz zugeordnet werden. Die maximale Flutung (mfs) dokumentiert sich dort bloß noch in klastischen Ton-Silt-Sand-Sedimenten mit einzelnen kleinen Karbonatkonkretionen und in roten dünnen Mergelplatten mit Steinsalzmarken (vgl. WAGNER 1982: Abb. 9 + 10). Sowohl die Werksteinzone als Tiefstandsbildung (LST) als auch der Transgressive Systemtrakt (TST) sind dort nicht erhaltungsfähig gewesen (Abb. 12).

Am Nordwestrand der deutschen Südeifel sind verlässliche Daten zur Werksteinzone rar. Von TAPP (1999) und in drei nachfolgenden Publikationen (GÖTZ et al. 2001, DITTRICH 2021a, et al. 2022) war zwar notiert worden, dass die Werksteinzone im Raum Mettendorf nicht entwickelt sei. Dies kann hier jedoch nicht mehr bestätigt werden. Die neueren mu-internstratigraphischen Kenntnisse ermöglichten nämlich die Identifikation der Sequenzgrenze mu<sub>1</sub>/mu<sub>2</sub> in den Profil-Abbildungen 3 und 4 bei TAPP. Dadurch ergab sich, dass das Niveau der Werksteinzone dort im Aufschluss noch nicht erreicht sein konnte, bloß 5,9 m der tieferen Unteren Sandmergelzone, in einer relativ dolomitreichen Fazies. SCHRÖDER (1987) hatte eine Werksteinzone bei Brecht erwähnt, aber nicht näher spezifiziert. Diese Ortschaft liegt innerhalb der Echternacher Grabenzone. Zwischen Bickendorf und Erdorf lässt die südostwärtige Mächtigkeitszunahme der Werksteinzone (von 5,0 auf 5,8 m) und auch der gesamten mu<sub>3</sub>-Sequenz (von 14,0 auf 16,6 m) auf die Absenkung des erweiterten Südeifeler Zentralgraben-Bereichs schließen. Dies ergaben die hier neu-eingestuften Profildarstellungen von MEYERING (1986) und SCHRÖDER (1987). In der schwach schräggeschichteten Werksteinzone von Erdorf war denn auch eine östliche Schütungsrichtung einmessbar gewesen (SCHRÖDER 1987: 61) – wahrscheinlich zur nahegelegenen diagonalen Trogzone hin.

Auf eine deutliche Subsidenz des vorgelagerten Luxemburger Zentralgrabens (Bitburger Becken, Abb. 14) deutet die 20,8 m mächtige tonreiche mu<sub>3</sub>-Sequenz im Bohrprofil Sülz. Hier herrschte wohl im TST und HST ein recht tiefes, subtidales Milieu mit nur geringer Sedimentationsrate. Das markante transgressive Zwischenmittel in der dort 4,7 m mächtigen Werksteinzone bestätigt eine solche Troglage. Strukturell resultierte sie aus der Überlagerung der diagonalen Senkungszone mit dem rheinischen Eifeler Nord-Süd-Zonen-Bereich.

Im Südwestteil des Untersuchungsgebietes liegen keine aufgeschlüsselten Daten vor. Im Bohrprofil der Adelheid-Quelle in Bad Mondorf von 1913 (LUCIUS 1948: Tab. Nr. II) ist keine Identifikation einer Werksteinzone möglich. Dort kann bloß die Summe von mu<sub>2</sub>- + mu<sub>3</sub>-Sequenz auf 19,6 m beziffert werden. Strukturelle Aussagen sind dementsprechend vage.

Im Südosten, im Saargau bei Mannebach, dokumentiert sich die Nähe des Hunsrück-Hinterlandes. Die mu<sub>3</sub>-Sequenz ist dort nur 9,76 m mächtig. Abzuleiten ist dies aus der relativ detailreichen Profilaufnahme von GITTINGER (1964: Abb. 11). In einem langen Weganschnitt waren 19,56 m Profilhöhe erschlossen. Fein- und Mittelsande sowie Tone prägten die dortige mu<sub>3</sub>-Sequenz. Ungewöhnlich ist die Häufigkeit roter Sedimentfarben, vor allem im mittleren und oberen Teil. Die Werksteinzone umfasst nur 1,62 m. Die untere Werksteinbank fällt dort in einer Schichtlücke an der Sequenzgrenze aus. Basal erscheint ein 47 cm mächtiger, grauer spätiger sandiger



Dolomit mit Trochiten (!) und Muschelschalen. Offenbar transgredierte hier erst das vollmarine Zwischenmittel der Werksteinzone über den strukturell kontrollierten Südostrand des Trier-Luxemburgischen Teilbeckens. Die rheinisch streichende Ostschulter der Saargauer Grabenzone war mobil. Dies zeigt der Vergleich mit dem wenig weiter (süd-)westlich gelegenen Profil Fisch von RÖBLE (1997). Dort nimmt die mu3-Sequenz schon 16,10 m ein.

Das auf diese Weise rekonstruierte Subsidenzmuster der mu3-Sequenz zeigt eine NW-SE bis WNW-ESE (etwa 125°) ausgerichtete Extension der Erdkruste an (Abb. 17). Im Vergleich zur mu2-Sequenz sind rheinisch streichende Strukturelemente nun wieder etwas stärker mobilisiert worden. Auch ist es anfangs zu einer Anhebung der Hinterländer gekommen. Ursächlich war wohl ein tektonisches Ereignis (Kap. 5.4). Dies spiegelt sich ja auch in der Häufung von Seismiten im stratigraphischen Umfeld der Werksteinzone und der rechtsrheinischen Terebratelbänke (Kap. 4). Es ist sogar möglich, dass im Raum Rosport örtlich noch ein weiterer (vierter!) Deformationshorizont existiert, unmittelbar unterhalb der dort nur 3,6 m mächtigen Werksteinzone. Ein solcher ist nämlich von SCHWARZ (1975a, 1977) nach den Ergebnissen von WEINHOLD (1967) aus dessen Kartiergebiet südlich von Rosport abgebildet worden. Demnach wäre die Werksteinzone ursprünglich sowohl unten als auch oben unmittelbar von tektonisch induzierten Seismithorizonten umrahmt gewesen. Bei Kersch könnte dieses vierte Niveau an der Sequenzgrenze mu2/mu3 komplett erodiert worden sein, unter der dort fast 2 m mächtigeren Sandsteinabfolge (Kap. 5.4).

Interessant ist nun der Vergleich mit dem krustalen Stressfeld, wie es sich im rechtsrheinischen Beckeninneren abbildet. Schauen wir nach Hessen. Von LUKAS (1993: 82) war eine Beeinflussung der dortigen Bathymetrie und des Faziesmusters der Unteren Terebratelbank durch paläozoisch angelegte, also strukturell vorgezeichnete und remobilisierte Schwellen und Senken seinerzeit noch in Abrede gestellt worden. Nach neueren Befunden ist sie aber doch recht wahrscheinlich. In den hessischen Isopachenkarten von aufgeschlüsselten Buntsandstein-Einheiten (DERSCH-HANSMANN 2014: Abb. 8.2-1, -2 u. -11) erweist sich deutlich eine strukturell bedingte Differenzierung der Mächtigkeiten. Im Ganzen gesehen war die Hessische Senke der Untertrias keineswegs nur eine einfache rheinische Trogzone. Querverlaufende, SW-NE- und WSW-ENE-streichende Teilsenken und Schwellen spielten dort eine große Rolle, vor allem im Unteren und im Oberen Buntsandstein (Röt). Die jeweiligen Subsidenzmuster variierten in Abhängigkeit von den damals einwirkenden Spannungsfeldern (DITTRICH 2019: Kap. 7.3.4). In Analogie dazu kann wohl aus der UTB-Fazieskarte von Lukas (1993: Abb. 4) für die Terebratelzonen-Zeit eine krustale Extensionsrichtung abgeleitet werden, die Nordwest-Südost ausgerichtet war. Die einzelnen Fazieszonen der dortigen UTB waren nämlich an vorgegebene Teilschollen im Rampenbereich geknüpft und nicht etwa frei migrierende marine Fazieskörper. Die ebenfalls ermittelte bathymetrische Vertiefung nach Südosten bildet den Übergang zur Fränkisch-Thüringischen-Westbrandenburgischen Senke der tieferen Trias ab, welche sich (schwächer) schon im Röt abgezeichnet hatte.

Die Fazieskarten der polnischen Terebratula Beds von SZULC (1999: Fig. 3B, 2000: Fig. 12B) sind hier leider nicht verwertbar. Diese sehr weit gefasste stratigraphische Einheit beinhaltet nämlich nicht nur den Bereich der (deutschen) Terebratelbänke, sondern auch noch den gesamten Mittleren Wellenkalk (Wellenkalk 2) im Liegenden (vgl. Abb. 12: Fußnote °). Die Aussage dieser summativen paläogeographischen Karten (mu2- und mu3-Sequenz) ist zu ambivalent.

Das oben genannte extensive Spannungsfeld in Hessen entspricht in etwa demjenigen, welches sich aus der Subsidenz rheinischer und diagonalen Strukturelemente am Westrand ableiten lässt

(Abb. 17). Auch die beiden Fazieskarten von KĘDZIERSKI (2000: Abb. 19 + 20), für die Terebratellbänke und den Oberen Wellenkalk in Mitteldeutschland und Polen, fügen sich in etwa in das bestehende Bild. Für sich allein genommen wären sie aber nicht hinreichend klar, um ein eindeutiges Subsidenzmuster bzw. Spannungsfeld abzuleiten. Regionale Stressfeld-Abweichungen im weit entfernten böhmischen Gebiet sind möglich.

## 5.6 mu4-Sequenz (M1d-Sequenz) und der mu/mm-Grenzbereich

Der höhere Untere Muschelkalk war in den sequenzstratigraphischen Bearbeitungen von AIGNER & BACHMANN (1992) und SZULC (1999, 2000) zunächst als kontinuierlicher Hochstands-Systemtrakt (HST) gewertet worden (Abb. 12). Von KĘDZIERSKI (2000, 2002) ist dies dann anders angegangen worden. Von ihm ist die erste Schaumkalkbank bzw. der Basisbereich der polnischen Karchowice-Schichten als kurzer, eigenständiger Transgressiver Systemtrakt (TST) beschrieben worden. Eine darunter neu ausgewiesene Sequenzgrenze trennte dabei seine Zyklengruppe 3 von der Zyklengruppe 4 (Abb. 12). Dafür war nicht nur der Charakter der umgebenden Zyklen maßgeblich gewesen, sondern auch der dolomitische Top des Oberen Wellenkalks im sachsen-anhaltinischen mu-Profil Gernrode. Innerhalb der kalkigen Beckenfazies ist dies ein auffällig regressiver Dolomithorizont, der sich nach Westen hin noch weit fortsetzt. In Oberschlesien korreliert er übrigens mit einem zeitweise äußerst niedrigen „ED/BS ratio“ (GÖTZ et al. 2005: Fig. 5), einem Parameter, der die Beschaffenheit der eingelagerten Phytoklasten beschreibt. Derart niedrige Werte treten im Unteren Muschelkalk bloß im maximal regressiven Bereich an Sequenzgrenzen auf. Die von KĘDZIERSKI neu abgegrenzte mu4-Sequenz reicht nach oben hin noch bis über die mu/mm-Grenze hinaus. Sie endet erst am Top der Diplopora Beds (vgl. dazu SZULC 1999, 2000). Im inneren Germanischen Becken endet sie an der Basis der mm-Evaporite (vgl. AIGNER & BACHMANN 1992).

Was war nun der Auslöser der mu3/mu4-Sequenzgrenze? Im mitteldeutschen Typusprofil Jena-Stuednitz erweist sich der Wechsel als äußerst abrupt. GÖTZ & GAST (2010: Fig. 2) grenzten dort an der Basis der Schaumkalkbänke den frühen (early) vom späten (late) Hochstands-Systemtrakt ab (eHST/lHST). Faziell erweist sich aber ein gänzlich „ungraduelles“ Geschehen. Abrupt und endgültig verschwinden alle drei zuvor dauerhaft nachgewiesenen Conodonten-Arten, statt mikritisch-tonigem Wellenkalk erscheinen nun markante, m-mächtige, Evaporit-haltige, schillreiche Karbonatbänke (Schaumkalke). Lithofaziell ähnlich ist es in Oberschlesien an der dort ausgewiesenen eHST/lHST-Grenze am Beginn der Karchowice-Schichten (bzw. K. Beds, GÖTZ & GAST 2010: Fig. 4). Jedoch enden dort im lHST keine Conodonten-Nachweise, stattdessen kommt dort sogar noch eine weitere (vollmarine) Art hinzu, was für einen hoch-regressiven späten Hochstands-Systemtrakt ziemlich überraschend ist. In diesem Profil (Strzelce Opolski) wird also durch den Conodonten-Bestand bereits angedeutet, dass hier kein regressives, sondern eher ein transgressives Geschehen stattfand, just wie es schon von KĘDZIERSKI dargestellt worden war. Interessant sind auch die Ergebnisse von GÖTZ & GAST in der Nordschweiz (Fig. 5), wo an der dort ausgewiesenen eHST/lHST-Grenze, die lokal als Erosionsfläche entwickelt ist, zunächst drei kleine Zyklen mit dm-mächtigen sandig-bioklastischen Dolomitbänken einsetzen. Conodonten kommen nun nicht mehr vor. Darüber erscheint dann in allen drei bearbeiteten Kernbohrungen (FEIST-BURKHARDT et al. 2007), noch deutlich unterhalb der mu/mm-Grenze, eine etwa 2 m mächtige massive Sulfateinschaltung, nahezu ohne siliziklastische Beimengungen. Die drei Profile liegen gut 40 km weit auseinander, sie zeigen also eine recht großräumige paläogeographische Entwicklung. Offenbar war hier es zur Entstehung einer sehr großen,

abgeschnürten, isolierten Lagune gekommen. Eine neu initiierte, differentielle vertikale Scholentektonik und die Individualisierung von Teil-Becken und -Schwellen wären eine plausible Erklärung dafür. Regional war mehr Akkomodationsraum entstanden, durch neue Barrieren war die Wasserzirkulation weitgehend unterbrochen und der Ton-/Silt-/Sand-Detritus ist zeitweise ferngehalten worden.

Ein vertikaltektonischer Puls bietet sich auch als Ursache aller zuvor benannten Phänomene an, die teils auf Regression und teils auf Transgression hindeuten, und die mit einem allgemeinen eustatischen Trend nicht gut erklärbar sind.

Im germanischen Typusprofil Jena-Steudnitz fällt die erwähnte eHST/LHST-Grenze mit der chronostratigraphischen Grenze Pelsonium/Illyrium zusammen (GÖTZ & GAST 2010: Fig. 2, DSK 2021). Im tethyalen Raum, in den italienischen Alpen, ist dieses Niveau nicht nur von SEELING et al. (2017: Fig. 3), sondern ausweislich auch von mehreren Vorbearbeitern als hochrangige Sequenzgrenze beschrieben worden. Es fällt mit einem maximalen Tiefstand der Erosionsbasis (des Baselevels) zusammen. Im dortigen Tethysraum kann dies sowohl durch Eustasie als auch durch Tektonik – Plattentektonik und ein verändertes kontinentales Stressfeld – bewirkt worden sein. Sicher aber passt ein derartig prominentes regressives Großereignis nicht zu einem kontinuierlich fortschreitenden mittleren HST, wie er im peri-tethyalen Raum früher gemeinhin angenommen worden war. Der veränderte sequenzstratigraphische Zugang von KĘDZIERSKI hingegen bestätigt sich damit.

Nachfolgend, im neuen TST der mu4-Sequenz (Abb. 12), nahm die überregionale Flutungstendenz wieder zu. Die spätere „maximum flooding surface“, also der Beginn des neuen Hochstands-Systemtrakts, ist von KĘDZIERSKI (2000, 2002) an der Basis der zweiten Schaumkalkbank verzeichnet worden.

Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet beginnt die mu4-Sequenz mit den Dolomitbankschichten (mu2, Abb. 20). Nach der generellen Milieu-Verflachung in der obersten Mergelzone (Kap. 5.5) setzte eine neue Transgression ein. Auch hier am westlichen Beckenrand ist der tiefere Bereich der Schaumkalke bzw. -dolomite als TST zu bewerten. Ein Tiefstands-Systemtrakt (LST) über der Sequenzgrenze ist i.a. nicht auszumachen (mehr dazu später). Ein weiteres Mal kommen nun hier in der Randregion Trochiten vor. Die damit dokumentierten Crinoiden sind wohl erneut eingewandert. Vom Beckenbereich südlich der Rheinischen Insel (Abb. 2) greift die trochitenführende (kalkig-)dolomitische Untere Schaumkalkbank weit nach Westen und auch nach Nordwesten über den saarländischen und den Trier-Luxemburgischen Muschelsandstein vor; so zeigten es schon die Profilschnitte A und B bei SCHWARZ (1970: Tafel 11). In der westlichen Südeifel sind nunmehr auffällig viele und recht markante Dolomitbänke eingeschaltet (mehr dazu später). Dort überlagern sie siliziklastische, deutlich weniger dolomitführende Wechselfolgen. Überdies spielen dort selbst in der Randfazies rote Sedimentfarben zunächst einmal keine nennenswerte Rolle mehr (TAPP 1999, JANTOS et al. 2000, POHL 2003).

Ähnliches zeigt sich innerhalb der Eifeler Nord-Süd-Zone, im Oberbettinger Triasgebiet (FUCHS & MADER 1980). Dort hatten sich auch die Wege der Materialzufuhr vom Hinterland verändert. Die siliziklastischen Bestandteile der (siltig-)sandigen mu2-Dolomite umfassen neben dem dominierenden Quarz auch Kalifeldspäte, Glimmer und Gesteinsbruchstücke. Letztere unterscheiden sich von denen, die im unterlagernden, sonst kompositionell ähnlichen Muschelsandstein vorkommen. Statt Kieselschiefern, Gangquarzen und Hellglimmer-reichen Metamorphiten aus



den nördlichen Ardennen und der Venn-Region sind nun Gangquarze und Quarzite vorzufinden (FUCHS & MADER 1980: 658f.). Offenbar wurden andere, weniger weit nördlich gelegene ardenische Liefergebiete angeschnitten. Dieser paläogeographische Umschwung ist wohl tektonisch initiiert worden, durch ein andersartiges Hebungs- bzw. Subsidenzmuster im Bereich des Schiefergebirges. Abtragungsbedingt kann es dort aber nicht mehr rekonstruiert werden.

Im Untersuchungsgebiet wurde die regressive Gesamtentwicklung des späten Unteren Muschelkalks durch die Transgression am Beginn des mu2 eine Zeit lang konterkariert. Nicht nur Trochiten, Schillanreicherungen und typisch marine Spurenfossilien wie *Rhizocorallium* (vgl. GÖTZ et al. 2001: Abb. 2a bzw. 2b) dokumentieren das flachmarine Milieu. In den tieferen mu2-Partien des mittleren Saargaus wurden die Muscheln *Myophoria incurvata* (!) und *Leptochondria* („*Pecten*“) *albertii* aufgefunden (HEITEL 1964, RÖßLE 1997), die auch in der Schaumkalkzone Süddeutschlands vorkommen. Vor allem aber erscheinen immer noch deutliche Gehalte an marinem Plankton, und zwar in derselben Größenordnung wie im rechtsrheinischen Becken bei Jena und in der Nordschweiz (1–3 %, GÖTZ & FEIST-BURKHARDT 2012: Fig. 4).

Im tiefen Bereich der zweiten dolomitischen Schaumkalkbank sind in Ostluxemburg Glaukonitpartikel aufgefunden worden (nordwestlich von Born, WEINHOLD 1967). Die oberste mu2-Gesteinsprobe im Reisdorf-Profil, knapp 60 cm unter der mu/mm-Grenze, führte im (relativ geringen) Palynomorphen-Bestand noch erstaunliche 12 % marines Plankton, vor allem Acritarchen (Abb. 15 + 16). In der obersten mu2-Probe der Bohrung Onsdorf belegten zusätzlich noch benthische Foraminiferentapeten normalmarine Bedingungen (Abb. 20: bei 4,80 m, GÖTZ et al. 2001).

Der (frühe) Hochstands-Systemtrakt der mu4-Sequenz bildet sich ab. Ein Blick in den saarpfälzischen Schaumkalk-Bereich (DITTRICH & HORNING 2021) zeigt, dass dort im Niveau der zweiten Schaumkalkbank nicht nur Crinoiden auftreten, sondern u.a. auch marine Vertebraten und angereicherte rundliche Glaukonitpartikel in Grobsandfraktion. Deutlicher kann eine Transgression (mfz) im Unteren Muschelkalk nicht nachgezeichnet sein. Untersuchungen zu Conodonten sind dort bislang noch nicht vorgenommen worden.

Dieses Kontern des beckenweit regressiv verlaufenden Meeresspiegel-Signals im ausgehenden Unteren Muschelkalks und das genannte Übergreifen der Dolomitfazies nach Westen (im saarpfälzischen Gebiet) bzw. nach Nordwesten (im Untersuchungsgebiet) kann wohl einer tektonisch gesteuerten Umgestaltung des Beckenrandbereichs zugeschrieben werden (mehr dazu später). Dennoch zeigen sich aber im höheren mu2 selbst in den Trogzonen der Trier-Luxemburger Bucht auch deutliche Hinweise auf eine regressive Veränderung der Landschaft. Die Sandvorschüttung nahm zu, die Bioturbation wurde schwächer. Rotgefärbte Schichten nehmen allmählich zu. Nur noch wenige dünne Dolomitbänkchen treten auf. In kleinzyklisch intermittierenden Tiefstandszeiten kam es zur Platznahme von Sulfatknollen und -knoten im zuvor abgelagerten Sediment. Selbst die Dolomitbänke sind (heute) stellenweise kavernös.

Die singuläre Sterilität der Reisdorfer mu2-Kernprobe bei Teufe 55,65 m (Abb. 16) resultierte ebenfalls aus der allgemeinen regressiven Tendenz. Bei oszillierendem Meeresspiegelstand kam es zu wechselnden Einschwemmungen terrestrischer Sedimente durch Süßwässer. Zudem treten im Kernprofil in diesem Bereich zahlreiche Niveaus mit abgeflachten Ablaugungsresiduen ehemaliger Sulfatknollen auf. Sogar eine gelegentliche subaerische Exposition des Beckenrandbereichs ist nicht unwahrscheinlich. Die chemisch-physikalischen Bedingungen wa-

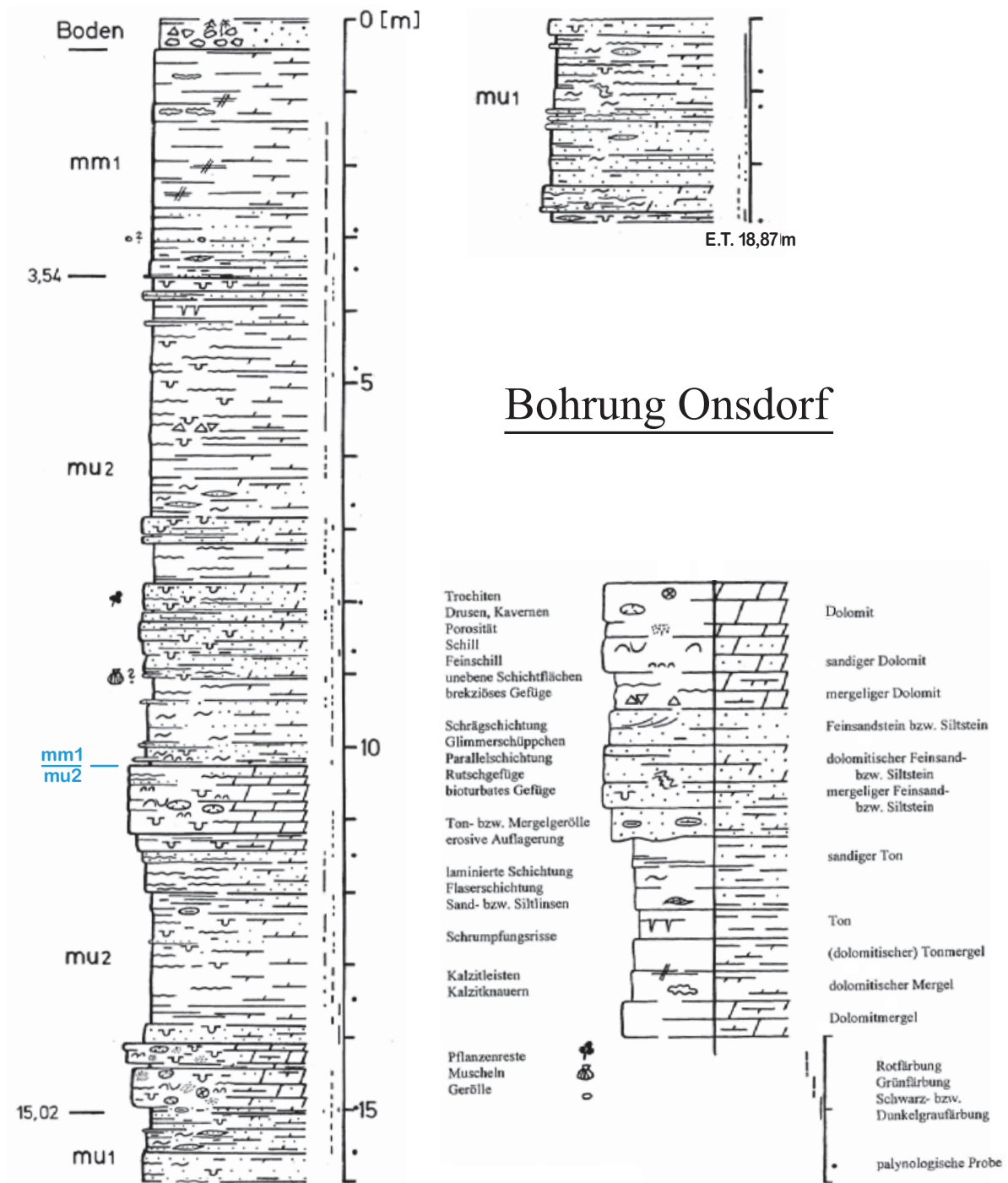


Abb. 20: Schichtenfolge der Forschungskernbohrung Onsdorf/Saargau, mit Legende (nach Götz et al. 2001; mu1/mu2/mm1-Grenzlegung im deutschen Saargau; blau: das mu2/mm1-Grenzniveau in Ost-Luxemburg).

ren sicherlich sehr wechselhaft, sodass es leicht zum Zersatz von empfindlichem organischem Material kommen konnte.

Im Osten, im Onsdorf-Profil, sind die Befunde zu den terrigenen Pflanzenresten sehr deutlich. In ihnen bildet sich die beckenweite Regression im mu/mm-Grenzbereich ab (Götz et al. 2001). Der Anteil an Holz- und Pflanzenresten im Phytoklasten-Bestand ist im höheren mu2 generell hoch, in allen Proben sind relative Häufigkeiten von über 20 % anzutreffen. Opake Phytoklasten sind mit über 65 % vertreten, ihr Maximum wird dann im basalen mm1 mit 88 % erreicht. Dies

ist auf die starke in-situ-Oxidation in einem stark verflachten, gut durchlüfteten Ablagerungsraum zurückzuführen. Auch die große Anzahl stängeliger Holz- und Pflanzenreste (bis 15 %) dokumentiert einen landnahen Beckenbereich.

Im nachfolgenden Mittleren Muschelkalk entwickelte sich dann ein sehr lebensfeindlicher flachmarin-lagunärer, hypersaliner Ablagerungsraum. Die nun abgelagerten feinklastischen Serien der Gipsmergel (mm1) sind nahezu durchgehend sehr fein laminiert und frei von Bioturbation. In den Schichtprofilen der Trier-Luxemburger Bucht wird die Grenze Unterer/Mittlerer Muschelkalk generell dort gezogen, wo Bioturbation völlig aussetzt. Stattdessen erscheinen nun Steinsalzmarken, Gipsschnüre, Sulfatknollen oder aber karbonatisch-spätige Auslaugungsresiduen. Das so gefasste Niveau liegt über der rechtsrheinischen mu/mm-Grenze. Es entspricht wohl der Basis der m5-Folge im Beckeninneren (Heilbronn-Formation) und damit der Obergrenze der mu4-Sequenz. Linksrheinisch ist eine kleine regionale Schichtlücke im oberen Teil der Folge m4 nicht auszuschließen (vgl. DITTRICH & HORNING 2021: Tab. 1).

Wie lässt sich nun das spezielle Absenkungsmuster der mu4-Sequenz beschreiben? Wichtig dafür ist u.a. die mittelluxemburgische Kernbohrung Mersch. Innerhalb der weit über 10 m mächtigen „Tonigen Wechselfolge“, die dort in der Randfazies den höheren Unteren Muschelkalk aufbaut (SCHWARZ 1975a), sind keinerlei Dolomitbänke ausgebildet. In den Ton-dominierten, roten und sulfatführenden Abfolgen (SCHWARZ 1977: Abb. 6) erscheinen nur cm-mächtige Feinsandsteinbänkchen. Eine Abgrenzung von Äquivalenten der Dolomitbankschichten (mu2) ist dementsprechend schwierig. Die einzige Auffälligkeit im Profil ist eine immerhin 38 cm mächtige feinlaminierte rötlich-graue Feinsandsteinbank oberhalb von Teufe 199,15 m im Bohrprotokoll. Diese wird hier als mu2-Basisbildung gewertet. In ihr dokumentiert sich wohl ein bathymetrisch etwas tieferes und etwas länger stabiles Ablagerungsmilieu. Zudem bestand offenbar ein ausreichendes (subsidenzbedingtes) Erhaltungspotential. Bei einer solchen Grenzziehung kommt die mu4-Sequenz auf 4,55 m Mächtigkeit (und die liegende mu3-Sequenz auf 15,70 m). Magnesit ist im mu2 nicht enthalten. Eine sehr häufig anzutreffende Bioturbation, gelegentliche Schillreste und eventuelle Trochiten bei 196,15 m (1,55 m unter der mu/mm-Grenze) dokumentieren aber bis zuletzt ein lebensfreundliches marines Milieu, das sich zumindest zeitweise, in kleinzyklischem Wechsel einstellen konnte.

Die Nähe eines westardennischen Liefergebietes zeigt sich in den mächtigkeitsreduzierten Außenrandprofilen Bettborn und Schankengriecht (Abb. 1). Die mu3-Sequenz umfasst dort jeweils 2,6 m. Über einer Schichtlücke an der mu2/mu3-Sequenzgrenze (Abb. 12) konnte sich dort im TST – bei wieder angestiegenem Baselevel – proximaler (Grob-)Sandstein erhalten (vgl. WAGNER 1982: Abb. 9 + 10). Bei der maximalen Flutung des beginnenden HST, als im Becken die 2. Schaumkalkbank entstand, bildete sich hier ein geringmächtiger Abschnitt von dolomitischen Sandsteinen und roten Mergeln mit Steinsalzmarken (im Norden) bzw. ein sandiger rot-graubunter Dolomit (im Kernprofil Bettborn: ca. 50 cm).

Im Gebiet der nördlichen Südeifel ist es stattdessen vermehrt zu tonigen Einschwemmungen gekommen, die durch die absinkende Eifeler Nord-Süd-Zone kanalisiert wurden (Abb. 14 + 17). Die dort in den zwei sedimentologischen Bochumer Diplomkartierungen MEYERING (1986) und insbesondere SCHRÖDER (1987; Betreuer: H.-U. SCHWARZ) abgegrenzte „Zone IV“, die den „Orbicularis-Schichten i.w.S.“ entsprechen sollte, ist hier neu korreliert und aufgeteilt worden. Nur ihr oberer Teil repräsentiert die Dolomitbankschichten (mu2, mu4-Sequenz); der kleinzyklische sandreichere untere Teil ist noch der mu3-Sequenz zuzurechnen. Bei Erdorf (Abb. 1) erinnern



löchrige Dolomitbänke, z.T. „kramenzelartig“ (SCHRÖDER 1987: 73), z.T. mit Seelilienresten und rötlichen Intraklasten, und dolomitische Arenite (aus Schillzerreibseln?) an die typische Schaumkalkfazies. Weiter im Nordwesten, nördlich Bickendorf, ist in den mu<sub>2</sub>-Gesteinen weitaus mehr Ton beigemischt, rote Farben treten früher und dann auch dauerhafter auf.

Auch von dem aus Westen kommenden Sedimenteintrag blieb distal nur noch Tontrübe übrig. Tonschlämme beherrschten die Beckenareale der Kernbohrungen Reisdorf und Sülz, Sand fehlt hier weitestgehend. Infolgedessen sind beide mu<sub>2</sub>-Profile bei der Versenkungsdiagenese überdurchschnittlich stark kompaktiert worden. Ungeachtet ihrer Beckenlage sind sie mit 6,58 m bzw. 4,35 m sehr geringmächtig. In beiden Fällen lässt sich keine spezielle Subsidenz des diagonalen Südeifeler Zentralgrabens bzw. des Bitburger Beckens (Luxemburger Zentralgrabens) ableiten. Dazu passt auch der geringe mu<sub>2</sub>-Wert (4,50 m) in der sandigeren Kernbohrung Mersch (Abb. 1 + 14). Nur rheinische Strukturen wirkten sich aus.

Die in früheren Arbeiten vertretene Interpretation einer synsedimentär-tektonischen Mobilität des diagonal streichenden Luxemburger Zentralgrabens (GÖTZ et al. 2001, DITTRICH 2021a, DITTRICH et al. 2022) ist nach der hier vorgelegten, intensiveren Sichtung der nun verfügbaren mu<sub>2</sub>-Fazies- und Mächtigkeitsdaten nicht mehr aufrecht zu erhalten. Stattdessen deutet sich eine starke Subsidenz der rheinischen Grabenzonen an. Die bislang bekannten Maximalmächtigkeiten liegen im Umfeld der Echternacher Grabenzone. Die Bohrung Bettingen an ihrer Westschulter erbrachte 18–20 m mu<sub>2</sub>; etwas weiter westlich reduziert er sich von 17 m auf 15 m im Westen (TAPP 1999). Östlich der Ostrandstörung erscheinen weitaus geringere Mächtigkeiten. Dies zeigten nicht nur die Bohrung Sülz, sondern auch die Profile bei Bickendorf und Erdorf (SCHRÖDER 1987). Im Profil Géint Girst nordwestlich von Born, in der rheinischen Verlängerung nach SSW, sind vielleicht nur 3,7 m mu<sub>2</sub> vorhanden (WEINHOLD 1967). Strukturell gehören alle diese Profile der Hochscholle zwischen der Echternacher und der Saargauer Grabenzone an.

Abgesicherte Werte aus dem Nordteil der Saargauer Grabenzone liegen derzeit nicht vor. In ihrer Eifeler Fortsetzung im Norden, bei Oberbettingen, sind etwa 10–15 m erhalten geblieben (FUCHS & MADER 1980). Der mu/mm-Grenzbereich ist dort erosiv gekappt. Im mittleren Teil der Grabenzone, auf der Höhe von Ralingen–Trier, sind 9,5 m bei Ralingen und erbohrte 9,2 m bei Aach bekannt, beide Werte entstammen bloß den Außenzonen (westlich bzw. östlich) der Grabenstruktur, näher bei Trier können 7 m mu<sub>2</sub> auftreten. Im Saargau werden im Grabenzentrum wohl etwa 15 m erreicht; am (inneren) Ostrand sind bei Onsdorf 11,48 m mu<sub>2</sub> gekernt worden. Im Süden, unmittelbar nördlich und westlich von Freudenburg zeigt die rasche Zunahme von 5,50 m auf 7 m (abgeleitet nach SCHNEIDER 1982) den äußeren Ostrand dieser Struktur an. Am Westrand des Grabens, nördlich Wincheringen, sind es 7,25 m (nach RÖßLE 1997).

Die neu konfigurierte Subsidenz erfasste nun im mu<sub>2</sub> in stärkerem Maße auch Gebiete des östlichen Ardennensüdrands und der Nordwestflanke des Luxemburger Zentralgrabens (Abb. 14 + 17). In diese Region sind dann allerdings durch die zuvor etablierten gallo-ardennischen Entwässerungssysteme nur relativ wenige Sande von Westen her eingeschwemmt worden. Stattdessen entstanden dort flachgründige, eher lagunenartige Gewässer, in denen recht reine Karbonatschlämme ausgefällt werden konnten. Subsidenzbedingt blieben diese auch erhalten. Es entstand die Dolomitbank-reiche mu<sub>2</sub>-Fazies, die den Zwickelbereich zwischen der Ardennen-Südrandzone und der Eifeler Nord-Süd-Zone (der Echternacher Grabenzone) kennzeichnet. Vereinzelt sind Schilllagen und Trochiten eingelagert (TAPP 1999; POHL 2003: im unteren Teil). Das Bildungsmilieu war hier aber vergleichsweise seicht. Westlich von Oberweis sind die Dolo-

mitbänke von rötlichen Tonlagen getrennt und assoziiert mit vereinzelt Trockenrissen, Steinsalzmarken und Relikten von Algenmatten bzw. Biolaminiten (POHL 2003).

Die Position der Reisdorf-Kernbohrung ist in der mu4-Sequenz (im mu2) deutlich weniger abgesenkt worden als noch in der vorhergehenden (länger andauernden?) mu3-Sequenz. Hinweise auf nennenswerte Wasserbewegung fehlen. Feinschichtung und gut erkennbare Kleinzyklen beherrschen das Bild. Es erscheinen zunächst dolomitreichere Gesteine in cm-feiner Wechselagerung mit etlichen grau-rötlichen tonig-siltig-feinsandigen Zwischenlagen. Es fällt aber auf, dass alle Einzelbänke bzw. -lagen deutlich mächtiger entwickelt sind als in der feinstreifigen Mergelzone im Liegenden. Wahrscheinlich war die tektonisch initiierte Absenkungsrate (Subsidenz pro Zeit) am Beginn des mu2 höher als zuvor, sodass sich die Sedimentlagen einzelner nachrangiger Meeresspiegelschwankungen zunächst etwas mächtiger ausprägen und besser erhalten konnten.

Der bloß 4,35 m mächtige mu2 im weiter östlich gelegenen Bohrprofil Sülz (Abb. 1) ist ebenfalls recht sandarm und heute dementsprechend stark kompaktiert. Innerhalb einer 50 cm mächtigen Dolomitbank-Abfolge im basalen mu2 sind zwei je ca. 10 cm starke, typisch zellig-poröse „Schaumkalk“-Dolomitbänke zu identifizieren. Faziell stechen sie deutlich hervor. Über den Dolomiten erscheint dann eine pelitisch-siltige, etwas feinsandige Fazies, wechselnd bioturbat und oft rötlich. Es dokumentiert sich die klastische Einschüttung von Norden her (Abb. 17).

Die mu2-Fazies der Bohrung Onsdorf ist hingegen vom östlich gelegenen Hunsrück-Festland beeinflusst worden. In den unteren und mittleren Dolomitbankschichten konnte dort ein verstärkter Eintrag von terrigenen Pollenkörnern festgestellt werden (GÖTZ et al. 2001). Sie sind in einer relativen Häufigkeit von über 40 % vertreten (max. 54 %), Sporen erscheinen nur untergeordnet (max. 4 %). Hier am Ostrand der rheinisch streichenden Saargauer Grabenzone lag der strukturell abgegrenzte Hunsrück-Block nicht mehr fern (Abb. 1, 14 + 17). Es dokumentiert sich die Nähe der Rheinischen Insel mit ihrer speziellen Pflanzendecke. Die angetroffene Vielzahl von opaken Phytoklasten und von stängeligen Holz- und Pflanzenresten im regressiven höheren mu2 ist ja schon genannt worden. Wenig weiter östlich ist dann im mu2 auch deutlich mehr Sand enthalten, vor allem im schillreichen Äquivalent der zweiten Schaumkalkbank, wo sehr sandige Dolomite und eine 32 cm-Sandsteinbank erscheinen (GITTINGER 1964). Beim maximalen Überflutungsereignis dieser Schaumkalkbank (mfz, Abb. 12) sind im Osten offenbar randliche Sande abgeschwemmt und hier eingelagert worden. Einige dunkelrote Tonmergellen sind auch schon im unteren mu2 zwischengelagert. Alles dies zeigte sich nordwestlich von Mannebach, also ca. 1 km nordnordöstlich der Onsdorf-Bohrung.

Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet ist also festzustellen gewesen, dass im Wechsel zwischen der mu3- und der mu4-Sequenz ein markanter Umschwung des Subsidenzmodus stattgefunden hat (Abb. 17). Dies verdeutlichen insbesondere die Schlüsselprofile Mersch und Sülz. Die Mersch-Bohrung mit ihrer recht geringmächtigen, siliziklastischen Saumfazies lag nunmehr weit randlich. Zuvor, in der mu3-Sequenz, war sie lithofaziell von einer diagonalen Trogachse begünstigt worden (Kap. 5.5). Auch bei der Sülz-Bohrung war der Wechsel eklatant. Von einer diagonalen Troglage war sie nun in eine rheinische Schwellenposition gelangt, mit reduzierter Subsidenz und Mächtigkeit. Offenbar hatte sich das kontinentale Stressfeld verändert. Es war noch weiter rotiert, gegen den Uhrzeigersinn. Die kleinste Hauptnormalspannung  $\sigma_3$  hatte sich noch mehr der Ost-West-Richtung angenähert. Die Extension vollzog sich nun-

mehr etwa in 100°-Richtung. Ein tektonischer Puls bildet sich ab. Das Subsidenzmuster des ausgehenden Unteren Muschelkalks war nun durch ein rheinisch streichendes Senkungsfeld geprägt, das den Kernbereich der alten Sockelstruktur der Eifeler Nord-Süd-Zone weiträumig umrahmte. Im Saargau im Südosten zeichnete sich das Hochgebiet des Hunsrücks ab. Nachweislich verstärkte sich diese Entwicklung später dann noch. Im nachfolgenden Mittleren Muschelkalk der Trier-Luxemburger Bucht sind nämlich rheinische Sockelstrukturen noch wesentlich deutlicher mobilisiert worden (vgl. DITTRICH et al. 2022: Kap. 5.4).

Wie stellt sich nun die strukturelle Situation im Süden des peri-tethyalen Beckenraums dar? Diese zeigt sich in den lithofaziellen bzw. bathymetrischen Gegebenheiten des Schaumkalk-Bereichs im nordschweizerisch-deutschen Grenzgebiet (DSK 2021: 392: Abb. 5 von E. NITSCH zur m3-Folge). Eine entsprechende Karte legt dort eine rheinisch ausgerichtete Trogzone nahe, eventuell sogar zwei davon. Die oben beschriebene nordwärtige tethyale Ingression in die saarpfälzische Region und ins deutsch-luxemburgische Grenzgebiet ist also wohl durch eine überregionale, sehr großräumige Extension in WNW-ESE-Richtung ermöglicht worden.

Auch in der Fazieskarte der Schaumkalkbänke/Karchowice-Schichten von KĘDZIERSKI (2000, 2002) bestätigt sich die Bedeutung rheinisch (NNE-SSW) streichender Trogachsen. Dies zeigt sich am Westrand des Böhmisches Massivs in der Grenzlinie Wellenkalk/sandige Randfazies und in der Auswirkung der rheinisch orientierten Schlesisch-Mährischen Pforte, die nunmehr die Zuwanderung einer weiteren marinen Conodonten-Art nach Norden ermöglichte (vgl. Text am Kapitelanfang). Die von KĘDZIERSKI bei Gernrode fälschlich verzeichnete, mehr Ost-West orientierte Dolomitfazies gehört nach seiner Abb. 7 (2000) bzw. 13 (2002) nicht zur mu4-, sondern zur mu3-Sequenz. Interessant sind ferner die von FÖHLISCH (2002: Abb. 30b + c) dargestellten Debrite im Bereich der Schaumkalkbänke bei Plaue/Thüringen. Sie gehen auf syn-genetische Fragmentierungen und Verlagerungen der Schaumkalk-Arenite durch sehr starke seismische Erschütterungen zurück. Auch dort bildet sich ein tektonisches Ereignis ab.

Zurück zum Untersuchungsgebiet. Die hiesige lithostratigraphische Grenze Muschelsandstein/Dolomitbankschichten ist wohl durch ein großräumiges (platten-)tektonisches Ereignis verursacht worden. Diese Grenze mu1/mu2 – also die Basis der Onsdorf-Subformation (Tab. 1) – war schon bei GÖTZ et al. (2001) im Typusprofil Onsdorf nicht direkt an der Basis der ersten „Schaumkalk“-Dolomitbank (bei 14,96 m), sondern 6 cm tiefer gezogen worden (Abb. 20). Zuvor war ein 2 cm starker Aufarbeitungshorizont entwickelt. In grauer, glimmerstaubiger, pelitischer Matrix führte er mm- bis cm-große, unterschiedlich beschaffene, rostrote und grün-graue Mergelklasten. Offenbar ist es zur Umlagerung liegender mu1-Sedimente gekommen. Die roten Mergel waren wohl in einer seichteren, randnäheren Beckenposition entstanden, wahrscheinlich entstammen sie dem regressiven LHST der vorhergehenden Sequenz.

Die Gesamtsituation hier am Ostrand des Trier-Luxemburger Teilbeckens deutet auf eine Diskordanzfläche. Diese becken-dynamische Diskontinuität könnte als Onsdorf- oder als O-Diskordanz benannt werden. Der feinklastische Bereich bis hin zur ersten Dolomitbank, welche die „transgressive surface“ (ts) markiert, repräsentiert möglicherweise einen äußerst geringmächtigen Tiefstands-Systemtrakt (LST). Abseits des Onsdorfer Kernprofils ist er bisher noch nicht nachgewiesen worden. Detailliert aufgenommene randnähere Profile sind nicht verfügbar. Östlich der Onsdorf-Region, im dortigen Deckgebirgs-Bereich und im angrenzenden Hunsrück, ist das gesamte mu-Stockwerk abgetragen, dasselbe gilt im Zentralbereich der Siercker Schwelle im Süden.



## Schriften

- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. – *Sediment. Geol.*, **80**: 115-135, 14 Abb.; Amsterdam.
- BAUMANN, A. (1964): Geologische Neukartierung der Triasschichten zwischen unterem Leukbach und oberer Mosel (Saarburg–Kollesleuken–Wincheringen–Palzem). – Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 61 S., 37 Abb., 7 Anl.; Tübingen. – (unveröff.).
- BERNERS, H.-P. (1985): Der Einfluß der Siercker Schwelle auf die Faziesverteilungen mesokänozoischer Sedimente im Nordosten des Pariser Beckens. – Diss. T.H. Aachen, 321 S., 100 Abb., 25 Tab.; Aachen.
- BOSOLD, A. (1996): Geologische Kartierung der Trier-Bitburger Bucht zwischen Hamm und Baustert/Südeifel (Blatt 5904 Waxweiler und Blatt 6004 Oberweis). – Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 64 S., 13 Abb., 3 Tab.; Bonn – (unveröff.).
- BUSH, P. (1973): Some aspects of the diagenetic history of the Sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf. – In: Purser, B. H. (Hrsg.): *The Persian Gulf*: 395-407, 11 Fig.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- DERSCH-HANSMANN, M., LEPPER, J., RAMBOW, D., TIETZE, K.-W. & WENZEL, B. (2014): Der Buntsandstein in der zentralen Hessischen Senke. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein*. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **69** (für 2013): 385-419, 21 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- DITTRICH, D. (2019): Marine Signale im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht? Teil III: Die Rolle der Tektonik als Steuerungsfaktor der regionalen Sedimentation. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **47**: 69-146, 10 Abb., 2 Tab.; Mainz (<https://doi.org/10.23689/fidgeo-5433>).
- (2020): Marine Signale im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht? Teil IV: Sequenzstratigraphische Gesamtausdeutung. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **48**: 85-184, 7 Abb., 1 Tab.; Mainz (<https://doi.org/10.23689/fidgeo-5434>).
  - (2021a): Der Muschelkalk in der Trierer Bucht. – In: DSK (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland XIII. Muschelkalk*. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **91/Teil 2** (für 2020): 895-931, 25 Abb., 1 Tab.; Berlin.
  - (2021b): Der Muschelkalk in Luxemburg und Belgien. – In: DSK (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland. Muschelkalk*. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **91/Teil 2** (für 2020): 1122-1135, 2 Abb.; Berlin.
  - (2021c): Die gallo-ardennische Randfazies der Germanischen Trias: Südeifel und Luxemburg. – In: HAUSCHKE, N., BACHMANN, G. H. & FRANZ, M. (Hrsg.): *Trias. Aufbruch ins Erdmittelalter*. – Band 1: 138-151, 26 Abb.; München (Pfeil).
- DITTRICH, D., COLBACH, R. & FEIST-BURKHARDT, S. (2022): Oberer Buntsandstein und Unterer Muschelkalk der Kernbohrung Reisdorf – Stratigraphie, Lithofazies und Palynologie mit Rückschlüssen auf die Paläogeographie. – *Publ. Serv. Géol. Lux., Bull.*, **21**, 128 S., 38 Abb., 2 Tab., 10 Taf.; Bertrange (Service Géologique) ([https://geologie.lu/opendata/bulletin/BulletinSGL\\_21.pdf](https://geologie.lu/opendata/bulletin/BulletinSGL_21.pdf)).
- DITTRICH, D. & HORNING, J. J. (2021): Der Muschelkalk im Saarland und in der Pfalz. – In: DSK (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland. Muschelkalk*. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **91/Teil II** (für 2020): 932-961, 6 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- DSK (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION) (Hrsg.; Koordination und Redaktion: HAGDORN, H., SIMON, T., für die Subkommission Perm-Trias) (2021): *Stratigraphie von Deutschland XIII. Muschelkalk*. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **91** (für 2020): Teile 1 + 2, 1256 S.; Berlin.

- FEIST-BURKHARDT, S., GÖTZ, A. E., RUCKWIED, K. & RUSSELL J. W. (2007): Palynofacies patterns, acritarch diversity and stable isotope signatures in the Lower Muschelkalk (Middle Triassic) of N Switzerland: Evidence of third-order cyclicity. – *Swiss. J. Geosci.*, **101** (für 2008): 1-15, 10 Fig.; Basel (Birkhäuser).
- FÖHLISCH, K. (2002): Synsedimentäre Deformationen im Unteren Muschelkalk des Germanischen Beckens. – Diss. Univ. Jena, 120 S., 38 Abb., 3 Tab., 36 Anl.; Jena.
- FÖHLISCH, K. & VOIGT, T. (1999): Genese und Internstrukturen von slumps und debris flows im Unteren Muschelkalk. – *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, 1997 (7-9): 1189-1203, 7 Abb.; Stuttgart.
- FUCHS, G. & MADER, D. (1980): Fossilführender mariner Muschelkalk im Oberbettinger Triasgebiet (Westeifel). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1980 (11): 651-672, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- GITTINGER, K. (1964): Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Saar (Saarburg–Können) und Mosel (Timmels–Nittel). – Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 72 S., 25 Abb., 3 Anl.; Tübingen. – (unveröff.).
- GÖTZ, A. E. (1996): Fazies und Sequenzanalyse der Oolithbänke (Unterer Muschelkalk, Trias) Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete. – *Geol. Jb. Hessen*, **124**: 67-86, 10 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- GÖTZ, A. E. & FEIST-BURKHARDT, S. (2000): Palynofacies and sequence analysis of the Lower Muschelkalk (Middle Triassic, German Basin). – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1998 (9-10): 877-891, 5 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- GÖTZ, A. E. & FEIST-BURKHARDT, S. (2012): Phytoplankton associations of the Anisian Peri-Tethys Basin (Central Europe): Evidence of basin evolution and palaeoenvironmental change. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **337-338**: 151-158, 4 Fig.; Amsterdam (Elsevier).
- GÖTZ, A. E., FEIST-BURKHARDT, S. & DITTRICH, D. (2001): Lithostratigraphie und Palynofazies des Unteren Muschelkalk (Mitteltrias, Anis) der Forschungsbohrung Onsdorf (Saargau). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **30**: 43-66, 5 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Mainz.
- GÖTZ, A. E. & GAST, S. (2010): Basin evolution of the Anisian Peri-Tethys: implications from conodont assemblages of Lower Muschelkalk key sections (Central Europe). – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 161: 39-49, 6 Abb.; Stuttgart.
- GÖTZ, A. E., SZULC, J. & FEIST-BURKHARDT, S. (2005): Distribution of sedimentary organic matter in Anisian carbonate series of S Poland: evidence of third order sea-level fluctuations. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **94**: 267-274, 6 Fig., 1 Tab.; Stuttgart.
- GRIMM, W.-D. (2018) (Hrsg.): Bildatlas wichtiger Denkmalgesteine der Bundesrepublik Deutschland. – 2. erw. Aufl., 2 Bde., 430 + 536 S., zahlr. Abb. + Bildtaf.; Ulm (Ebner).
- HAGDORN, H. (2021): Fossile Lebensgemeinschaften des Muschelkalks. – In: DSK (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XIII. Muschelkalk. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **91/Teil 1** (für 2020): 193–214, 10 Abb.; Berlin.
- HAGDORN, H. & BAUMILLER, T. K. (1998): Distribution, morphology and taphonomy of *Holocrinus*, the earliest-Paleozoic crinoid. – In: MOOI, R. & TELFORD, M. (eds.), *Echinoderms*: San Francisco: 163-168; Rotterdam, Brookfield (Balkema).
- HAGDORN, H. & REICH, M. (2021): Biostratigraphie der Echinodermen des Muschelkalks. – In: DSK (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XIII. Muschelkalk. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **91/Teil 1** (für 2020): 287–292, 2 Abb.; Berlin.
- HAGDORN, H., SIMON, T., DITTRICH, D., GEYER, G., KRAMM, E. & VOIGT, T. (2021): Lithostratigraphie der Unterer-Muschelkalk-Subgruppe – mu. – In: DSK (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XIII. Muschelkalk. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **91/Teil 1** (für 2020): 451-494, 19 Abb.; Berlin.

- HARY, A. (1974): Inventaire des traces d'activités animales dans les sédiments mésozoïques du territoire luxembourgeois. – Publ. Serv. Géol. Lux., **XXIII**: 91-175, 7 Abb., 20 Taf.; Luxembourg.
- HARY, H. & BERNERS, H. P. (1984): Strato- und Ichnofazies im Unteren Muschelkalk und Hettangium Luxemburgs (Exkursion C am 24. April 1984). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **66**: 51-55, 2 Abb.; Stuttgart.
- HEITEL, H. (1964): Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Saar (Saarburg) und Mosel (Wincheringen–Nittel). – Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 47 S., 18 Abb., 3 Anl.; Tübingen. – (unveröff.).
- (2001): Geologischer Aufbau und Grundwasserfließvorgänge im Nordwestteil der Pfälzer Triasmulde (Sickingen Höhe und Westpfälzische Moorniederung im Bereich der TK 25 Blatt 6610 Homburg). – Mainzer geowiss. Mitt., **30**: 227-270, 8 Abb.; Mainz (<https://doi.org/10.23689/fidgeo-5492>).
- HEUNISCH, C. (2021): Palynomorphe des Muschelkalks. – In: DSK (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland. Muschelkalk. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **91/Teil 1** (für 2020): 314-320, 1 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- JANTOS, K. (1999): Geologische Kartierung zwischen Ralingen und Olk (Trier-Bitburger Bucht, TK25 : 6105 Welschbillig und 6205 Trier). Hydrogeologische und geochemische Untersuchungen im Bereich des Gipsbergwerkes Engel bei Ralingen. – Dipl.-Kart. + Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 138 S. + XVI, 44 Abb., 31 Tab., 6 Anl.; Bonn. – (unveröff.).
- JANTOS, K., THEIN, J. & DITTRICH, D. (2000): Tektonik und Feinstratigraphie der Trias im Bereich der Gipslagerstätte des Mittleren Muschelkalk bei Ralingen/Südeifel. – Mainzer geowiss. Mitt., **29**: 231-276, 23 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- KĘDZIERSKI, J. (2000): Sequenzstratigraphie des Unteren Muschelkalks im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). – Diss. Univ. Halle, 108 S., 21 Abb., 8 Anl.; Halle.
- (2002): Sequenzstratigraphie des Unteren Muschelkalks im östlichen Teil des Germanischen Beckens. – Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft **16**: 1-52, 12 Abb., 3 Tab., 5 Taf., 7 Anl.; Halle.
- KNAUST, D. (2020): *Rhizocorallites* Müller, 1955 from the Triassic and Jurassic of Germany: burrow, coprolite, or cololite? – PalZ (Paläontologische Zeitschrift), **94** (4): 769–785, 13 Fig.; <https://doi.org/10.1007/s12542-019-00506-6>.
- KNAUST, D. & HAGDORN, H. (2021): Ichnofauna des Muschelkalks. – In: DSK (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XIII. Muschelkalk. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **91/Teil 2** (für 2020): 215-255, 6 Abb.; Berlin.
- KNAUST, D., UCHMAN, A. & HAGDORN, H. (2016): The probable isopod burrow *Sinusichnus seilacheri* isp. n. from the Middle Triassic of Germany: An example of behavioural convergence. – Ichnos, **23** (1-2): 138-146, 7 Fig.; Reading.
- LUCIUS, M. (1948): Das Gutland. Erläuterungen zu der geologischen Spezialkarte Luxemburgs. – Publ. Serv. Géol. Lux, **V**: 406 S., 30 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Luxembourg.
- LUKAS, V. (1993): Sedimentologie und Paläogeographie der Terebratelbänke (Unterer Muschelkalk, Trias) Hessens. – In: HAGDORN, H., SIMON, T. & SZULC, J. (Hrsg.): Muschelkalk. A Field Guide: 79-84, 4 Abb.; Stuttgart, Korb (Goldschneck).
- MADER, D. (1980): Rotherizonte an der Basis des Unteren Muschelkalks der Westeifel. – Mainzer geowiss. Mitt., **9**: 167-176, 7 Abb.; Mainz.
- MEYERING, M. (1986): Das Profil des Unteren Muschelkalkes in Kernbohrungen bei Bickendorf/Südeifel. – Dipl.-Arb. Univ. Bochum, 142 + X S., 45 Abb., 10 Tab., 10 Taf., 2 Anl.; Bochum. – (unveröff.).
- MÜLLER, E. (1984): Oberrotliegendes und Trias über Devon am Hunsrücksüdrand (Exkursion E am 26. und 27. April 1984). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **66**: 77-84, 7 Abb.; Stuttgart.



- PETERS, F. (1985): Zur Geologie der Umgebung von Tawern/Saar. – Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 116 S., 64 Abb., 10 Tab., 2 Anl.; Bonn – (unveröff.).
- POHL, H.-R. (2003): Geologische Kartierung der ardennischen Trias-Randfazies im Raum Oberweis–Burg/Süd-Eifel (Blatt 6004 Oberweis). – Kartierbericht LGB, 68 S. + 28 S. i. Anh., 7 Abb., 15 Säulenprof., 4 Anl.; Mainz. – (unveröff.).
- RICHTER, D. (1962): Über synsedimentäre Deformationserscheinungen im Muschelsandstein des deutsch-luxemburgischen Grenzgebietes. – Geol. Mitt., 2 (für 1961): 161-176, 10 Abb., 3 Taf.; Aachen.
- RÖßLE, S. (1997): Geologische Kartierung auf Blatt Wincheringen (TK 6304), südliche Trier-Bitburger Bucht (Saargau). Mikrofazielle und geochemische Untersuchungen im Oberen Muschelkalk der Trier-Bitburger Bucht. – Dipl.-Arb. + -Kart. Univ. Bonn, 132 S. + Anhang, zahlr. Abb., 3 Anl.; Bonn. – (unveröff.).
- ROTH, S. (1997): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht zwischen Irrel und Ralingen (Blatt 6104 Bollendorf u. Blatt 6105 Welschbillig). – Dipl.-Kart. Univ. Bonn, 56 + VI S., 41 Abb., 1 Tab., 4 Anl.; Bonn. – (unveröff.).
- RÜFFER, T. (1996): Seismite im Unteren Muschelkalk westlich von Halle (Saale). – Hallesches Jahrb. Geowiss., B 18: 119-130, 5 Abb.; Halle.
- SCHINTGEN, T. & FÖRSTER, A. (2013): Geology and basin structure of the Trier-Luxembourg Basin – implications for the existence of a buried Rotliegend graben. – Z. dt. Ges. Geowiss., 164: 615-637, 7 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- SCHNEIDER, St. (1982): Zur Geologie von Grund- und Deckgebirge in der Umgebung von Freudenburg/Saar. – Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 104 S., 37 Abb., 2 Tab., 5 Anl.; Bonn. – (unveröff.).
- SCHÖNENBERG, R., GOOS, H. O. K., HAUDE, R., IRRLITZ, W., KUPSCH, F., NEUMANN, CHR., VON HOYER, M., WALTER, H., WEINHOLD, H. & ZELLER, M. (1966): Die Stratigraphie der Trias (oberer Buntsandstein – Steinmergelkeuper) zwischen Sierck und dem Sauertal (Luxemburg). – Arbeitsbericht der Univ. Tübingen für Service Géologique du Luxembourg, 15. S., 5 Taf.; Tübingen. – (unveröff.).
- SCHRÖDER, J. (1964): Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Mosel (Temmels–Konzerbrück) und Saar (Könen–Mündung). – Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 55 S., 17 Abb., 1 Taf., 2 Anl.; Tübingen. – (unveröff.).
- SCHRÖDER, M. (1987): Das Profil des Unteren Muschelkalkes im Kylltal bei Erdorf. – Dipl.-Arb. Univ. Bochum, 87 + VII S., 33 Abb., 1 Tab., 2 Anl.; Bochum – (unveröff.).
- SCHWARZ, H. U. (1970): Zur Sedimentologie und Fazies des Unteren Muschelkalkes in Südwestdeutschland und angrenzenden Gebieten. – Diss. Univ. Tübingen, 213 S., 63 Abb., 8 Tab., 14 Taf., 26 Bildtaf.; Tübingen.
- (1975a): Profil des Unteren Muschelkalkes in der Kernbohrung Mersch/Luxemburg. – Publ. Serv. Géol. Lux., Bull., 6: 22 S., 1 Taf.; Luxembourg.
  - (1975b): Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates (Lower Muschelkalk, Middle Triassic, southwestern Germany). – Contrib. Sedimentology, 3: 100 S., 35 Abb., 1 Tab., 11 Taf.; Berlin.
  - (1977): Sedimentationszyklen und stratigraphisch-fazielle Probleme der Randfazies des Unteren Muschelkalkes (Kernbohrung Mersch/Luxemburg). – Geol. Rundsch., 66: 34-61, 10 Abb.; Stuttgart.
- SEELING, M., EMMERICH, A., BECHSTÄDT, T. & ZÜHLKE, R. (2017): Sequence stratigraphic framework and evolution of carbonate platform-basin systems in the Triassic of the Eastern Lombardian Alps. – Z. Dt. Ges. Geowiss., 168 (3): 341-371, 15 Abb.; Stuttgart.
- SZULC, J. (1991): The Muschelkalk in Poland. – In: HAGDORN, H., SIMON, T. & SZULC, J. (Hrsg.): Muschelkalk. A Field Guide: 62-75, 37 Abb., 1 Tab.; Stuttgart, Korb (Goldschneck).

- (1993): Early Alpine Tectonics and Lithofacies Successions in the Silesian Part of the Muschelkalk Basin. A Synopsis. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Muschelkalk. – Schöntaler Symposium 1991 (Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, 2): 19-28, 10 Fig.; Stuttgart, Korb (Goldschneck).
  - (1999): Anisian–Carnian evolution of the Germanic basin and its eustatic, tectonic and climatic controls. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1998 (7-8): 813-852, 12 Fig.; Stuttgart.
  - (2000): Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. – Ann. Soc. Geol. Polon., 70: 1-48, 30 Fig.; Kraków.
- SZULC, J. & HAGDORN, H. (2021): Der Muschelkalk in Polen. – In: DSK (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XIII. Muschelkalk. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., 91/Teil 2 (für 2020): 1152-1179, 16 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- TAPP, N. (1999): Geologische Kartierung zwischen Mettendorf, Freilingen, Enzen, Bettingen und Burg. – Dipl.-Kart. Univ. Bonn, 62 + XIV S., 15 Abb., 3 Anl.; Bonn – (unveröff.).
- WAGNER, H. W., KREMB-WAGNER, F., KOZIOL, M. & NEGENDANK, J. F. W. (2012): Trier und Umgebung. – Slg. geol. Führer, 60, 3. völlig neu bearb. Aufl., 396 S., 170 Abb., 13 Tab., 1 Kte.; Stuttgart (Borntraeger).
- WAGNER, J. F. (1982): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Randfazies der Trias Luxemburgs. – Diss. Univ. Innsbruck, 182 S.; Innsbruck – (unveröff.).
- (1989): Paläogeographische Entwicklung der triadischen Randfazies Luxemburgs. – Z. dt. geol. Ges., 140: 311-331, 10 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- WEINHOLD, H. (1967): Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Rosport (Sauer) – Osweiler – Born (Luxemburg). – Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 44 S.; Tübingen. – (unveröff.).
- WILDE, A. (2001): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht zwischen Geichlingen, Sinspelt und Mettendorf (Blatt 6003 Mettendorf). – Dipl.-Kart. Univ. Bonn, 52 S. + Anh., 9 Abb., 3 Tab., 4 Anl.; Bonn – (unveröff.).
- WURSTER, P. (1965): Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. – Geol. Rundsch., 54: 224-240, 11 Abb.; Stuttgart.
- ZIEGLER, P. A. (1982): Triassic Rifts and Facies Patterns in Western and Central Europe. – Geol. Rundsch., 71: 747-772, 6 Fig.; Stuttgart.
- (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. – Shell Internationale Petroleum Maatschappij, 2. Aufl., 239 S., 100 Abb., 56 Anl.; London (Geol. Soc.).

Manuskript eingegangen am 23.6.2022

Anschrift der Autorin:

Dr. DORIS DITTRICH  
Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz,  
Emy-Roeder-Str. 5  
D – 55129 Mainz  
E-Mail: doris.dittrich@lgb-rlp.de

Kapitel 3 von:

Dr. HANS HAGDORN  
Muschelkalkmuseum  
Schlossstr. 11  
D – 74651 Ingelfingen  
E-Mail: encrinus@hagdorn-ingelfingen.de