

Marine Signale im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht?

Teil I: Auffällige Horizonte und besondere Faziesmerkmale

DORIS DITTRICH

Kurzfassung: Gemeinhin gilt der Trier-Luxemburger Buntsandstein als fluviatile Randfazies am Sammelbecken im NNE. Ergänzend dazu wird hier eine zeitweilige marin-lagunäre oder sogar tidale Beeinflussung geprüft und diskutiert. Vereinzelte Gefügemerkmale und hohe Gehalte an Dolomit, Sulfat und Halit legen dies nahe. Mehrere stratigraphische Niveaus innerhalb der Schichtenfolge werden genauer beschrieben. Sie sind lateral durchhaltend, Ton- und Dolomitreich. Das weit verbreitete Faziesphänomen der Violetten Horizonte (bzw. Grenzzonen) wird genetisch neu interpretiert. Lithofazielle Parallelen zu Rand- bzw. Schwellenzonen im rechtsrheinischen Nordosten sind generell vorhanden. Temporäre retrogradierende (transgressive) Faziesverschiebungen existierten. In den derzeitigen, zum Teil noch widersprüchlichen sequenzstratigraphischen Konzepten des Germanischen Buntsandsteins sind solche Zeiten eines angestiegenen Baselevels bekannt. In der Proximalfazies des hier untersuchten Randbeckens haben sich temporäre südwärtige Vorstöße des vorgelagerten marin-salinaren Wasserkörpers abgebildet. Hinweise darauf bestehen in den Folgen (s4?, s5?) s6 und s7 (Röt).

Abstract: Generally the Buntsandstein of the Trier-Luxemburg area is considered as a fluvial marginal facies which rimmed the basinal facies of the NNE. In addition to that occasional marine-lagoonal or even tidal influences are checked and discussed. Sporadic textural features and high contents of dolomite, sulphate and halite point to that. Several special horizons resp. sections of the Buntsandstein succession are described in detail. They are laterally consistent and remarkably rich in clay and dolomite. The wide-spread lithofacial phenomenon of the so-called Violet Horizons (resp. Violet Limit Zones) is genetically re-interpreted. Lithological parallels to marginal, shoal and swell areas in more northeastern parts of the German Basin are evident. Several intermittent retrogradational (resp. transgressive) shifts of facies zones took place. The current (still partly contradictory) concepts of sequence stratigraphy for the Germanic Buntsandstein give evidence to several episodes of risen base-levels. Within the proximal facies of the marginal area concerned several southward expansions of the more or less saline basinal water body are documented. Hints for that can be found in the sedimentary record of the phases (s4?, s5?,) s6 and s7.

Inhalt

1. Einführung
 - 1.1 Paläogeographische Rahmenbedingungen
 - 1.2 Historische Deutungsansätze (1886–1952)
 - 1.3 Sequenzstratigraphische Deutungen in rechtsrheinischen Gebieten
 - 1.4 Ein neuer Deutungsansatz für Violette Horizonte bzw. Grenzzonen und für Kugelfelsen
2. Überblick über die Buntsandstein-Stratigraphie der Trier-Luxemburger Bucht
3. Sequenzstratigraphisch interessante Horizonte
4. Lithofazielle Besonderheiten
 - 4.1 Bipolare Schüttungsrichtungen, Herringbone-Schrägschichtung und tidale(?) Wechschelung

- 4.2 Pisolithe, Kugelfelsen, angereicherte Pflanzenreste
- 4.3 Dolomite und Sulfate
- 4.4 Magnesit, frühe Verkieselungen
- 4.5 Effloreszenzen ober Tage und hohe Salz-Gehalte im Grundwasser
- 5. Ausblick auf Teil II
Schriften

1. Einführung

Schon in den späten 1980er Jahren, bei Begehungen zur Betreuung einer Bonner Diplomkartierung in Luxemburg (MÜLLER 1989), wurde in einem Großaufschluss im südlichen Stadtbereich von Ettelbruck (Abb. 1) das enorme Ausmaß der dolomitischen und ehemals auch sulfatischen Zementierung der Sandsteine des Oberen Buntsandsteins offensichtlich (Kap. 4.3). Der Aufschlussbereich mit seinen roten Sandsteinen zeigte weiträumig ein eindrucksvolles Glitzern im Sonnenlicht. Ursächlich waren ein spiegelnnde Kristallflächen der sehr zahlreich enthaltenen karbonatspätigen Drusen. Ein erstes Interesse an der Genese dieser besonderen Lithofazies war geweckt. Weitere Impulse lieferten Begehungen im Oberen Buntsandstein der nordwestlichen Südeifel für die Diplomkartierung BOSOLD (1996). Dort war es die besondere Ausprägung von sehr mächtigen Anreicherungen von Dolomitbröckeln (klastische Dolomitpartikel; Kap. 4.1 und 4.3), die Fragen zu den Milieubedingungen aufwarf.

Bei einer genaueren Bestandsaufnahme wird erkennbar, dass der Buntsandstein der inneren Trier-Luxemburger Bucht eine klastisch-evaporitische Fazies aufweist. Im unverwitterten, nicht abgelaugten Zustand ist im Gesamtsystem seines Gesteinskörpers enorm viel Dolomit, Sulfat und Halit enthalten. Tatsächlich gilt, dass die Grundwässer aus dem Buntsandstein-Aquifer Luxemburgs unbrauchbar sind. Für die deutsche, in weiten Teilen auf Buntsandstein-Wässer gestützte Wasserwirtschaft ist dies geradezu unvorstellbar. Die bei uns so bewährten Grundwässer sind dort versalzen und/oder von einer Trinkwasser-untauglichen Sulfat-Härte. Daher wird der Buntsandstein in Luxemburg nur sehr selten und bloß lokal für die Trinkwasserversorgung genutzt, und zwar nur dort, wo er bereits weitgehend ausgewaschen ist („Grès bigarré lessivé“). Die stratigraphische Zuordnung dieser Mineralisation ist abgesichert (Kap. 4.5). In der untersuchten Region konnte auch kein unterlagernder salinärer Zechstein Chlorid-/Sulfat-Laugen geliefert haben. Er fehlt völlig. Auch evaporitische Abfolgen höherer Trias-Einheiten (mm, km) haben nichts damit zu tun. Es handelt sich zweifellos um ein Merkmal der proximalen Buntsandstein-Fazies der Trier-Luxemburger Bucht. Genetisch ist allerdings erst einmal unklar, ob dieses gelöste Salzmaterial von den Hinterländern stammt, also fluviatil zugeführt wurde, oder ob es sich um die Rückstände von gelegentlichen marinen Zuflüssen handelt.

Der Sulfat- bzw. Dolomitgehalt dieses Buntsandsteins ist oft an mm- oder cm-große Knötchen oder Drusen geknüpft. LUCIUS (1948) notierte bereits, dass die Fazies derartiger „Zellendolomite“ sehr weit verbreitet sei und noch mindestens bis Süd-Luxemburg reiche (Bad Mondorf). Im Oberen Buntsandstein (Zwischenschichten und Voltziensandstein) sind vereinzelte Dolomitbänke bekannt geworden (so etwa bei Ingeldorf/Luxemburg, WAGNER 1982; Kap. 4.3) und überdies sehr dolomitreiche Dolomitbröckelbänke mit umgelagerten Dolomitklasten, welche sich regional in bestimmten Profilabschnitten enorm anhäufen können (MADER 1984, PETERS 1985, WAGNER 1982, 1989). Auch Gips-Knötchen haben weite Verbreitung, nicht immer näher spezifizierter Gips wurde in zahlreichen luxemburgischen und selbst noch in lothringischen Bohrprofilen protokolliert (Kap. 4.3).

1.1 Paläogeographische Rahmenbedingungen

Zunächst soll das Bildungsmilieu des Buntsandsteins im allgemeinen und das der deutsch-luxemburgischen Buntsandstein-Randfazies im Speziellen näher ausgeführt werden.

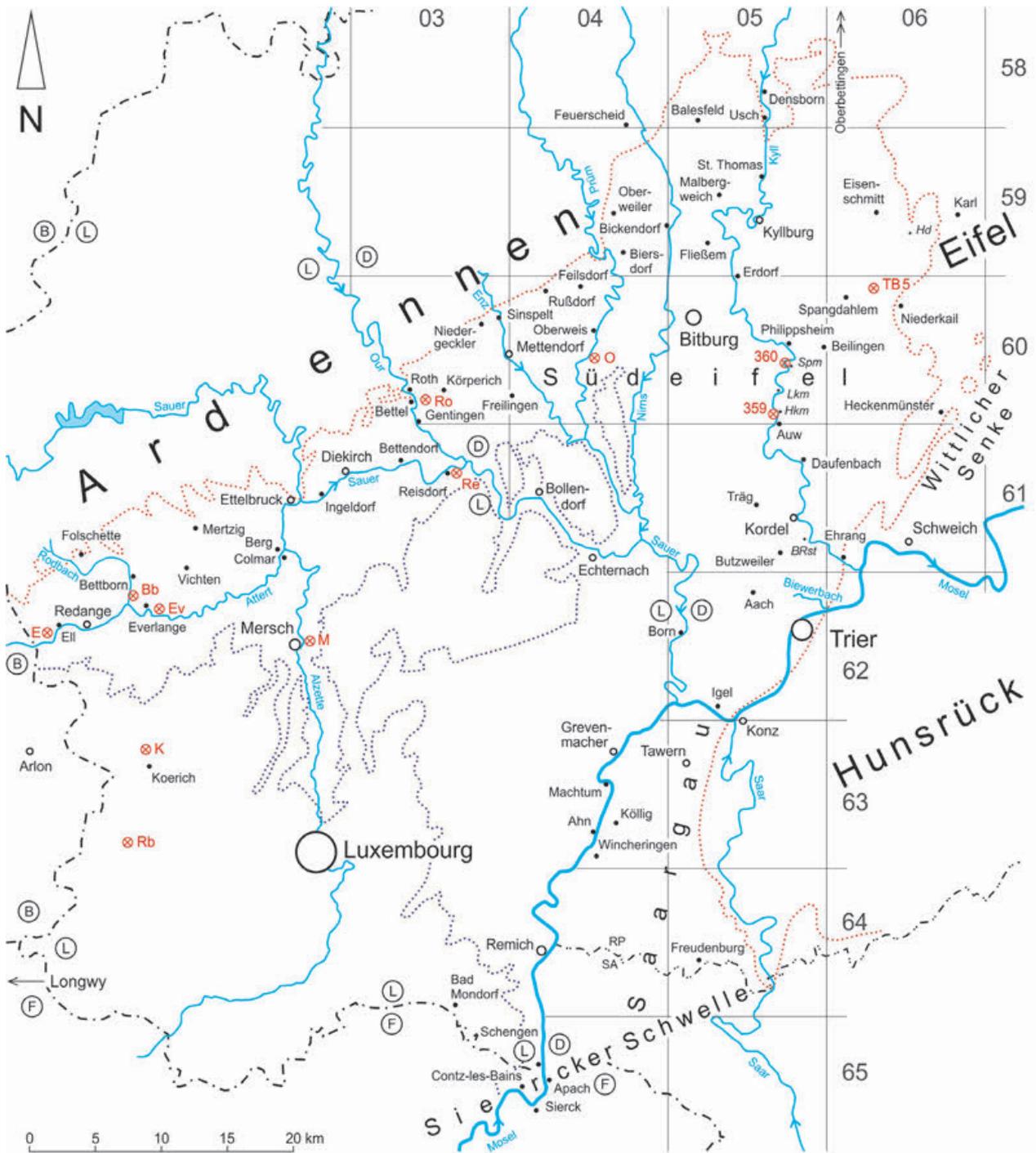
Das Germanische bzw. Mitteleuropäische Buntsandstein-Becken lag bei etwa 20 bis 30° nördlicher Breite (TIETZE & RÖHLING 2013). Weit im Norden, nördlich des Fennoskandischen Massivs, existierte der Panthalassische Ozean, weit im Südwesten, hinter dem Vindelizisch-Böhmischen Massiv, lag das Meer der Tethys (Abb. 2). Im Beckeninneren erstreckte sich ein zunächst noch überwiegend lakustriner Bereich, der von einem im Süden sehr breiten Saum mit gröberen alluvialen und mit äolischen Sedimenten umgeben war.

Im Südwesten erfolgte die klastische Sedimentzufuhr durch die strukturell altangelegte Depression der Eifeler Nord-Süd-Zone. Das transportierte Material entstammte vor allem dem Galischen Massiv im Süden, gröberer Verwitterungsschutt vom Ardennischen Massiv im Westen kam hinzu. Die zum weit überwiegenden Teil nord- bis nordostwärts gerichteten Schüttungsrichtungen sind durch die Schrägschichtungsmessungen zahlreicher Autoren abgesichert (u.a. WURSTER 1968, MADER 1980a, 1981a, c, d, MADER & TEYSSEN 1985, PAAS 1993, STETS 1995: Abb. 7). MADER & TEYSSEN (1985: S. 74) betonten, dass die Trogachse der Eifeler Nord-Süd-Zone mit ihrer Axialfazies ein besonders gutes Beispiel eines longitudinalen fluviatilen Systems darstelle. Im Verlaufe der frühen Untertrias entwickelte sich die Eifeler Nord-Süd-Zone zu einer bedeutenden, langgestreckten Senkungszone. Sie bildete nicht etwa nur eine schmale Sedimentationsrinne, sondern einen etwa 50 km breiten Beckenteilbereich, welcher die Verbindung zum Trier-Luxemburger Gebiet herstellte. SCHRADER (1983) benannte eine Breite von 50 km sogar als Minimalwert.

Der im Titel genannte, vielfach gebrauchte Begriff Trier-Luxemburger Bucht ist lediglich eine regionalgeologische Bezeichnung. Sie beschreibt die heutige Verbreitung von Trias- und Lias-Schichten und bezieht sich auf die Form des Erosionsrandes, der dieses Gebiet als Nordost-Ausläufer der größeren regionalgeologischen Einheit des Pariser Beckens erscheinen lässt.

Im tieferen Unteren und Mittleren Buntsandstein des inneren Hauptbeckens konnten HEUNISCH & RÖHLING (2016) sogenannte „Phytoplankton-Episoden“ nachweisen. Diese Bezeichnung verweist auf Funde von Grünalgen und Acritarchen in hoher Artenvielfalt in grauen Ton- und Siltsteinen im nördlichen Mitteldeutschland. Auch die stenohalin-marinen Gattungen *Veryhachium* und *Micrhystridium* treten auf. Sie belegen kurze marine Episoden in der sonst vornehmlich terrestrischen Sedimentation des Unteren und frühen Mittleren Buntsandsteins. In der Zusammenfassung des genannten Aufsatzes sind diese palynologischen Befunde als Überraschung bezeichnet worden. Sie entsprechen jedoch den von DITTRICH (2016a: Kap. 2.2.2 und 3) aus dem rechtsrheinischen Buntsandstein referierten und dann im Unteren und Mittleren Buntsandstein der Pfalz verifizierten paläogeographischen Befunden. Insgesamt steht nun wohl fest, dass marine Ingressionen in das Mitteleuropäische Becken eine deutlich größere Rolle gespielt haben, als es bisher angenommen worden war. Selbst Merkwürdigkeiten wie die von MÜLLER (1969) seinerzeit beschriebenen medusenartigen Problematica gewinnen dadurch an Plausibilität.

Im Unteren Buntsandstein des nördlichen Germanischen Beckens und des Polnischen Beckens wird ein mariner Einfluss auch nahegelegt durch Nachweise von Schwämmen, Foraminiferen und Acritarchen (BECKER 2005, HEUNISCH & RÖHLING 2016: S. 242). Zu dieser Zeit lag das



Subsidenzzentrum des Mitteleuropäischen Beckens im Bereich Norddeutschlands. Die Beckenfazies erstreckt sich noch bis weit nördlich des Ringköbing-Fyn-Hochs in den borealen Bereich. Im damals sehr reliefarmen Buntsandsteinbecken konnten sich von Nordwesten kommende Ingressionen weit im mitteleuropäischen Beckenraum ausbreiten (HEUNISCH & RÖHLING 2016).

Im rechtsrheinischen Mittleren Buntsandstein sind vereinzelte marine Ingressionen nachgewiesen durch eine Vielzahl von Einzelbefunden. Es existieren paläontologische (auch palynologische und ichnologische), sedimentologische und lithofazielle Hinweise. Die entsprechenden Belege sind bereits im letzten Band dieser Reihe aufgeführt, mit Literaturzitaten belegt und stratigra-

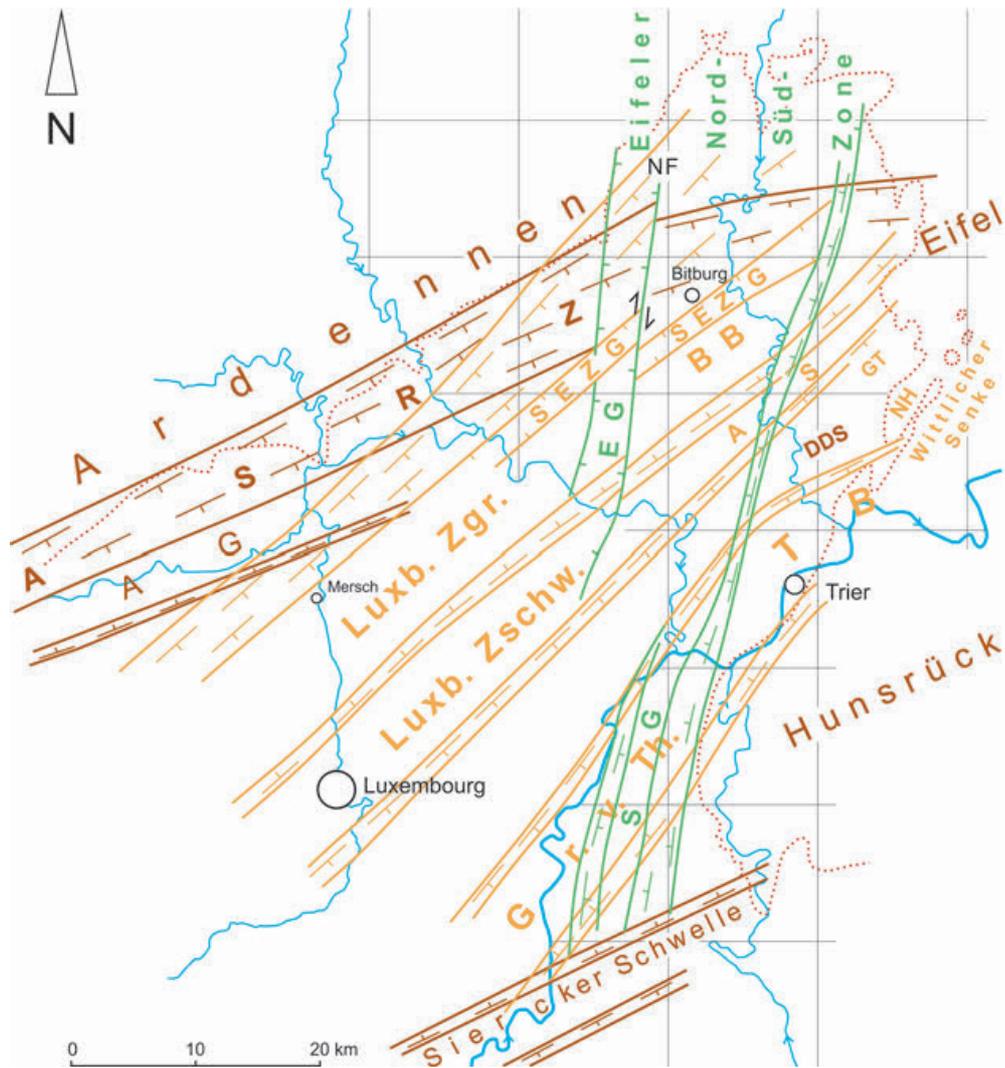


Abb. 1a (gegenüberliegende Seite): Im Text erwähnte Lokalitäten und Bohrungen in der Trier-Luxemburger Bucht (*Hd* = Kloster Himmerod, *Spm* = Speichermühle, *Lkm* = Looskyllermühle, *Hkm* = Heinzkyllermühle, *BRst* = Burg Ramstein; Bohrungen: Oberweis (O), Grundwassermessstellen 359 + 360, Roth (Ro), Reisdorf (Re), Bettborn (Bb), Everlange (Ev), Ell (E), Mersch (M), Koerich (K), Rebiereg (Rb); rot bzw. und blau gepunktelt: Außenrand der Buntsandstein- bzw. Lias-Verbreitung).

Abb. 1b (oben): Für den Buntsandstein wichtige, im Untergrund alt angelegte Struktureinheiten der Trier-Luxemburger Bucht (nach DITTRICH 1989, 2011, 2014, verändert und ergänzt; Farben: braun, orange, grün: Strukturelemente des variszischen, diagonalen bzw. rheinischen Richtungssystems; ASRZ = Ardennen-Südrandzone, AG = Attert-Graben, DDS = Deimlinger Devonschwelle; SEZG = Südeifeler Zentralgraben, BB = Bitburger Becken, AS = Auwer Schwelle, GT = „Gladbacher Trog“, NH = Naurather Horst, TB = Trierer Becken, Luxb. Zgr. bzw. Zschw = Luxemburger Zentralgraben bzw. Zentralschwelle, Gr. v. Th. = Graben von Thionville; EG = Echternacher Grabenzone, SG = Saargauer Grabenzone; NF: oberoligozäne dextrale Blattverschiebung der „Nimstal-Fuge“).

phisch näher aufgeschlüsselt worden (DITTRICH 2016: Kap. 2.2.2). Stichpunktartig genannt seien hier nur Acritarchen, Foraminiferen, spezielle Pollentaxa, Estherien, Limuliden, marine Muscheln, Haie und sonstige Fische sowie die Spurenfossilien *Rhizocorallium* und *Diplocraterion*. Einschlägige Gesteinshinweise sind Glaukonitgehalte, Anhydritbänke, mögliche Prielrinnenfüllungen, bipolare Schrägschichtungen und verschiedene tidale Kleingefüge. Die zahlreichen Einzelautoren und -werke können hier aus Volumengründen nicht wiederholt werden.

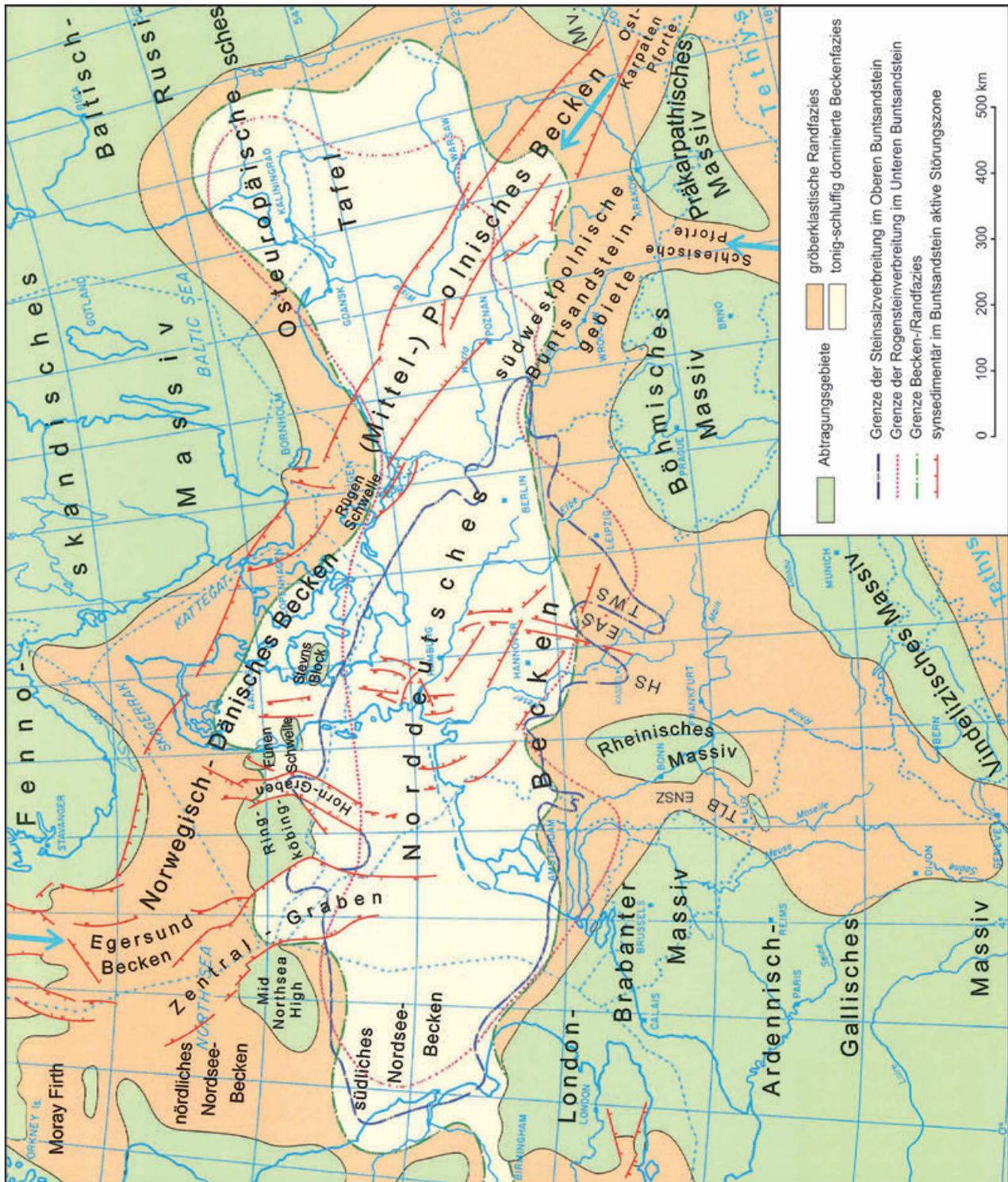


Abb. 2: Buntsandstein-Paläogeographie in Mitteleuropa (aus RÖHLING & LEPPER 2013, vereinf. u. ergänzt: TLB = Trier-Luxemburger Bucht, ENSZ = Eifeler Nord-Süd-Zone, HS = Hessische Senke, EAS = Eichsfeld-Altmark-Schwelle, TWS = Thüringen-Westbrandenburg-Senke; blaue Pfeile: zeitweilige Ingressionswege der Weltmeere, nach ZIEGLER 1990, BECKER 2005, HEUNISCH & RÖHLING 2016, boreale Nord-Pforte: su + sm, Ost-Karpaten-Pforte: sm + so, Schlesische Pforte: so).

Die in Nord- und Mittel-Deutschland auftretenden Evaporite im Röt (Oberer Buntsandstein) sind zweifellos marinen Ursprungs. Dies ist abzuleiten aus der Zusammensetzung – u.a. dem Brom-Gehalt – der im Salz gelegentlich vorkommenden Gas-Flüssigkeits-Einschlüsse, die eine

Rekonstruktion des frühtriassischen Meerwassers erlauben (KOVALEVYCH et al. 2009). Auch die Schwefelisotope der Röt-Sulfate belegen die typisch marine Zusammensetzung der Beckenwässer dieser Zeit (PAUL 2002, 2006). Hinzu kommen zahlreiche paläontologische Hinweise, wie Foraminiferen (PAUL 2006), Ceratiten, marine Muscheln usw. (vgl. TIETZE & RÖHLING 2013).

Offenbar existierte im Beckeninneren über weite Abschnitte der Buntsandstein-Zeit hinweg intermittierend ein sehr flachmariner, wechselnd hypersalinar-mariner Wasserkörper.

In der in Abb. 2 reproduzierten, nur wenig graphisch veränderten Darstellung der Buntsandstein-Paläogeographie von RÖHLING & LEPPER (2013) fehlen im östlichen Teil des Beckens die seinerzeit noch bei ZIEGLER (1990) verzeichneten Signaturen für flachmarine Karbonate. Diese hatten das Ausmaß der zeitweiligen marinen Beeinflussung des Beckenraumes noch mehr veranschaulicht.

Im höheren Buntsandstein vermittelten ausgedehnte Sebkenbereiche zwischen dem eigentlichen Salinarbecken und dem gröberen fluviatilen Randsaum. Sebken (auch: Sabkhas) sind durch einen sehr flachen Übergang vom Land zum Meer in ariden bis semiariden Klimaten charakterisiert (PAUL 2002). Schon bei geringen Spiegelschwankungen des Meeres, im Einzelfall auch verstärkt durch starke auflandige Winde, kann das Meer die Sabkha überfluten und weit landwärts vordringen. Dabei infiltriert das (vorkonzentrierte) Meerwasser das Sediment und bildet neues, oberflächennahes, sehr salziges Grundwasser. Bei verdunstungsbedingtem aufsteigendem kapillarem Porenwasserstrom werden oberflächlich Salze ausgeschieden. Gips- oder Anhydrit-Knollen sowie Dolomitzelemente bilden sich im oberen Sedimentkörper.

PAUL (2002, 2006) wies eine solche paläogeographische Disposition mehreren Abschnitten des Oberen Buntsandsteins (Röt) zu und betonte die bemerkenswerte Breite des damaligen Sabkha-Gürtels von etwa 100–300 km. Ein aktuogeologisches Beispiel für derartig große Sebkenflächen existiert nicht. Dies liegt daran, dass sich an den heutigen Meeresküsten nach den starken eustatischen Auswirkungen der letzten Eiszeit noch kein neues morphologisches Gleichgewicht eingestellt hat (PAUL 2002: S. 72).

Die evaporitisch beeinflussten Küstensebken des Oberen Buntsandsteins dehnten sich weit in die Beckenrandzonen aus. In einer diesbezüglichen paläogeographischen Abbildung bei PAUL (2006: Fig. 8) erreicht der Sabkha-Faziesgürtel im Süden noch die Main-Region. Sein Südrand kreuzt das heutige Rheintal etwa bei Heidelberg. Am Südwestrand des Beckens zieht dieser Außenrand der Sebkenzone knapp westlich von Bonn nach NNW. Dem Buntsandsteingebiet der Nordeifel kommt er dabei recht nahe.

Das hier behandelte Trier-Luxemburger Gebiet ist etwa 150–200 km von der in Abb. 2 dargestellten Verbreitungsgrenze oolithischer Gesteine („Rogensteine“) in der Niederrhein-Senke entfernt und gut 200 km vom Süd-Zipfel der (bisher bekannten) Rötsalz-Verbreitung. Es liegt im orange eingefärbten Bereich der alluvialen Randfazies.

Diese Fazieszuordnung gilt allerdings nur im statistischen Mittel. Sämtliche Darstellungen von Fazieszonierungen, so auch die in der paläogeographischen Abb. 2 graphisch fixierte Grenze zwischen Beckenfazies und Randfazies, sind zwangsläufig über einen langen Zeitraum hinweg gemittelt. Sie vernachlässigen einzelne kurze Ereignisse. Kurzzeitige marine Hochstandsereignisse könnten jedoch weitaus stärker auf die Beckenränder vorgegriffen haben.

Vom überregionalen strukturellen Befund her war eine Anbindung der Eifeler Nord-Süd-Zone an marine Zufuhrwege durchaus möglich. Sie kann im Norden über den Rurtal-Graben (Roer Valley Graben in den Isopachenkarten von GELUK 2005) in den Zentralgraben der Nordsee gereicht haben, zeitweise auch über den Ems-Graben in den Horngraben des Nordsee-Gebiets. Anbindungen nach Osten bzw. Südosten waren damit ebenfalls möglich.

In der Abb. 2 deutet sich eine solche strukturelle Disposition bereits schwach an. Beide extra auskartierten Fazieselemente zeigen nördlich der Eifeler Nord-Süd-Zone Ausbuchtungen nach Süden. Dies gilt sowohl für die Verbreitung der Rogensteine (su) als auch für die Ausdehnung des Röt-Salinars (so).

Paläogeographische Rekonstruktionen sind immer auch abhängig vom Kenntnisstand. Dieser wiederum ist nicht zuletzt abhängig von der regionalen Erhaltung entsprechender Sedimentabfolgen, die ihrerseits flächenhaft erodiert oder aber tief versenkt und deshalb kaum bekannt sein können.

Der Buntsandstein des nördlichen und östlichen Beckeninneren ist in seiner Stratigraphie und Lithofazies sehr gut untersucht. Dasselbe gilt für die hessischen und thüringischen Übergänge zu den ehemaligen Randbereichen. Demgegenüber gibt es im Bereich unmittelbar südlich des borealen Ingressionsweges, westlich des Rheinischen Massivs, noch Wissenslücken. Dies liegt nicht zuletzt daran, dass die an die Trogachse der Eifeler Nord-Süd-Zone gebundene „Axialfazies“ des dortigen Buntsandsteins (Begriff nach MADER 1979–1985) nur kleinräumig erhalten geblieben ist. Die zwei reliktschen Eifel-Vorkommen, das Oberbettinger Triasgebiet und das Stadtkyller Buntsandstein-Vorkommen, sind relativ klein. Der dortige Buntsandstein ist tektonisch überprägt und nicht sehr gut erschlossen; längere Profile sind selten. In der Nordeifel, im Mechernicher Triasdreieck, ist im tieferen Buntsandstein keine typische Axialfazies, sondern eine sehr proximale Fazies des Buntsandsteins vorhanden. Die dortige paläogeographische Situation ähnelte eher den Verhältnissen in West- und Mittel-Luxemburg (Teil II: Kap. 8). Diese Regionen waren im Mittleren Buntsandstein häufig durch eine starke grobklastische ardennische Material-Zufuhr von Westen geprägt.

Erst relativ weit im Süden, in der deutschen Südeifel sowie in Mittel- und Süd-Luxemburg, haben sich mächtige und stratigraphisch relativ vollständige Buntsandstein-Profile der Axialfazies erhalten. Die maximalen Gesamtmächtigkeiten liegen hier bei etwas über 480 m (im Raum Trier–Aach–Kordel), die des Oberen Buntsandsteins allein liegen bei 150 m (DITTRICH 2011; mehr dazu in Teil II: Kap. 7). Mit den hier gewonnenen Faziesdaten aus Tagesaufschlüssen und Bohrungen lässt sich eine mögliche episodische marine Beeinflussung im Bereich westlich des Rheinischen Massivs überprüfen.

Zweifellos entstammt der Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht und der inneren Eifeler Nord-Süd-Zone („Westeifel“ bei MADER 1979–1985) zum weit überwiegenden Teil einem fluviatilen, im tieferen Profilteil auch äolisch beeinflussten Sedimentationsraum. Auf ein fluviatiles Milieu der aquatischen Sedimente deuten fast alle granulometrischen und petrographischen Befunde. Dennoch existieren einige lithofazielle und wenige biofazielle Hinweise, die diese Eindeutigkeit in Frage stellen. In Kapitel 4 werden sie dargelegt.

Abwegig ist eine temporäre marin-salinare Beeinflussung ja nicht. Die Trier-Luxemburger Region repräsentiert keine entlegene innerkontinentale Beckeneinheit wie die aktuogeo-

logisch vielfach beschriebene afrikanische Etoscha-Pfanne oder das Eyre-Becken in Australien. Stattdessen befand sie sich in einer Randlage an einer temporär marin beeinflussten Plattform. Es existierte ein klarer Transportgradient und eine deutliche Anbindung an das Hauptbecken im Norden. Gleichzeitig war diese proximale Beckenregion einer erheblichen, mehr oder weniger stetigen Subsidenz unterworfen (Kap. 2), wodurch sich die Randfaziesbereiche auch erhalten haben. Sie gehörte zum Beckenganzen dazu.

Im Unteren Muschelkalk war eine marine Anbindung durch die Eifeler Nord-Süd-Zone nachweislich vorhanden (FUCHS & MADER 1980). Für diese Zeit ist eine sehr breite Meeresstraße unter Überflutung des linksrheinischen Schiefergebirges durch die Lithofazies und eine entsprechende stenohaline Fauna erwiesen. Die Frage ist nun, in welchem Ausmaß dies mit den Verhältnissen im (höheren) Buntsandstein verglichen werden kann. Fest steht, dass die zur Zeit des Buntsandsteins paläogeographisch so bedeutsame Schlesische Pforte im Südosten (Abb. 2) kaum breiter war als die Eifeler Nord-Süd-Zone. Ähnliches gilt für die beiden borealen Zugangswege im Norden. Alle genannten Engstellen bzw. marinen Pforten sind gemäß der Legende von Abb. 2 im orange-farbenen Bereich der Randfazies angesiedelt.

Im Laufe vieler Jahrzehnte haben zahlreiche Einzelbearbeiter des Buntsandsteins der Eifel, des Trierer Raumes und Luxemburgs eine enorme Menge an Einzeldaten geliefert (u.a. M. LUCIUS, D. MADER, J.-F. WAGNER, H. WEILER, J. NEGENDANK, W. WAGNER und zahlreiche Verfasser einzelner Diplomkartierungen bzw. -arbeiten). Eigene Bearbeitungen kamen hinzu. Es existiert also eine große Menge regionalgeologischer Daten, die für diese Untersuchung gesichtet und ausgewertet wurden. Im Schriftenverzeichnis sind jedoch aus Volumengründen nur die Werke mit speziellen, hier unmittelbar relevanten Beobachtungen aufgeführt worden.

1.2 Historische Deutungsansätze (1886–1952)

L. van WERWEKE (1916) beschrieb eine „Küstenausbildung der Trias am Südrande der Ardennen“. In diese randmarine Deutung wurde auch der Buntsandstein mit einbezogen. Sie ging zurück auf ältere Darlegungen von ihm selbst (1886) und von GOSSELET (1888), welcher dort im deutsch-luxemburgischen Gebiet eine Verbindung zwischen dem ostfranzösischen und dem englischen „Triasmeer“ annahm. Auch A. LEPPLA, der zu Beginn des 20. Jahrhunderts die nördlichen, von Buntsandstein dominierten GK25-Blätter der Trierer Bucht kartiert hatte, war von einer marinen Entstehung des Buntsandsteins ausgegangen (LEPPLA 1924). Er beschrieb ein seichtes, sehr wenig tiefes Buntsandsteinmeer.

Der langjährige einzige luxemburgische Landesgeologe M. Lucius (1948: S. 23) wertete den (Oberen) Buntsandstein als energiereiche („unruhige“) marine Bildung, abgelagert in einem flachen Gewässer in der Nähe des Festlandes, zum Teil auch als Strandbildung. Diese genetische Einschätzung der teilweise auch grobklastischen Gesteine geschah unter dem Eindruck ihrer Gipsgehalte und der zahlreichen Dolomiteinlagerungen. Angeführt wurde die „reichliche Dolomitbildung“ während der Zwischenschichten-Ablagerung. Im Hinblick auf die hohe Mineralisation der Buntsandstein-Wässer (Kap. 4.5) betonte Lucius (1948: S. 40), dass der Buntsandstein „in dem Luxemburg-lothringer Ablagerungsraum eine ursprünglich gips- und salzhaltige Formation bildet.“ Als Sedimentationsmilieu der Zwischenschichten rekonstruierte er „lagunenartige Räume“, deren „Verbindung ... mit dem seichten Binnenmeere ... wiederholt abgerissen“ sei, „wobei es zur Gipsbildung kam“ (Lucius 1952: S. 190).

Bei wieder hergestellter Verbindung sei „in stark salzigem Wasser Dolomit abgeschieden“ worden. Den Ablagerungsraum des ebenfalls etwas Salz- und Gips-haltigen Voltziensandsteins beschrieb er als „regenarmes Tiefgebiet, in welchem gelegentliche Meereseinbrüche flache Binnenmeere hinterließen“.

So also stellte sich der (Obere) Buntsandstein aus dem südwestlichen, luxemburgischen Blickwinkel dar. Interessant ist nun, in wieweit sich dieses alte paläogeographische Bild unter Berücksichtigung von modernem Wissen aufrechterhalten lässt bzw. in wieweit es modifiziert werden muss.

Dass der Sandstein-dominierte germanische Buntsandstein im Allgemeinen eine terrestrische Fazies darstellt, ist längst, spätestens seit BRINKMANN (1926), eine gesicherte Erkenntnis. Die Ablagerung der sandig-tonigen Randfazies des Oberen Buntsandsteins geschah allerdings am sehr breiten Randsaum des Röt-Meeres (Kap. 1.1). Im tieferen Buntsandstein der Beckenfazies haben ebenfalls marine Episoden stattgefunden. Es ist also vorstellbar, dass zu verschiedenen Zeiten mehrere kleinere seichte Flutungen von Meerwässern in das Trier-Luxemburger Teilbecken hineingereicht haben. Die marin-salinaren Wässer könnten sich in stärker subsidenten Arealen temporär gesammelt haben und eine Anreicherung von Evaporiten bewirkt haben (Kap. 4). Kurze, marin-beeinflusste Episoden sollten sich in irgendeiner Weise lithofaziell – im Chemismus und im Gefüge – ausgewirkt haben. In jedem Falle müssten aber solche weit in den Proximalbereich vordringenden Überflutungen in Zeitabschnitten stattgefunden haben, die paläogeographisch beckenweit prädestiniert und entsprechend bekannt geworden sind. Dem soll im Folgenden nachgegangen werden.

1.3 Sequenzstratigraphische Deutungen in rechtsrheinischen Gebieten

Die Sequenzstratigraphie ist ein in den 1980er Jahren im englischsprachigen Raum der internationalen Erdölindustrie entwickeltes stratigraphisches Konzept. Ursprünglich wurde es für marine, schelf- und küstenbezogene Systeme an passiven Kontinentalrändern entwickelt. Es beschreibt die Auswirkungen eines zyklisch (Zyklen 3. Ordnung) variierenden (ansteigenden und wieder abfallenden) Meeresspiegelniveaus. Sequenzgrenzen (sequence boundaries, SB) sind darin die Folge von maximalen Regressionen (HAQ et al. 1987, TIETZE & RÖHLING 2013).

Die Sedimentstapel der Sequenzen werden nach ihrem spezifischen Stapelungsmuster (stacking pattern) in drei sogenannte Systemtrakte (systems tracts) untergliedert. Über einer basalen Sequenzgrenze folgt zunächst ein Tiefstand-Systemtrakt (Lowstand Systems Tract, LST), dann ein Transgressiver Systemtrakt (TST) und schließlich ein Hochstand-Systemtrakt (HST). Zuerst, im LST, wird in einem stark flächenreduzierten (regressiven), sich aber dann ein wenig erweiternden Sedimentationsraum ein retrogradierender, d.h. landwärts vorrückender Sedimentstapel von Parasequenzen (Zyklen 4. Ordnung) aufgebaut. Im TST erfolgt dann über einer markanten basalen Transgressionsfläche (transgressive surface, ts) eine rasche Erweiterung des Sedimentationsraumes. Es bildet sich eine stark retrogradierende Abfolge von Parasequenzen. Die Fläche der maximalen Überflutung (maximum flooding surface, mfs) leitet schließlich den HST ein. Im sich allmählich wieder verkleinernden Sedimentationsraum wird nun ein aggradierender (normal vertikal übereinanderfolgender) bis progradierender (sich wieder beckenwärts rückverlagernder) Parasequenzen-Stapel aufgebaut (SCHÄFER 2005).

Die weit auf die Beckenränder übergreifende mfs (maximum flooding surface bzw. zone, mfz) als HST-Basis zeigt die größte Verbreitung in den Küstenzonen und auch im Proximalbereich. Sie dokumentiert den maximalen küstenwärtigen „coastal onlap“ mariner Faziesbildungen. Sehr weit proximal können die Sedimentabfolgen von Sequenzen bloß auf den Bereich des TST und des tieferen HST beschränkt bleiben und dabei insgesamt sehr geringmächtig entwickelt sein. Je nach paläogeographischer Position der jeweiligen Schichtenfolge können die regressiven Abschnitte einer Sequenz nämlich schwach ausgeprägt sein oder ganz ausfallen.

Dies gilt nicht nur für den Tiefstand-Systemtrakt (LST), sondern auch für die oberen Abschnitte des in sich schon wieder regressiven (progradierenden) Hochstand-Systemtrakts. Letztere werden daher manchmal auch als LHST (Late Highstand Systems Tract) bezeichnet. In Proximalbereichen können diese oberen Abschnitte unter der nächst-jüngeren Sequenzgrenze erosiv ausfallen. Dadurch gehört der (erhalten gebliebene) maximale küstenwärtige Onlap in den äußeren Beckenbereichen nicht unbedingt dem Ende des betreffenden Hochstand-Systemtraktes an.

Eine Anwendung des sequenzstratigraphischen Konzepts auf die Germanische Trias war erstmals von AIGNER & BACHMANN (1992) vorgelegt worden. Darin wurde der Buntsandstein in fünf Sequenzen unterteilt, eine weitere Sequenz leitet zum Unteren Muschelkalk über (Abb. 3). Nachfolgende Bearbeitungen führten dann zu einer Präzisierung und Erweiterung dieser Gliederung (Darlegungen und zahlreiche Literaturzitate dazu bei TIETZE & RÖHLING 2013).

Die Abbildung 3 dient zur Einstimmung auf die sequenzstratigraphische Gliederung des germanischen Buntsandsteins. Auch gibt sie einen Überblick über einige beckenweit gebräuchliche stratigraphische Symbole und Begrifflichkeiten. Aktuell werden im Unteren Buntsandstein zwei separate Sequenzen ausgehalten (B1a, B1b), im Mittleren Buntsandstein drei. Der sequenzstratigraphische Aufbau des Oberen Buntsandsteins ist komplizierter. Die erste Sequenz (B5) bezieht noch den Thüringischen Chirotheriensandstein der obersten Solling-Formation des Mittleren Buntsandsteins mit ein. Dieser wurde bei AIGNER & BACHMANN (1992) als geringmächtiges Tiefstandssediment gedeutet (LST; mehr dazu in Kap. 1.4 und Teil II).

Die oberste Sequenz beginnt mit dem Rötquarzit, reicht bis in den oberen Röt (Röt 4) und dann noch weit in den Muschelkalk hinein. Sie wird daher als M1-Sequenz bezeichnet (TIETZE & RÖHLING 2013: Oberröt-Muschelkalk-Sequenz). Von ihr ist lediglich der schwach entwickelte LST und der frühe TST im Buntsandstein angesiedelt, der maximale Hochstand des Meeres wurde nach AIGNER & BACHMANN (1992) erst in den Terebratelbänken der rechtsrheinischen Wellenkalk-Fazies des Unteren Muschelkalks erreicht.

Aufgrund von Detail-Untersuchungen im evaporitischen Röt Niedersachsens rekonstruierte PAUL (2006) eine weitere Sequenz, die das Röt-2-Steinsalz („Upper Röt halite“) und die darunterliegenden, vorwiegend karbonatisch-tonigen Lagen umfasst. Er leitete dies vor allem aus dem südniedersächsischen Bohrprofil Bockenem 100A ab. In Abb. 3 ist dies durch die Eintragung der möglichen Sequenzen B5a und B5b markiert worden. Das so abgetrennte transgressive Ereignis der zusätzlichen Sequenz (B5b) hat nach PAUL (2006: Fig. 5) auf der benachbarten Eichsfeld-Altmark-Schwelle tonig-sandig-sulfatische Abfolgen des Röt 2 hinterlassen. Sie sind Ooid-, Muscheln- und insbesondere auch Foraminiferen-führend. Der auflagernde tonige Röt 3 wurde von PAUL (2002, 2006) sedimentologisch als eine äolische Ablagerung von Staubbünen identifiziert. In seiner Gliederung gehört sie als terrestrisches Tiefstandssediment (LST) schon zur nachfolgenden Sequenz M1.

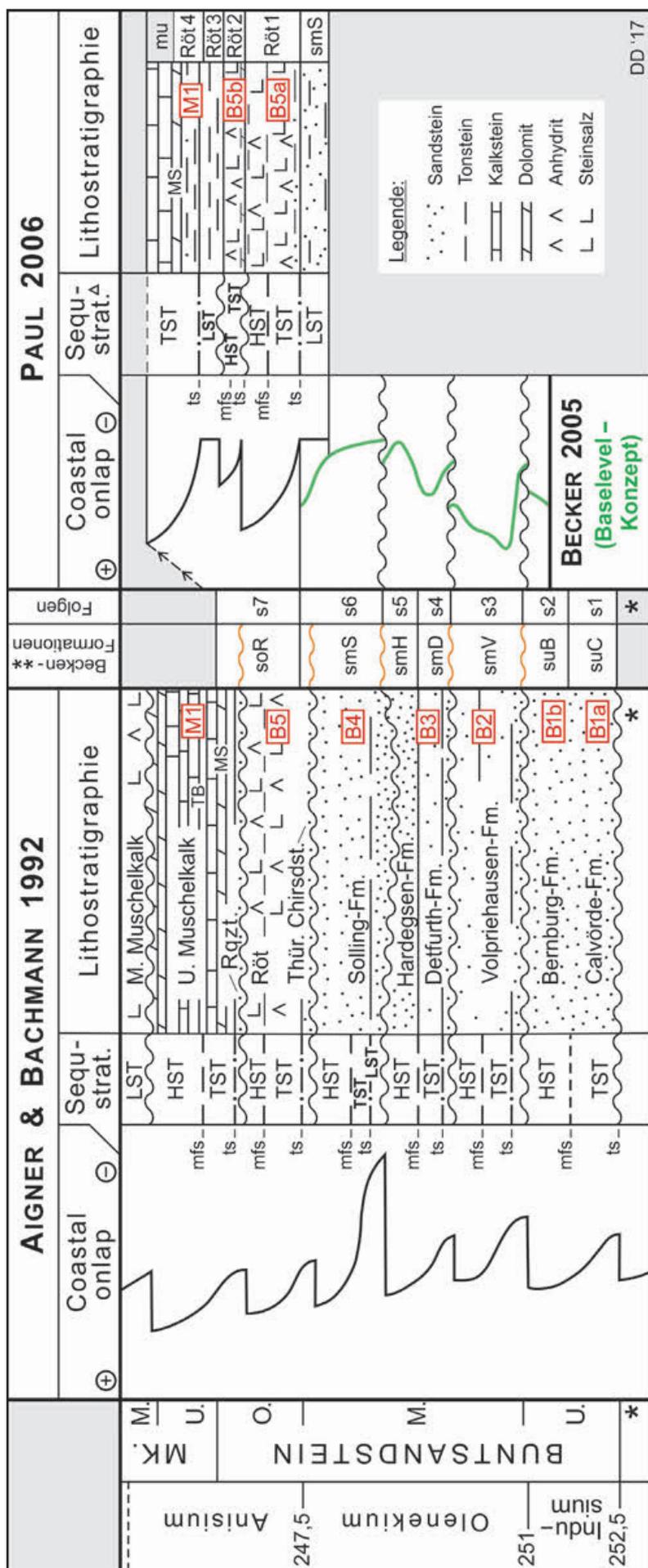


Abb. 3: Sequenzstratigraphie in der untertriassischen Normalfazies des inneren Germanischen Beckens (umgezeichnet nach AIGNER & BACHMANN 1992, PAUL 2006 (strat. Abschnitt vergrößert) und BECKER 2005, ergänzt und aktualisiert nach der STD 2016; Lithostratigraphie schematisch; *: Widersprüche durch die veraltete Einstufung der Zechstein-Bröckelschiefer (damals noch: su); TB = Terebratelbänke, MS = Myophorienschichten, Rqzt. = Rötquarzit, Thür. Chirsdst. = Thüringischer Chirotheriensandstein, soR = Röt-Formation, **: mit Diskordanzen: (v.u.n.o.) V-, D-, H-, S-, G-Diskordanz, Δ: Symbolik gemäß Darlegungen von PAUL 2006, ⊕: landwärts, ⊖: seawärts; in Rot: aktuell ausgehaltene Sequenzen nach TIETZE & RÖHLING 2013 bzw. rechts in Nummerierung nach der Interpretation von PAUL 2006).

Für den globalen Meeresspiegel rekonstruierten HAQ et al. (1987) im Zeitraum des Olenekiums und des unteren bis mittleren Anisiums zwei transgressive Phasen, unterbrochen durch eine eher regressive Zeitspanne. Global zeigt sich eine weitaus weniger komplexe Entwicklung als in Abb. 3 dargestellt ist. Regionale Sequenzen werden allerdings nicht nur durch eustatische Schwankungen hervorgerufen, sondern auch durch vertikale Relativbewegungen. Die beschleunigte Absenkung eines Teilbeckens kann zu einer regionalen Ingression und so zur Herausbildung einer zusätzlichen Sequenz führen. Anhebungen von Schwellen und Randbereichen können auf tektonische Weise das Ende einer Sequenz bewirken.

Im sequenzstratigraphischen Interpretationsmodell von AIGNER & BACHMANN (1992) treten denn auch drei alt-bekanntes Buntsandstein-Diskordanzen als Sequenzgrenzen in Erscheinung (Abb. 3). Es handelt sich um diejenige an der su/sm-Grenze (V- bzw. s2/s3-Diskordanz), die an der Basis der Detfurth-Formation (D- bzw. s3/s4-Diskordanz) und die an der Basis der Solling-Formation (H- bzw. s5/s6-Diskordanz). Die letztgenannte Diskordanz ist durch besonders starke Schichtausfälle gekennzeichnet; AIGNER & BACHMANN hatten dies damals durch eine sehr stark geschwungene bzw. abbiegende Wellenlinie angedeutet. Wegen der links angedeuteten chronologischen Einstufung der Formationen ist dies hier jedoch nur andeutungsweise übernommen worden. Zwei weitere tektonisch beeinflusste Sequenzgrenzen im höheren Buntsandstein kommen hinzu. Die Basis der Röt-Sequenz B5 fällt mit der S-Diskordanz zusammen (TIETZE & RÖHLING 2013: Tab. 7.3-1), die Muschelkalksequenz M1 beginnt über der G-Diskordanz (Gleina-Diskordanz). Bei allen genannten Diskontinuitäten der Schichtabfolge (vgl. DITTRICH 2016a, b) handelt es sich um tektonisch induzierte Phänomene. Nach TIETZE & RÖHLING (2013) ist anhand von Profilschnitten durch das (rechtsrheinische) Buntsandsteinbecken und durch zahlreiche Einzelstudien belegt, dass Schichtausfälle auf Schwellenzonen tektonisch angelegt sein müssen. Von Fall zu Fall variierend, waren Rifting, Bruchtektonik und Hebungen – sowie Salztektonik – die Ursachen.

Im germanischen Buntsandstein lässt sich nur schwer ein direkter kausaler Zusammenhang zwischen den – zunächst von eustatischen Prozessen abgeleiteten – Sequenzen und marinen Hoch- und Tiefständen herstellen. Neuere Untersuchungen arbeiteten deshalb vorzugsweise mit der „Base-Level-Zyklen-Methode“. Das Baselevel (bei vielen Autoren: der Base-level) ist die virtuelle Fläche des Akkomodationspotentials, die im jeweiligen Becken- oder Randbereich darüber entscheidet, ob Sedimentation oder Erosion stattfindet. Wenn das Baselevel oberhalb der Erdoberfläche gelegen ist, kommt es zu Sedimentation, im gegenteiligen Fall zur Abtragung. Liegen Erdoberfläche und Baselevel im selben Niveau, so findet ein folgenloser Bypass der Sedimentfracht statt (TIETZE & RÖHLING 2013: S. 234). Das darauf beruhende Baselevel-Konzept zur Interpretation des Sedimentgeschehens bezieht sich auf die jeweilige, in einem gegebenen Zeitraum wirksame Erosionsbasis eines Sedimentationsraumes. Ganz generell orientiert man sich dabei am Niveau des Vorfluters, ohne unmittelbare Verknüpfung mit dem Meeresspiegel. Dadurch ist dieses Konzept auch für klastische Sedimente in eher kontinental geprägten Beckenräumen anwendbar. Die sedimentäre Entwicklung eines ansteigenden Baselevels ist hinsichtlich der Verschiebung von Fazieszonen vergleichbar mit einer Transgression. Ein Baselevel-Fall hat ähnliche Auswirkungen wie eine Regression. Umschläge zwischen einem Baselevel-Anstieg und einem -Fall werden in der neueren Literatur oft auch als Sequenzgrenzen interpretiert (TIETZE & RÖHLING 2013).

In Abb. 3 ist rechts unten die von BECKER (2005) im ostdeutsch-polnischen Grenzgebiet rekonstruierte Baselevel-Kurve wiedergegeben, in Grün. Sie zeigt maßgeblich die Entwicklung in

der Thüringen-Westbrandenburg-Senke (TWS in Abb. 2). Eine markante Erhöhung des Baselevels zeichnete sich dort vor allem in der tieferen Volpriehausen-Formation ab (s3-Folge) und später wieder in der mittleren bis oberen Solling-Formation (s6). Zwei weitere Erhöhungen zeigten sich in der höheren Detfurth-Formation (s4) und – eher schwach – in der obersten Hardeggen-Formation (s5). In der von BECKER (2005) auch untersuchten westpolnischen Region bestand in mehreren Schichtabschnitten eine deutliche marine Prägung. Dies zeigen u.a. Karbonatbänke, Glaukonitgehalte und stenohaline Acritarchen. Die dort im Nordosten, im nahezu zentralen Bereich des Mitteleuropäischen Gesamtbeckens wirksame Erosionsbasis müsste denn auch mehr oder weniger gleichbedeutend mit dem Meeresspiegel-Niveau gewesen sein.

Generell sind die bisher publizierten Modelle der Buntsandstein-Sequenzstratigraphie nicht frei von Widersprüchen; sie befinden sich insgesamt eher noch im Zustand der Ausarbeitung. Beispielsweise ordneten AIGNER & BACHMANN (1992) die höhere Solling-Formation einem HST zu (Abb. 3). Bei PAUL (2006: S. 125) hingegen wurde diese eher als Tiefstand gewertet. Eine derartige Tiefstandsphase ist aber wohl zu relativieren. In der obersten Solling-Formation ist nämlich von zahlreichen Autoren übereinstimmend ein deutlicher Anstieg des Baselevels festgestellt worden – so auch von BECKER (2005, Abb. 3). Die Stamm-Schichten des höchsten smS, dicht unterhalb der Röt-Formation, sind denn auch nach zahlreichen paläontologischen und sedimentologischen Merkmalen durch eine kurze marine Ingression gekennzeichnet (TIETZE & RÖHLING 2013; mehr Referenzen bei DITTRICH 2016a). Es ist allerdings zu berücksichtigen, dass das absolute randwärtige Übergreifen verschiedener Sequenzen deutlich differieren kann. Dieses wird ja nicht nur eustatisch, sondern auch klimatisch und vor allem auch becken-dynamisch (tektonisch) kontrolliert.

Eine andere Diskrepanz zeigt sich im Röt 3. Die Tiefstand-Deutung der darin auftretenden äolischen Mudstones (Staubdünen) von PAUL (2002, 2006) widerspricht den von TIETZE & RÖHLING (2013: S. 238) angeführten kurzen transgressiven Ereignissen in dieser Zeit. Aufgrund von neueren Befunden gehen sie von einem Baselevel-Fall erst innerhalb der Röt 3-Abfolge aus (TIETZE & RÖHLING 2013: S. 258 und Abb 7.3-3). Sie vermuten eine tektonisch bedingte Sequenzgrenze etwa im Bereich der Äolianite im höheren Röt 3 (G-Diskordanz), die den Röt 4 vom liegenden Röt abtrennt.

Dieser kurze Abriss zeigt bereits, dass in bestimmten stratigraphischen Bereichen markante Differenzen bei den Modellvorstellungen existieren. Dies liegt nicht zuletzt daran, dass sich der Kenntnisstand zu marinen Ingressionen im Buntsandstein derzeit erst noch Bahn bricht. Ein sequenzstratigraphisches Modell steht und fällt mit dem Kenntnisstand zur Fossilführung, der lateralen Korrelation und Ausdehnung einzelner Abschnitte und auch mit der paläogeographischen Bewertung einzelner lithofazieller Merkmale. Das Phänomen der „pedogenen“ Violett-Tönungen und das der fröhdiagenetischen Dolomitbildung gehören zur Gruppe der sequenzstratigraphisch wichtigen, aber ambivalent gedeuteten Faziesmerkmale ganz wesentlich mit hinzu (Kap. 1.4).

Zum jetzigen Zeitpunkt ist nicht auszuschließen, dass es in der südlichen Buntsandstein-Randfazies noch transgressive Niveaus gibt, die bisher unerkannt geblieben sind. Sie könnten sowohl tektonisch als auch eustatisch kontrolliert worden sein. Es müsste sich dann um faziell auffällige mfs- oder ts-Niveaus handeln, die weit über die gröberklastischen Proximalbereiche der Beckenränder übergreifen. Zeitlich müssten sie mit Episoden zusammenfallen, die auch in der Beckenfazies durch marine Höhepunkte aufgefallen sind. Bei GELUK & RÖHLING (1999) beispiels-

weise ist von einer Solling-Transgression die Rede. Andere dahingehend plausible Niveaus sind bereits von DITTRICH (2016a) aufgeführt worden. Zahlreiche Einzelbeobachtungen liegen vor, sie müssen jedoch noch miteinander in Zusammenhang gebracht werden.

Eine genauere, konkret auf die Buntsandstein-Abfolge der Trier-Luxemburger Bucht angepasste Anwendung des sequenzstratigraphischen Deutungskonzeptes wird erst in Teil II (Kap. 8) versucht werden. Die Informationen der zuvor noch eingefügten Kapitel sind zur Herleitung bzw. zum genaueren Verständnis nötig.

1.4 Ein neuer Deutungsansatz für Violette Horizonte bzw. Grenzzonen und für Kugelfelsen

Dieses Kapitel umfasst im Wesentlichen eine Rekapitulierung von Argumentketten und Schlüsselthesen aus der Arbeit DITTRICH (2016a: Kap. 2.2.2 und 3). Die dort sehr zahlreich angeführten paläogeographischen, petrographischen und gefügekundlichen Befunde und Literaturzitate werden hier aus Volumengründen nur zum kleinen Teil wiederholt. Neuere regionale Befunde sind ergänzend eingefügt worden.

Die Begriffe Violette Horizonte, Violette Zonen oder – im besonderen Fällen auch – Violette Grenzzonen (Kap. 3) bezeichnen im germanischen Buntsandstein wechselnd feinklastische, meist sandige Schichtabschnitte, die durch mehrere typische Gesteinsmerkmale gekennzeichnet sind. Diese Merkmale können alle zusammen oder nur teilweise verwirklicht sein. Maßgeblich ist die namensgebende Violettfärbung. Charakteristisch ist das bunte Farbspektrum von weiß, hellgrün, grau, gelb-braun oder rot, bis hin zu sehr intensiven oder blasseren, oft etwas blautichigen Violetttönen. Ein weiteres, eher häufiges Merkmal ist der mehr oder weniger gut erhaltene Dolomitgehalt, in Form von Zementen, Schlieren, Knauern oder Krusten. Auch dünne Kieselkrusten (Silcretes) oder Carneole können vorkommen. Die Mächtigkeiten dieser stratigraphischen Abschnitte liegen im Bereich einiger Dezimeter oder Meter.

Der „Prototyp“ eines Violetten Horizonts ist die am Top des saarpfälzischen Mittleren Buntsandsteins positionierte „Violette Grenzzone“ (VG). Von MÜLLER (1954) war sie genetisch als Paläoboden gedeutet worden, als sekundäres, pedogenes Umwandlungsprodukt der „aufgetauchten Landoberfläche“. Nachfolgend galt sie in der Buntsandstein-Literatur gemeinhin als „fossile Landoberfläche“ mit einer Verwitterungsbildung ohne scharfe Untergrenze. Entstanden sei sie in einem sedimentären „Hiatus“ bzw. in einer Zeit „retardierter Sedimentation“. Laut MÜLLER (1954) ist ihr ein arider „Klima-Peak“ zuzuordnen, mit sehr trockenen Bedingungen. Die Interpretation der Violetten Horizonte (VH) als terrestrische Bodenbildungen ist dann später von ORTLAM (1974) umfassend dargelegt und auf mehrere Niveaus im rechtsrheinischen Buntsandstein erweitert worden. Diese Horizonte wurden als „Bodenkomplexe“ ausgeschieden und weitflächig verfolgt. ORTLAM (1974) ging dabei eher von einer Genese im subtropisch-humidem Klima aus.

Bei E. MÜLLER und D. ORTLAM bestand also eine erhebliche Differenz bei der Bewertung der klimatischen Rahmenbedingungen. MÜLLER (1954) hatte im Wesentlichen auf den besonderen Chemismus der VG abgehoben. Er bezog sich auf die im Saarland reliktsch nachweisbaren Evaporite und die durch Dolomitknollen und -krusten dokumentierten azendenten Porenwasser-Bewegungen, welche heißes, tendenziell arides Klima erforderten. Auch bezog sich dies auf die

markanten Kieselkrusten und Karneole in der saarpfälzischen VG. ORTLAM hingegen hatte bei seiner Bewertung vor allem die starke Verwitterung und hochstehende Grundwasserstände betont, die bei der Bildung der violetten Bodenhorizonte geherrscht hätten. Gleyartige Verhältnisse wurden angenommen (ORTLAM 1980).

Als Gleyböden, Gleysole oder Gleye gelten in der Bodenkunde stark Grundwasser-beeinflusste (hydromorphe) Böden mit mineralischem Charakter, was sie von den überwiegend organischen Moorbildungen unterscheidet (SCHROEDER 1978). In diesen Böden können sogenannte „Wiesenkalk“ ausgefällt werden, sodass „Kalk-Gleye“ entstehen. Dazu kann es kommen, wenn die vom Hinterland zugeführten Wässer hohe Gehalte an $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ enthalten, weil sie aus einem Einzugsgebiet mit weitverbreiteten kalkig-mergeligen Gesteinen oder Böden kommen. Typisch für Gleye, die ja unter permanenter Grundwasserbeeinflussung und bei weitgehend reduzierenden Bedingungen entstehen, sind im tieferen Teil graue oder grünliche Bodenfarben und eine farbliche Horizontierung. Bunte Fleckungen im Vertikalprofil, die auf sehr stark wechselnde Redoxbedingungen hinweisen, oder gar intensiv violette Farben passen weniger dazu.

In der Literatur der 1960er bis 1980er Jahre herrschte weitgehende Einigkeit darüber, dass bei der Entstehung von Violetten Horizonten Bodenbildung und ein hochstehendes Grundwasser eine Rolle gespielt haben. Im Bereich des Untersuchungsgebietes war dies auch bei MADER (1979–1992) und bei PETERS (1985) der Fall. D. MADER wertete die Violetten Horizonte als Calciche-Paläoböden bzw. Kalkkrustenböden, die bei einem hohen, alkalischen pH-Wert entstehen (u.a. MADER 1984: S. 41). Hohe Temperaturen und eine erhebliche Evaporation sind dafür erforderlich, andererseits muss auch eine gewisse Menge an Feuchtigkeit da sein, damit das Karbonat lateral und dann auch vertikal verlagert werden kann. Am Top von fluviatilen Kleinzyklen sei es zur Bildung dieser speziellen Fazies gekommen (MADER 1982). Bei stagnierender Sedimentation hätten sich diese Paläoböden sehr langsam auf den trocken gefallen Bereichen der Überflutungsebenen neben den Flussrinnen, vereinzelt auch auf Rinnensedimenten gebildet. Bei heißem Klima sei aufsteigendes Grundwasser nahe der Erdoberfläche verdunstet und darin gelöstes Karbonat ausgeschieden worden. Dadurch seien Karbonatknollen und -krusten entstanden. Durchwurzelung hätte zur partiellen Entschichtung des Sedimentes geführt.

Die Tatsache, dass es im überwiegenden Teil des – meist ebenfalls fluviatil abgelagerten und zyklisch gegliederten – Mittleren Buntsandsteins nicht zur Entwicklung von Violetten Horizonten gekommen ist, wurde damit erklärt, dass dies aus klimatischen Gründen nicht möglich gewesen wäre (MADER 1980a). Erst am Wechsel Mittlerer/Oberer Buntsandstein sei es zu einem Umschlag von aridem zu semiaridem Klima gekommen und die VH-Bildung am Top fluviatiler Kleinzyklen hätte eingesetzt. Erwähnt werden muss hier, dass mit „Mittlerem Buntsandstein“ bei MADER lediglich der „smt“ gemeint ist, während der „smh“ bei ihm als Oberer Buntsandstein galt (Tab. 1 und Abb. 4 in Kap. 2). In einer späteren Arbeit (MADER 1992: Tab. 46, S. 405) wurde der angenommene Klima-Wechsel von arid zu semiarid an der genannten stratigraphischen Position sogar als „major change“ klassifiziert. Bezüglich der Bildung von „Kalkkrustenböden“ (Dolocretes) erscheint diese Klimadeutung zunächst als schlüssig. Für eine stimmige Interpretation des Gesamtphänomens der Violetten Horizonte bzw. Grenzzonen müssen aber auch noch andere Faktoren berücksichtigt werden.

Insbesondere betrifft dies die violette Farbe. Nach mineralogischen Untersuchungen von LANGBEIN (1974) und dann vor allem von BACKHAUS & HEIM (1995) geht sie auf eine ungewöhnliche Korngröße, Kornform und Verteilung des Hämatits zurück. Entscheidend dafür ist eine dünn-

tafelige, pseudohexagonale Hämatitmodifikation, deren Kristalle größer sind als gewöhnliche Hämatite. In den violett gefärbten Sedimenten haben also Prozesse stattgefunden, die das Größenwachstum des Hämatits befördert haben. Von MADER (1984: S. 38) waren bereits Argumente dafür genannt worden, dass die violette Farbe sehr früh entstanden ist, nämlich vor der Einbettung des betreffenden „Paläobodens“ durch die nächst-jüngeren Buntsandstein-Schichten.

BACKHAUS & HEIM (1995) führten weiterhin aus, dass bereits abgelagerte Rotsedimente bei einem speziellen Porenmilieu verändert worden seien. Eine sekundäre Teilmobilisierung des primär im kryptokristallinen Hämatit gebundenen Fe^{3+} habe stattgefunden und es sei zum Wachstum größerer Hämatitkristalle gekommen. Im weiteren Verlauf wäre dann eine Abfuhr von rotfärbenden Fe^{3+} -Komponenten (Hämatit-Pigmenten) erfolgt, bei relativer Eisenverarmung. Übrig blieben die stabilen, violettfärbenden, tafeligen Hämatitkristalle, die die Farbgebung der ansonsten mehr oder weniger stark gebleichten Sedimente maßgeblich prägten.

Demnach handelte es sich bei der Entstehung der Violettfärbung um einen eher delikaten Prozess, der eine ganz besondere Porenwasser-Chemie und -Physik erforderte. Sicher ist, dass sich das frühe Porenmilieu dieser Sedimente von denen anderer stratigraphischer Abschnitte des Buntsandsteins unterschied. Zur genetischen Erklärung der Violetten Horizonte (bzw. Zonen) wurden von BACKHAUS & HEIM (1995) Phasen mit einem durch marine Ingression veränderten hydrologischen Umfeld angeführt. Der mit dem episodischen Vordringen des Meeres zusammenhängende temporäre Grundwasseranstieg („Grundwasserstau“) habe zu veränderlichen chemisch-physikalischen Bedingungen im Porenraum geführt. Charakteristisch war eine schwankende Durchfeuchtung mit wechselnden Ionenkonzentrationen und damit auch variierenden Eh- und pH-Bedingungen. Die Autoren werteten diese Horizonte als lateral durchhaltende Anzeiger einer jeweiligen, schnell von Norden nach Süden fortschreitenden Ingression des angrenzenden Meeres. Sie bezogen sich dabei auf einzelne, in früheren Arbeiten von E. BACKHAUS schon dargelegte Ingressionseignisse im Mittleren und Oberen Buntsandstein.

Die Ergebnisse weiterer sedimentpetrographischer Untersuchungen von BACKHAUS & HEIM (1995) schlossen ferner einen kausalen Zusammenhang der Violetten Horizonte (bzw. Zonen) mit pedogenen Prozessen unter wesentlicher biogener Mitwirkung weitgehend aus.

Dies muss hier genauer erläutert werden. Eine klassische Pedogenese ist vor allem durch Mineral-degradierende Prozesse charakterisiert, wie etwa Lösungsverwitterung, Hydrolyse, Säureeinwirkung und Oxidation. Feldspäte verwittern (u.a. zu Kaolinit), durch eine Degradierung der Kristallgitter von Schichtsilikaten (Glimmern) entstehen typische, randlich aufgeweitete Tonminerale (SCHROEDER 1978). Dies ist aber im Buntsandstein offenbar so nicht abgelaufen. Die Glimmer und die Feldspäte sind erhalten geblieben. Eine Kaolinit-Anreicherung fehlt. BACKHAUS & HEIM (1995: S. 64) wiesen darauf hin, dass es in den von ihnen untersuchten, sehr zahlreichen Proben zu keiner Abreicherung von Feldspat gekommen sei und dass sogar die säureempfindlichen Apatite – sensible Indikatoren für ein Absinken des pH-Wertes unter 7,0 – unkorrodiert geblieben sind. ORTLAM (1974: S. 856) hat sogar explizit eine Anhäufung von hellen Glimmern in den „Bodenkomplexen“ vermerkt.

Dasselbe gilt für die saarpfälzische Violette Grenzzone, in der recht häufig Glimmersande vorkommen. Offenbar haben keine oder fast keine mineralzersetzenden Prozesse der pedogenen Verwitterung stattgefunden. Stattdessen ist es sogar – wie im Falle der pseudo-hexagonal-tafeligen Hämatite – zum Aufbau relativ großer Kristalle gekommen.

Es sind also eher konstruktive als destruktive Prozesse abgelaufen. Auch Anatas ist neu gebildet worden. Demnach sind die Violetten Horizonte nicht durch eine intensive Einwirkung pedogener Verwitterungsprozesse entstanden und deshalb nicht als „fossile Böden“ im eigentlichen Sinne zu betrachten.

Ein anderer wichtiger Aspekt ist der hohe Gehalt an Feinsedimenten in den Violetten Horizonten. Tonige Lagen und Schichtpakete, die nahezu ausschließlich aus Tonmineralen bestehen, können nicht durch die Verwitterung weitestgehend Quarz-dominierter Sedimente entstehen. Dieser Widerspruch fällt bei denjenigen Violetten Horizonten, die sehr mächtige Sandsteine überlagern, besonders stark ins Auge. Schon in der im Saargau angesiedelten Bonner Diplomarbeit PETERS (1985: S. 122) war hervorgehoben worden, dass die Zunahme von Feinsubstanz in den Violetten Horizonten (Grenzzone) über den liegenden Sandsteinen nur durch Sedimentation in nahezu stehenden Gewässern erklärt werden kann, nicht aber durch die Verwitterung im Zuge einer Bodenbildung gemäß ORTLAM (1974). Derselbe Sachverhalt ist später bei DITTRICH & NORBISRATH (2006: S. 100) in Bezug auf die Verwitterungsdeutung der VG von MÜLLER (1954) herausgestellt worden. Die von MADER (1979–1992) vielfach ausgeführte Interpretation der Violetten Horizonte als eine überprägte Form von fluviatilen Stillwassersedimenten berücksichtigte dies schon eher.

Interessant ist, in welchem Ausmaß die violetten Farbtöne dieser tonreicheren Horizonte mit Dolomitzementen, Dolomitknollen oder -krusten und auch mit Sulfatgehalten einhergehen (Kap. 4.3). Vor allem die Sulfate sind heute häufig weggelöst. In Tiefbohrungen sind sie aber noch nachweisbar. Obertage sind sie durch mm- bis cm-große Kalzit- oder Dolomitdrusen an ihrer Stelle bzw. durch eingekieselte Drusen oder durch Pseudomorphosen von Quarz nach Gips oder Anhydrit dokumentiert. In einigen stratigraphischen Niveaus existiert in klastischen Gesteinen geradezu eine fazielle „Trilogie“ von Violett-Färbungen bzw. -Fleckungen, Dolomit und Sulfat (Kap. 3). Eine genetische Verknüpfung dieser drei Faziesmerkmale ist zu prüfen (Kap. 4.3). Durch eine pedogene In-situ-Verwitterung von Quarz-dominierten fluviatilen Sedimenten sind die in einigen Profilabschnitten auftretenden Mengen von Dolomit und Sulfat jedenfalls nicht zu erklären. Eine laterale Zufuhr dieser Stoffe muss stattgefunden haben.

Vor allem stellt sich die Frage nach der Herkunft des Karbonats. Im sedimentanliefernden südwestlichen Rückland, im Gallischen Land und auch im südwestlichen Ardennengebiet, standen keine Karbonate und nahezu keine Vulkanite an (Teil II: Kap. 8), sondern vornehmlich kristalline und nicht sehr feldspatreiche siliziklastische Gesteine. Besonders karbonatreiche Verwitterungslösungen oder derartige Staub-Einwehungen aus dem Hinterland sind daher sehr unwahrscheinliche Quellen. Überdies handelte es sich beim Ablagerungsraum des proximalen Trier-Luxemburger Buntsandsteins nicht um einen Playa-artigen, innerkontinentalen Endsee. In einem solchen Environment hätten sich aufkonzentrierte Verwitterungslösungen aus den Hinterländern zusammen mit großen Mengen distaler Tonsedimente langfristig ansammeln können (Salztonebene). Die hier untersuchte Fazies ist jedoch größtenteils eher grobklastisch (sandig-geröllführend). Sie verfeinert sich erst weiter nach Norden und Nordosten hin, in Annäherung an das distale Sammelbecken in Norddeutschland und Holland. Über weite Zeitspannen hinweg bestand ein direkter Transport von Niederschlagswasser, Verwitterungslösungen und feineren Sedimenten dorthin.

Andererseits existierte dort im Norden ein temporär marin-beeinflußter Wasserkörper und dann im Oberen Buntsandstein das Rötmeer. Bei episodischen, sehr flachgründigen Ingressio-

nen können marin-salinare Wässer in den fluviatilen Sedimentationsraum eingedrungen sein und dabei gelöste Karbonate und andere Salze mitgebracht haben. Schon sehr seichte Flutungen, mit Wasserfilmen im cm- bis dm-Bereich, könnten das chemische Milieu der Porenwässer deutlich bereichert haben. Leicht lösliche Salze wären bis auf sehr geringe Reste rasch wieder gelöst und ausgespült worden. Der Karbonatanteil jedoch hätte sich in den höheren Sedimentpartien und auch im nicht sehr tiefen Grundwasser-Niveau anreichern können. Im klastischen Sedimentkörper des Beckenrandes kann es so vergleichsweise schnell, bei hohen pH-Werten zu einer karbonatischen Imprägnation gekommen sein. Auch eine Anreicherung von Sulfat ist so vorstellbar.

In der schon genannten Diplomarbeit PETERS (1985; Betreuer: Prof. J. STETS) war bereits vermutet worden, dass die Entstehung der im Saargau angetroffenen Buntsandstein-Karbonate (Kap. 4.3) auch in einen genetischen Zusammenhang mit dem vordringenden Rötmeer gestellt werden könnten. Es stünde allerdings infrage, inwieweit kurzfristige Ingressionen durch die Eifeler Nord-Süd-Zone in die Trier-Luxemburger Bucht stattgefunden hätten. In jedem Falle hätte in diesen Zeiten aber ein höher stehender Grundwasser-Spiegel bestanden, wodurch karbonatische Calichebildung gefördert worden wäre.

Die einmal in das lokale hydrogeologische System gelangten Karbonate konnten anschließend durch ascendente Porenwasserbewegungen im Vertikalprofil des damals freiliegenden Sedimentkörpers umgelagert werden. So konnten vadose, oberflächennahe Dolocretes entstehen. Als Calcretes bzw. Dolocretes definierten WRIGHT & TUCKER (1991) terrestrische Karbonate, die in Oberflächennähe aus übersättigten Bodenwässern (vados) oder etwas tiefer, aus Grundwässern (phreatisch) ausgeschieden werden. Sie bilden sich sowohl in Böden als auch in Sedimentprofilen ohne erkennbare Bodenbildung. Wichtigste Voraussetzung ihrer Entstehung ist ein Wechsel von Durchfeuchtung und Austrocknung (FÜCHTBAUER 1988).

Die meisten Dolocretes, die im Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht vorkommen, sind nicht weit ausgereift (Kap. 4.3). Eine sehr lange Zeitdauer für ihre Herausbildung muss nicht veranschlagt werden. Das Karbonat konnte in relativ kurzer Zeit durch episodisch vordringende „fernmarine“ Lösungen eingebracht werden. Eine entsprechende laterale Zufuhr von Karbonat wurde auch von GOUDIE (1983) für die von ihm damals ausgewiesenen nicht-pedogenen Calcretes/Dolocretes dargelegt („non-pedogenic Calcretes“). Bei ihnen ist nicht etwa bereits im Bodenkörper vorhandenes Karbonat in einem bestimmten Niveau akkumuliert worden (pedogenic Calcretes), sondern der Karbonatgehalt absolut erhöht worden. Prinzipiell kann sich dies durch Boden-fremde aquatische Einträge vollziehen, fluviatil, phreatisch oder durch flächenhafte Überschwemmungen. Bei FÜCHTBAUER (1988) wurde betont, dass besonders in randmarinen Sebkhareichen oberhalb des (wenig tiefen) Grundwassers mit knolligen Calcrete/Dolocrete-Bildungen aus ascendente Lösungen zu rechnen sei.

Karbonat und Sulfat, welches zunächst feindispers oder in kleinen Knötchen im Porenraum ausgeschieden worden war, konnte anschließend sekundär verlagert und zu Knollen oder dünnen Krusten verdichtet werden. Die mehrfache Umlagerung und wiederholte Auskristallisation von Evaporiten kann die (partielle) Entschichtung von Sedimenten bewirkt haben (Haloturbation). Der gesamte frühdiagenetische Umformungsprozess stellte höchstens eine Pedogenese im weiteren Sinne dar. Er vollzog sich vor allem in Form chemisch-physikalischer Prozesse, gesteuert durch die starke Verdunstung, jedoch ohne größere Mitwirkung von Organismen. Nichtsdestotrotz können diese temporären Küstenlandschaften lokal auch Stand-

orte für eine nicht sehr dichte Vegetation geboten haben (Kap. 4.2). Hinweise auf „humose Oberböden“, wie sie von W. DACHROTH wiederholt notiert worden sind (u.a. DACHROTH 1988, 2009), können jedoch nicht beobachtet werden. Die betreffenden, „erdig-mulmigen“ schwarzen Massen gehen maßgeblich auf verwitterten Dolomit zurück (Kap. 4.3). Auch sein Schüler D. MADER war in den späteren Arbeiten (vgl. etwa MADER 1984: S. 32) zunehmend von den zunächst noch zitierten Oberboden-Relikten abgerückt. Eine Existenz ehemaliger humoser Oberböden in den Violetten Horizonten (bzw. Grenzzonen) negierte auch PETERS (1985). Darüber hinaus bestritt er die Möglichkeit einer bodenkundlichen Einteilung der Violetten Horizonte in ein A-B-C-Profil, wie es rechtsrheinisch von ORTLAM (1974) beschrieben worden war. MADER (1984) notierte, dass niemals eine bodentypische laterale Catena (Reliefsequenz) vorgefunden worden war.

Stattdessen handelt es sich bei den Violetten Horizonten wohl um die Hinterlassenschaften von (relativen) marinen Hochstandsereignissen. Der in zahlreichen Publikationen beschriebene besondere Chemismus der Violetten Grenzzone und anderer Violetter Horizonte kann demzufolge mit einem lateralen Eintrag von Karbonaten, Sulfaten, Salzen und Spurenelementen bei Hochstandsphasen des vorgelagerten marin-salinaren Wasserkörpers erklärt werden. Die sehr seichte, niederenergetische Flutung weiter Landstriche kann auch eine gewisse Abspülung, Lösung und Anreicherung von Metallionen bewirkt haben (Kap. 3 und 4.2). Anschließend, beim Rückzug der „distalmarinen“ Flutung, kam es dann zur flächenhaften Eindunstung der eingebrachten Wässer. In Restpfützen stieg die Salinität noch weiter an, bis hin zu pH-Werten, die die Lösung von kleinsten Quarzpartikeln und die randliche Anlösung von Quarzkörnern ermöglichten. Durch eine derartige SiO_2 -Mobilisierung und -Wiederausscheidung waren partielle Verkieselungen liegender Sedimente sowie eine Silcrete- bzw. Karneolbildung möglich.

In diesen Kontext gehören auch die Bildungsbedingungen, wie sie LANGBEIN (1974, 1992) für die Karneole im Thüringischen Chirotheriensandstein rekonstruiert hatte (Abb. 3). In einem randmarinen bis litoralen Milieu von weiträumigen, marin beeinflussten „flats“ sei es bei hoher Salinität und sehr geringen Wasserständen zu einer periodischen Austrocknung gekommen. Dort gebildete Kalkalgenkrusten hätten sich dabei verfestigt, danach seien sie silifiziert, zerbrochen und teilweise auch umgelagert worden. Diese Deutung basierte auf filigranen organogenen Strukturen von Algen (oder auch Cyanobakterien) in den dortigen Karneolen, die sie deutlich von anorganisch gebildeten Silcretes unterschieden (Kap. 4.4).

Eine schon 1968 publizierte genetische Deutung der Violetten Horizonte von DIEDERICH & LAEMMLEN hatte die lithofaziellen Gegebenheiten der Hessischen Senke ausgewertet. Ihr Bildungsraum wurde im lagunären Milieu angesiedelt. Bei den dortigen Stillwasserbedingungen sei es zu toniger Sedimentation und im übersalzten Flachwasser zur Dolomitbildung gekommen. Karneolbildung und Pflanzenwuchs hätten lokal sich bei zeitweiligem Trockenfallen bzw. bei längerer terrestrischer Prägung von Teilen des landschaftlich reich gegliederten, lagunären Randsaums eingestellt. Die Autoren gestanden zu, dass die Violetten Horizonte zeitweise auch den Status eines Bodens besessen hätten, allerdings nur über eine im Vergleich zur Gesamtbildungsdauer recht geringe Zeitspanne hinweg.

Gesichert ist, dass in den jeweiligen Bildungszeiten der Violetten Horizonte eine weiter andauernde Sedimentzufuhr stattfand. In der Violetten Grenzzone etwa (VG1, Kap. 3) treten im saarpfälzischen Raum detritische Schwerminerale oder/und Gerölle auf, die in ihrem Liegenden

fehlen (DITTRICH 2016a). Über längere Zeit hinweg konnten nach und nach sogar mehrere Meter mächtige, relativ distale, feinklastische Sedimente abgelagert werden. Deren geringe Korngrößen sind primär-sedimentär bedingt, sie resultieren nicht aus einem sekundären pedogenen Zersatz größerer Sedimente. Es hatten sich bloß die Faziesbereiche des Flusslängsprofils ein gutes Stück weit landwärts verschoben. Eine solche Faziesverschiebung stellt eine retrogradierende Entwicklung dar. Im rechtsrheinischen Raum sind von ORTLAM (1974) sogar Wirbeltier-Bonebeds in und über den Violetten Horizonten beschrieben worden. Mit den Gattungen *Macrocnemus* und *Tanystropheus* („Giraffenhalsosaurier“) wurden fischfressende, eher aus der marinen Mitteltrias bekannte Formen genannt; letztere ist auch aus den Küstenzonen des Unterkeupers bekannt.

BACKHAUS & HEIM (1995) hatten die Violetten Horizonte als lokale Markierungen einzelner Meeres-Ingression gedeutet. Diese Interpretation räumt die Möglichkeit ein, sehr prägnant entwickelte Violette Horizonte (Grenzzonen) weiträumig zu parallelisieren, da sie als transgressive Zeitmarken lateral durchhaltend sein sollten. Bislang sind derartige Horizonte im Germanischen Becken als sehr lange Sedimentationspausen mit einem sehr langsam fortschreitenden Gesteinszersatz gedeutet worden. Dabei sei es zu einer ganz langsamen Akkumulation von Karbonaten, Sulfaten und Salzen gekommen, durch Einträge aus der Luft, aus der pedogenen Feldspatverwitterung und vielleicht auch durch Verwitterungslösungen aus dem Hinterland.

Völlig anders wäre es jedoch, wenn die Violetten Horizonte im Proximalbereich des Buntsandsteins eben keine Kandidaten für Tiefstandsphasen darstellen, sondern vielmehr Überflutungszeugnisse von Hochstandsphasen (ts oder mfs, Kap. 1.3). In diese Richtung deutet ja auch die Tatsache ihrer enorm großflächigen sedimentären Konservierung. Ein derartiges Erhaltungspotential im Sedimentrekord wäre bei einer bloßen Verwitterungsrinde auf der Landoberfläche einer Tiefstandsphase kaum zu erwarten. Wenn aber Violette Horizonte als marin beeinflusste Flutungshorizonte stattdessen sogar einen Hochstands-Systemtrakt (HST) einleiten können, dann müsste die Sequenzstratigraphie des proximalen Buntsandsteins Süddeutschlands dementsprechend neu ausgerichtet werden (vgl. Teil II: Kap. 8).

Als Kugelfelsen werden die vor allem im Pfälzer Buntsandstein vorkommenden Sandsteinhorizonte mit gehäuft auftretenden cm-großen Kugelbildungen bezeichnet. Die Sandsteinkugeln sind klar abgesetzt, manchmal schalig aufgebaut und von offenkundig sekundärer, diagenetischer Entstehung (DITTRICH 2016a: Kap. 3). Vergleiche mit Ergebnissen aus Thüringen und dann vor allem mit den Darstellungen von WRIGHT & TUCKER (1991) ergaben, dass es sich ursprünglich um Grundwasserkarbonate gehandelt hat. Es sind ehemalige Calcretes bzw. Dolocretes mit anorganisch entstandenen sogenannten Alpha-Gefügen. Sie entstammen dem phreatischen Bereich einer ariden oder semi-ariden Klimazone und waren vergleichsweise wenig ausgereift.

Ursprünglich handelte es sich um noch unverfestigte sandige Ablagerungen mit geringem Geröllgehalt. Im Zuge der fortschreitenden sedimentären Überdeckung lagen sie dann einige Meter unter der damaligen Erdoberfläche, im Grundwasser-führenden Bereich des Sedimentkörpers. Oberhalb einer Grundwasser-stauenden bzw. -hemmenden Schicht zirkulierte dann ein karbonatreiches Grundwasser im Porenraum. In den Kornzwischenräumen kristallisierten punktuell mikritische bis mikrosparitische Zemente aus. Karbonatnester und runde karbonatische Knollen („Glaebulen“) bildeten sich.

Fördernde Faktoren zur Genese von phreatischen Calcretes/Dolocretes mit Alpha-Gefügen sind ein stark fluktuierender Grundwasser-Spiegel, deutliche Temperatur-Schwankungen, wechselnde Porenwasser-Konzentrationen und die zwischenzeitliche Entgasung bzw. tiefgründige Austrocknung eines fluviatil abgelagerten sandigen Sedimentkörpers (WRIGHT & TUCKER 1991). In der Landschaft des tieferen Buntsandsteins waren diese Voraussetzungen durchaus gegeben. Wichtig war aber auch eine mehr oder weniger saline Beschaffenheit der Porenwässer.

In der Pfalz treten Kugelfelsen in mehreren verschiedenen, aber klar begrenzten Niveaus des Unteren und des Mittleren Buntsandsteins auf (DITTRICH 2016a: Kap. 3). Überregionale Vergleiche zeigten, dass zu diesen Zeiten eine Fern-Beeinflussung durch marin-salinare Zuflüsse im Bereich der Trogachsen plausibel war. Durch die in Kap. 1.1 angeführten Ergebnisse von HEUNISCH & RÖHLING (2016) zu transgressiven Ereignissen dieser Zeit sind solche genetischen Zusammenhänge noch weiter gestützt worden. Kugelfelsen sind wohl das Produkt einer temporären ingressiven Migration von karbonatreichen Salzwässern im Sedimentkörper des weiträumigen klastischen Ufersaumes des Buntsandstein-Beckens. Parallelen zu den thüringischen Kugelfels-Vorkommen bestätigen dies.

2. Überblick über die Buntsandstein-Stratigraphie der Trier-Luxemburger Bucht

Zunächst sollen die regionalen Begrifflichkeiten erklärt werden. Die zusammenfassend verwendete deskriptive Bezeichnung Trier-Luxemburger Bucht bezieht sich lediglich auf das Erscheinungsbild des erosiv umgrenzten mesozoischen Deckgebirges im geologischen Kartenbild. Der Begriff Trier-Bitburger Bucht (auch: Trierer Bucht) meint den deutschen Teil davon, östlich der Täler von Our, Untersauer und Obermosel (Abb. 1). Der luxemburgische Teil ist hier mitbetrachtet worden, da sich aus den dortigen Tiefbohrungsprofilen wesentliche Erkenntnisse ableiten lassen. Dasselbe gilt für die Buntsandstein-Ausbissgebiete am südlichen Ardennenrand entlang der Talsysteme der mittleren Sauer und der Attert. Die eher geographischen Begriffe Südeifel und Saargau benennen die deutschen Deckgebirgsareale der Trierer Bucht nördlich (nordwestlich) bzw. südlich der Mittelmosel. Der Saargau zieht sich zwischen dem Hunsrück im Osten und der Obermosel im Westen entlang (Abb. 1).

Die Begriffe Trierer Becken, Bitburger Becken und Eifeler Nord-Süd-Zone (Abb. 1b) haben eine ausschließlich geologische Bedeutung. Sie benennen regionale Struktureinheiten, die u.a. für die Beckenentwicklung in der unteren Trias geodynamisch von Bedeutung waren.

In den Publikationen von MADER (1979–1992) ist ein anderes geographisches Vokabular verwendet worden. Die Nordeifel (Mechernicher Triasbucht) wurde einer südlicher gelegenen „Westeifel“ gegenübergestellt, die (von Norden nach Süden) das Stadtkyller Buntsandsteinvorkommen, das Oberbettinger Triasgebiet und dann die nördliche Trierer Bucht umfasst. Es ist dies der innere Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone. Als „Südeifel“ gilt bei MADER lediglich die Trierer Region. Die Trier-Bitburger Bucht unterteilte sich dabei eher willkürlich definiert entlang einer Ost-West-Linie – etwa bei Spangdahlem–Feilsdorf – in eine „Westeifel“ und „Südeifel“. Strukturelle Bezüge blieben bei dieser regionalen Aufteilung unberücksichtigt.

Im strukturellen Gesamtbild gliedert sich die Trier-Luxemburger Bucht in zwei alt angelegte, Südwest-Nordost („diagonal“) streichende Großgrabenschollen auf, den Luxemburger Zen-

tralgraben und den Graben von Thionville. Eine große Hochstruktur, in sich weiter untergliedert, liegt dazwischen. Bei der Ablagerung des Buntsandsteins wirkten sich die im Untergrund mobilen Strukturelemente langsam und flexurell aus, sie gestalteten weiträumige Becken und Schwellen aus. Rheinisch streichende Strukturelemente interferierten beim Absenkungsgeschehen. Es sind vor allem zwei Grabenzonen, die Echternacher und die Saargauer Grabenzone, die das breite Senkungsfeld der südlichen Eifeler Nord-Süd-Zone intern weiter ausgestalteten. Die starke känozoische Anhebung der Osteifel (vgl. DITTRICH 2014) hat den nördlichen Westrand der Saargauer Grabenzone im heutigen geologischen Kartenbild strukturell maskiert.

Im Zechstein (oberes Perm) war das weitere Umfeld des Untersuchungsgebietes noch kein Sedimentationsraum gewesen. Salinare Zechstein-Abfolgen fehlen hier ebenso wie eine (grob-) klastische Zechstein-Randfazies, wie sie in der weiter südöstlich gelegenen Pfalz noch weitflächig vorkommt (LGB 2005). Die Zechstein-Randfazies war in früherer Zeit fälschlich als Unterer Buntsandstein gewertet worden. Stattdessen setzt aber der saarpfälzische „Hauptbuntsandstein“ ebenso wie derjenige der südlichen Trier-Luxemburger Bucht mit Unterem Buntsandstein ein (Tab. 1). Ausführlichere Darlegungen zum historischen Werdegang der stratigraphischen Einstufungen finden sich bei LGB (2005) und bei DITTRICH & NORBISRATH (2006).

Die beiden diagonalen Teilbecken der Trier-Luxemburger Bucht, das Trierer und das Bitburger Becken, durchliefen durch eine unterschiedliche Beckenentwicklung, was sich in andersartigen Buntsandstein-Profilen und Faziestypen abbildet. Maßgeblich dafür war die jeweils unterschiedliche Nähe zum gallischen und zum ardennischen Liefergebiet im Südwesten bzw. Nordwesten. Auch der jeweilige Beginn der frühtriassischen Subsidenz war verschieden. Das Bitburger Becken entwickelte sich erst im Wechsel Unterer/Mittlerer Buntsandstein. Eine neu konfigurierte Senkungstendenz erfasste nun auch nordwestlichere Areale (V-Diskordanz, Abb. 3, Tab. 1).

Der Untere Buntsandstein bleibt weitgehend auf das Trierer Becken beschränkt. Er umfasst eine basale Konglomeratserie (sHB1, „Untere Konglomerate“), einen sandig-konglomeratischen, gelegentlich auch sandig-siltig-tonigen mittleren Abschnitt (sHB2) und abschließende monotone mürbe Sandsteinabfolgen (Bändersandstein, sBS, LGB 2005; Tab. 1). Die Gesamtmächtigkeiten liegen meist im Bereich mehrerer Zehner Meter. Für das Moselufer in Trier sind 115 m verzeichnet worden (NEGENDANK 1983: Abb. 13a). Etwas weiter nordwestlich davon zieht wahrscheinlich eine Zone weitaus höherer Mächtigkeiten durch. Die Maximalmächtigkeit von mehr als 185,5 m wurde im Bereich des „Ramsteiner Kessels“ erbohrt, südlich von Kordel. Eine strukturelle Vorzeichnung dieses Trogs (Graben von Thionville, Abb. 1b) sowie synsedimentäre Relativbewegungen sind anzunehmen (DITTRICH 2011). Im Norden überlappt der Untere Buntsandstein die Deimlinger Devonschwelle noch um einige Kilometer (vgl. LICHTENSCHIEDT 1999). Im Kylltal reicht er etwa bis auf die Höhe südlich der Speichermühle (LGB & LUWG 2010). Im Ausbissbereich im Osten, in der Region (südlich) Niederkail sind noch einige Zehner Meter Unterer Buntsandstein entwickelt. Dort tritt er – ebenso wie nördlich Auw – in einer niederenergetischen, eher stillaquatischen, oft auch tonreichen Fazies auf. In der Region südlich und östlich von Spangdahlem fehlt er nachweislich (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007).

Die basale Konglomeratabfolge („Untere Konglomerate“, sHB1, Tab. 1) zeigt deutliche Mächtigkeitschwankungen. Am Moselufer in Trier sind 30 m entwickelt (NEGENDANK 1983), im Bereich des „Ramsteiner Kessels“ südlich von Kordel wurden mehr als 39 m nachgewiesen

(DITTRICH 2001). Im Biewertal und im unteren Kylltal ist dieses Basiskonglomerat maximal 15 m mächtig, zusammen mit der darüber folgenden 20 m mächtigen Abfolge von geröllführenden Sandsteinen (WAGNER et al. 2012) kommt man aber auf 35 m. Eine markante, kiesig zementierte, deutlich schräggeschichtete 20 m-Felszone über der letzten Gerölllage hatte dort schon HEITTELE (1979) beschrieben. Nordwestlich von Schweich (Quint-Kaiserhammer) erscheinen sogar 35–40 m (WAGNER et al. 2012). Es kommen bis 15 cm (SCHRADER 1990) oder sogar bis bis 20 cm große Gerölle vor. Es sind vor allem Quarzite, sowie Milchquarze, Schiefer und vereinzelte Sandsteine (WAGNER et al. 2012).

In Richtung der Naurather Schwelle (NH in Abb. 1b) ändern sich die Mächtigkeiten und die Fazies des su-Basiskonglomerates (sHB1). PAAS (1993) nannte 10–20 m („sm1a“). In der Umrandung des Naurather Horstes zeigt das Konglomerat stellenweise eine tiefdunkel-rote Matrix durch viel aufgearbeitetes „Rötelschiefer“-Material des randlich anstehenden höheren Rotliegend (SCHRADER 1990). Auf der Schwelle keilt es nahezu aus, im „Gladbacher Trog“ treten dann wieder einige Meter davon auf. Im Kylltal reicht es noch bis westlich von Daufenbach, bis an die Auwer Hochscholle bzw. Schwelle (KREMB-WAGNER 1996).

Im überarbeiteten Geologischen Führer der Region Trier (WAGNER et al. 2012) ist die veraltete lokale Buntsandstein-Stratigraphie von NEGENDANK (1983) neu konzipiert worden. Einige neue Ergebnisse aus LGB (2005) und DITTRICH & LICHTENSCHIEDT (2007) fanden dabei Berücksichtigung. So ist der inzwischen als Unterer Buntsandstein erkannte untere Anteil des früheren „sm3“ (Tab. 1) mit dem früheren „sm2“ zu den neu geschaffenen „Pallien-Schichten“ („su2“) zusammengefasst worden. Aus dem früheren „sm1“, dem „Basiskonglomerat“ (sHB1 bei LGB 2005) wurde der „su1“. Der Bändersandstein (sBS, Tab. 1) umfasst dort den „P“ der oberen „Pallien-Schichten“, der „C“ darunter entspricht dem sHB2. Dieser alternativen stratigraphischen Nomenklatur wird hier nicht gefolgt.

Die Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein liegt an der Basis des Biewer-Konglomerates (sBK) und des gleichalten Basalkonglomerates (sBlb, Tab. 1). Insgesamt greift diese Grobschüttung nach Osten, Norden und Westen hin diskordant auf Liegendes über. Es manifestiert sich so die aus dem gesamten Germanischen Becken bekannte „V-Diskordanz“ an der Basis des Mittleren Buntsandsteins. In der Pfalz entspricht dem die Auflagerung der Karlstal-Felszone (sKF) auf den Schlossberg-Schichten (sS, Tab. 1). In der Trierer Bucht wird der stratigraphische Abschnitt des tieferen Mittleren Buntsandsteins bis hin zur H-Diskordanz auch als „smt“ ausgehalten. Dieser umfasst den Mittleren Buntsandstein unterhalb der jeweiligen lokalen Äquivalente des saarpfälzischen Hauptkonglomerates (sHK, Tab. 1). Der so abgegrenzte „Tiefere Mittlere Buntsandstein“ umfasst zwei Großzyklen, die mit einer Grobschüttung einsetzen und sich nach oben hin verfeinern. Unabhängig von diesem generellen Profilaufbau existiert jedoch auch eine gewisse laterale Variabilität der Lithofazies. MADER (1980a) hatte diesen Abschnitt der Schichtenfolge als ein generelles Nebeneinander von äolischen und fluviatilen Sedimenten charakterisiert.

Tab. 1 (links): Buntsandstein-Gliederung in der Trierer Bucht mit den wichtigsten Diskordanzen (Nomenklatur gegenüber LGB 2005 korrigiert und erweitert; blau: Kartiereinheiten der GK50, DITTRICH 2011; hellgrün: „Intermediärzone“, IMZ; *: vgl. Text, Kap. 3; links: Buntsandstein-Schichtglieder der Pfalz zum Vergleich, sT = Trifels-Schichten, sR = Rehberg-Sch., sS = Schlossberg-Sch., sKF = Karlstal-Felszone, sKo = Obere Karlstal-Sch., sOF = Obere Felszone, sHK = Hauptkonglomerat, sVG = Violette Grenzzone).

Im Trierer Becken ist das Biewer-Konglomerat die erste Grobschüttung des Mittleren Buntsandsteins. In den Aufschlusswänden im Biewertal ist es 10–15 m mächtig (NEGENDANK 1983), im unteren Kylltal nach WAGNER et al. (2012) nur 3–5 m. Es umfasst vorwiegend stark verfestigte, schräggeschichtete, geröllführende Sandstein- und Konglomeratbänke. Besonders geröllführende Partien zeigen intensive Wabenverwitterung. Quarzite bilden den Hauptanteil der Gerölle, Milchquarze und Sandsteine kommen untergeordnet vor. Die Geröllgrößen liegen bei 1–2 cm, seltener auch bei 10 cm.

In der auflagernden Geröllarmen Wechselfolge (sGW) verzahnen sich äolische und eher flachgründige, wenig kanalisierte fluviatile Sedimente. Auch sandige Schichtflut-Ablagerungen kommen vor. Die schräggeschichteten lockeren Sandsteine entstammen Dünen. Geröllpflaster an den basalen Erosionsflächen stellen z.T. Deflationslagen dar. In den Zwischendünen-Gebieten lagerten sich horizontalschichtige Sande ab. In den weitflächigen Überflutungsebenen zwischen den Strömungsrinnen entstanden in sehr flachgründigen Gewässern sehr geringmächtige, tonreichere lakustrische Sedimente.

Das Kieselkonglomerat (sKK) leitet den nächsten Großzyklus ein. Im unteren Kylltal ist es etwa 6 m mächtig und relativ geröllarm. Bis 6 cm große, kantengerundete Quarze und plattige Quarziterölle kommen vor (WAGNER et al. 2012). Stellenweise gliedert es sich durch zwischengelagerte mürbe, stärker sandige Partien in einzelne Abschnitte. Wabenverwitterung tritt auf. Oftmals zeigt es sich als harter Mittel- bis Grobsandstein mit kieseligem Bindemittel. Die Gesamtheit dieser Faziesmerkmale, vor allem auch das vereinzelte Vorkommen von Kugelkonkretionen (SCHRADER 1981, 1990), erinnert an die Obere Felszone („Kugelfelszone“) der Pfalz (sOF, Tab. 1; vgl. auch DITTRICH 2016a). SCHRADER hatte eine Mächtigkeit von bis zu 10 m notiert. Darüber lagern im unteren Kylltal noch bis zu 12 m stark absandende, parallelgeschichtete Sandsteinserien mit wenigen tonigen Lagen, die Mürbsandsteine (sMS).

Bei WAGNER et al. (2012: Tab. 4) ist der Mittlere Buntsandstein unterhalb der separat gehaltenen Violetten Grenzzone („VG(1)“) zusammengefasst und als „Burg-Ramstein-Schichten“ neu benannt. Diese mächtige Gesamtabfolge wird weiter untergliedert in jeweils von 1 bis 5 durchnummerierte „P“- (für „parallelgeschichteter Sandstein“) und „C“-Einheiten, wobei „C“ für Konglomerat steht. In der sm-Stratigraphie bei LGB (2005; Tab. 1) entspricht der „smC1“ dem Biewer-Konglomerat (sBK) und der „smC4“ dem Kieselkonglomerat (sKK). Die bei WAGNER et al. (2012: S. 107 und Tab. 4) vollzogene Gleichsetzung des smC3 mit dem Kieselkonglomerat trifft nicht zu, sie beruhte auf einer falschen Übertragung der Darlegungen bei LGB (2005).

Die beiden neuen Einheiten smC2 und smC3 liegen im stratigraphischen Bereich der Geröllarmen Wechselfolge (sGW, Tab. 1). Sie sind 3–5 bzw. 5–7 m mächtig. Dabei handelt es sich wohl um mit-nummerierte, aber nicht sehr horizontbeständige Gerölleinschaltungen, die lediglich für lokale Kartierarbeiten von Interesse sind. Auch MADER (1985: Abb. 2) hatte im sm-Abschnitt des früheren „sm3“ lediglich drei markante Konglomerathorizonte in der Region Kordel verzeichnet. Die anderen beiden smC-Einheiten 2 und 3 werden hier als in ihrer Position veränderliche fluviatile Einschüttungen gewertet, die nicht auf übergeordnete paläogeographische bzw. tektonische Veränderungen des Beckens zurückgingen. Dies erweist sich auch in den merklich geringeren Geröllgrößen (bis 1,5 cm bzw. 3 cm) und ihrem verarmten Geröllspektrum, in dem die verwitterungsresistenten Milchquarze deutlich dominieren. Es waren wohl ehemalige fluviatile Strömungskanäle, wie sie auch innerhalb einer überwiegend äolisch geprägten Landschaft

(„Sandmeere“ nach D. MADER) in den Trogachsen als temporäre, örtlich wechselnde Entwässerungsrinnen und als Transportkanäle für das Abtragungsmaterial der Hinterländer notwendig und wahrscheinlich sind. Diese smC-Einheiten können also wohl als lokale Gerölleinschaltungen gelten, wie sie schon im Namen Geröllarme Wechselfolge als zwar selten, aber eben doch gelegentlich vorhanden anklingen. Die immer mal wieder vorkommenden gröberklastischen Deflationslagen resultierten ursprünglich aus weiteren fluvialen Einschüttungen von Geröllsanden.

Zur Kennzeichnung der Mächtigkeit des Trierer Buntsandsteins ist in der älteren Literatur generell das „Trierer Universitätsprofil“ von NEGENDANK (1983: Abb. 13a) als Normalprofil herangezogen worden. Verzeichnet war dort ein ca. 230 m mächtiger Mittlerer Buntsandstein. Nach modernerer stratigraphischer Bewertung handelt es sich dabei um Unteren+Mittleren Buntsandstein (DITTRICH 2004, LGB 2005). Die neu benannten „Burg-Ramstein-Schichten“ umfassen davon angeblich 110–120 m (WAGNER et al. 2012). Allerdings ist dieses vermeintliche Standardprofil durch zahlreiche Abschiebungen verkürzt (mehr dazu später in diesem Kapitel).

Im Norden und Nordwesten der Trierer Bucht greift ein Äquivalent des Biewer-Konglomerates diskordant auf Devon über. Es ist das sogenannte Basalkonglomerat (sBlk, Tab. 1). Typisch für diese fluvialen Grobschüttungen ist ihr hoher Gehalt an tonig verwittertem, umgelagertem Devonmaterial. Es stammt aus der näheren Nachbarschaft. Kurze Transportweiten wurden insbesondere im oberen Kylltal deutlich, nördlich von St. Thomas. Dort treten bis etwa 7 m mächtige Konglomerate zutage (LEPPLA 1908), mit Geröllen aus devonischen Sandsteinen bzw. Quarziten und Tonschiefern sowie auffällig wenigen (5 %) Quarzen („Konglomerate von St. Thomas“, KATTAWI 1969, MADER 1979). Die Gerölle sind bis etwa 25 cm groß und wenig gerundet. Auch ein Paläorelief ist dort nachweisbar. KATTAWI (1969) nannte Paläotäler bis mindestens 30 m Tiefe. Gefüllt sind sie mit wechselnd stark zementierten Konglomeraten oder konglomeratischen Sandsteinen. Meistens liegen die sBlk-Mächtigkeiten im Bereich mehrerer Meter. Erbohrt wurden bis über 15 m. Auf den alten preußischen GK 25-Blättern 5904 Waxweiler, 5905 Kyllburg und 5805 Mürtenbach, sind lokal Konglomerate verzeichnet, in einem bis etwa 10 m, ganz im Norden etwa 20 m mächtigen Abschnitt. In anderen nördlichen Gebieten, bei Spangdahlem oder zwischen Oberweiler und Bickendorf, kann stattdessen eine tonig-sandige Stillwasserfazies entwickelt sein.

Über dem Basalkonglomerat lagern mehrere Zehner Meter mächtige, oftmals intensiv gelblich-orangerote Sandsteinserien, die überwiegend aus wenig verfestigten äolischen Sedimenten bestehen. Sie entstammen ausgedehnten Sandmeeren mit großflächigen Dünenfeldern (MADER 1979: „Densborn-Schichten“). In Rand- und Schwellengebieten lagern sie unmittelbar dem devonischen Sockel auf. Im Osten (Blatt 5906 Manderscheid) ist dies etwa bei Karl beobachtet worden (NEGENDANK 1983). In solchen Gebieten können sie – vom Hangenden her erosiv gekappt – relativ geringmächtig sein und nur noch einige Meter oder Zehnermeter umfassen. Diese äolischen Sedimente sind unter anderem durch mm-dünne Feinschichtung, relativ steile Schrägschichtungsblätter (Leehänge von Dünen) und gut gerundete und sortierte, mattierte Grobsande („Kaviarsande“) gekennzeichnet. Gelegentliche Deflationspflaster stellen die ausgeblasenen Relikte fluvialer Einschwemmungen dar. Auch eher stillaquatische, tonreichere Schichtabschnitte sind erbohrt worden, bei Auw und bei Oberweis (mehr dazu in Teil II: Kap. 6). Stratigraphisch werden die Densborn-Schichten durch das Kieselkonglomerat zweigeteilt, in die Unteren (sDb1) und die Oberen Densborn-Schichten (sDb2, Tab. 1). Das Kieselkonglomerat (sKK) leitet den sDb2 ein. Es handelt sich dort um einen wechselnd prägnant ausgebildeten Geröllhorizont. Er kann zwischen 5 und 44 m mächtig sein (Maximalwert bei Beilingen, DITTRICH

& LICHTENSCHIEDT 2007), meist erscheinen etwa 10 bis 30 m. Auch bei MADER (1985: Abb. 2/ Profil 7) ist dieser Konglomerathorizont abgebildet worden. In etwa 15 m Mächtigkeit wurde er dort in der Region Biersdorf verzeichnet (Echternacher Grabenzone, Abb. 1b).

Die Maximalmächtigkeiten der Densborn-Schichten (sDb1+sDb2) im Beckeninneren sind noch nicht erbohrt worden. Bisher nachgewiesen wurden Werte von 130 bis 138 m, bei Beilingen und Spangdahlem (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007: Tab. 3).

Am Top der smt-Abfolge können geringmächtige Reste der sandig-tonig-dolomitischen Violett-schichten auftreten (Tab. 1, Kap. 3), oft sind sie jedoch von den hangenden Konglomeraten gekappt oder unterschritten worden. Maximal 7 m sind dort angetroffen worden.

Die Gesamtmächtigkeiten des smt variieren zwischen 0 m und etwa 250 m (DITTRICH 2011). Ein Fehlen dieser Schichtenfolge charakterisiert den nordwestlichsten Ausbissrand der Trier-Luxemburger Bucht. Das Maximum ist im Bereich des Trierer Beckens, südöstlich von Aach erbohrt worden. Im Bitburger Becken existiert wohl ein noch nicht zu bezifferndes Maximum (etwa 220 m?) im mittleren bis südwestlichen Teil. Nach Norden nehmen die Mächtigkeiten schnell ab; dort in der „Westefel“ erscheinen etwa 60–70 m (MADER 1985: S. 205).

Der „Höhere Mittlere Buntsandstein“ (smh, s6-Folge) wird durch die jeweiligen Äquivalente des saarpfälzischen Hauptkonglomerates eingeleitet. Im Trierer Becken sind dies das Grobkonglomerat (sGK) und die Geröllsandsteine (sGS, LGB 2005; Tab. 1). Das Grobkonglomerat ist in Trier sehr markant ausgebildet und 25–30 m mächtig. Im unteren Kylltal ist es der morphologische Härtling der „Hauptfelszone“ („smC5“, WAGNER et al. 2012: S. 100). Sie ist dort bis etwas über 10 m mächtig (MADER 1985). Deutliche Schrägschichtung tritt auf. Die überwiegend aus Quarz, vereinzelt auch aus Quarzit und Sandstein bestehenden Gerölle können eine Größe von 7 cm oder sogar bis 18 cm erreichen. Nach oben hin zeigt sich eine allmähliche Verfeinerung zu den wechselnd kieselig zementierten, zyklisch aufgebauten, parallel- oder schrägschichteten Geröllsandsteinen (ca. 10 m mächtig).

Zur unterschiedlichen Benennung des obersten Konglomerathorizontes im Trierer Universitätsprofil bei NEGENDANK (1983: Abb. 13a) sind grundlegende Klarstellungen nötig. Er ist dort in einer Mächtigkeit von etwa 25 m verzeichnet. Ursprünglich galt er als „sm3c2“. Dessen spätere Eintragung als „sm3c3“ in der Tab. 24b bei LGB (2005) und hier in Tab. 1 (linke Spalte, „alt“) hatte sich auf die Beschreibungen von NEGENDANK et al. (1989: S. 12f.) aus dem unteren Kylltal bezogen. Die Darstellung von drei sehr markanten und mächtigen Konglomeratpaketen im „sm3“-Bereich der Region Kordel durch MADER (1985: S. 205/Profil 13) hatte dabei auch eine wesentliche Rolle gespielt. Im neueren geologischen Führer (WAGNER et al. 2012: Abb. 35) ist dann aus dem früheren „sm3c2“ von Trier der Horizont „smC5“ geworden.

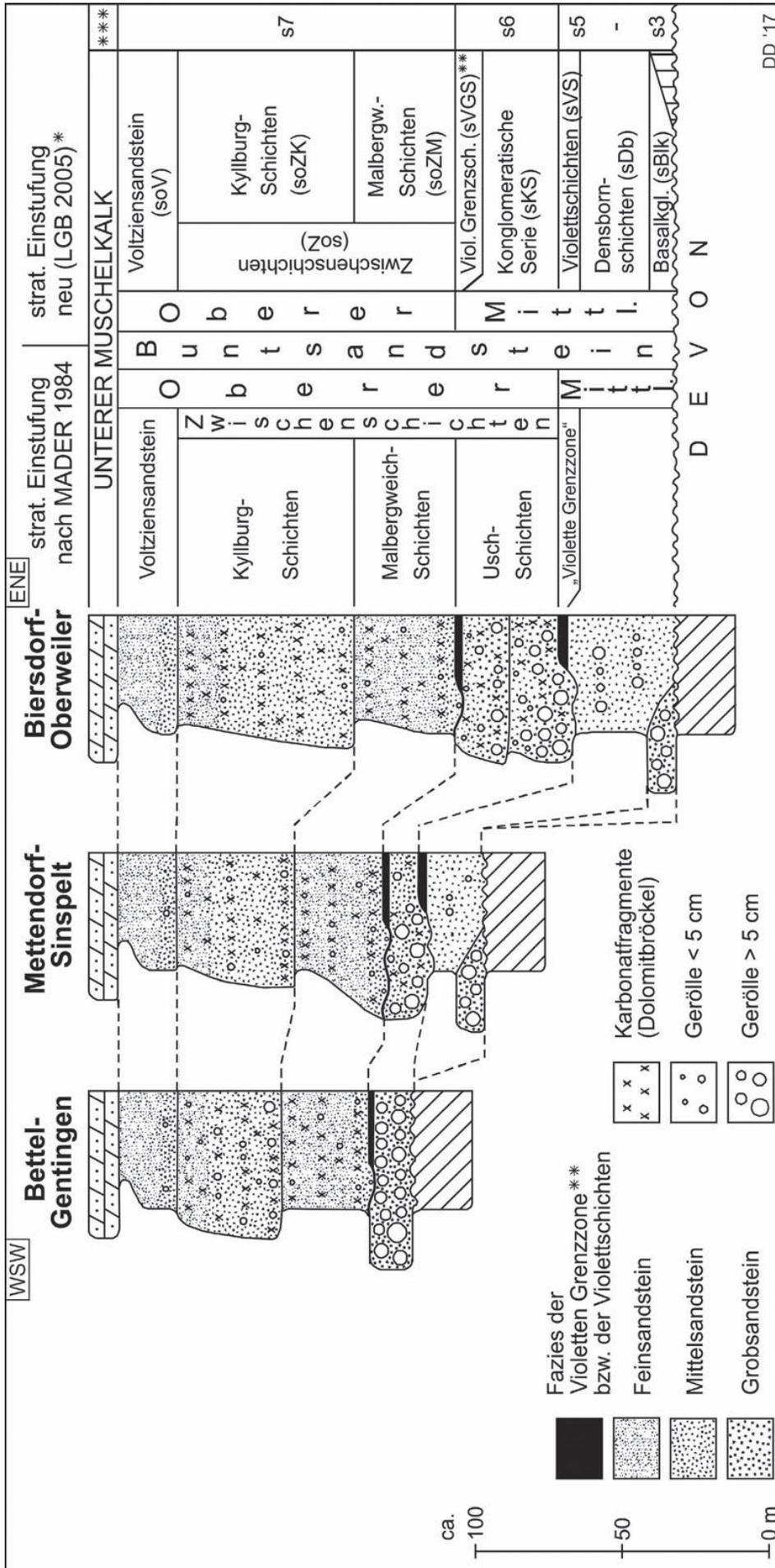
Die tieferen „smC“-Niveaus 1 bis 4 sind in der Darstellung der liegenden Schichtenfolge ebenfalls indiziert worden. Problematisch ist jedoch, dass es sich bei dieser Abbildung lediglich um eine eingefärbte und neu beschriftete Version der alten Darstellung handelt. Die darin neu eingetragenen stratigraphischen Einheiten waren eine Übertragung von Kartierbefunden aus der weiteren Umgebung, aus dem unteren Kylltal. Ungenauigkeiten bei den Mächtigkeitsrelationen und den stratigraphischen Zuordnungen waren die Folge. Das linke Moselufer in Trier ist ja durch zahlreiche streichende Abschiebungen in der su- und sm-Abfolge deutlich tektonisch verkürzt (vgl. dazu GK 10 in NEGENDANK 1983 und DITTRICH 2011: S. 31). In Bohrungen dieser Region (zwi-

schen Aach und Trier, LGB & LUWG 2010) ist nicht nur ein sehr mächtiger smt, sondern auch ein smh-Mächtigkeitsmaximum von 65–70 m angetroffen worden. Rinnenhafte Einschneidungen im Zusammenhang mit der H-Diskordanz (Tab. 1) können dabei eine Rolle gespielt haben. So enthält das im Biewerbach-Tal erbohrte Grobkonglomerat im basalen smh neben Quarzgeröllen auch Komponenten aus schwarzbraunem (devonischem?) Feinsandstein und rotbraunem Tonschiefer. Die Angaben von WAGNER et al. (2012: S. 111) von einem „smP5“ bis 15 m an der Trierer Mariensäule summieren sich mit einem dortigen „smC5“ von etwa 25–30 m (S. 95) darunter und einer Violetten Grenzzone (10 m?) am Top zu einer ähnlichen smh-Größenordnung.

Im Bitburger Becken ist die diskordante Auflagerung des smh gut nachzuvollziehen. Die mehrere Zehnermeter mächtigen Konglomeratabfolgen der Konglomeratischen Serie (sKS, Tab. 1, Abb. 4) lagern im Westen über devonischem Grundgebirge, weiter östlich dann über orangeroten, wenig verfestigten Sandsteinen des tieferen Mittleren Buntsandsteins (smt). Häufig ist eine rinnenhaft eingetiefte sKS-Basis zu beobachten. Eine engräumige, sehr steile Rinnenwandung an der Basisfläche ist von MADER (1981b: Tafel 2: „Usch-Schichten“) abgebildet worden. MADER (1981c) führte dann aus, dass die basalen Konglomerate und geröllführenden Sandsteine oft rinnenförmig in vorwiegend äolische Sedimente des Liegenden eingetieft seien, in die Densborn-Schichten. Eine zuvor schon erfolgte frühdiagenetische Verfestigung der Dünensande hätte die Ausbildung ungewöhnlich steiler Rinnen und die Umlagerung der älteren Sedimente als Sandgerölle ermöglicht. Diese Beobachtungen betrafen die Westeifel, also die innere Eifeler Nord-Süd-Zone. Offenbar bildet sich darin eine (zeitliche) Lücke im Sedimentrekord ab. Sie entspricht der der H-Diskordanz an der Folgenreihe s5/s6 (Tab. 1 und Abb. 4).

Am Westrand des Bitburger Beckens erfolgte in der s6-Folge eine laterale Ausweitung des Sedimentationsraumes (DITTRICH & NORBISRATH 2006). Jenseits der Linie Gentingen–Körperich–Sinspelt–Utscheid übergreift die Konglomeratische Serie den smt. Bei Roth/Our konnte eine WSW-ENE-streichende konglomeratisch-sandige Rinnenfüllung durchbohrt und auskartiert werden. Diese ist etwa 46 m mächtig. Die dortige Lithofazies dokumentiert eine Hinterlandsnahe, eingeschnittene Strömungsrinne, die von ardennischen Schüttungen gespeist wurde. Deren westliche Fortsetzung war u.a. von WAGNER (1989) beschrieben worden. In der Forschungsbohrung Roth (DITTRICH & NORBISRATH 2006) erwies sich, dass der sKS das Basalkonglomerat (sBlk) des Mittleren Buntsandsteins mit einer deutlichen Diskontinuitätsfläche überlagert. Die dortige Schichtlücke umfasst die gesamten Densborn-Schichten und den gekappten Topbereich des sBlk. Dies entspricht der stratigraphischen Situation zwischen den Typusprofilen Bettel–Gentingen und Mettendorf–Sinspelt in Abb. 4. Im nordwestlichen und nördlichen Bitburger Becken, im Bereich der Hauptstromrinne, hielt die intensive Kiessedimentation fast bis zum Ende des Mittleren Buntsandsteins an. Im Westen war nämlich durch die andersartige Beckenkonfiguration der s6-Folge ein neues, stärkeres Relief entstanden (DITTRICH & NORBISRATH 2006: Kap. 7).

Lithologisch handelt es sich bei der Konglomeratischen Serie um schlecht sortierte, meist schrägeschichtete, rotbraun-orangebraun-violettrote, mäßig bis nicht verfestigte Konglomerate. Im Basisbereich sind oft grobe Gerölle angereichert. Einzelne Sandsteinpakete sind zwischengeschaltet. Als Komponenten erscheinen graue und graurote Quarzite, Milchquarze, Silt- und Sandsteine, Tonsteine, Lydite und Grauwacken. Sie sind gut gerundet oder kantengerundet. BOSOLD (1996) beschrieb Dachziegellagerung. Im Norden, im oberen Kylltal ist von KATTAWI (1969) der Komponentenbestand quantifiziert worden. Benannt wurden 50–60 % Quarz – dort schon selektiv angereichert – sowie Quarzite, Grauwacken und Tonschiefer. Im Osten des Bitburger Beckens,



bei Beilingen und Spangdahlem, herrscht eine relativ geröllarme sKS-Fazies vor (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Sie ist vergleichsweise bunt, dolomitreich und etwas feinkörniger als die im Westen. Dies geht auf die dortige strukturelle Position östlich der Saargauer Grabenzone und im Nahbereich der Luxemburger Zentralschwelle (Auwer Schwelle, Abb. 1b) zurück.

Auch im Trierer Becken sind die Geröllgehalte insgesamt niedriger als im Westen und Norden der Trier-Luxemburger Bucht. Dortige sKS-Äquivalente sind wohl nicht nur der „smC5“ und der „smP5“ (sGK und sGS), sondern auch die (in ihrer stratigraphischen Stellung sehr ambivalent gedeutete) bunte Sonderfazies des „Hengstkonglomerates“, wie es von WAGNER et al. (2012: S. 109f.) beschrieben worden ist, vom Berg „Hengst“ nördlich von Ehrang und von nördlich Daufenbach.

Von MADER (1979–1992), NEGENDANK (1983) und auch noch von WAGNER et al. (2012: Tab. 4 u. S. 123) ist die Konglomeratische Serie unter der Bezeichnung „Usch-Schichten“ irrtümlich dem Oberen Buntsandstein zugerechnet worden (vgl. Abb. 4). Genauere Darlegungen dazu lieferten DITTRICH & NORBISRATH (2006: Kap. 6). Jedoch hatte bereits GREBE (1892) erkannt, dass die von ihm auskartierten „Conglomerate (c) an der Basis der Zwischenschichten“ Vertreter des elsass-lothringischen Hauptkonglomerates sind. Dies betonte er in den Erläuterungstexten zu den Blättern 6003 Mettendorf und 6004 Oberweis. MÜLLER & SCHRÖDER (1960) beschrieben ebenfalls die nordwärtige Verbreitung des saarpfälzischen Hauptkonglomerates bis ins GK 25-Blatt 5905 Kyllburg und dann generell in der Eifeler Nord-Süd-Zone. Infolgedessen stellten sie die dortigen Konglomerate in den höheren Mittleren Buntsandstein. Nach heutiger Kenntnis entsprechen sie weiten Teilen der rechtsrheinischen Solling-Formation (LGB 2005, DITTRICH 2016b; Abb. 3; Teil II: Kap. 8).

Den höchsten Mittleren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht bilden die Violetten Grenzsichten (sVGS, Abb. 1, Kap. 3). Sie sind nicht überall unter den Grobschüttungen der untersten Zwischenschichten (Oberer Buntsandstein) unerodiert erhalten geblieben. Im zentralen Trierer Becken, in der Region Aach–Biewer, sind bunt gefärbte tonig-dolomitische Violette Grenzsichten in immerhin 16–19 m Mächtigkeit erbohrt worden, am Trierer Moselufer sind bis 7 m nachweisbar (NEGENDANK 1983). Im Bitburger Becken sind bisher maximal 16 m nachgewiesen, oft erscheinen jedoch nur einige Meter.

Vom schon erwähnten Maximum bei Aach–Trier abgesehen (65–70 m) schwanken die Gesamtmächtigkeiten des smh meist zwischen 15 und 55 m, Werte zwischen 20 und 45 m dominieren. Wegen der unebenen basalen Grenzfläche existieren kleinräumige Mächtigkeitsschwankungen. Auf der Deimlinger Devonschwelle sind nur 5–10 m entwickelt (LICHTENSCHIEDT 1999).

Der Obere Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht wird wie auch sonst im linksrheinischen Raum zweigeteilt, in die Zwischenschichten (soZ) und den darüber liegenden Voltziensandstein (soV, Tab. 1). In Luxemburg sind dafür immer noch die alten Symbole so1 und so2 gebräuchlich (Lucius 1948). Dort im äußersten Westen ist diese Schichtenfolge relativ grobklastisch ent-

Abb. 4 (links): Buntsandstein-Stratigraphie im Nordwesten der Trier-Luxemburger Bucht (Bitburger Becken; schematische Abbildung nach MADER 1984, stark verändert und ergänzt; *: Nomenklatur aktualisiert gegenüber DITTRICH & NORBISRATH 2006, **: mehrere m mächtiges Schichtglied im stratigr. Niveau der Violetten Grenzzone, ***: Buntsandstein-Folgen, vgl. Abb. 3).

wickelt, besonders in den Basisbereichen des so1 und des so2. Auch noch im westlichen Bitburger Becken sind die Gesamtabfolgen etwas gröber ausgebildet, in den Zwischenschichten dominieren Mittel- bis Grobsandsteine. Im äußeren Norden hingegen liegt der gesamte Obere Buntsandstein in einer relativ feinsandigen Fazies vor. Auf den GK25-Blättern 5805 Mürtenbach und 5806 Daun sind für den Oberen Buntsandstein nicht näher differenziert vorwiegend feinkörnige, glimmerreiche Sandsteine notiert worden.

Im gesamten Untersuchungsgebiet ist die so-Basis eher hochenergetisch, mittel- bis großdimensional schräggeschichtet, mehr oder weniger geröllführend und in gewissem Umfang auch erosiv entwickelt. Im Bitburger Becken zeigte sich dies am Nordwestrand (DITTRICH & NORBISRATH 2006) sowie in der Bohrung Oberweis, bei Spangdahlem und bei Beilingen (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Im Trierer Becken gliedern sich die Zwischenschichten generell in einen unteren, teilweise schwach geröllführenden und einen oberen, eher feinkörnigeren Abschnitt. Es sind dies die Unteren und Oberen Zwischenschichten (soZ1 und soZ2; bei NEGENDANK 1983, et al. 1989 und bei WAGNER et al. 2012: „so1a“ und „so1b“). Auch in der dortigen Region ist eine moderat erosiv eingreifende, geröllführende bis konglomeratische Basisschüttung der Zwischenschichten beobachtet worden (WAGNER et al. 2012: S. 109).

Im Bitburger Becken erscheint im mittleren Teil der Zwischenschichten eine erneute, sehr deutliche Kornvergrößerung. Die soZ-Abfolge wird dort zweigeteilt in die Malbergweich-Schichten und die Kyllburg-Schichten (soZM und soZK, Tab. 1). Die ersteren sind im Durchschnitt etwas feinkörniger und zeigen vollständiger fluviatile Kleinzyklen mit besser erhaltenen Violetten Horizonten (MADER 1981c). Die Kyllburg-Schichten sind demgegenüber aus kompakteren Bankfolgen aufgebaut und generell viel glimmerreicher. In den Basisbereichen kommen gelegentlich einzelne Gerölle bis 3 cm diffus verteilt im Sandstein vor oder an basalen Erosionsflächen angereichert. Dies beschrieb MADER (1982) aus der Westeifel (vgl. auch MADER 1985: Abb. 2).

Die zyklische Gliederung ist ein wesentliches Merkmal der Zwischenschichten. Sie sind aus mehr oder weniger deutlichen, wechselnd vollständigen fluviatilen Kleinzyklen aufgebaut (MADER 1979–1992). Oberhalb einer erosiven Basis setzen sie mit Aufarbeitungshorizonten (Dolomitbröckelbänken, Kap. 4.3) oder mit groben Rinnenrückstandssedimenten ein. Es folgen wechselnd geröllreiche Sandablagerungen, dann sandige und schließlich tonig-siltige Überflutungsabsätze mit mehr oder weniger dolomitreichen, bunt-violett gefärbten Violetten Horizonten (vgl. Kap. 1.4 und 3). Die Mächtigkeiten der nicht immer vollständig erhaltenen Zyklen liegen meist im Bereich von Dezimetern bis zu mehreren Metern. Dickbankige soZK-Sandsteine aus dem mittleren Teil mächtigerer Zyklen sind in der Westeifel oft als Bau- und Werkstein gewonnen worden (MADER 1981c). Genannt wurden Zyklen-Mächtigkeiten, die meist zwischen 2 und 8 m betragen. Lokal könnten sie aber auch wenige Dezimeter oder sogar mehrere Dekameter(!) umfassen. MADER wertete dies als Abbild der damaligen Rinnentiefe. Gelegentlich seien auch aufgegebene (Erosions-)Rinnen mit feinkörnigen Stillwassersedimenten verfüllt worden.

Namengebend für den Voltziensandstein (soV) waren die häufig enthaltenen Reste des Nadelholzes *Voltzia heterophylla*. Im vertikalen Profilaufbau stehen sich eine basale Werksteinzone (soVW) mit mächtigen Sandsteinpaketen und eine obere, stärker tonig ausgebildete Lettenregion gegenüber (soVL, Tab. 1). Es sind Faziesseinheiten mit wechselnder Mächtigkeitsrelation. Meist, jedoch nicht überall, ist die Werksteinzone mächtiger. Die soVW-Sandsteine umfassen hellglimmerführende, tonig gebundene Fein- bis Mittelsandsteine mit gerader oder großbogiger Schräg- oder Horizontalschichtung. Sie sind vorwiegend gut verfestigt und dickbankig, mit plat-

tiger Absonderung bei der Verwitterung. Gerölle sind sehr selten oder fehlen ganz. Die Lettenregion wird von roten, seltener graugrünen, feinschichtigen, glimmerführenden Ton-, Silt- und Feinsandsteinen aufgebaut. Oft zeigt sich eine Absonderung in cm-dünnen Platten, mit reichlich Glimmerblättchen auf den Schichtflächen. Dezimetermächtige, schwach dolomitische Fein- bis Mittelsandsteine mit Schräg- oder Horizontalschichtung kommen als Rinnenfüllungen vor. Zum Top hin dominieren rötliche Ton- und Siltsteine (Kap. 3).

Im Bereich der Nordwestflanke der Luxemburger Zentralschwelle bzw. Auwer Schwelle (Abb. 1b) ist der Voltziensandstein faziell nicht mehr von den Zwischenschichten zu unterscheiden (LBG 2005, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Größere Sandsteinbänke, Gerölleinlagerungen und Dolomitbröckelbänke reichen stratigraphisch weitaus höher. Im Umfeld des Voltziensandsteins erscheinen deutlich mehr Stillwasserablagerungen, höhere Karbonatgehalte und weniger kompakte Sandsteine. Es dokumentiert sich dort eine Sonderfazies des Oberen Buntsandsteins am Ostrand des Bitburger Beckens. Im soZM bei Spangdahlem verzahnen sich distale Ablagerungen einzelner Schlammstrom-Ereignisse mit fluviatilen Sedimenten. Im soZK sind die fluviatilen Zyklen eher unvollständig. Eine abweichende „so1b“-Fazies (soZK) war auch von WAGNER et al. (2012: S. 118) beschrieben worden, und zwar im Bereich der Nordwestflanke dieser Schwellenzone.

Die Mächtigkeiten des Oberen Buntsandsteins liegen bei etwa 95–110 m in der nordwestlichen Trierer Bucht, gut 70 m im Nordnordwesten und etwa 125 m im Nordosten. Im Bitburger Becken existiert eine Südwest-Nordost ausgerichtete Zone hoher Mächtigkeiten, die mit dem diagonal streichenden Südeifeler Zentralgraben zusammenfällt (Abb. 1b). Das dortige Maximum ist noch nicht bekannt, bisher erbohrt wurden 164,4 m in der Bohrung Oberweis (WEILER 1972, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007) und 175 m im Kylltal, bei der Albach-Mündung. Auf der Schwellenzone im Südosten erscheinen weitflächig Mächtigkeitswerte von 125–135 m, an der Deimlinger Devonschwelle sind es wohl nur 80–120 m. Südöstlich von Aach ergaben sich durch eine Bohrung etwa 145 m Oberer Buntsandstein (DITTRICH 2011). Dies ist ein deutlich höherer Wert, als er früher für den Trierer Raum angegeben wurde (NEGENDANK 1983: 100–105 m). Die Angaben von WAGNER et al. (2012) für das untere Kylltal ergaben Werte bis 110 m. Diese Diskrepanz ist wohl durch die intensive Schollentektonik dieser Region zu erklären (vgl. DITTRICH 2011: S. 31). Die Trogachse liegt im Bereich des alt angelegten, Südwest-Nordost (diagonal) streichenden Grabens von Thionville (Abb. 1b). Der Voltziensandstein alleine erreicht maximal etwa 40 m (Region Bitburg, nach Südwesten wohl fortgesetzt bis in die Prümatalregion); meist sind es eher 20–25 m.

3. Sequenzstratigraphisch interessante Horizonte

Für eine sequenzstratigraphische Ausdeutung, die maßgeblich auf Phasen eines hoch liegenden Baselevels oder gar auf eustatische Meeresspiegel-Hochstände abhebt, sind prägnante horizontbeständige tonig-karbonatische Horizonte im Buntsandstein von Interesse. Weitflächig verbreitete tonige bzw. tonreichere Sedimentpakete entstehen vor allem in ausgedehnten Überflutungsebenen, wie sie insbesondere im fluviatilen Tiefland, weit unten im Flusslängsprofil, vorkommen können. Auch Sebka-Ablagerungen kommen dafür in Frage, also Sedimente von temporären randmarinen Salztonebenen oder von Marschgebieten (Kap. 1.1). Wenn feinkörnigere, tonig-feinsandig-karbonatische Schichtpakete im Beckenrandbereich flächenhaft

und horizontbeständig ausgebildet sind und überdies nicht bloß fluviatile (oder äolische) Faziesmerkmale aufweisen, so könnten sie „Signalkandidaten“ darstellen. In ihnen könnten sich weiträumige Flutungsereignisse abbilden.

Ein auffälliges Fazieselement im höheren linksrheinischen Buntsandstein sind die sogenannten „Violetten Horizonte“ (VH), einschließlich der „Violetten Grenzzonen“ (VG). Die generelle fazielle Charakteristik dieser Horizonte ist bereits in Kap. 1.4 eingehend behandelt worden. Hier soll auf ihre stratigraphische Relevanz und ihre individuelle Ausprägung eingegangen werden. Violette Grenzzonen unterscheiden sich von „normalen“ VH durch ihre überregionale Horizontbeständigkeit. Kleinräumig können allerdings auch sie durch die Grobschüttungen hangender Schichtglieder ganz oder teilweise erodiert worden sein.

Neben der von MÜLLER (1954) eingeführten VG im Grenzbereich sm/so – in der linksrheinischen Literatur ist sie inzwischen als VG1 oder VG1 gekennzeichnet worden – existieren noch zwei weitere Violette Grenzzonen. Es sind dies die VG2 (auch: VG2) und die VG3 (auch: VG3) in der Mitte und am Top der Zwischenschichten (u.a. NEGENDANK 1983, SCHRADER 1983, LGB 2005, WAGNER et al. 2012; Tab. 1). Das horizontbeständige Schichtglied der Violettschichten (sVS) nimmt ebenfalls den Rang einer „Violetten Grenzzone“ ein. Es liegt allerdings viele (Zehner) Meter unterhalb der VG1. In früheren Publikationen ist es gelegentlich mit dieser stratigraphisch verwechselt worden; genauere Darlegungen dazu lieferten DITTRICH & NORBISRATH (2006: Kap. 6).

Generell gilt, dass im Profilbereich zwischen den Violettschichten und der VG3 zusätzlich zu den „Grenzzonen“ auch zahlreiche weitere Violette Horizonte ausgebildet sind. Üblicherweise sind sie an das Top von fluviatilen Kleinzyklen geknüpft (vgl. auch MADER 1985). Ihre Mächtigkeit variiert i.a. im Bereich einiger Dezimeter.

Besonders viele VH treten im stratigraphischen Bereich der „Oberen Konglomeratregion“ auf (Tab. 1), welche der s6-Folge entspricht (Abb. 3). Dies gilt vor allem für die Konglomeratische Serie (sKS) in der nördlichen Trierer Bucht (vgl. etwa KATTAWI 1969, HEITEL 1979, LGB 2005, DITTRICH & NORBISRATH 2006, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Im zentralen und nördlichen Trierer Becken entspricht dem die nur vereinzelt nachgewiesene Sonderfazies des violettgetönten „Hengstkonglomerates“ (WAGNER et al. 2012: S. 109f.). Obertage anstehend ist sie nördlich von Ehrang und nördlichen Daufenbach angetroffen worden.

Im Oberen Buntsandstein ist es der Profilabschnitt der Unteren Zwischenschichten (soZ1) bzw. der Malbergweich-Schichten (soZM, Tab. 1), welcher durch besonders häufig auftretende Violette Horizonte gekennzeichnet ist. Sie kommen aber auch in den höheren Zwischenschichten vor. Da diesen Violetten Horizonten kein besonderer stratigraphischer Leitwert zukommt (Teil II: Kap. 8), sind sie von WAGNER et al. (2012) und anderen Autoren gelegentlich als VH_Z bezeichnet worden. Diese VH_Z-Niveaus lassen sich in vielen Fällen nicht über weite Strecken verfolgen. Lateral fallen sie aus oder sind nur in Resten erhalten geblieben. Bei einer Verlagerung der fluviatilen Ströme wurden sie unter Bildung eines Umlagerungshorizontes aufgearbeitet (Dolomitbröckelbank), der dann den nächsten Kleinzyklus einleitet (MADER 1979–1992; Kap. 4.3).

In der regionalen Häufigkeit von Violetten Horizonten und Grenzzonen manifestiert sich wohl die besondere paläogeographische Rahmensituation bei der Ablagerung der fluviatilen Gesteinsserien des höheren Mittleren und des Oberen Buntsandsteins (Röt!) im Trier-Luxemburger

Beckenrandbereich (Kap. 5). Zu dieser Zeit ist ein intermittierender marin-salinarer Influx in die Flusslandschaft aus dem Beckenraum im Norden vorstellbar (vgl. auch Kap. 1.1 und Teil II: Kap. 8). Die zu dieser Zeit abgelagerten Sedimente können dabei überprägt worden sein, in ihrem Gefüge, ihrem Chemismus (Salargehalt) und in der speziellen mineralogischen Charakteristik ihrer Hämatitgehalte (Kap. 1.4 und Kap. 4).

Einen weiteren sequenzstratigraphisch interessanten Abschnitt der Buntsandstein-Abfolge stellen die Grenzletten in der obersten Lettenregion (GL bzw. soVL, Tab. 1) dar.

VG1

Eine präzisierte feinstratigraphische Gliederung des höheren Buntsandsteins im Saarland ist von MÜLLER & SCHRÖDER (1960) vorgelegt worden. Die Violette Grenzzone (VG) im Sinne von MÜLLER (1954) wurde darin zum höchsten Mittleren Buntsandstein gestellt. Die unmittelbar auflagernde „Untere Dolomitbröckelbank“ (UDBB, Tab. 1) bildet bereits den untersten Horizont der Zwischenschichten des Oberen Buntsandsteins (soZ). Unterhalb der VG liegt in vollständigen Profilen das Hauptkonglomerat (sHK in Tab. 1).

Die VG am Top des Mittleren Buntsandsteins ist im linksrheinischen Gebiet sehr weit verbreitet. Sie ist am Oberrheingrabenrand und in der Pfalz, im Saarland, in Lothringen, in Luxemburg, in der Süd- und Westeifel und auch noch in der Nordeifel entwickelt (MÜLLER & SCHRÖDER 1960, SCHRADER 1983, WAGNER 1989, DITTRICH 2016a). Meist handelt es sich um ein eher feinklastisches Niveau. Da die höheren VG-Abschnitte oft von soZ-Grobschüttungen gekappt wurden (vgl. DITTRICH 2016a), ist dies manchmal weniger gut nachzuvollziehen. In nördlicheren Gebieten, insbesondere über der groben sm-Proximalfazies der Nordeifel und in Nordwest-Luxemburg wird dies jedoch sehr deutlich. Weiterhin bezeichnend sind Violettfärbungen oder -fleckungen, weiß oder gelblich gebleichte Partien und der hohe Dolomitgehalt (Kap. 1.4) bzw. dessen schwarzbraune Verwitterungsresiduen (Kap. 4.3). In den letzten Jahrzehnten ist diese Violette Grenzzone dann als VG1 bezeichnet worden. Die konkrete Schreibweise variierte dabei zwischen VG1, VG 1 oder VG₁. Zur Vermeidung von Irritationen wird dies hier generell zu VG1 vereinheitlicht.

Die VG1 liegt über dem jeweiligen Äquivalent des saarpfälzischen Hauptkonglomerates. Im Trierer Becken ist dies die Gesamtheit von Grobkonglomerat (sGK) und Geröllsandsteinen (sGS), im Bitburger Becken die Konglomeratische Serie (sKS). In der von MADER (1979) aufgestellten, inzwischen überholten Drei-Gliederung der Zwischenschichten ist die VG1 im stratigraphischen Grenzbereich zwischen den „Usch-Schichten“ und den Malbergweich-Schichten anzusiedeln (Abb. 4). Die seinerzeit von D. MADER (1979–1992) im Norden ausgehaltene „Violette Grenzzone“ unterhalb der „Usch-Schichten“ (sKS) ist demgegenüber den Violettschichten zuzuordnen (Abschnitt sVS, s.u.).

Die Mächtigkeit der VG1 liegt meist im Bereich mehrerer Meter. KREMB-WAGNER (1996) hatte für die Trier-Bitburger Region – je nach dem Grad der erosiven Verkürzung – eine generelle Spannbreite von 0 bis 15 m angegeben. WAGNER et al. (2012) benannten für den Ausbissbereich im Großraum Trier bis 10 m, nach DITTRICH (2011) sind in der Region Aach–Biewertal 16–19 m Mächtigkeit erbohrt worden. Auf der Deimlinger Devonschwelle bei Daufenbach erscheinen lediglich 5 bis 10 m (LICHTENSCHIEDT 1999). Bei Träg, westlich der Kyll, wurden 12 m erbohrt, bei Beilingen im Nordosten 12–13 m, in beiden Fällen sehr tonig ausgebildete Abfolgen. Bei Spangdahlem sind VG1-Abfolgen in Mächtigkeiten von 12,13 m bis 16,10 m gekernt worden (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007).

Die Benennung „Violette Grenzzone“ von MÜLLER (1954) hatte sich im eigentlichen Wortsinn auf eine sekundäre pedogene Überprägungszone am Top des sm bezogen (Kap. 1.4), welche im Saarland nach damaliger Kenntnis nur eine Mächtigkeit von sehr wenigen Metern umfasste. Die in der Trier-Luxemburger Bucht existierenden violett-gefärbten Sedimentabfolgen im sm/so-Grenzbereich sind jedoch deutlich mächtiger. Sie sind kleinzyklisch aufgebaut und resultierten primär aus einer fortgesetzten aquatischen Sedimentation. Diese vollzog sich bei speziellen paläogeographischen Rahmenbedingungen, die die Entstehung einer typischen Violettfazies ermöglichten (Kap. 4.1). Die von DITTRICH & LICHTENSCHIEDT (2007) für dieses Schichtglied neu eingeführte Bezeichnung „Violette Grenzschichten“ (sVGS) hebt mehr auf den sedimentären Charakter und die Mächtigkeit dieser stratigraphischen Einheit ab. Sie kennzeichnete die VG1-Abfolge im Bitburger Becken (Tab. 1). Ein prinzipieller Unterschied zur zeitgleichen Bildung im Trierer Becken (LGB 2005: sVGZ) besteht allerdings nicht. Bei DITTRICH (2011) ist deshalb der Begriff Violette Grenzschichten (sVGS) über die gesamte Trierer Bucht hinweg angewendet worden.

Zum breiten Faziesspektrum der VG1 gehören tonige, schluffig-feinsandige oder auch mittel- bis grobsandige Sedimentpartien, je nach der Position im Randbecken der Trier-Luxemburger Bucht. Partiiell sind sie gefügearm oder völlig entschichtet. Dolomit erscheint in Form von Bindemitteln, Knauern, Knollen, Krusten, Schlieren oder Drusen. In verwitterten Profilen können auch Eisen-Mangan-Mulm oder dünne Eisenkrusten auftreten (Kap. 4.3). Vereinzelt sind inkohlte Pflanzenwurzeln oder Wurzelröhren beobachtet worden. Bei Bettendorf in Luxemburg wurde Gips nachgewiesen. Einzelbeschreibungen des lokal wechselhaften Internaufbaus enthalten u.a. die Darlegungen von HEITELE (1979), NEGENDANK (1983), KREMB-WAGNER (1996), NEGENDANK et al. (1989), WAGNER (1982, 1989), BOSOLD (1996), DITTRICH & NORBISRATH (2006), DITTRICH & LICHTENSCHIEDT (2007) und WAGNER et al. (2012).

Das Farbspektrum der VG1 ist sehr breit (vgl. dazu DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007: Tab. 1). Charakteristisch sind Sedimentpartien, die nach HEITELE (1979) „in bizarren Formen leuchtend violett gefärbt“ sind (im Biewertal). Auch blässere, grau- oder blaustichige Violetttöne kommen vor sowie weiße, gelbe, graublau, graue bzw. grünlich-graue Farbtöne (Abb. 9 in Kap. 4.3). Daneben erscheint ein gemäßigtes Rot oder Rotbraun. Gelegentliche Orangetöne von Sandsteinpartien untermauern die Zugehörigkeit zum Mittleren Buntsandstein.

Intermittierend herrschte bei der VG1-Sedimentation auch ein etwas höheres Energieniveau, was durch sehr geringmächtige gröbere fluviatile Einschwemmungen und durch Aufarbeitungshorizonte belegt ist. Dies gilt für weite Teile der Trier-Luxemburger Bucht. Vereinzelt geringe Geröllgehalte sind typisch. Vor allem sind es Milchquarze bis 2 cm, teilweise auch schlecht gerundet. Am Exkursionspunkt „Rot 2“ in Trier-West erscheinen kantige bis kantengerundete Milchquarze und vereinzelt Quarzite bis 3 cm (WAGNER et al. 2012). Bei Niedergeckler im Nordwesten waren sogar einzelne bis 10 cm große Gerölle enthalten (DITTRICH & NORBISRATH 2006). Im Nordosten, in den erwähnten Kernbohrungen bei Spangdahlem fanden sich vereinzelt, unterschiedlich gerundete Quarze (bis 1,8 cm), ein Quarzit (1 cm) und einige kleinere Schieferklatten.

Die gelegentlich erwähnten dm-mächtigen Milchquarz-Konglomerate im Kylltal bei Kordel (WAGNER et al. 2012: S. 111) oder an der Deimlinger Devonschwelle bei Daufenbach (LICHTENSCHIEDT 1999) könnten eher zum Liegenden gehören, zum jeweiligen Äquivalent des Hauptkonglomerates (sHK, Tab. 1).

Auch zahlreiche tonig-sandige Intraklasten sind in der VG1 enthalten. Hinzu kommen selten auch „Dolomitbröckelbänke“. Dies sind Aufarbeitungshorizonte, die umgelagerte Dolomitklasten enthalten (Kap. 4.3). Am Exkursionspunkt „Blau 8“ an der Mariensäule oberhalb von Trier sind in der tieferen VG1 bis 30 cm mächtige Dolomitbröckelbänke beschrieben worden (WAGNER et al. 2012). Bei Spangdahlem sind sie maximal 20 cm mächtig und im Vergleich zu denen im Oberen Buntsandstein nur schwach ausgeprägt.

In den Violetten Grenzschichten (sVGS) der Spangdahlemer Kernbohrungen ließen sich auch kleine fluviatile Zyklen erkennen. Meist handelte es sich um mittelsandige Basisschüttungen, die sich nach oben hin verfeinerten. Die Mächtigkeit dieser Zyklen schwankte zwischen wenigen Zentimetern und 2,2 m, meist waren es 1,2 bis 1,4 m. Auch eine mehrere Dezimeter mächtige Abfolge mitteldimensional schräggeschichteter rotbrauner Fein-Mittel-Sandsteine war enthalten. Zumindest zeitweilig ist eine gewisse Strömungsenergie wirksam gewesen.

Eine konkrete „Untere Dolomitbröckelbank“ sensu MÜLLER & SCHRÖDER (1960; Tab. 1) lässt sich nahezu nur im Süden eindeutig aushalten, in den vergleichsweise geringmächtigen Buntsandstein-Profilen des westlichen Saarlandes und in Südwest-Luxemburg (s.u.). Eine solche sandige Bank wurde auch im rheinland-pfälzischen Nord-Saargau bei Tawern beschrieben (PETERS 1985). Sie ist dort 10–30 cm mächtig und liegt direkt über der VG1. Aufgearbeitete blauviolette Sandsteingerölle sind enthalten sowie bis 5 cm große eckig-kantengerundete Milchquarz-Gerölle. Von PETERS ist diese Bank den basalen Zwischenschichten zugeordnet worden.

Zuletzt soll hier noch das interessante VG1-Profil der luxemburgischen Kernbohrung Rebiert beschrieben werden. Diese Bohrlokation liegt weit im Südwesten (Abb. 1), relativ nah am ehemaligen Beckenrand (Teil II: Kap. 7) und schon jenseits der Verbreitung des dortigen „Vogelsandsteins“ (smt). Zwischen dem bei 694 m Teufe angetroffenen Devonsockel und faziell zweifelsfreien Zwischenschichten (soZM) lagert dort eine sehr Dolomit-reiche VG1-Abfolge von 4,5 m Mächtigkeit. Wegen der großen Tiefe sind die ursprünglichen Dolomit-Gehalte unverwittert erhalten geblieben. Laut luxemburgischem Bohrprotokoll von 1972 beginnt sie mit einer etwa 40 cm mächtigen „Dolomit-Kruste“ auf der Devon-Oberfläche. Einige Dezimeter tiefer wurden noch Dolomit-durchsetzte Partien oder „karbonatische“ Füllmassen auf den Trennflächen des Schiefers protokolliert. Über der Krustenbildung lagern zunächst aufbereitete verwitterte Schiefer (25 cm) und dann eine dichte Wechselfolge von „Dolomitbröckelzonen“ und stark oder sehr stark dolomitisch zementierten Konglomeraten, die ausschließlich wechselnd intensiv verwitterte Schieferbruchstücke enthalten („viele flache Geschiebe aus Devon-Material“). Diese Abfolge ist rotbraun und violett gefärbt, die mit Dolomitknauern durchsetzte Sandsteinbank am Top (ca. 70 cm) ist „rotbraun, grün bis violett gefleckt“. Darüber liegt ein etwa 40 cm starkes Konglomerat, das im Basisbereich noch vorherrschend Dolomitbröckel und dann eckige Gangquarze und Quarzite führt. Wahrscheinlich ist dies das stratigraphische Niveau der Unteren Dolomitbröckelbank. Darüber setzt die typische zyklische Abfolge der tieferen Zwischenschichten ein (Malbergweich-Schichten, soZM), mit schwach geröllführenden Sandsteinen, geröllfreien Sandsteinen, sandig-siltigen Tonsteinen, Dolomitknauern und Dolomitbröckelbänken.

VG2

Im Saarland und in Ost-Lothringen ist von MÜLLER & SCHRÖDER (1960) zwischen den „Unteren, grobklastischen Zwischenschichten“ und den „Oberen feinkörnigen Zwischenschichten“ eine „Obere VG-ähnliche Zone“ ausgehalten worden. Sie entspricht der heutigen VG2. Überlagert

wird sie von einer „Oberen Dolomitbröckelzone“. Nach MÜLLER & KONZAN (1989: Abb. 12) trennt die VG2 die saarländischen Unteren und Oberen Zwischenschichten (so1_u und so1_o). Die beigefügte Profiltafel zeigte, dass diese zweite Violette Grenzzone im Buntsandstein des Saarlandes von Osten nach Westen generell vertreten ist. In Randgebieten („Mosel-Saargau“) und im Bereich der Trogachse (Pfälzer Mulde, vgl. DITTRICH 2016a: Abb. 4) kann sie allerdings lokal vom Hangenden her unterschritten sein. Aus der Pfalz waren aus diesem Niveau schon von MÜLLER & SCHRÖDER (1960: S. 253) mürbere rötliche Sandsteine mit bläulich-violetten Verfärbungen erwähnt worden.

Im südlichen und östlichen Saarland sind die Unteren Zwischenschichten geröllführend und generell gröber als die Oberen. Ähnliches gilt für den Raum Trier und das untere Kylltal (Trierer Becken). Dort ist der „so1a“ häufiger etwas geröllführend, der „so1b“ dagegen seltener und insgesamt etwas feinkörniger (NEGENDANK 1983, WAGNER et al. 2012). Dazwischen liegt die VG2. Früher war im sogenannten „Universitätsprofil Trier“ noch kein derartiger Leithorizont ausgewiesen worden (NEGENDANK 1983: Abb. 13a und S. 63). Im aktualisierten Geologischen Führer (WAGNER et al. 2012: Abb. 35 und Tab. 4) wurde dann jedoch im selben Profil der Violette Horizont an der Grenze „so1a“/„so1b“ als VG2 benannt. Nach neuerer Kenntnis ist diese VG2 südlich von Kordel relativ konstant ausgebildet (WAGNER et al. 2012: S. 117).

Dazu passt auch ein auffällig mächtiger Violetter Horizont in einem alten Steinbruch südwestlich des Stadtbereichs von Trier. Er umfasst etwa 3–5 m, keilt aber lateral nach einigen Zehner Metern aus (WAGNER et al. 2012: S. 116). Aus der GK10 bei NEGENDANK (1983) sind seine Höhenlage und seine Position innerhalb der Zwischenschichten zu entnehmen. Es müsste sich dabei um das VG2-Niveau handeln. Es kann hier, im zentralen Trierer Becken, durch die Basisschüttung des „so1b“ (soZ2, Tab. 1) lokal unterschritten worden sein. Eine Meißelbohrung im oberen Biewertal nahe Aach durchteufte eine einige Meter (4 m?) mächtige VG2. Unter glimmerführenden soZK-Sandsteinen wurden dort bunte, bläulich-grünlich-graue und rotbraune Feinsandsteine, grünliche Mergel und teilweise auch weiß verwitterte Tonsteine angetroffen.

Weitere, etwas nordwestlicher gelegene VG2-Vorkommen aus dem Umfeld des Trierer Beckens sind aus einer Bohrung bei Träg und nördlich von Born bekannt. Die letztgenannte Aufschlusslokalität ist von HARY et al. (1984: Abb. 1) beschrieben worden. Zwischen den Unteren und Oberen Zwischenschichten liegt dort eine 1,3 m mächtige VG2, die sehr typisch ausgebildet ist. Es sind rote und violette, grün marmorierte, z.T. stark tonige dolomitische Silt- und Feinsandsteine, in Wechsellagerung mit dunkelroten feinplattigen Sandsteinen. Am Top ist ein maximal 20 cm mächtiger „Calichehorizont“ (eine Dolocrete) ausgebildet.

Im Bitburger Becken ist die lithostratigraphische Situation anders. Die aus südlichen und südöstlichen Regionen beschriebene Oben-fein-Tendenz innerhalb der Zwischenschichten gilt dort nicht mehr. Nach D. MADER (1979–1992) werden dort die Malbergweich-Schichten von den darüberlagernden Kyllburg-Schichten unterschieden (LGB 2005: soZM bzw. soZK, Tab. 1). Die Kyllburg-Schichten sind gröber und kompakter, im Norden und Westen partienweise auch geröllführend bis konglomeratisch (Kap. 2, Abb. 4). Charakteristisch ist auch der deutlich erhöhte Glimmergehalt des soZK (Teil II: Kap. 6). MADER (1981c) hatte diesen abrupten Fazieswechsel innerhalb der Zwischenschichten mit einem (nicht näher spezifizierten) tektonischen Ereignis erklärt. Vertikale Schollenrelativbewegungen haben wohl zu dieser Neuschüttung geführt (mehr dazu in Teil II: Kap. 8).

Die soZK-Basis markiert also eine Diskordanz. Die VG2 muss darunter nicht immer überall erhalten geblieben sein. Nachgewiesen ist sie in den weniger strukturtiefen Bereichen des Bitburger Beckens. Geschützt durch hinreichende, aber nicht besonders starke Subsidenz könnte sie dort vor erosiver Kappung bewahrt gewesen sein, da sich die fluviatilen Grobschüttungen des soZK vor allem auf die Trogachsen konzentrierten.

In der etwas randlich gelegenen Bohrung Oberweis westlich von Bitburg ist bei etwa 125 m Teufe im schematischen Säulenprofil von WEILER (1972: Abb. 2) ein Bereich markiert, der „VG-ähnlich“ ist. Laut Protokoll zeigt er violett-rotbraune Farben und Dolomitknauern. Darüber ändert sich die Lithofazies. Eine auffällig kompakte 30 m-Sandsteinabfolge leitet den soZK ein. Stratigraphisch wird dieses Niveau hier der VG2 gleichgesetzt.

Im Zuge der relativen Absenkung innerer Beckenbereiche der Trier-Luxemburger Bucht stellte sich in den Trogachsen wohl zunächst eine feinklastische Stillwasser-Sedimentation ein. Im TB 5-Kernprofil bei Spangdahlem (Abb. 1) fällt im soZM/soZK-Bereich ein etwa 1,7 m mächtiger, rötlicher, siltig-sandiger Abschnitt auf. Er zeigt laminare Feinschichtung und Linsenschichtung mit 2–3 cm langen grauen Tonlinsen (Kap. 4.1). Das sehr ausführliche Kernaufnahme-Protokoll der „Drilling Location TB5“ der US-amerikanischen Airbase Spangdahlem vermerkte auch eine schwarze, feinkörnige Knolle in einer Tonlinse. Dabei kann es sich um eine pyritische Knolle gehandelt haben. Im darüber liegenden, sehr feinschichtigen Bereich mit mm-feinen Tonlagen ist auffällig viel Glimmer enthalten. Es ist der basale soZK. In diesen distalen Stillwasser-Sedimenten ganz im Nordosten bildet sich wohl das allmähliche Vorrücken der glimmerreichen Neuschüttung ab.

Eine ähnliche, noch weitaus prägnantere Entwicklung ist in der ost-luxemburgischen Kernbohrung Reisdorf dokumentiert (Abb. 1). Es handelt sich um eine Bohrung, die am Rande der diagonal (Südwest-Nordost) streichenden regionalen Senkungszone des Bitburger Beckens bzw. des flexurell begrenzten Luxemburger Zentralgrabens niedergebracht wurde. Bezogen auf das variszische Richtungssystem nach DITTRICH (1989) liegt es südlich der Ardennen-Südrandzone (Attert-Graben, Abb. 1b). Das Profil belegte eine recht mächtige Entwicklung der Zwischenschichten (Teil II: Kap. 7). Bei der Endteufe von 200 m standen dort noch untere Zwischenschichten an (soZM). Von besonderem Interesse war eine markante, schwach dolomitische Tonsteinabfolge im Teufenbereich von 157,3 bis 160,0 m, etwa in oder etwas unterhalb der Mitte der Zwischenschichten. Im Gammalog des unverrohrten Bohrlochs fiel sie durch sehr stark erhöhte Strahlungswerte auf, mit bis zu 620 API (bei etwa 158–159 m Teufe). Die hangenden und liegenden, wechselnd siltig-tonigen Sandstein-Abfolgen zeigten weitaus geringere Werte im Bereich von 40 bis 180 (meist etwa 100) API. Unter den grauen Tonsteinen folgten 1 m gipsführende rote sandige Tonsteine und darunter dann 10 m mächtige rot-graue Sandsteine (soZM). Lediglich die obersten 70 cm der grauen Tonstein-Abfolge (bis 158 m Teufe) liegen gekernt vor. Sämtliche tieferen Abschnitte des Bohrprofils waren nur durch Cuttings einer im Lufthebefahren niedergebrachten Meißelbohrung dokumentiert (1 m-Beprobung).

Erstaunlich war die Lithofazies der gekernt Tonsteine. Sie sind meist feinschichtig, mittel- bis dunkelgrau, grünstichig, etwas glimmerstaubig und oft auch bioturbat. Im ursprünglichen Bohrprotokoll, erstellt von Herrn LUC FRANCK der Fa. SolEtude, waren sie als schwach gipsführend ausgewiesen worden. Lithofaziell (makroskopisch) erinnern sie mehr an Muschelkalk (Mergelzone des mu1 oder siltig-toniger mo2) als an Buntsandstein. Offenbar sind sie bei reduzierenden Bedingungen abgelagert worden. Gelegentlich kommen angereicherte Pflanzenhäcksel vor. Drei

solche Proben wurden von der Autorin entnommen. Im Auftrag von Herrn ROBERT COLBACH vom luxemburgischen Service Géologique sind diese dann von Frau Dr. SUSANNE FEIST-BURKHARDT/Ober-Ramstadt palynologisch untersucht worden. Alle drei Proben lieferten einen guten Rückstand, mit schönen, reichen und recht vielfältigen Pollen und Sporen-Floren. Eine detailliertere Publikation dazu ist in Planung.

Auffällig viele Vererzungen treten in den grauen Tonsteinen auf. Es sind sowohl unregelmäßige, einige mm große dunkle Aggregate („Knubbel“) auf den Schichtflächen als auch zahlreiche kurze senkrechte Gänge (Spaltenfüllungen). Letztere waren verdrückt und unregelmäßig, wie durch Kompaktion und Auflast gestaucht. Eine röntgendiffraktometrische Untersuchung im LGB/Mainz durch die Herren Dipl.-Geol. ANDREAS RIßE und Dipl.-Min. ROGER LANG zeigte, dass es sich um Sulfide handelt, um ein Mineral der Chalkosin-Gruppe (Cu_{2-x}S) und Pyrit (FeS_2). Auch eine nur mm-große, nicht näher untersuchte, intensiv grüne Linse könnte auf eine Cu-Vererzung zurückgehen. Wahrscheinlich handelt es sich insgesamt um eine frühe, epigenetische Vererzung (frndl. mündl. Mitt. R. LANG). Der Schwefel stammte aus zersetzter organischer Substanz, die Kupfergehalte könnten weitflächig von einer verwitterten, neu gefluteten Landoberfläche eingespült worden sein. Ein solcher Prozess würde auch die auffälligen Gamma-Peaks erklären.

Die beschriebene harte, graue, stark kompaktierte Tonsteinabfolge ist insgesamt 2,7 m mächtig. Zusammen mit den darunter durchmeißelten gipsführenden, rötlichen und etwas sandigen Tonsteinen kommt man auf 3,7 m. Eine lange Zeitspanne mit sehr ruhiger, langsamer, feinklastischer Sedimentation bildet sich ab. Die Annahme einer seichten, lokalen fluviatilen Überflutungsebene, die von den sich stetig verlagernden, erosiven Flussrinnen der soZ-Landschaft bloß zufällig so lange ausgespart wurde, ist für diese relativ strukturtiefe Bohrlokation nicht sehr wahrscheinlich. Eher bestand ein Zusammenhang mit den Schollenrelativbewegungen des einsetzenden soZK. In einem stabilen Wasserkörper kam es zu einer kontinuierlichen (limnischen?) Tonablagerung unter reduzierenden Bedingungen. Leider konnten die unteren 2 m der grauen Tonsteine weder sedimentologisch noch palynologisch ausgewertet werden. Da sie durchmeißelt wurden, sind sie nur sehr kleinstückig und verschmiert erhalten. Es bleibt daher unklar, ob darin – ähnlich wie in Spangdahlem – potentiell tidal geprägte Gefügemerkmale (Kap. 4.1) oder aber planktonische Mikrofossilien (marine Acritarchen) auftreten. In den palynologisch bearbeiteten oberen 70 cm jedenfalls fehlt Plankton (vorläufige schriftl. Mitt. Dr. FEIST-BURKHARDT 18.5.2017). In den Basisbereichen ist Gips enthalten. Eine frühe temporäre Ingression in diesem unteren Bereich ist nicht völlig auszuschließen.

Nach ihrer stratigraphischen Position muss es sich bei der grauen Pelitzzone um ein Äquivalent der VG2 handeln. Die darüber dann mehr und mehr einsetzenden Sandsteine sind kompakt und führen relativ große Glimmerblättchen. Es sind die Kyllburg-Schichten. Gemäß einer röntgendiffraktometrischen Untersuchung enthält schon die Feinfraktion der grauen Tonsteine auffällig viel Glimmer-Material (schriftl. Mitt. Dr. NATALI FAGEL/Universität Lüttich). Unmittelbar über der grauen Tonsteinabfolge lagert eine 1,5 m mächtige Abfolge von Sandstein-Bänken. Einige mitteldimensional schräggeschichtete Partien zeigen auffällige, mit Feinsediment abgesetzte Schrägschichtungsblätter. Auch kleine dolomitisch-sulfatische Zementnester kommen darin vor (Kap. 4.3). Darüber folgen 2,35 m feinere, oftmals bioturbate oder vereinzelt kleinrippelgeschichtete tonig-sandige Sedimente. Eine temporäre tidale Gefügeprägung der Sandsteine und der Feinsedimente ist nicht ganz auszuschließen (Kap. 4.1). Darüber setzt dann die erste Dolomitbröckelbank ein. Viel Tongerölle und relativ große Glimmer sind darin enthalten.

Eine laterale Fortsetzung der Pelitfazies der VG2 ist möglicherweise in der west-luxemburgischen, ebenfalls recht strukturtief gelegenen Kernbohrung Bettborn durchteuft worden (Abb. 1). Diese Bohrlokation liegt zwar schon recht nahe am westlichen Beckenrand, aber in der alt angelegten Senkungsstruktur des Attert-Grabens. Innerhalb der Siltstein-Sandstein-Wechselfolge des höheren so1 (soZ) trat dort etwas oberhalb der Mitte eine auffällige, 1 m mächtige rote Tonstein-Einschaltung auf (WAGNER 1982: S. 26, 1989: Abb. 2).

Setzt man die bei Bettborn, Reisdorf und Spangdahlem angetroffenen tonreichen Abfolgen im Grenzbereich soZM/soZK der VG2 gleich, so ergibt sich eine insgesamt sehr weitgespannte Verbreitung. Sie reicht von der Pfalz und dem Saarland über das Trierer Becken hinaus ins Bitburger Becken nach Norden (Bohrungen Oberweis und Spangdahlem) und auch nach West-Luxemburg. In den im Südwesten, sehr proximal gelegenen Bohrprofilen Mersch und Reberg ist sie wohl von oben hier gekappt worden. In der Eifeler Nord-Süd-Zone („Westeifel“), bei Bickendorf und nördlich von Kyllburg, ist sie ebenfalls nachgewiesen (vgl. HEITALE 1979, MADER 1984). In der Nordeifel treten im VG2-Niveau dann über 20 m mächtige Schluffsteinserien auf (Teil II: Kap. 8).

Interessant ist auch der fazielle und stratigraphische Befund am Hunsrück-Weststrand, in der Region Tawern (Abb. 1). Dort war es primär offenbar zur Ausbildung einer prägnanten VG2 gekommen. In dieser gering-subsidenten Beckenrandzone ist sie aber auch intermittierend aufgearbeitet worden. PETERS (1985: S. 60) beschrieb aus dem Niveau zwischen den Unteren und den Oberen Zwischenschichten Dolomitbröckelbänke mit enorm großen, bis 35 cm hohen (mächtigen), abgeflachten ungerundeten Dolomitklasten („Dolomitbröckel“) in einer intensiv blau gefärbten sandig-siltigen Matrix. Diese Klasten weisen ein durchhädertes, brekziöses Gefüge auf. Es handelt sich um ehemalige Dolomitkonkretionen und/oder um karbonatisch zementierte, resedimentierte Fragmente von Dolomitbröckelbänken. Selbst umgelagerte „pisolitishe Strukturen“, ehemalige Caliche-Peloide, sind darin enthalten (Kap. 4.2). Im Schichtverband kommen auch hellgrün bis grauweiß gebleichte Sandsiltsteine mit cm-großen sandigen Dolomitgeröllen und VH-typisch buntfleckige tonige Sandsteine mit schwarzem Mulm und cm-dünnen krustenartigen Dolomitkonkretionen vor (vgl. Kap. 4.3). Die Ausscheidung von Dolomit und dessen Aufarbeitung war hier offenbar sehr intensiv. PETERS hatte diesen stratigraphischen Abschnitt der „Oberen Dolomitbröckelzone“ nach MÜLLER & SCHRÖDER (1960) gleichgesetzt und ihn schon in den basalen soZ2 gestellt. Möglicherweise ist er aber auch einer Randzonenfazies der VG2 selbst zuzuordnen.

VG3

Als erstes wieder ein Blick in die Historie. Im Saarland und in Ost-Lothringen war der Voltziensandstein (so2 bzw. soV), das höchste Schichtglied des Oberen Buntsandsteins, von MÜLLER & SCHRÖDER (1960) in folgender Weise weiter unterteilt worden. Eine „Basale Dolomitbrekzie“ und eine „Pflanzenführende Lage“ unterlagern den „Werkstein“ (auch: „Werksteinzone“) und die „Lettenregion“. Die beiden unteren Leitbänke sind gegenüber den beiden höheren deutlich geringmächtiger. Allen vier Einheiten wurde jedoch eine überregionale, bis in den Trierer Raum und hinein nach Luxemburg reichende Niveaubeständigkeit zugeschrieben.

In späteren Arbeiten ist der auffällige, faziell sehr vielfältige stratigraphische Bereich unterhalb der Werksteinzone (soVW, Tab. 1) dann häufig als „VG3“ bezeichnet worden (u.a. NEGENDANK 1983, LGB 2005, WAGNER et al. 2012). Darin treten die schon von MÜLLER & SCHRÖDER erkannten

Fazieselemente der Dolomitbrekzien (Dolomitbröckelbänke) und der Pflanzenführung in loser, nicht immer streng regelhafter Folge und in stark wechselnden Quantitäten auf.

Besondere Pflanzenanreicherungen sind auch im Untersuchungsgebiet zu beobachten. Sie erscheinen bei Butzweiler, bei Aach, bei Kordel (vgl. auch WAGNER et al. 2012: Abb. 61) und bei Tawern (Kap. 4.2). Fundorte in Luxemburg sind Folschette (starke Pflanzenhäcksel-Führung im basalen so₂, HARY et al. 1984) und Bad Mondorf (Bohrung Adelheidquelle, LUCIUS 1948: Tab. Nr. II). Interessant ist, dass alle Lokalitäten – von Folschette abgesehen – im Umfeld des Trierer Beckens bzw. des alt angelegten Grabens von Thionville liegen (Abb. 1).

Dolomitbröckelbänke treten im VG3-Niveau sehr häufig und oft auch in erheblichen Mächtigkeiten auf. Beschrieben wurden sie vor allem von Ingeldorf (MADER 1984, WAGNER 1989; Kap. 4.3), bei Bickendorf (HEITELE 1979), Tawern (PETERS 1985), in Trier („Universitätsprofil“, NEGENDANK 1983: Abb. 13a), im weiteren Umfeld von Trier, bei Auw, bei Ehrang und an der Heinzkyllermühle (WAGNER et al. 2012). Offenbar ist es in diesem Zeitabschnitt zu einer mengenmäßig beträchtlichen frühdiagenetischen Dolomit-Bildung gekommen. Bei hoher Strömungsenergie wurde dieser dann aufbereitet und umgelagert (Kap. 4.3).

Die namengebende Fazies der Violetten Horizonte ist in der VG3 natürlich auch oft entwickelt, mit sandigen oder feinklastischen violett-gefärbten oder fleckig-gebleichten Sedimenten und mit Dolomitkonkretionen. Dies ist etwa im Kylltal bis Philippsheim (WAGNER et al. 2012), bei Bickendorf (HEITELE 1979) sowie in Bohrungen bei Aach und Reisdorf beobachtet worden. Die bei WAGNER et al. (2012: S. 117) von Butzweiler genannten Sandsteinpartien mit faust- bis kopfgroßen Löchern gehen wohl auf ausgewitterte Dolomitknuern zurück.

Auch Tonanreicherungen sind aus dem VG3-Niveau bekannt. Dies gilt auch im Saarland. Im Typusprofil der Merziger Mulde und der Region Saarlouis war ist MÜLLER & KONZAN (1989: Abb. 12) ein markantes Tonpaket unter dem Voltziensandstein dargestellt worden. Es vertritt dort die VG3. Eine Toneinschaltung in diesem Niveau – manchmal durchsetzt mit Sandsteinen – fand sich auch im unteren Kylltal (WAGNER et al. 2012: S. 118), bei Tawern (PETERS 1985) und in der Bohrung Rebiereg. Stillwasserbedingungen und ein reduzierendes Milieu bildeten sich im Bohrprofil der Adelheidquelle von Bad Mondorf ab. Im Niveau des tiefen VG3 tritt laut Bohrprotokoll „eine 10 cm mächtige tonige Einlage mit dünnem kohligem Belag und Pyrit im Gestein und auf der Kohle“ auf (Lucius 1948: Tab. Nr. II).

Sogar Gips kann in diesem stratigraphischen Bereich vorkommen. In der Tiefbohrung Rebiereg in Südwest-Luxemburg ist er unabgelagert erhalten geblieben. Er erscheint angereichert in der Matrix eines knapp 2 m mächtigen tonig-dolomitischen Sandsteins, unmittelbar unter dem dort ca. 2 m mächtigen, vorwiegend tonigen VG3-Äquivalent. Auch in der Bohrung Reisdorf tritt er auf. Im Bohrprofil der Adelheidquelle/Bad Mondorf und bei Tawern sind lediglich cm-große Dolomit- oder Kalzitdrusen als Ablaugungsresiduen davon erhalten geblieben (Kap. 4.3). Der Gesamtbefund im VG3 bei Bad Mondorf könnte ein temporäres flach-lagunäres Bildungsmilieu abbilden.

Die genaue stratigraphische Reichweite der VG3, von der soV-Werksteinzone ins Liegende hinein, ist oft nur schwer festzulegen. Oft mehren sich in einem mehrere m mächtigen Abschnitt darunter noch Faziesmerkmale, die sich von der üblichen fluviatilen Lithofazies der Zwischenschichten abheben. Für diesen erweiterten VG3-Bereich soll hier der stratigraphische Begriff „Intermediärzone“ (IMZ) eingeführt werden.

Im Trierer Becken betrifft dies vor allem die Region Butzweiler, wo im höheren soZ2 große umgelagerte Stamm- und Astreste auftreten (Kap. 4.2; DITTRICH 2004). Sie erscheinen dort gemeinsam mit einzelnen Geröllen und mit Dolomitbröckelbänken. Die genaue IMZ-Mächtigkeit ist dort noch unbestimmt. Eine weitere diesbezügliche Angabe stammt aus der Kylltal-Region (NEGENDANK et al. 1989: S. 19). Dort wurde von 10 m mächtigen „Basisschichten“ unter der „eigentlichen so2-Werksteinzone“ (soVW) berichtet. Diese seien durch intensive „Manganmulmfleckung“ sowie durch Mulmanreicherungen mit mehreren cm Durchmesser oder in „echten Horizonten“ von 30–100 cm Mächtigkeit gekennzeichnet. Es handelte sich dabei wohl um ausgewitterte Dolomitnester, -knauern und -bröckelbänke. Auch stark dolomitische Sandsteine oder sandige Dolomite kommen als Ausgangsgesteine in Frage. Zusätzlich wurden mm- bis 1 cm-große Gerölle und Bruchstücke von Tonsteinen, Sandsteinen und „Limonit“ genannt. Diese „Basisschichten“ sind wohl der Intermediärzone gleichzusetzen.

Bei Tawern im Südwesten könnte zur 2 m mächtigen VG3 noch ein weiterer, 3,5 m mächtiger Sandstein-Abschnitt im Liegenden zu einer Intermediärzone von 5,5 m addiert werden. Dieser wird nämlich eingeleitet durch einen großdimensional schräggeschichteten Sandstein (1,3 m), der nach den granulometrischen Untersuchungsergebnissen von PETERS (1985) als deltaisch zu deuten ist (mehr dazu in Teil II).

In diesem Kontext ist eine Notiz zum stratigraphischen Niveau unterhalb der saarländischen Werksteinzone von MÜLLER & KONZAN (1989: S. 32) interessant. Vermerkt wurde „eine Dolomitbröckelbank mit gelblichen Dolomitbröckeln, die als Sediment einer ersten marinen Inkursion gedeutet werden kann, da marine Fossilien vereinzelt auftreten“. Nähere Angaben zu derartigen Fossilfunden oder Literaturhinweise dazu fehlen leider. Allerdings wird betont, dass sich die Dolomitbröckelbank mit weißgrauen Sandsteinen mit reichlich eingeschwemmten Pflanzenresten verzahnt. Kupfervererzungen (die Karbonate Azurit und Malachit) treten dort sowohl in der Bröckelbank als auch an den Pflanzenresten auf (vgl. Kap. 4.2).

Zusätzliche Hinweise auf den Fossilgehalt des erweiterten VG3-Niveaus (IMZ) lassen sich, wenn auch mit Einschränkungen, der Publikation BERNERS et al. (1984) entnehmen. Das damalige Autoren-Team bestand aus einer großen Anzahl von linksrheinischen Regionalbearbeitern, darunter auch E. MÜLLER vom damaligen saarländischen Geologischen Landesamt. So wurde denn auch in dieser Arbeit (S. 366) auf ein unveröffentlichtes Manuskript von E. MÜLLER hingewiesen, worin nachgewiesene marin-brackische Fossilien von der Basis des saarländischen Voltziensandsteins dargelegt seien. Näheres dazu wurde nicht mitgeteilt. In der Tafel II/1 bei BERNERS et al. (1984) wurde allerdings ein stratigraphisch nicht genau eingestuftes Fund eines Spreitenbaus von *Rhizocorallium* isp. aus den Zwischenschichten von Weiler/Saar abgebildet. Im Text darüber (S. 390) werden nicht näher spezifiziert Spurenfossilien aus den Oberen Zwischenschichten genannt. Insgesamt sind also die diesbezüglichen Zuordnungen eher unklar. Sollte das marine Faziesfossil *Rhizocorallium* dem höchsten soZ2 entstammen, so könnte dies ein Hinweis auf eine befristete marine Prägung der VG3-Intermediärzone sein.

Im Norden, am Südrand der Ardennen, existiert eine sehr mächtige Intermediärzone. Gut erschlossen ist sie in der ost-luxemburgischen Kernbohrung Reisdorf (Abb. 1). Die Werksteinzone des Voltziensandsteins (so2 bzw. soV) endet dort bei 98,0 m Teufe. Darunter, bis 109,9 m, kann wohl eine etwa 12 m mächtige Intermediärzone ausgehalten werden. Diese ist insgesamt eher tonreich (tonig-sandig) und häufig feinschichtig bis dünnplattig, vor allem im höheren Teil. Im höheren Mittelteil und vor allem im unteren Teil enthält sie typische Violette Horizonte. Das

Farbspektrum ist sehr breit. Es erscheinen matt blau-violette oder blaustichige, graublau gefleckte oder gebleichte Partien. Andere Abschnitte sind grün, grüngrau oder mittel- bis dunkelgrau. Wieder andere sind dunkelrot, rot, orange-rötlich oder beige-rotgrau. Es erscheinen Dolomitknauern, dolomitische Schlieren und dolomitische Zemente. Vereinzelt Gipskristalle oder aber Kavernen sind vorhanden. Darüberhinaus kommen Schichtabschnitte vor, die möglicherweise tidal geprägte Gefüge aufweisen (Kap. 4.1). Es handelt sich um Rippelschichtung und um einen von oben her erodierten geringmächtigen Rest einer mitteldimensionalen Schrägschichtungseinheit (etwa bei 100,85 m), deren Schrägschichtungsblätter granulometrisch auffällig heterogen (bimodal) sind. Einige mm starke Sandlagen wechseln darin mit etwa gleich mächtigen Ton-Siltlagen.

Eine weitere Besonderheit im Reisdorf-Profil ist das Basiskonglomerat des Voltziensandsteins. Es liegt innerhalb der IMZ, im höheren Teil (102,14–103,90 m). Es repräsentiert die basale Grobschüttung, die für den proximalen west-luxemburgischen so2 charakteristisch ist (MADER 1985, WAGNER 1989). Dieses 1,76 m mächtige, sandige Konglomerat ist deutlich mittel- bis großdimensional schrägschichtet und intensiv dolomitisch zementiert. Im unteren Teil ist es kompakt, im höheren Teil jedoch mürbe und locker, da das karbonatische – primär ggf. auch sulfatische – Bindemittel zu dunklem Mulm verwittert ist (Kap. 4.3). So variiert auch die Gesteinsfarbe von weißlich-grau (unten) zu dunkelgraubraun (oben). Laut Bohrprotokoll sind auch Gipskristalle beobachtet worden. Das Geröllspektrum umfasst bis mindestens 3,5 cm große, kantengerundete bis gerundete Quarzitgerölle und eckige Milchquarze.

Interessant ist die Sedimentabfolge direkt unterhalb des Konglomerates. In einem etwa 4 m mächtigen Abschnitt liegen zuunterst wenige Dezimeter feinstreifige rote, zum Teil auch grüne und mittel- oder sogar dunkelgraue sandige, glimmerführende Tonsteine. Darüber folgt eine tonig-sandige, nach oben hin stärker sandig-dolomitische Abfolge. Insgesamt ist ein Obengrob-Zyklus (coarsening upward) entwickelt. Es erweist sich das Naherrücken einer klastischen Vorschüttung in einen etwas tieferen Wasserkörper, der an der Zyklen-Basis durch relativ dunkle graue Tonsedimente nahegelegt wird. Erst dann folgt das Basiskonglomerat. Gegen das Liegende abgesetzt ist es durch eine feinschichtige bzw. feinplattige Tonstein/Siltstein-Wechselfolge von etwa 30 cm.

Ein anderes IMZ-Profil liegt westlich der Reisdorf-Bohrung. Es ist einer weniger strukturtiefen Position zuzuordnen (Abb. 1b). Es handelte sich um einen Großaufschluss an der Jugendherberge von Ettelbruck (MÜLLER 1989). Dort waren 13 m der höchsten, dort etwa 50 m mächtigen Zwischenschichten (so1) erschlossen. Überlagert wurden sie von insgesamt 2,8 m mächtigen Basiskonglomeraten der dortigen so2-Randfazies (Teil II: Kap. 8). In einem gut 6 m mächtigen siltig-tonigen Profilabschnitt des höchsten so1 (soZK) sind 6 gröbere, cm- bis dm-mächtige rote Sandsteinbänkchen eingelagert, die dolomitisch zementiert und von kleinen Drusen durchsetzt sind, den Relikten ehemaliger Sulfatknötchen (Kap. 4.3). In den feinkörnigen, violetten und roten Zwischenpartien fehlen derartige Drusen. Dolomitknollen oder -krusten sind generell nicht entwickelt. Insgesamt handelt es sich wohl um ein Äquivalent der VG3.

Ein stark mit Dolomitementen und mit Drusen durchsetzter grünroter Sandsteinbereich im Liegenden kann wohl noch zur Intermediärzone gezählt werden, die dann hier auf eine Mächtigkeit von knapp 11 m käme (mit den hangenden Konglomeraten: etwa 13,5 m). Neben den auffällig hohen Evaporitgehalten zeigt dieser untere Schichtabschnitt dünne Geröllagen, gelegentliche Schrägschichtung und vereinzelt beigemischte mm- bis cm-große Dolomitgerölle.

Unmittelbar unter der markanten, etwa 70 cm mächtigen ersten Bank des so₂-Basiskonglomerates erscheint im VG3 von Ettelbruck eine 10 cm starke Bank von rotgrünem drusenreichem Dolomitsandstein. Etwas nördlicher, in einem Profil am Ostausläufer des Berges Lopert sind in entsprechender stratigraphischer Position etwa 15 cm rote Feinsand-Silt-Tonstein-Wechselfolgen mit (tidaler?) Flaserschichtung angetroffen worden (MÜLLER 1989: Profil 5).

Noch weiter westlich liegt das Profil der Kernbohrung Bettborn (Abb. 1). Im dortigen VG3-Bereich hatte WAGNER (1982: S. 25, 1989: Abb. 2 und S. 319) eine „Dolomitbröckelzone“ ausgehalten. Insgesamt handelt es sich um eine eher feinklastische 7 m-Abfolge unterhalb der Werksteinzone des so₂. Die betreffenden siltig-feinsandigen, vereinzelt auch tonigen Gesteine sind rot, grün, grau, bläulich und wiederholt auch violett gefärbt. Im unteren Teil kommen zahlreiche Drusen vor. Zwei geröllführende dolomitische Sandsteinbänke sind eingelagert. Sie enthalten viele eckige Quarzit- und Gangquarz-Gerölle in einer stark tonigen Dolomitmatrix. Daneben erscheinen viele (ca. 20 Volumen-%) mm-große Dolomitklasten. Es handelt sich wohl – wie im Reisdorf-Profil – um eine Gerölleinschüttung des basalen so₂, die noch innerhalb des IMZ-Bereichs lagert. Hier bei Bettborn ist sie (zyklisch) zweigeteilt.

Weit im Norden, östlich von Feilsdorf, liegen weitere Befunde vor. Dort existiert eine detaillierte Profilaufnahme von BOSOLD (1996). Die IMZ-Mächtigkeit ist dort auf mindestens 22 m zu beziffern. In diesem Abschnitt der höheren Kyllburg-Schichten erscheinen mehrere potenziell tidal entstandene Faziesmerkmale (Kap. 4.1). Es handelt sich um eine granulometrisch sehr heterogene Schrägschichtung (tidal bundles?) und eine mögliche Prielrinnenfüllung aus Dolomitbröckel-Material (Kap. 4.1). Hier, weitab der westluxemburgischen Proximalfazies, erscheinen im IMZ-Bereich Dolomitbröckelbänke, die ausschließlich Karbonatgesteinfragmente enthalten (Kap. 4.3). Im höheren Teil treten einzelne stark dolomitische Feinsandsteinbänke auf.

Das Feilsdorf-Profil liegt zwar relativ weit nördlich (distal), aber im äußeren Randbereich des Bitburger Beckens und der Echternacher Grabenzone (Abb. 1). Weiter östlich und nördlich, in der inneren Eifeler Nord-Süd-Zone kann dann wohl von einer stärkeren Kornverfeinerung des erweiterten VG3-Bereichs ausgegangen werden. In der Nordeifel treten in diesem Niveau knapp 30 m mächtige Schluffstein-Abfolgen auf (Teil II: Kap. 8).

Grenzletten

Den oberen, stärker tonig-sandig ausgebildeten Abschnitt des Voltziensandsteins (soV) bildet die sogenannte Lettenregion (soVL). Diese kann viele Meter mächtig sein. Der alleroberste, unmittelbar unter der Muschelkalk-Basis gelegene, nur mehrere Dezimeter mächtige tonige Abschnitt davon wird gelegentlich auch als „Grenzletten“ bezeichnet. Die genaue begriffliche Trennung dieser verschieden definierten stratigraphischen Abschnitte ist von einzelnen Autoren nicht immer sauber vollzogen worden (vgl. etwa WAGNER et al. 2012). Letztendlich ist hier der Gesamtabschnitt des soVL inklusive der Grenzletten von Interesse.

Innerhalb der soV-Gesamtabfolge von Werksteinzone und Lettenregion repräsentieren die Grenzletten das oberste, tonige Kornverfeinerungsmaximum. Diese Oben-fein-Abfolge (fining upward) des Voltziensandsteins ist in der linksrheinischen Literatur von allen Autoren übereinstimmend geschildert worden. Zudem galt der Voltziensandstein generell als Deltaablagerung. Ein derartiger Faziesraum wurde über viele Jahrzehnte hin weg als Mittler zwischen dem fluviatilen Buntsandstein und dem vollmarinen Unteren Muschelkalk angenommen. Eine deltaische Genese nannten etwa MADER (1981a, 1981c, 1982), WAGNER (1982), NEGENDANK (1983),

BERNERS et al. (1984), MÜLLER & KONZAN (1989) und WAGNER et al. (2012). In Deltakörpern ist jedoch klassischerweise eine Oben-grob-Tendenz verwirklicht. Ein größerer, geschlossener Deltakomplex ist also als genetische Option hinfällig. SCHRADER (1983) und später auch WAGNER (1989: S. 325) gingen von „Deltaablagerungen mäandrierender Flüsse“ aus. MADER (1985: S. 226) hatte als Gegenthese zu den genetischen Darlegungen von SCHRADER (1983) notiert, dass im Voltziensandstein die „Alluvialebene schrittweise unter dem transgredierenden Muschelkalkmeer versinkt“, wodurch der klein-zyklische Aufbau des sonstigen Oberen Buntsandsteins in der Trogachse der Eifeler Nord-Süd-Zone („Axialzone“) „mehr und mehr verwischt wird“. WAGNER et al. (2012) hatten – ungeachtet der von ihnen übernommenen Delta-Interpretation – innerhalb kompakter Bänke eine Korngrößengradierung von feinsandig über siltig nach tonig beschrieben (fining upward).

Generell ist wohl allgemein von einer Sedimentation in einer weiträumigen, flachgründigen, küstennahen Flusslandschaft auszugehen. Die Werksteinzone des pfälzischen Voltziensandsteins wurde in breitflächig mäandrierenden Flüssen abgelagert (vgl. LGB 2005). Auf den Hochflutebenen bildeten sich dort zeitweise marin überflutete Marschflächen aus.

Die eher feinklastischen Wechselfolgen der Lettenregion gelten generell als Wattenbildungen (u.a. WAGNER 1989). Sämtliche linksrheinischen Autoren bezogen sich auf RÜCKLIN (1954). Dieser hatte das unmittelbare stratigraphische Umfeld des (!) Grenzlettens im Saarland als „fossiles Watt“ beschrieben. Im eigentlichen Sinne umfasst dieser Grenzletten eine 0,5 m mächtige Ton-schicht, die unten rot und oben grün gefärbt ist. Dessen liegende und hangende Gesteinsschichten im höheren Voltziensandstein und im tieferen Muschelkalk wurden als „echte Watten-sedimente“ bezeichnet. Die tidale Beeinflussung wurde beispielsweise durch Flaserschichtung und „Wurmkolonien“ verdeutlicht.

Die stratigraphische Situation im Trierer Raum und im unteren Kylltal wurde von WAGNER et al. (2012: S. 121f.) folgendermaßen skizziert. Im Voltziensandstein nehmen die Toneinschaltungen von unten nach oben generell zu. Die Sand-/Siltsteinbänke dünnen aus und die Tonpakete werden häufiger und mächtiger. Im höheren Teil schalten sich in die roten Feinsand-, Silt- und Tonlagen erste graue, graugelbliche und gelbliche „Sedimente“ ein. Es erscheint eine dünne ebene Parallelschichtung und regional verbreitet auch Linsenschichtung. Die genannten hellen „Sedimente“ sind wohl als dolomitisch zementierte Sitsteine oder auch als mergelige Lagen aufzufassen. Die zusätzliche Notiz „Myophorienbänke sind bereits möglich“ (S. 120) lässt vieles offen. Unklar bleibt, ob es sich um fossilführende Dolomite oder um Muschelabdrücke in feinklastischen Lagen handelt und ebenso die genaue und regionale und stratigraphische Position davon.

Interessant ist eine Notiz von GREBE (1892: S. 6) zur Lettenregion auf Blatt 6105 Welschbillig. Er beschrieb „dünnplattige Sandsteine im Wechsel mit bunten Thonen. Diese oberen Schichten des Voltziensandsteins führen nicht selten organische Reste (*Estheria* und *Lingula*), am deutlichsten in dem Steinbruch südöstlich von Besslich“. Die genannte Lokalität liegt am südlichen Blattrand, nördlich von Aach, und damit im Trierer Becken. Im Norden, in der Westeifel, nannte MADER (1981c) im höheren soV mächtige tonig-schluffige Ablagerungen, oft mit zahlreichen Lebensspuren und bioturbater Entschichtung.

Die eigentlichen Grenzletten wurden im nördlichen Kylltal als 2 m mächtige tonig-feinsandige Wechselfolgen mit dolomitischen Lagen beschrieben (KATTAWI 1969). Sie seien ebenschichtig,

dünnblättrig oder sehr dünnplattig. Am Nordwestrand des Bitburger Beckens, südlich Feilsdorf (Abb. 1a), ist es eine mindestens 1,5 m mächtige rotbraune Wechselfolge (BOSOLD 1996). Es sind teilweise stark bioturbate, uneben absondernde, fein horizontal- bis schwach mikro-schräggeschichtete, schwach dolomitische bzw. mergelige Silt- und Tonsteine, mit einzelnen tonigen Feinsandsteinbänkchen. Die Grenzletten des zentralen Trierer Beckens umfassen „eine 0,5–2 m mächtige, intensiv rot-rotbraune Siltstein- und Tonlage“ (WAGNER et al. 2012: S. 120). In der südwestluxemburgischen Tiefbohrung Rebiereg treten in diesem Niveau einige Dezimeter blättrige braune und rote Tonsteine auf. Die so/mu-Grenze ist aber hier nicht leicht zu fixieren (Teil II: Kap. 8).

Zum äußeren Nordwestrand des Beckens hin, östlich von Ettelbruck, ist es dann nicht mehr möglich, einen Grenzletten-Horizont auszuhalten. Schon eine eigenständige Lettenregion existiert nicht mehr (MÜLLER 1989). Die Sedimentabfolgen sind stark versandet, im höheren so2 (soV) treten dort relativ grobkörnige fluviatile Sedimente auf. Allerdings sind Tonklasten eingelagert. Die Grenzziehung zum Unteren Muschelkalk ist in diesem Faziesbereich schwierig, sie basiert hier nicht auf einer eindeutigen mu-Lithofazies, sondern auf dünnen Schill-lagen und einzelnen Muschelresten innerhalb von schwach tonigen Silt- und Sandsteinabfolgen (vgl. etwa LUCIUS 1948; mehr dazu in Kap. 8).

Anders ist es im äußersten Westen. Dort ließen sich unter der ersten Dolomikritbank des mu bunte horizontalschichtige Ton- und Feinsandsteine nachweisen (WAGNER 1989). Bei Folschette wurden im höheren soV viele vertikale Grabgänge und Wurzelröhren angetroffen und als Anzeiger einer Wattensituation gedeutet (HARY et al. 1984). MADER (1985) negierte diese ichnofazielle Interpretation. Indikatoren eines tidalen Environments seien in der dortigen Marginalfazies nicht vorhanden. Die Grabgänge bei Folschette seien dem Milieu verflochtener Flüsse zuzuordnen, mäandrierende Flussläufe kämen dort nicht vor. Zweifellos existiert aber ein deutlicher Unterschied zwischen der energiereichen Fazies des grobklastischen Randprofils Folschette und dem strukturtief, im alt angelegten Attert-Graben angesiedelten Bohrungsprofil Bettborn (vgl. WAGNER 1989: Abb. 2). Bei Bettborn sind die Abfolgen des Voltziensandsteins als lockere, Ton- und Silt-reiche, sehr geröllarme Wechselfolge ausgebildet. Eine faziell typische Werksteinzone ist dort nicht abzugrenzen (WAGNER 1982: S. 25). Der einige Dezimeter mächtige Bereich der Grenzletten ist dort tonig-siltig und rot-hellgrün feingeschichtet.

Violettsschichten

Das Schichtglied der Violettsschichten (sVS) repräsentiert die älteste, noch weit unter der VG1 gelegene horizontbeständige Violettfazies der Trier-Luxemburger Bucht (Tab. 1). Die namensgebende Violettfärbung dieser Schichtenfolge kann sehr intensiv sein. Stratigraphisch handelt es sich um ein Äquivalent der höheren Oberen Felszone der Pfalz (späte s5-Folge, Abb. 3). Die Violettsschichten liegen unter der Konglomeratischen Serie (sKS), dem Äquivalent des pfälzischen Hauptkonglomerates (sHK in Tab. 1). Als eigenständiges Schichtglied sind die Violettsschichten erstmals bei LGB (2005) ausgewiesen worden. Wesentlich dabei war, dass sie deutlich unterschieden wurden von der jüngeren VG1, die über den Äquivalenten des pfälzischen Hauptkonglomerates liegt. In den Arbeiten von MADER (1979–1992) waren diese beiden Horizonte verwechselt worden. Ursprünglich hatte MADER (1979) in der Westeifel eine „Violette Grenzzone“ unmittelbar über den Densborn-Schichten beschrieben (Tab. 1). Die betreffende Violettfazies – es ist der sVS – lag unterhalb der konglomeratischen „Usch-Schichten“ (= sKS; Abb. 4).

Im Norden des Untersuchungsgebietes sind die Violettschichten lokal sehr markant entwickelt und auch ungekappt erhalten geblieben. Auf den Blättern 5904 Waxweiler und 5905 Kyllburg hatte schon LEPPLA (1908) eine besondere, einige Meter mächtige, gebankte, gegen die liegenden hellgelb- bis ziegelrotfarbenen Sandsteine scharf abgegrenzte sandige Abfolge beschrieben. Sie sei streifenweise blaugrau und violett gefärbt oder mit hellen bläulich-grauen oder violetten Flammungen durchsetzt. Auch zahlreiche Dolomitknollen kämen darin vor. KATTAWI (1969) bestätigte dies in seinem Kartiergebiet im nördlichen Kylltal, westlich St. Thomas–Densborn. Im stratigraphischen Niveau unter dem sKS notierte er 5 m Sandsteine, vielfarbig-bunt, auch mit violetten Einschaltungen und teilweise gebleicht. Ehemaliger Dolomit wurde dort bezeugt durch schwarze Streifen und Linsen (vgl. dazu Kap. 4.3).

Für diese Schichteinheit sind von MADER (1985: S. 205) Mächtigkeiten von bis zu 15 m angegeben worden. Nach seinen Profil-Darstellungen sind derartig hohe Werte maßgeblich für das Oberbettinger Triasgebiet gültig. In der Südeifel sind wohl nur noch einige wenige Meter Violettschichten vorhanden. Bei Balesfeld, weit im Norden, wurden davon 3 m erbohrt. Weiter südöstlich, im Spangdahlem-Kernprofil TB 5 sind immerhin noch 6,73 m mächtige Violettschichten gekernt worden (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Daran waren genauere Untersuchungen möglich.

Mittelsandsteine überwiegen bei weitem. Das Korngrößenspektrum der Abfolge reicht von der Ton- bis zur Grobsandfraktion, sehr selten sind einzelne millimeterkleine Quarzgerölle oder dolomitreiche Intraklasten enthalten. Der Glimmergehalt ist gering. Sehr undeutlich sind mehrere Dezimeter mächtige fluviatile Zyklen zu erkennen. Gelegentlich erscheint eine undeutliche, durch die dolomitische Zementation teilweise maskierte mittel- bis kleindimensionale Schrägschichtung. Sehr vereinzelt erscheinen 1-5 cm starke Tonzwischenlagen. Bioturbation ist selten. Das Ausmaß der dolomitischen Zementierung ist unregelmäßig. Diffuse dolomitische Zemente in einzelnen Sandsteinbänken wechseln mit klar abgegrenzten Dolomitknollen und -krusten (Abb. 9 in Kap. 4.3). Auch bis etwa 1,5 cm große Drusen traten auf (Relikte von Sulfatknötchen, Kap. 4.3).

Zahlreiche Rock-Color-Chart-Werte wurden bestimmt (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007: Tab. 1). Die namengebenden Violetttöne, mit grauen oder rötlichen Schattierungen sind häufig vertreten, vor allem die oberen Dezimeter der sVS-Abfolge sind häufig intensiv graublau-violett getönt. Daneben erscheinen Rotbraun- oder blasse Graurot-Töne. Orange-stichige Sandsteinpartien erinnern noch an die liegende smt-Fazies. Helle, gebleichte Partien erscheinen in hellgrauem Gelb oder Grün.

Im benachbarten TB 18-Profil fehlen die Violettschichten unter der auflagernden Konglomeratischen Serie. Es dokumentiert sich darin die „H-Diskordanz“ bzw. s5/6-Diskordanz (Kap. 1.3: Abb. 3). Nach der flächenhaften Ausbildung der Violettschichten war es zur Eintiefung von Talrinnen gekommen. Dabei ist der sVS lokal erosiv unterschritten worden (DITTRICH & NORBISRATH 2006). Entscheidend für das Erhaltungspotential dieser Abfolge war die strukturelle Position im damaligen Beckenraum. Beim TB 5-Profil hatte sich die östliche Schwellenlage schützend ausgewirkt (Abb. 1b); von den sich eintiefenden sKS-Flussrinnen war diese eher gemieden worden. In Profilen aus stärker subsidenten Beckenbereichen (Teil II: Kap. 7) sind geringmächtige, erosiv verkürzte sVS-Abfolgen erhalten geblieben. Dies gilt etwa für eine Bohrung an der Looskyllermühle im Kylltal, wo am Rande der synsedimentär absinkenden Saargauer Grabenzone noch ein 3 m mächtiges sVS-Relikte auftritt. In der weniger strukturtiefen Bohrung Oberweis fehlen die Violettschichten. Unter einer sehr scharfen Basisfläche

der Konglomeratischen Serie stehen dort die typischen mürben hellrotbraunen Sandsteine der Densborn-Schichten an (vgl. WEILER 1972).

Die heutige Aufschlussregion westlich der Echternacher Grabenzone (Abb. 1b) lag damals in einer externen Randposition. In Sinspelt fand sich eine nur dm-mächtige Abfolge von rotviolett dichten Feinsandsteinen mit grünlichen und intensiv violetten Verfärbungen. Sie liegt zwischen den Densborn-Schichten und der Konglomeratischen Serie. Es ist ein von oben her erosiv gekapptes Relikt der Violettschichten (vgl. Profilschema Mettendorf–Sinspelt in Abb. 4).

Sehr weit im Süden, im Trierer Becken, fehlen die Violettschichten weitestgehend. Ein schwach entwickeltes Äquivalent wurde nördlich von Daufenbach beobachtet. WAGNER et al. (2012: S. 100) legten dar, dass dort im Abschnitt „smP4“ der „Parallelgeschichteten Sandsteine“ nach oben hin vermehrt einige violette Sedimenteinschaltungen oder auch violette Flecken auftreten. Das betreffende Niveau liegt in den obersten Mürbsandsteinen (sMS, Tab. 1). Ein weiterer Befund betrifft den obersten „smP4“ im unteren Kylltal. Von dort wurde notiert, dass unmittelbar unter dem dortigen Hauptkonglomerat-Äquivalent („smC5“) eine ca. 80 cm mächtige gelbliche oder grauolive Partie vorkommt („lockere Schicht“, WAGNER et al. 2012). Es bleibt dabei ungewiss, ob es sich um ein feineres (Schluff- oder Ton-reicheres?) Material handelt. Ebenso unklar ist, ob dessen Farbe nur durch eine späte, Grundwasser-bedingte Bleichung vom hangenden „smC5“ her resultierte, oder ob es sich um einen gekappten Rest eines früh (syn-genetisch) gebleichten sVS-Äquivalentes handelt. Im Bereich des oberen Biewerbach-Tals (bei Lorich) ist allerdings ein bis 4 m (?) mächtiger sVS erbohrt worden (DITTRICH 2011).

Weit im Süden, im Saargau bei Freudenburg (Abb. 1), sind von PETERS (1985) bläulich gefärbte Lagen im höchsten Mittleren Buntsandstein beobachtet worden. Sie befinden sich unmittelbar unter einem extrem geringmächtigen Äquivalent des Hauptkonglomerates. Die Tatsache, dass auch dieses Konglomeratniveau mit Violetten Horizonten verknüpft sein kann (vgl. Kap. 2 und Einführung in Kap. 3), macht es eher unwahrscheinlich, dass es sich dabei um ein sehr randlich gelegenes, stark gekapptes sVS-Relikt handelt. Überdies wird die sehr geringmächtige Konglomeratlage direkt von der VG1 überlagert. Auch damit kann die Violettfazies erklärt werden.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass sich die Violettschichten-Vorkommen vor allem auf die nördlichsten Bereiche der Trier-Luxemburger Bucht und auf die innere Eifeler Nord-Süd-Zone konzentrieren. Dies unterscheidet sie von den jüngeren Violetten Grenzzonen (VG1 bis VG3).

4. Lithofazielle Besonderheiten

4.1 Bipolare Schüttungsrichtungen, Herringbone-Schrägschichtung und tidale(?) Wechselschichtung

In den späten 1970er und frühen 1980er Jahren sind von D. MADER tausende Schrägschichtungsmessungen zur Rekonstruktion der Schüttungsrichtungen im Eifeler Buntsandstein gemacht worden. Insgesamt ergab sich ein fluviatiler Transport in nördliche bis nordöstliche Richtung. Typisch war aber auch eine große Schwankungsbreite der Schüttungsrichtungen, wie sie zum fluviatilen Typ eines verflochtenen Flusssystems passt. Aus dem Oberen Buntsandstein der nördlichen Trierer Bucht hatte schon MADER (1981d: S. 507) von auffälligen Maxima berichtet, die sich stellenweise um bis zu 180° unterscheiden. Sie kämen gemeinsam in ein und demselben

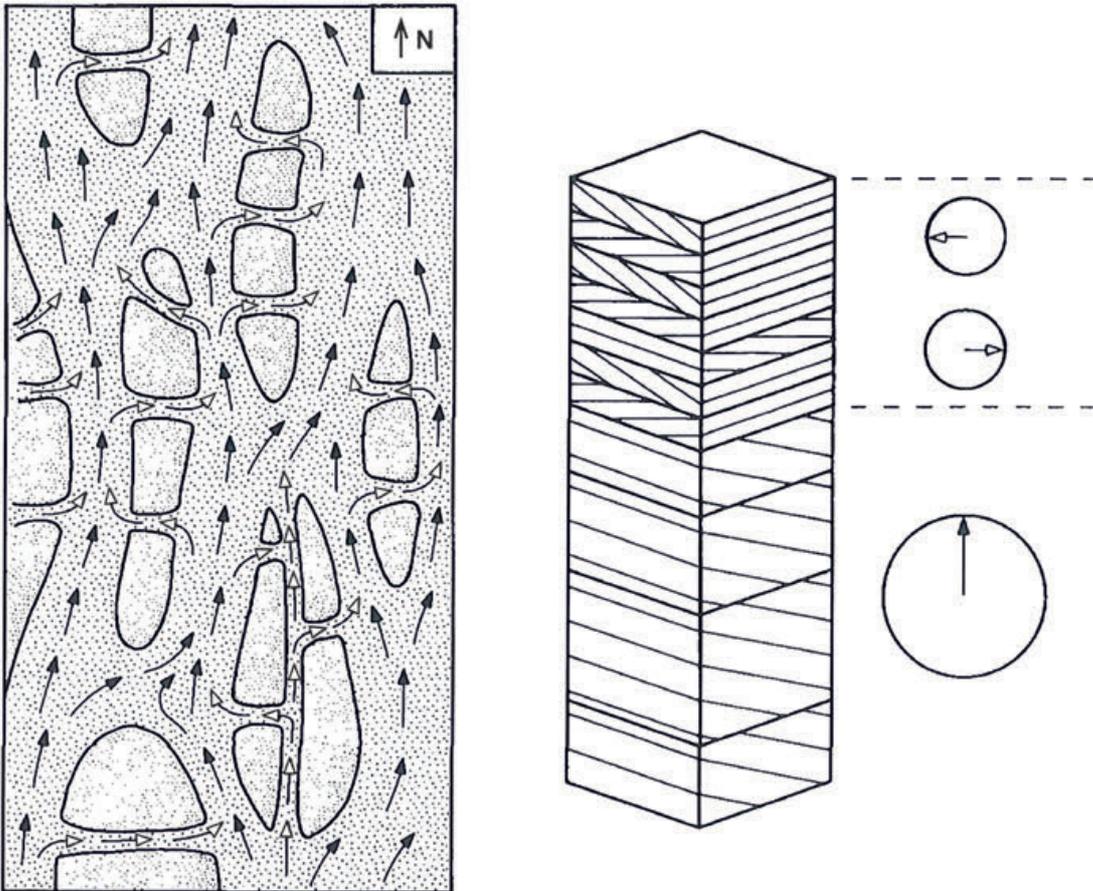


Abb. 5: Schematische Darstellung der Strömungsverhältnisse in einem verflochtenen Flusslauf am Beispiel des Wisla-Flusses in Polen (aus MADER & TEYSSEN 1985, graphisch vereinfacht). Bei Niedrigwasser werden die auftauchenden Sandbänke durch kleinere, nachrangige Wasserläufe (helle Pfeile) zerschnitten. Deren Strömungsrichtungen können von denen der Haupttrinnen (schwarze Pfeile) deutlich abweichen. Im Sedimentrekord (rechts) können daraus deutlich bipolare Schrägschichtungsgefüge resultieren.

Aufschluss vor. Später wurde dann von MADER & TEYSSEN (1985) eine intensive exemplarische Bearbeitung der Kyllburg-Schichten (soZK) der Westeifel vorgelegt. Das betreffende Untersuchungsgebiet umfasste die nördliche Trierer Bucht und das Oberbettinger Triasgebiet. Dafür waren weitere Paläoströmungsdaten erhoben worden. Die zuvor schon von D. MADER gesammelten Messwerte sind überdies zusammenfassend neu interpretiert worden.

Bei den genannten Untersuchungen existierte jedoch eine methodische Einschränkung der Statistik und der darauf basierenden Auswertungen (MADER & TEYSSEN 1985: S. 20). Sie resultierte daraus, dass die Messlokalitäten zwangsläufig vor allem an die Aufschlüsse von eher massigen Sandstein-Partien gebunden waren, da diese als Bausteine gewonnen wurden. Oft handelte es sich auch nur um kurze Profile, die entsprechend übereinander gesetzt werden mussten. Es wurden also maßgeblich diejenigen stratigraphischen Bereiche des soZK ausgewertet, die abbauwürdige massige Sandsteine liefern konnten. Im Umkehrschluss bedeutete dies, dass es zu einer systematischen Nicht-Berücksichtigung von feinkörnigeren, möglicherweise distaler abgelagerten Schichtabschnitten kam.

Bipolare (bimodale) Richtungsverteilungen sind in den Kyllburg-Schichten wiederholt aufgefunden worden. Ähnliches galt für die „Usch-Schichten“ (sKS, Tab. 1 und Abb. 4). Auch sie erwiesen sich als sehr variabel in ihren Transportrichtungen. Aus den Malbergweich-Schichten (soZM) lagen für genauere Auswertungen zu wenige Messwerte vor.

Bipolarität – bloß im Sinne einer Zwei-Poligkeit der Vorschüttungsrichtungen – ist als solche völlig normal. Innerhalb der geographischen Variabilität eines fluviatilen Environments ist dies nichts Besonderes. Nach SCHÄFER (2005: S. 36) können in einem fluviatilen Transportsystem Abweichungen von beiderseits 90° möglich sein, bezogen auf die generelle Richtung des abwärts gerichteten „Talweges“ (engl.: thalweg).

Die Abb. 5 illustriert, wie es in verflochtenen Flüssen bei niedrigen Wasserständen zum Durchschneiden der Sandbarren und so auch zur Entstehung von unmittelbar übereinander gestapelten kleineren Schrägschichtungseinheiten mit sehr unterschiedlichen Transportrichtungen kommen kann. MADER & TEYSSEN (1985) betonten, dass dieser Mechanismus im soZK der Eifel von großer Bedeutung gewesen sei. Sogar gegenläufige Richtungen wären dabei abgebildet worden. Eine derartige bipolare Verteilung der Strömungsrichtung kann auch in rein fluviatilen Milieus entstehen (vgl. dazu MADER & TEYSSEN 1985: Tab. III).

Interessant wird es jedoch, wenn Richtungen auftreten, die der Hauptströmungsrichtung des fluviatilen Systems gänzlich entgegengesetzt sind. Derartige Fälle sind nicht so ohne weiteres erklärbar, vor allem dann nicht, wenn sie häufiger auftreten.

Anders ist die Situation im Gezeitenbereich, in tidal-beeinflussten randmarinen Ablagerungsräumen. Dort existiert eine charakteristische rhythmische Schwankung der Transportkraft und -richtung. Der Flut- und der Ebbstrom können einander widersprechende Einfallrichtungen der Schrägschichtung hinterlassen, sofern nicht einer der beiden Ströme wesentlich stärker als der andere ist. Eine bipolare Verteilung von Schüttungsmesswerten aus unmittelbar übereinanderfolgenden Schrägschichtungseinheiten ist dann die Folge. Ihre Richtungen können um bis zu 180° voneinander abweichen.

Eine tidale Genese bipolarer Schrägschichtungsgefüge des Eifeler Buntsandsteins ist in denjenigen eher Fällen wahrscheinlich, in denen die abgebildete Schüttungsrichtung südwärts, also im Flusssystem „rückwärts“ orientiert ist. Derartige Schüttungsrichtungen sind selbst mit den in Abb. 5 gezeigten besonderen Entstehungsbedingungen schwer erklärlich.

Tatsächlich existieren südwärtige Transportrichtungen. Bei den Richtungsdiagrammen der Usch-Schichten (sKS) von MADER (1981d) weisen 3 von 7 Rosen deutliche Maxima von südlichen Richtungen auf. Auch in den Diagrammen des soZK erscheinen deutliche Süd- und Südost-Nebenmaxima. Noch deutlicher zeigte sich dies bei MADER & TEYSSEN (1985). In 10 Aufschlusslokalitäten waren zwei um 180° bzw. 165–180° voneinander verschiedene Richtungsmaxima nachweisbar gewesen (Abb. 6). Darunter waren auch südliche, der allgemeinen Schüttungsrichtung des damaligen Flusssystems entgegengesetzte Richtungen.

Auch eine sogenannte „herringbone cross-stratification“ ließ sich mehrfach in den Kyllburg-Schichten der Eifel antreffen (MADER & TEYSSEN 1985: S. 43 + 55). Dabei handelt es sich um eine kleindimensionale, bipolare Schrägschichtung in Form eines Fischgrätmusters. Eine Fotodokumentation oder aber eine Angabe von konkreten Fundlokalitäten war leider nicht erfolgt.

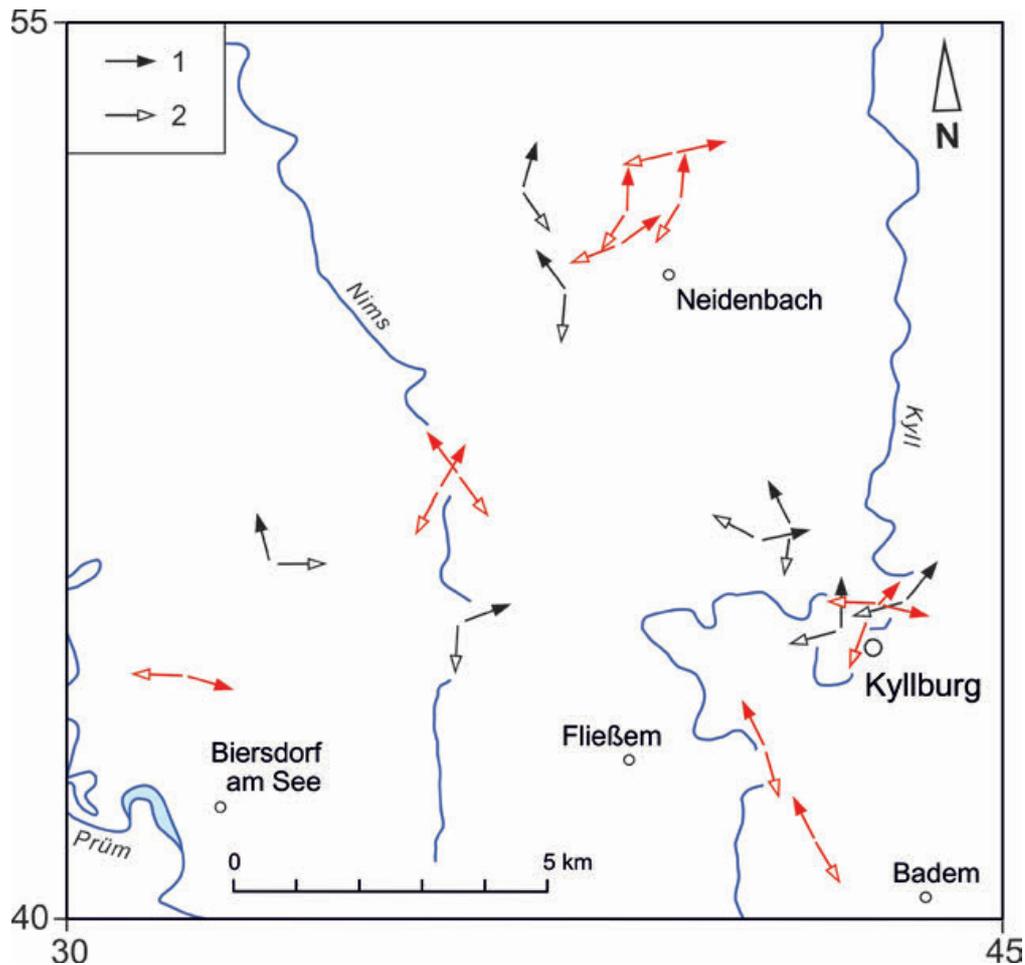


Abb. 6: Paläoströmungsrichtungen der Kyllburg-Schichten (soZK) in der nördlichen Trierer Bucht. Die Darstellung beschränkt sich auf diejenigen Aufschlusslokalitäten mit bimodalen Richtungsverteilungen (aus MADER & TEYSSEN 1985, graphisch verändert und ergänzt; 1: Richtungsmaxima, die mit den generellen Transportrichtungen im Flusssystem korrespondieren, 2: davon abweichende Richtungsmaxima; hier rot eingefärbt: genau oder nahezu gegensinnig orientierte Strömungsrichtungen).

MADER & TEYSSEN hatten diese Strukturen dem von ihnen generell rekonstruierten fluviatilen Milieu mit hinzugeordnet. Eine Gleichrangigkeit entgegengesetzter Wasserströmungen, wie sie zur Ausbildung der spiegelsymmetrischen Fischgrätstrukturen notwendig ist, ist allerdings problematisch, wenn man von einem gleichbleibenden Paläogefälle („Talweg“) und einem kontinuierlichen Materialtransport nach Norden bzw. NNE ausgeht.

In der sedimentologischen Literatur wird die Herringbone-Schrägschichtung allgemein dem Gezeiten-Milieu zugeschrieben, wo die Wasserströme periodisch in entgegengesetzte Richtungen – bidirektional – verlaufen. Dort tritt sie in tidalen „sand flats“ auf (REINECK & SINGH 1980).

Ein weiteres typisch tidales Gefügemerkmal ist die **Wechselschichtung** von Sand und Schlick (alternate bedding). In Abhängigkeit von der jeweiligen Korngrößenverteilung des bewegten Sediments kann sie als Flaserschichtung, wellige Wechselschichtung oder als Linsenschichtung ausgeprägt sein (SCHÄFER 2005: Abb. 2-18). Derartige Kleingefüge sind spezifisch für Gezeimentsedimente.

Aus dem Mittleren Buntsandstein (höherer smt, Tab. 1) des oberen Kylltals ist von MADER (1980a: Abb. 8/3) eine besondere Art von Feinschichtung dokumentiert worden. Diese fand sich in einem Felsen am östlichen Talhang, wenig nördlich von St. Thomas. Tonig-schluffige Sandsteine zeigten eine unregelmäßige, wellige Horizontalschichtung, die nach oben hin zunehmend bioturbat entschichtet war. Interpretiert wurde diese Fazies als mögliche Sebka-Ablagerung. Dieselbe Fundlokalität wurde später (MADER 1981a: S. 383) erneut angeführt und aufgrund der graduellen Entwicklung der Entschichtung als Besonderheit unter den sonstigen – normal fluviatilen – Überflutungssedimenten hervorgehoben. Überdies wurde für die Südeifel das gelegentliche Vorkommen von welliger Horizontalschichtung notiert, bei der mm- bis cm-starke Sand- und Ton-Schluff-Laminae wechsellagern. Eventuell könnte es sich dabei um eine wellige Wechselschichtung im Sinne von REINECK & SINGH (1980) bzw. REINECK (1990) handeln. Die zuletzt angeführten Notizen betrafen den (tieferen) Mittleren Buntsandstein. Im Beckenrandbereich der Trier-Luxemburger Bucht ist ein deutlicher mariner Einfluss zu dieser Zeit nicht sehr wahrscheinlich (Teil II: Kap. 8).

REINECK (1990) wies darauf hin, dass Altarme von Flüssen von Hochwasserphasen her ebenfalls Wechselschichten aufweisen können. Linsenschichtung etwa, die sich ganz allgemein bei grundberührender Strömung bildet, kann sowohl im tidalen als auch im fluviatilen Milieu entstehen. SCHÄFER (2005: Text zur Abb. 2-18) bezeichnete hingegen wechselgeschichtete feinkörnige Sedimente als „charakteristisch und oft als alleiniges und hinreichendes Kriterium für die Genese von Gezeitsedimenten“.

Auch im Oberen Buntsandstein kommt feinklastische Wechselschichtung vor. Bei Ettelbruck in Luxemburg ist im Bereich der VG3 (so1/so2, Kap. 3) Flaserschichtung beobachtet worden. Es handelte sich um geringmächtige rote flaserschichtete Feinsand-/Silt-/Tonstein-Wechselfolgen (MÜLLER 1989: Profil 5). WAGNER et al. (2012: S. 122) berichteten von Linsenschichtung aus dem Trierer Raum und dem unteren Kylltal. Im höheren Voltziensandstein (soVL) käme sie regional stark verbreitet vor.

Von der Kernbohrung TB 5 aus der US-amerikanischen Airbase Spangdahlem (Abb. 1; DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007) existiert ein außergewöhnlich detailliertes Bohrprotokoll. Interessant ist ein 1,7 m mächtiger Schichtabschnitt im Grenzbereich soZM/soZK (VG2-Bereich, Kap. 3). Dort wurden mehrere feinlamierte Silt- und Feinsandsteinpartien mit 2–3 cm langen grauen Tonlinsen beschrieben. Nach oben geht dieser Bereich in einen 3,7 m mächtigen sandigen Abschnitt über, in dem ungezählte Tonlagen im mm-Bereich vorkommen. Auffällig viel Glimmer ist enthalten (soZK, Kap. 2). Überdies wurde ein 12 cm-Paket mit unebenen Laminae protokolliert. Es könnte sich dort um eine Linsenschichtung bzw. um eine wellige Wechselschichtung gehandelt haben. Eine tidale Genese wäre dann möglich.

Interessant in diesem Zusammenhang ist eine Notiz von MADER (1981c) zum Oberen Buntsandstein der Westeifel (nördliche Trierer Bucht bzw. innere Eifeler Nord-Süd-Zone). Erwähnt wurde das gelegentliche Vorkommen einzelner blauvioletter Flecken und Schlieren in feinblättrigen Sandsteinen (feine Überflutungsabsätze), die von zahlreichen engständigen Grabgängen durchsetzt sind.

Eine völlig andere Art von Tiden-induzierter Wechselschichtung kann in trogförmig schräggeschichteten sandigen Großrippeln auftreten. Es sind dies die sogenannten Gezeitenbündel (tidal bundles, SCHÄFER 2005). Sie entstehen in Prielrinnen, weil es im Wechsel der Gezeiten

phasenweise zum Stauwasser und nahezu zum Stillstand der Strömung kommt. In die Abfolge der Schrägschichtungsblätter werden dadurch rhythmisch mehr oder weniger dünne Schlick-Lagen eingesedimentiert.

Ähnliches zeigte sich in zwei verschiedenen Schichtabschnitten des Bohrprofils Reisdorf. Diese Kernbohrung im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet entstammt einer vergleichsweise strukturtiefen Beckenposition (Abb. 1; Teil II: Kap. 7). Im Bereich des VG2-Äquivalentes, über der auffällig mächtigen grauen Tonsteinabfolge (Kap. 3), erscheinen über etwa 1,5 m hinweg einige Sandsteinpakete, die mitteldimensional schräggeschichtet sind. Ihre einzelnen sandigen Vorschüttungs-Blätter sind deutlich mit feinerem Sediment abgesetzt. Darüber lagern mehrere Dezimeter feinerer, oftmals bioturbater Sedimente und dann eine gut 15 cm mächtige, kleinrippelgeschichtete tonig-sandige Partie.

Weitere derartige Beobachtungen ergaben sich im VG3-Bereich dieses Bohrprofils. Innerhalb der dort etwa 12 m mächtigen „Intermediärzone“ (Kap. 3), unter der Werksteinzone des soV, fanden sich bei etwa 100,85 m auffällige, mit dicken Ton-Silt-Lagen bezogene Schrägschichtungsblätter. Sie bilden einen von oben her, unter einer sehr unregelmäßigen Auflagerungsfläche erodierten 5–10 cm-Rest eines mitteldimensional schräggeschichteten Sandsteins. Die groben sandigen Lagen waren etwa gleich mächtig wie die tonig-siltigen und deutlich davon abgesetzt. Etwas tiefer, um 105,85 m herum, erscheint ein dm-mächtiger, undeutlicher Bereich mit meist kleindimensionaler Schrägschichtung (tidale Kleinrippelschichtung?).

Ob es sich bei den mit Feinsediment abgesetzten Schrägschichtungsblättern um eine spezifische Ausprägung von tidal bundles handeln könnte, ist ungewiss. Die dazu gesichteten, sehr zahlreichen Abbildungen dieser Phänomene im Internet legen dies jedoch nahe. Die Erscheinungsformen von Gezeitenbündeln sind generell sehr vielfältig.

Interessant ist auch, dass der Bereich unterhalb des Basiskonglomerates des luxemburgischen so2 im Reisdorf-Profil als Oben-grob-Zyklus (coarsening upward) entwickelt ist. Er umfasst etwa 4 m. Darin könnte sich ein damaliger, zunehmend aufgefüllter, etwas tieferer Wasserkörper abzeichnen (Kap. 3).

Weitere derartige Beobachtungen stammen aus einem Wasserriss östlich von Feilsdorf (Blatt 6004 Oberweis, R 25 30 380, H 55 38 970, Bosold 1996). Im Niveau der höheren Kyllburg-Schichten, etwa 18–21 m unterhalb der soZ/soV-Grenze, liegen dort zwei rotbraune, deutlich schräggeschichtete, tonig gebundene Fein- bis Mittelsandsteine, erst 2 m und dann 1 m mächtig, getrennt durch ein feinschichtiges Ton-/Siltsteinpaket (50 cm). Auffällig an der oberen Sandsteinbank ist, dass deren Schrägschichtungsblätter mit Tonhäutchen abgesetzt sind. Die untere Bank zeigt stattdessen flächendeckende Glimmeranreicherungen auf den Vorschüttungs-Blättern. Offenbar herrschten während des Vorbaus der Sandkörper rhythmisch stark variierende Strömungsgeschwindigkeiten. Die den Sanden zwischengelagerten Ton- bzw. Glimmermaterialien weisen auf regelmäßig wiederholte geringe Strömungsstärken und Transportkräfte hin. Tidal induzierte Stauwasserphasen wären eine mögliche Erklärung dafür.

Im glimmerreichen Sedimentmaterial des höheren Buntsandsteins der Eifel (vgl. Teil II: Kap. 6) waren diese rhythmisch auftretenden Strömungsabrisse wohl auch mit der Ablagerung von Glimmerblättchen verbunden. Die einige mm großen, „schwimmfähigen“ bzw. in der

Wasserströmung segelnden Glimmer senkten sich dabei ab. Aus dem unteren Kylltal sind von WAGNER et al. (2012: S. 118) aus den höheren Zwischenschichten („so1b“) ähnliche Glimmeranreicherungen notiert worden. Auch sie zeichnen die Einzelschichten der Schrägschichtung nach.

Bei Feilsdorf wird diese Milieu-Deutung zusätzlich gestützt durch die spezielle Beschaffenheit der matrixgestützten Dolomitbröckelbank unter den fraglichen Sandsteinen. Sie ist mindestens 1 m mächtig und besteht aus Dolomitfragmenten in einer rotvioletten, stark karbonatischen silikatisch-detritischen Matrix. Manche dieser Dolomitklasten sind beim Transport im noch weichen Zustand deformiert worden. Die Sortierung der Dolomitklasten ist extrem schlecht, es zeigt sich ein chaotisches Interngefüge. Randlich ist ein schräges Anlagerungsgefüge entwickelt, wie es für sich verlagernde Rinnen typisch ist. Die Gesamtheit der Rinnenfüllung deutet wohl auf ein ehemaliges Fließen einer weichen, breiigen Masse aus Ton, Silt und Karbonat mit eingelagerten Dolomitkomponenten hin. Deren Deutung als Prielrinne wäre möglich (mündl. Mitt. Prof. A. SIEHL/Univ. Bonn 1995). Sowohl die Dolomitbröckelbank als auch die Sandsteine könnten einer stärker marin-tidal geprägten Episode zur Ablagerungszeit der höheren Zwischenschichten zugeschrieben werden.

MADER (1981d) hatte die Schüttungsrichtungen des Oberen Buntsandsteins auch horizontalisiert ausgewertet. An Basis des soZK – also im erweiterten VG2-Bereich – ermittelte er ein „Niveau A“ mit auffällig deutlich wechselnden Transportrichtungen. Ebenso beschrieb er (S. 514) „zum Dach der Zwischenschichten zunehmende Schwankungen der lokalen Paläoströmungsrichtungen“, die „das Ende einer vorwiegend fluviatilen Epoche einleiten“. Der betreffende stratigraphische Bereich entspricht dem der VG3 bzw. der dortigen „Intermediärzone“ (Kap. 3, Tab. 1). Erwähnt wurde auch, dass in diesem oberen Bereich des soZK im Profil Fließem bipolare Richtungen in ein und derselben Bank einmessbar waren.

Die höchsten, eher feinkörnigen Profilabschnitte im Umfeld der VG2 und der VG3 waren von MADER (1981d) und MADER & TEYSSEN (1985) aufgrund der Aufschluss-Situation nur sehr untergeordnet oder gar nicht eingemessen und ausgewertet worden. In ihnen könnten sich distalere, mäandrierende Fluvialformen weitaus stärker ausgeprägt haben. Dasselbe kann für die kleindimensionale Herringbone-Schrägschichtung und andere Tidalgefüge gelten.

Interessant in diesem Zusammenhang ist die von MADER & TEYSSEN (1985: S. 46) referierte Mitteilung des renommierten amerikanischen Sedimentologen G.M. FRIEDMAN, dass am Hudson River in den nordöstlichen USA Gezeiteneinflüsse noch bis über 250 km weit oberhalb der Mündung nachweisbar seien. Diese Reichweite ist bemerkenswert. Natürlich ist der Hudson River im humiden Klimabereich anzusiedeln, er ist tief und wasserreich, und damit anders als das Flusssystem des Buntsandsteins. Dafür war aber das Relief in den Trogachsen des Buntsandsteinbeckens sehr weiträumig ausgeglichen, anders als es in der heutigen, nacheiszeitlichen Landschaft der Fall ist (Kap. 1.1). Ein gewisser aquatischer Rückstau mit dementsprechend modifizierten Sedimentgefügen und ein salinärer Einfluss könnten auch damals weit stromaufwärts vorgegriffen haben. Landeinwärts verklang dieser Einfluss allmählich, er „lief sich tot“.

Eine solche Situation könnte sich den Schüttungsdaten der konglomeratisch-sandigen Usch-Schichten (sKS, Konglomeratische Serie, Tab. 1 und Abb. 4) abbilden, wie sie von MADER (1981d: Abb. 3) dargestellt wurden. Im Oberbettinger Triasgebiet, also in der zentralen Eifeler Nord-Süd-Zone, waren auch gegenläufige SSE- und SSW-orientierte Transportrichtungen nachweisbar gewesen. In der nördlichen Südeifel fehlten sie, trotz der dort gegebenen großen Datenbasis.

Möglicherweise markiert dies die in der Südeifel nicht mehr wirksame gelegentliche „tidale Schubumkehr“ zu dieser Zeit. Im eher proximalen Ablagerungsraum der sKS-Fazies könnten derartige temporären Strömungsrichtungen nur noch die innere Eifeler Nord-Süd-Zone erreicht haben und nicht mehr die Trier-Luxemburger Bucht. Interessant ist auch, dass im tieferen Mittleren Buntsandstein (smt) keinerlei derartige Effekte auftreten. In den fluviatilen Sedimenten aus dieser Zeit sind solche rückläufigen Süd-Richtungen nie dokumentiert (MADER 1980b: Abb. 5 und 6).

Zuletzt soll noch auf granulometrische Befunde eingegangen werden. Entsprechende Untersuchungen waren in den Kyllburg-Schichten in der Westeifel vorgenommen worden (MADER 1981c). Notiert wurde dazu (S. 403), dass 80 % der Sk_i -Werte der Schiefe (Skewness) deutlich positiv seien, was auf ein fluviatiles Milieu hinweist. Was es aber mit den restlichen 20 % auf sich hat, wurde nicht weiter thematisiert. Diese Werte müssen also im Bereich um 0 oder im negativen Bereich liegen. Zum Teil kann dies auf flachmarine Sedimente (tidal flats) hindeuten, da diese negative Schiefe-Werte aufweisen (REINECK & SINGH 1980: S. 137). Wichtig ist auch, dass von MADER nur die relativ grobkörnigen Sandsteine aus den Basisbereichen der fluviatilen Kleinzyklen untersucht worden waren. Die höheren, etwas feineren Sandsteine blieben somit granulometrisch und in ihrem Ablagerungsmilieu unbestimmt.

4.2 Pisolithe, Kugelfelsen, angereicherte Pflanzenreste

Pisolithe

Im Oberen Buntsandstein des nördlichen Saargaus waren von PETERS (1985: S. 60, 126) „pisoliti-sche“ Strukturen genannt worden. Diese Bildungen entstammen einem Aufarbeitungshorizont des basalen soZ2, unmittelbar über oder noch aus dem Bereich der VG2 (Kap. 3). Dort erscheinen sie vereinzelt in mehrere cm großen rötlich-grauen Dolomitklasten („Dolomitbröckeln“). Es sind unregelmäßige rundliche dolomitische Gebilde mit dunkelbraunen Eisenoxidsäumen. Nach der Textbeschreibung von PETERS (S. 60f.) sind sie bis 0,5 mm groß, nach dem (falschen?) Maßstab in der dort beigefügten Abb. 26 allerdings sind sie etwa 5 mm groß. Bei der genaueren Beschreibung (PETERS 1985: S. 60) wurden sie dann als Caliche-Peloide gedeutet, da sie morphologisch eher an Peloide oder Onkoide erinnern. Solche Caliche-Peloide kommen insbesondere im oberen Teil von Caliche-Krusten vor.

In der Solling-Formation an der nordostdeutschen Eichsfeld-Altmark-Schwelle sind sekundär silifizierte PISOIDE angetroffen worden (LUKAS & WENZEL 1991). Sie sind bis 5 mm groß, unregelmäßig geformt und zeigen maximal 4 Lagen in ihrer Umhüllung (Laminae). Nach REINECK & SINGH (1980) sind karbonatische PISOIDE subaerische Bildungen, typisch für semiarides Klima und hohe Evaporation. Es handelt sich um normale vadose Calichephänomene.

Eine andere Art von PISOIDEN erscheint in der triassischen Randfazies Nordwest-Luxemburgs und Ost-Belgiens. Ihr Vorkommen reicht vom regressiven höchsten Unterkeuper bis in den tiefsten Mittelkeuper hinein (WAGNER 1982, 1989, DITTRICH 1989, in Red.). Dabei handelt es sich um spezielle vadose PISOIDE, die sich in ariden Sabkha-Bereichen mit extrem hoher Verdunstung bilden, in einer hypersalinaren, supratidalen Umgebung. Nach aktuogeologischen Befunden in den Küstensebken des Persischen Golfes sind diese PISOIDE feinschalige, bis 6 mm große kugelförmige Dolomitkonkretionen, deren einzelne Lagen nicht immer durchgehen (WAGNER 1989). Sie sind durch ihr Auftreten ausschließlich in klastischen Sedimenten mit

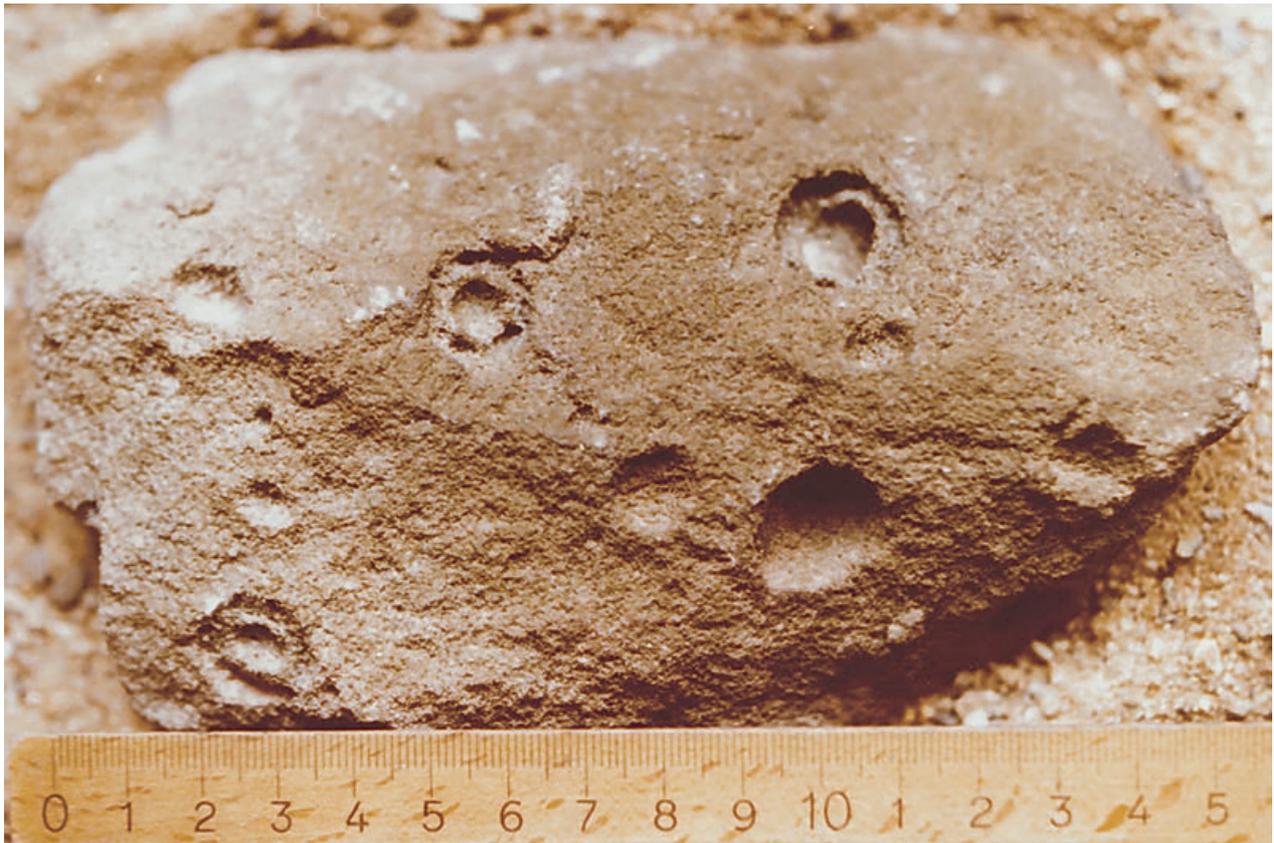


Abb. 7: „Kugelsteine“ aus dem stratigraphischen Niveau des Kieselkonglomerates (sKK) bei Heckenmünster (südliche Trier-Bitburger Bucht; Foto aus SCHRADER 1981).

komponentengestützten Gefügen und eine wesentlich höhere Anzahl von Laminae charakterisiert. Solche Pisoide (Pisolithe) sind im Buntsandstein bislang nicht nachgewiesen worden.

Kugelfelsen

Aus dem höheren Mittleren Buntsandstein wurde von SCHRADER (1990) eine „Kugelsteinbank“ beschrieben. Es handelt sich um eine immerhin 5–10 m mächtige blasse grobsandig-konglomeratische Felszone mit Kugelkonkretionen. Die Kugeln sind bis etwa 2 cm groß und in typischer Weise schalig aufgebaut (vgl. DITTRICH 2016a: Kap. 3). Von SCHRADER (1981) waren sie abgebildet worden (Abb. 7). Die Kugelbildungen ließen sich beiderseits des Naurather Horstes nachweisen, im „Gladbacher Trog“, einer Spezialstruktur innerhalb der Luxemburger Zentralschwelle (Abb. 1b), und im Bereich des Trierer Beckens. SCHRADER (1990) korrelierte die mächtige „Kugelsteinbank“ mit dem (tieferen) „sm3c2“ des Trierer Universitätsprofils. Nach der heutigen stratigraphischen Nomenklatur (Tab. 1) handelt es sich dabei um das Kieselkonglomerat (sKK; LGB 2005).

Im Kartiergebiet von SCHRADER ist es eine Abfolge von harten Sandsteinen, die eine deutliche morphologische Kante bilden. Die Sandsteine sind undeutlich schräggeschichtet und führen kleine Milchquarzgerölle. Sie überlagern ein etwa 60 m mächtiges Paket von feinschichtigen, weitgehend äolisch abgelagerten „Hohlwegsand“. Sowohl in ihrer Lithofazies als auch in ihrer stratigraphischen Position entspricht diese Felszone der Oberen Felszone der Pfalz (sOF; auch: „Kugelhorizont“, LGB 2005).

Bezeichnend ist, dass auch in der Südeifel ein vergleichsweise wasserundurchlässiges feinkörnigeres Unterlager existiert, das syngenetisch als Grundwasser-Hemmschicht fungiert haben kann. Der genetischen Deutung der Kugelbildungen als ehemalige anorganische Alpha-Calcretes/Dolocretes aus dem phreatischen Bereich entspricht dies (Kap. 1.4).

Wenige Zentimeter große Kugelbildungen sind auch in der Region Philippsheim im mittleren Kylltal beobachtet worden. Dort traten sie im Oberen Buntsandstein auf (Zwischenschichten). Der von der Autorin bei einer Betreuungs-Geländebegehung vor gut 10 Jahren als Kuriosität kurz notierte Fund ließ sich jedoch in seiner genauen Position nicht mehr rekonstruieren.

Bei der genetischen Ausdeutung der Zwischenschichten in Luxemburg war schon von MADER (1984: S. 38) die Möglichkeit einer im Einzelfall auch „grundwasserstandskontrollierten“, also phreatischen Karbonatausscheidung eingeräumt worden. Diese seine Einschätzung hatte sich auf eine gelegentlich, wenn auch eher selten angetroffene „normale Größengradierung“ von Karbonatkonkretionen bezogen. Sie wurden nach oben hin kleiner.

Eine frühe Karbonatausscheidung aus einem karbonatgesättigten Grundwasser ist plausibel. Sie betraf ein gut permeables, noch nicht verfestigtes grobsandiges Sediment, einige Meter unter der damaligen Landoberfläche. Wie schon in Kap. 1.4 ausgeführt wurde, könnte das laterale und vertikale temporäre Einsickern karbonatreicher Porenwässer im Zusammenhang mit sehr seichten marinen Überflutungsereignissen gestanden haben. Bei den „Kugelsteinen“ des sKK böte sich eine Koinzidenz mit dem Bildungsereignis der Violettschichten an (sVS, vgl. Tab. 1 und Kap. 3). Eine zeitgleiche ingressive Entwicklung im Trierer Becken hatte sich ja in den teilweise violett gefärbten Mürbsandsteinen angedeutet. Die sKK-Sedimente im Liegenden könnten dabei frühdiagenetisch überprägt worden sein (mehr dazu in Teil II: Kap. 8).

Angereicherte Pflanzenreste

Im saarländisch-ostlothringischen Oberen Buntsandstein war von MÜLLER & SCHRÖDER (1960) eine „Pflanzenführende Lage“ als eigene stratigraphische Einheit ausgehalten worden. Sie überlagert die basale Dolomitbröckelbank des tiefsten Voltziensandsteins (Kap. 3). In dieser Sandsteinbank ist reichlich Pflanzenmaterial enthalten, vor allem von *Equisetites*. Erst darüber folgen die dickbankigen Sandsteine der Werksteinzone.

Eine solche auffällig Pflanzenrest-reiche Schichtpartie tritt auch in der Trier-Luxemburger Bucht auf. Hier umfasst sie einen etwas größeren Abschnitt der Schichtenfolge, sie reicht von den höchsten Zwischenschichten bis in den tiefsten Teil des Voltziensandsteins (WAGNER et al. 2012). Es ist der erweiterte Bereich der VG3 („Intermediärzone“, Kap. 3). Darin sind vor allem im Trierer Becken angereicherte Pflanzenreste bekannt geworden. Bei Aach und bei Butzweiler fanden sich in den obersten Zwischenschichten große inkohlte, teilweise auch Kupfer-vererzte Stamm- und Astreste (DITTRICH 2004: Abb. 4, LGB 2005: Abb. 73). Es handelt sich um ehemalige Treibholz-Stücke, die in den Basisbereichen fluviatiler Schüttungskörper eingebettet wurden. Oft erscheinen sie im Zusammenhang mit einzelnen Geröllen oder mit Dolomitbröckelbänken. In stärker absinkenden Teilen des Trierer Beckens („Ramsteiner Kessel“, vgl. DITTRICH 2011) wurden offenbar dort angesiedelte baumgroße Pflanzen von jäh anschwellenden, schnell fließenden Flüssen mitgerissen und eingesedimentiert. Schon GREBE (1892) hatte die Pflanzenreste im Raum Kordel erwähnt (Blatt 6105 Welschbillig, Abb. 1). Als Fundschicht nannte er den Voltziensandstein; die Eintragungen in der alten preußischen Geologischen Karte liegen allerdings im Grenzbereich so1/so2 (soZ/soV). Die Reste seien lokal stark angereichert, oft

jedoch unbestimmbar. Aufgeführt wurden die Arten *Anomopteris mougeoti*, *Voltzia heterophylla* und – eher häufig – *Equisetum (Calamites) arenaceum*. Eine Notiv von PETERS (1985) betrifft die Region Tawern im Nord-Saargau. Dort ist in der sehr feinplattigen 10 cm-Basisbank des soV viel Pflanzenhäcksel von *Voltzia* angetroffen worden.

Unbestimmbare Pflanzenreste kommen generell im Oberen Buntsandstein gelegentlich vor, als Reste von Stämmen und von Stengeln oder Blättern auf den Schichtflächen (MADER 1980c). MADER (1981c: S. 401) vermerkte in einer kurzen Notiz, dass aus den Kyllburg-Schichten im Raum Oberbettingen und bei Kyllburg auch in-situ-konservierte Pflanzenreste (Stümpfe) bekannt geworden seien. Interessant ist auch eine nicht näher lokalisierte Angabe von MADER (1981c: S. 400f.) zum den Oberen Buntsandstein der Westeifel. Genannt wurden tiefgründig durchwurzelte dunkelrote Sandsteinbänke oder Violette Horizonte, mit bis mehrere Meter langen Wurzelröhren, die mit „erdig-braunem Mulm“ gefüllt seien. MADER ging generell von einer intensiven pflanzlichen Besiedlung von trockengefallenen Flusssedimenten aus, insbesondere im höheren Teil des Oberen Buntsandsteins. Kleiräumig kann dies durchaus der Fall gewesen sein.

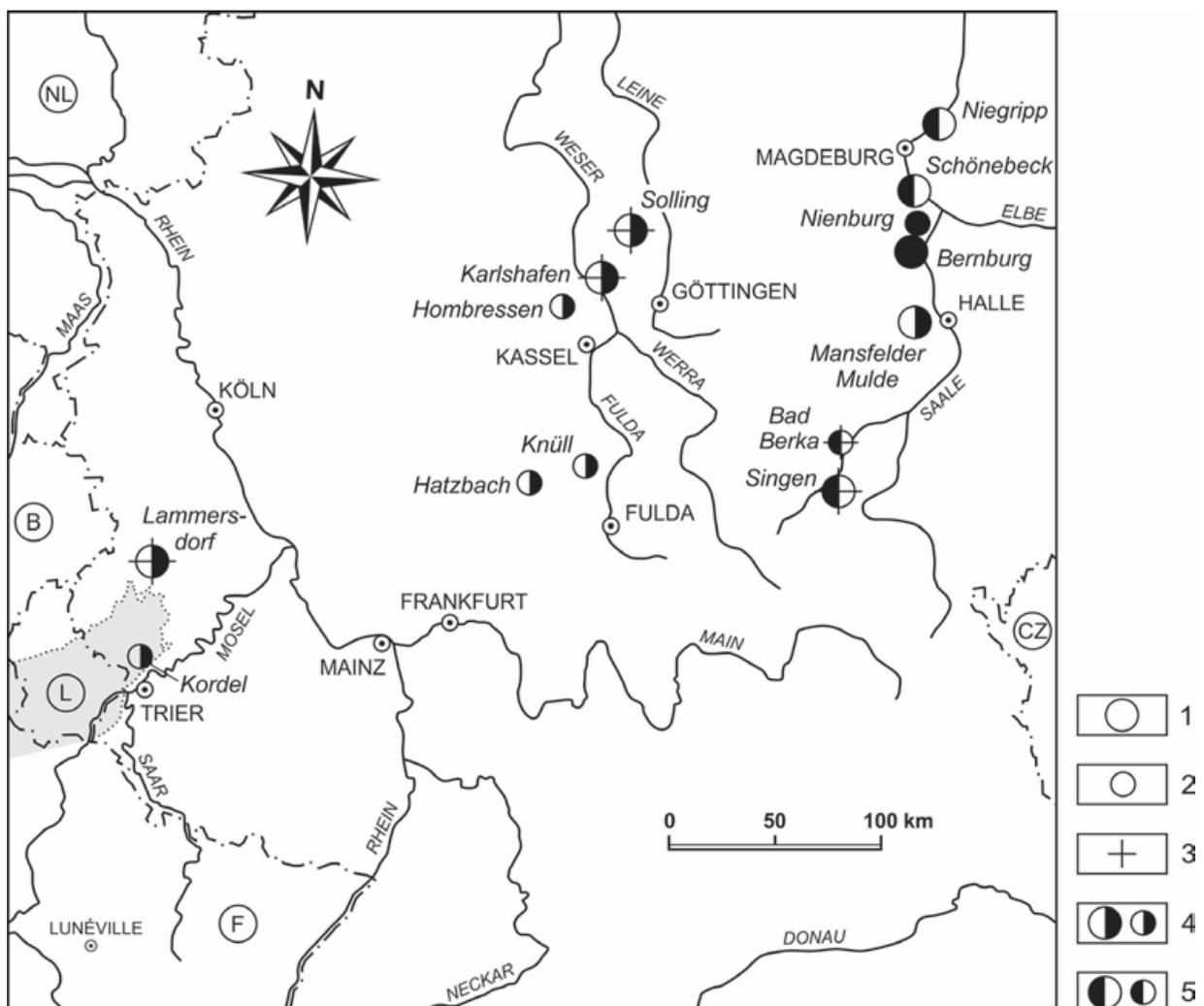


Abb. 8: Fundorte von *Pleuromeia* im höheren Mittleren Buntsandstein des südlichen Germanischen Beckens (nach FUCHS et al. 1991, graphisch verändert und vereinfacht; grau: Trier-Luxemburger Bucht; 1 + 2: großer bzw. kleinerer Fundumfang, 3: mit Farnresten, 4 + 5: im smH bzw. smS).

Die Situation im Mittleren Buntsandstein war anders gewesen. MADER (1984) hat dazu ausgeführt, dass die Alluvialebenen dieser Zeit im Allgemeinen nur von spärlicher Vegetation überzogen waren. Dies galt nicht zuletzt deshalb, weil damals nur geringmächtige tonig-schluffige Sedimente von Überflutungsebenen abgelagert wurden. Eine spektakuläre Ausnahme von dieser Regel bilden allerdings die *Pleuromeia*-Vorkommen von Lammersdorf und Kordel.

Die Lammersdorfer Fundstätte ist die weitaus bedeutendere. Sie liegt im Oberbettinger Triasgebiet, auf Blatt 5706 Hillesheim, östlich der Ortschaft am Heidberg (MADER 1980a, FUCHS et al. 1991). Stratigraphisch ist sie dem höheren Teil der Oberen Densborn-Schichten zuzuordnen (sDb2; höchste „Karlstal-Schichten“ bei FUCHS et al. 1991). Dort wurde ein „versteinerter Wald“ entdeckt, mit einer Vielzahl von Stümpfen (allein 59 wurden geborgen!) sowie Wurzelwerken, Kronen und Blättern von *Pleuromeia sternbergii*. Eine erste Vorstellung davon gab die in LGB (2005: Abb. 69) abgebildete – beim Druck aber farblich missglückte – Foto-Reproduktion aus dem Naturkundemuseum Karlsruhe. Die Fossilfunde dokumentierten ein baumartiges, bis 2 m großes Bärlappgewächs. Es umfasst einen völlig aufrechten, unverzweigten Stamm mit unterirdischem Wurzelwerk, am oberen Ende bildet es einen einzigen großen Zapfen aus (FUCHS et al. 1991). Gemeinsam damit, wenn auch weniger stark vertreten, erschienen Farnreste (*Amonopteris* sp.). Das siltig-tonige Sediment, in dem die Pflanzen wurzelten, wurde von FUCHS et al. (1991) als seichter, gelegentlich austrocknender niederenergetischer Tümpel gedeutet oder aber als verlandeter Alt- bzw. Totarm in einer alluvialen Überflutungsebene. Die Farne besiedelten dort wohl die etwas trockeneren Bereiche.

Der zweite Fundort von *Pleuromeia* liegt bei Kordel, auf Blatt 6105 Welschbillig. Es handelte sich um einen Straßenanschnitt südwestlich des Ortes, am Südhang des Kimmlinger Bach-Tales, südlich der Lohmühlhöhle. Dort fanden sich Stümpfe, auch in Lebenstellung, in sandigen Sedimenten des Zwischendünenbereichs der (höheren) „Karlstal-Schichten“ (MADER 1980a, 1981a). Farne fehlten hier. Nach der Geologischen Karte von GREBE (1892) ist auch diese Fundstelle im höheren Teil des Mittleren Buntsandsteins anzusiedeln.

Die überregionale Situation ist folgende: Die zwei genannten linksrheinischen Fundstellen von *Pleuromeia* stehen im Gegensatz zu 14 rechtsrheinischen (Abb. 8). Dort tritt diese Form achtmal in der Hardegsen-Formation (smH) und sechsmal in der Solling-Formation (smS) auf. In der klassischen Fundstelle bei Bernburg ist dieses Gewächs in beiden Formationen nachgewiesen. Sämtliche Vorkommen fallen mit den großen, Nord- bzw. NNE-ausgerichteten Senkungszonen am Südrand des germanischen Buntsandsteinbeckens zusammen. Neben der Trogachse der Eifeler Nord-Süd-Zone betrifft dies nach der aktuellen und detailreichen Abb. 3.4.-2 in RÖHLING & LEPPER (2013) diejenigen der Hessischen Senke und der Thüringen-Westbrandenburg-Senke (HE bzw. TWS in Abb. 2).

Die Gattung *Pleuromeia* gilt generell als Halophyte (SANDER & GEE 1994), als salztolerante Sumpfpflanze. Bei früheren Bearbeitungen ist sie den erweiterten Uferzonen des Trias-Meeres zugeschrieben worden. *Pleuromeia* verträgt Salzgehalte in den Böden, die andere Pflanzen fernhalten. Es handelt sich immer um stark verarmte Floren, nur mit Bärlappgewächsen (Lycophyten) und – wenn überhaupt – dem Farn *Amonopteris*. Andererseits sind die Floren erstaunlich individuenreich. Diese Tatsache belegt eine gute Anpassung dieser speziellen Formen an einen ökologisch schwierigen Standort. Temporäre Tümpel, fluviatile Altarme oder Totarme in einer quasi wüstenhaften Landschaft kämen in Frage. Die Blütezeit der baumartigen Bärlappgewächse war im Karbon, als sich derartige Lycophyten zu paralischen Sumpfwäldern verdichteten.

Paläogeographisch würde das salzhaltige Milieu und die (zeitweilig gesteigerte) aquatische Prägung sumpfiger Standorte auch zu temporären Hochstandsereignissen im Buntsandsteinbecken passen. In strukturtiefen Positionen könnten seichte Flutungen mit salinaren Wässern für das spezielle Bodenmilieu gesorgt haben, welches diese Halophyte bevorzugte. Im weiteren Bereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle hingegen (Abb. 2) fehlt *Pleuromeia*.

Bei FUCHS et al. (1991) war hervorgehoben worden, dass die Fundlokation Lammersdorf im Gegensatz zu den rechtsrheinischen Fundstellen nicht in Meeresnähe, sondern (übersetzt:) „mehrere Hundert Kilometer entfernt davon“ anzusiedeln sei. Sie müsste somit als Sonderfall betrachtet werden. SANDER & GEE (1994) veranschlagten dann nur noch eine Entfernung von der damaligen Küstenlinie von „weit über 100 km“. Aber ist dies wirklich so? Prinzipiell kann es sich bei derartigen Angaben immer nur um statistische, gemittelte Angaben handeln (Kap. 1.1). Ein kurzer ingressiver Puls kann die Faziesbereiche zeitweilig weit landwärts verschoben haben.

Noch ein paar Notizen zur Farngattung *Anomopteris*. Sie repräsentiert eine der charakteristischen Pflanzen des Oberen Buntsandsteins im Germanischen Becken (FUCHS et al. 1991). Sie tritt im Voltziensandstein der nördlichen Vogesen auf, der nach faunistischen Befunden stark randmarin geprägt ist. Im baden-württembergischen Röt stellt diese Farngattung geradezu ein Leitfossil dar. In der Trier-Luxemburger Bucht kommt sie, wie schon erwähnt, auch im Oberen Buntsandstein vor, und zwar bei Kordel (GREBE 1892), im stratigraphischen Bereich der VG3 (bzw. der „Intermediärzone“, Kap. 3).

4.3 Dolomite und Sulfate

Der Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht liegt zum weit überwiegenden Teil in einer relativ grobklastischen Randfazies vor. Sandsteine dominieren, Konglomerathorizonte sind eingeschaltet. Typisch für solche Gesteine ist eine gewisse Porosität und meist auch Permeabilität. Spätdiagenetische Stoffumsetzungen waren begünstigt. In den tektonisch angehobenen, stärker exponierten Außenzonen wurde der Gesteinskörper auch durch jahrmillionenlange Grundwasser-Durchsickerung stark abgelaugt und ausgewaschen. Die primäre Lithofazies mit ihrer fröhdigenetischen Ausgestaltung ist oft nur noch schwer, lediglich indirekt zu rekonstruieren. Der kausale Zusammenhang zwischen einer gröbereren Korngröße der Proximalfazies einerseits und ihrer Durchlässigkeit und Verwitterungsempfindlichkeit andererseits ist in Beckenrandregionen aber zwangsläufig gegeben.

Dolomite

Erstaunlich hohe Dolomitgehalte kennzeichnen weite Teile der luxemburgischen Buntsandstein-Abfolge. Im Bohrprotokoll der Adelheidquelle in (Bad) Mondorf von 1913 (LUCIUS 1948: Tab. Nr. II) ist Dolomit in enormen Mengen protokolliert worden. Notiert wurden dolomitische Aufarbeitungshorizonte (Dolomitbröckelbänke; mehr dazu s.u.) und Dolomitkrusten in den Sandsteinen sowie Dolomit-Zemente in Konglomeraten. In Tagesaufschlüssen des Oberen Buntsandsteins im Attert- und mittleren Alzette-Tal (Abb. 1) bot sich ein ähnliches Bild. Lucius (1948) nannte Dolomitknauern, brekzienartige Lagen und Dolomitdrusen. Demzufolge rekonstruierte er eine „reichliche Dolomitbildung“ bei der Zwischenschichten-Ablagerung (Kap. 1.2), in geringerem Maße auch im Mittleren Buntsandstein (Vogesensandstein) und im Voltziensandstein. Stichpunktartige Untersuchungen von FRANSOLET (1970) im Buntsandstein der Kernbohrung Mersch zeigten, dass als Karbonatphase immer nur Dolomit erscheint. Kalzit fehlt völlig.



Abb. 9: Faziesbeispiele von Violetten Horizonten aus Kernbohrungen bei Spangdahlem (vgl. DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007; links: Violettschichten, mitte: Violette Grenzsichten). Es zeigen sich unregelmäßig verteilte Dolomitamente, nestartige Dolomitkonkretionen, Dolomitkrusten und selten auch kleine Drusen. Rechts: Top eines VH der Malbergweich-Schichten (soZM) mit Dolomitknauern. Entsprechend aufgearbeitete Dolomite sind neben Tonsteinklasten in der auflagernden Dolomitbröckelbank des nächst-jüngeren Zyklus eingebettet.

Im Buntsandstein der deutschen Südeifel kommt Dolomit in mehreren Abschnitten des stratigraphischen Bereichs sVS–sKS–sVGS–soZ–soV vor (Tab. 1). Am häufigsten sind Dolomitknauern bzw. -konkretionen. Diese sind grauweiß, gelb, bräunlich oder auch rotbraun und rötlich. Ihre Größen reichen etwa von 1 cm bis 10 oder sogar 15 cm (MADER 1984). Sie treten vereinzelt oder aber in Lagen bzw. Partien angereichert auf, in klastischen, fein- bis grobsandigen Sedimenten, vor allem aber in Violetten Horizonten (Abb. 9). Die Konkretionen zeigen poikilotopische Gefüge, bei denen die detritischen Silikatkörner im Dolomit schwimmen (FRANSOLET 1970, MADER 1981b, BOSOLD 1986). Die frühe Ausscheidung des Karbonats und die zunehmende Vergrößerung der Konkretionen erfolgte durch mechanische Platzschaffung infolge einer „zentrifugalen Verschiebung der Matrix nach außen“ („displacive growth“, MADER 1984: S. 38).

MADER (1979–1992) war in seinen zahlreichen Darlegungen generell von einer Karbonatakkumulation in „Kalkkrustenböden“ ausgegangen („Dolomitbildung“, vgl. Kap. 1.4). Diese Calicheböden hätten sich auf länger trockengefallenen Arealen des Flusssystemes gebildet. Hier werden sie stattdessen – genetisch etwas neutraler – als Dolocretes gewertet (Kap. 1.4). Die von MADER (1984: S. 41) angenommene „syngenetische Ausreifung der Violetten Horizonte“ bis hin zur Bildung „knollig-akkretionärer, nahezu massiger Karbonatpanzer“ fand nur überaus selten statt. Dies wurde an anderer Stelle auch von D. MADER selbst zugestanden. Er beschrieb ein weitgehendes bis nahezu völliges Fehlen von mächtigeren Calicheprofilen und von ausgedehnteren dolomitischen Konkretionen und Krusten (MADER 1984). Schon zuvor (MADER 1981c) hatte er die Seltenheit von Karbonatkrusten in den Violetten Horizonten und das Vorherrschen von isolierten Konkretionen betont.

Eine andere häufige Form der Dolomitvorkommen sind mm-kleine, punktuelle Dolomitnester. Sie zeigen ebenfalls poikilotopische Gefüge und kommen vorwiegend in sandigen Sedimenten

vor. Von MADER (1981c: Taf. 2/6) sind sie aus einem Violetten Horizont der Kyllburg-Schichten (soZK) abgebildet worden. Zwei Proben dieser speziellen Fazies aus dem tieferen soZK der Bohrung Reisdorf (um 146,7 m Teufe) sind Anfang Mai 2017 röntgendiffraktometrisch untersucht und einer halbquantitativen Dolomitbestimmung unterzogen worden (Labor Universität Lüttich bzw. Service Géologique du Luxembourg). Danach handelt es sich bei diesen sekundär veränderten, mit Karbonatnestern durchsetzten Gesteinspartien petrographisch um sandig-tonige Dolomite. Sie bestehen zu mehr als der Hälfte (bis 59 %) aus Karbonat (bis 1 % Kalzit). Auch kleine Mengen Sulfat sind enthalten (vgl. Abschnitt Sulfate).

Im Verwitterungsbereich, obertage und in Flachbohrungen, zeigen solche klastischen Gesteine eine „Zellendolomit-Fazies“. Sie sind durchsetzt mit kleinen Gips-, Dolomit- oder Kalzit-Drusen und zeigen ein zellig-drusiges Erscheinungsbild. Diese besondere Fazies ist in der luxemburgischen Trias weit verbreitet. In der jeweiligen Position der ehemaligen Beckenrandbereiche erscheint sie vom höheren Buntsandstein bis hin zum mittleren Keuper (DITTRICH in Red.).

Der genaue Diagenese-Ablauf der verschiedenen Dolomit-durchsetzten Sandsteine ist noch nicht hinreichend untersucht worden. Im Verlauf der frühen und späten Diagenese ist es jedoch – je nach Gesteinstyp – zu zahlreichen Einzelschritten gekommen (MADER 1980a, 1981b, WAGNER 1989). Nach dem Gefügebefund sind die Dolomitkonkretionen zweifellos das Resultat einer sehr frühen Diagenese („syngenetic-eodiagenetic“, MADER 1981b).

Nach röntgenographischen Untersuchungen von MADER (1980b: S. 14) liegt der bei weitem überwiegende Teil des Karbonats als stöchiometrischer Dolomit vor. Exaktere Angaben zu den Peaklagen und damit zu den genauen Ca/Mg-Verhältnissen wurden nicht notiert. Diese wären allerdings für die Rekonstruktion des primären Bildungsmilieus der Karbonate auch nicht verbindlich gewesen. Aufgrund der zwischenzeitlich abgelaufenen vielfältigen Diageneseprozesse kann normalerweise keine direkte Bestimmung der primären Dolomitzusammensetzung mehr vorgenommen werden. Das relativ offene System der umgebenden klastischen Gesteine hat erhebliche sekundäre Veränderungen ermöglicht. Dies gilt insbesondere für dolomitdominierte Aufbereitungshorizonte (Dolomitbröckelbänke). Eine Milieuaussage anhand der exakten Zusammensetzung der Dolomite wäre nur dann möglich, wenn gezielt Dolomite oder Dolomitfragmente untersucht würden, die aufgrund einer mikritischen, sehr dichten Beschaffenheit relativ geschlossene (Klein-)Systeme darstellten und unveränderten Bestand hatten. Dies ist bislang aber nicht erfolgt. Bei PETERS (1985) war ebenso pauschal von stöchiometrischem Dolomit im Buntsandstein die Rede gewesen. Auch dort waren aber keine speziellen röntgendiffraktometrischen Peaklagen-Ausdeutungen vorgenommen worden.

Angesichts der nahezu totalen Vorherrschaft der Karbonatphase Dolomit muss aber das frühe und dann auch später noch herrschende Porenmilieu deutlich salinar gewesen sein. Insbesondere muss Mg^{2+} im Porenwasser gegenüber Ca^{2+} stark angereichert gewesen sein. Eine begleitende bzw. kurz zuvor abgelaufene Kalziumsulfatfällung im noch unverfestigten Sediment hat sicherlich zur relativen Aufkonzentrierung von Mg^{2+} -Ionen beigetragen (vgl. Abschnitt Sulfat und Kap. 4.4). Eine derartige „peritidal-evaporitische Dolomitbildung“ ist von FÜCHTBAUER (1988) beschrieben worden. Dabei handelt es sich um eine frühdiagenetische Dolomitisierung im Zusammenhang mit Sulfatfällung und daraus resultierender Mg^{2+}/Ca^{2+} -Erhöhung im äußerst randmarinen Bereich. Im Vergleich zu Meerwasser sind normale Süßwässer sehr arm an gelöstem Magnesium.

Ein sehr später Diagenese-Schritt in stärker exponierten Gebirgstteilen war die Verwitterung und lösende Abfuhr des Dolomits aus dem Gesteinsverband. Da Dolomitekristalle geringe Mengen von Eisen- und Mangan-Ionen einlagern können, blieb dabei ein lockerer, dunkelgraugelber oder schwarzbrauner, sandiger, etwas manganhaltiger Eisenmulm zurück. Dieser erfüllt unregelmäßige, bis „faustgroße“ Hohlräume und kleine Nester („Zellen“) im Gestein. Typische Auslaugungsrelikte der „Zellendolomit“-Fazies sind braun gefleckte, mürbe, drusige oder kavernöse Sandsteine. Auch verwitterte Konglomerate können so beschaffen sein.

Der kausale Zusammenhang zwischen den primär vorhandenen Dolomitgehalten im Buntsandstein und den mulmigen Hohlräumen ist schon früh benannt worden (LEPPLA 1908). Später wurde er von zahlreichen weiteren Autoren beschrieben. D. MADER interpretierte kleine runde dunkle Hohlräume auf Schichtflächen als Bauten-Querschnitte (MADER 1981c: Taf. 2/4). Wahrscheinlich handelte es sich dabei ebenfalls um ehemalige Dolomitmester. In der Heidelberger Schule (vgl. etwa DACHROTH 1988: S. 310) sind mulmige Karbonatverwitterungsreste („erdig-brauner Mulm“) damals mehrfach als kohlige bzw. organogene Reste fehlgedeutet worden.

Das Ausmaß der ursprünglichen Dolomitgehalte im höheren Buntsandstein am Nordrand der Trierer Bucht ist in den Darstellungen von HEITALE (1979) deutlich geworden. Die Gesteinsbeschreibungen bezogen sich auf die Abfolge von der Konglomeratischen Serie (sKS) bis zu den höheren Zwischenschichten (soZK, Tab. 1). Zwischen Bickendorf und südlich von Feuerscheid, entlang der Autobahn-Neubautrasse, waren damals große Mengen von weichem, schwarzbraunem, sandigem Eisen-Mangan-Mulm in Form von „linsenförmigen Einschaltungen von wenigen Zentimetern bis zu einem Meter Mächtigkeit“ beobachtet worden (HEITALE 1979: S. 68). Ursprünglich können es nicht nur Dolomitkonkretionen, sondern vor allem auch stark dolomitische Sandsteine und Aufarbeitungshorizonte (Dolomitbröckelbänke) gewesen sein. Ihre starke Verwitterung geht auf die Exposition dieser Gesteinsabfolgen auf den Höhenrücken westlich des Nimstales zurück (Abb. 1). Dieser Zusammenhang war schon von HEITALE (1979) hervorgehoben worden. Im oberen Drittel der soZ-Abfolge sind dort auch noch – in tektonisch geschützteren Positionen – unverwitterte Dolomitbröckelbänke erhalten geblieben. Im Vergleichsprofil aus der südlichen Trierer Bucht (Autobahn-Profil Biewertal–Trier-Kockelsberg) sind die Dolomitgehalte deutlich geringer. Dort sind bloß vereinzelt eingelagerte gelbrote Dolomitknauern oder deren schwarzbraune Verwitterungsrückstände in den Unteren Zwischenschichten (soZ1) erwähnt worden. Im damaligen Ablagerungsraum lag dieses südliche Profil im Trierer Becken, das Profil Bickendorf hingegen am Nordwestrand des Bitburger Becken. Erhebliche, nur teilweise verwitterte Dolomitgehalte im höheren Buntsandstein (Abschnitt sKS–sVGS–soZM, Tab. 1) sind auch aus der dortigen Bohrung Oberweis bekannt geworden (WEILER 1972).

Ein weit verbreitetes Phänomen im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht sind die Dolomitbröckelbänke (DBB). Es handelt sich um lithofaziell sehr variable Brekzien oder Konglomerate, die unterschiedliche Gehalte an Dolomitklasten enthalten. Tonig-siltig-sandige Intraklasten und/oder Extraklasten (Quarze, Quarzite etc.) können beigemischt sein. Das Bindemittel dieser Gesteine ist mehr oder weniger siliziklastisch und meist auch stark dolomitisch. Überdies können viel Dolomitpartikel der Sandfraktion eingebettet sein. Aus der Westeifel wurden DBB beschrieben, die durchschnittlich zu 40–50 % aus Karbonat (Dolomit) bestehen (MADER 1980b). In Einzelfällen werden Karbonatgehalte von 65 % erreicht. Bei Kyllburg ermittelte SCHRADER (1983: Abb. 64) ebenfalls über 50 % HCl-lösliches Karbonat. Die Mächtigkeiten dieser Bänke liegen meist im Bereich einiger Dezimeter, im Raum Trier können sie bis 1,5 m mächtig werden (WAGNER et al. 2012).

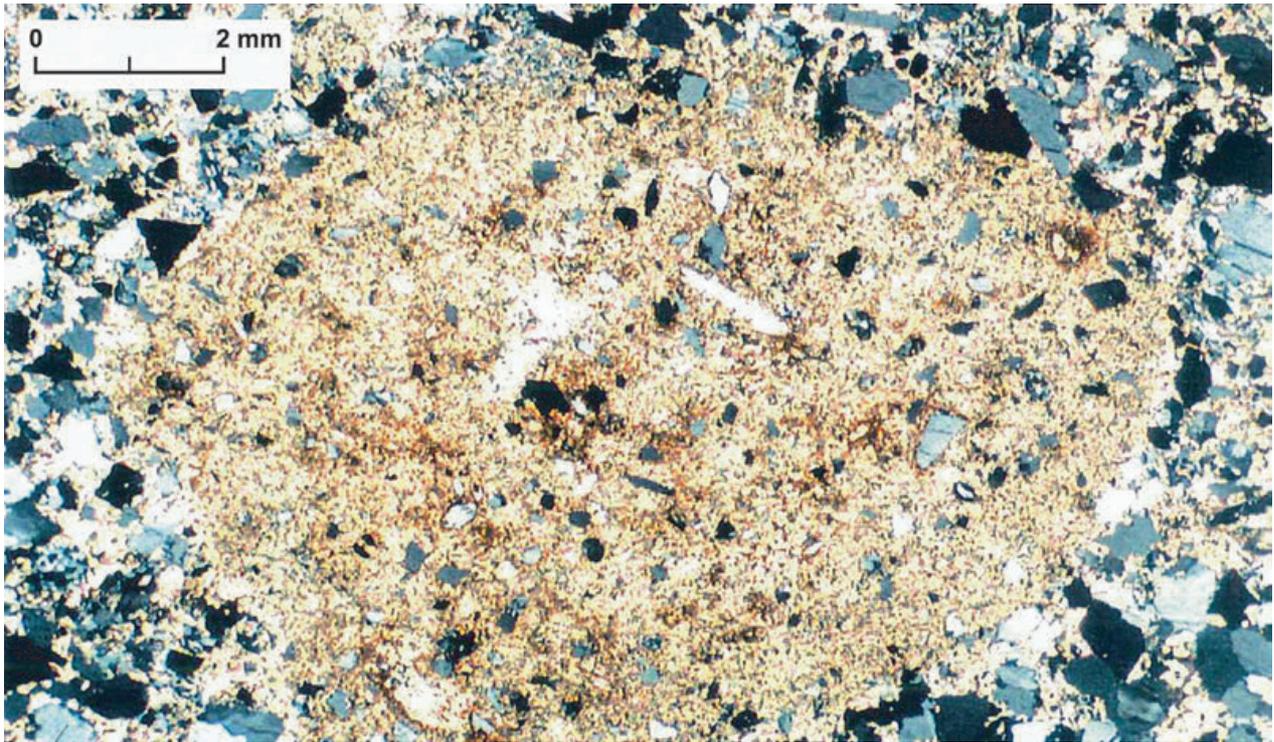


Abb. 10: Rund-ovaler, relativ homogener Dolomitklast aus einer Dolomitbröckelbank der obersten Zwischenschichten (höhere Kyllburg-Schichten) bei Feilsdorf (Dünnschliff, polarisiertes Licht; aus BOSOLD 1996).

Interessant ist ein Vergleich der Häufigkeiten von Dolomitbröckelbänken zwischen dem Bitburger und dem Trierer Becken. Er wird durch eine Übersichtsabbildung von MADER (1985: S. 205) ermöglicht. Darin zeigt sich, dass die im Norden angesiedelten Typusprofile Malberg–St. Thomas (Nr. 5), Biersdorf–Niederweiler (Nr. 7) und Eisenschmitt–Himmerod (Nr. 8) in den Zwischenschichten deutlich mehr Niveaus mit „intraformationellen Karbonatbruchstücken“ enthalten als die im Süden. Die dortigen Typusprofile zeigten die Region Trier–Biewer (Nr. 12) und Kordel–Auw (Nr. 13).

Von MADER (1980c) sind in der nördlichen Südeifel gezielt Schüttungsrichtungen der Dolomitbröckelbänke eingemessen worden. Sie entsprachen exakt denen des umgebenden höheren Buntsandsteins. MADER folgerte daraus, dass diese grobklastischen Gesteine keine speziellen Einschüttungen von randlichen Hochgebieten darstellen. Vielmehr handelt es sich um „gefügehomogene“ Teile der gesamten Sedimentmasse. Die DBB, deren Geröllspektren nur Karbonatfragmente und siltig-tonig-feinsandige Intraklasten umfassen, seien bei Verlagerungen der fluvialen Stromkanäle und dementsprechender Aufarbeitung und Resedimentation entstanden. Eine laterale und vertikale Erosion von Dolomitkonkretionen hat dabei stattgefunden.

Von BOSOLD (1996) ist ein Dolomitklast aus einer Dolomitbröckelbank abgebildet worden (Abb. 10). Sein poikilotopisches, matrixgestütztes Gefüge ist offensichtlich. Der Geröllcharakter ist erkennbar an der Quarzfraction, die innerhalb des „Bröckels“ kleiner ist als im umgebenden klastischen Einbettungsmaterial. Auch verläuft die Schichtung im Dolomitgeröll nicht waagrecht, sondern schräg nach rechts oben. Eine konkretionäre Dolomitausscheidung in-situ ist auszuschließen. Die unscharfen Außengrenzen des Bröckels sind erst später, im Verlauf der späteren Diagenese entstanden (vgl. dazu MADER 1980b).

Der abgebildete Bröckel entstammt einer DBB, die ausschließlich Karbonatgesteinsfragmente enthält. Diese lagert sich im oberen soZK („Intermediärzone“, Kap. 3 und 4.1). Darin erscheinen nicht nur kleine harte gelbgraue dolomitische Bröckel und kleinere graurote Karbonatklasten, sondern auch verformte, also noch im weichen Zustand umgelagerte hell- bis dunkelbraune, leicht tonige Dolomitfragmente (Bosold 1996). Letztere sind bis 4 cm breit, aber nur etwa 3 mm hoch. Man gewinnt den Eindruck, dass hier nicht nur sekundäre Dolomitkonkretionen aus Dolocretes, sondern auch „normale“, aus sedimentierten Karbonatschlämmen entstandene Dolomite aufgearbeitet worden sind. Kann es also in der hiesigen Buntsandsteinlandschaft auch temporäre hypersalinare Tümpel oder kleinere, seichte Lagunen gegeben haben? Können damals zwei verschiedene dolomitbildende Prozesse nebeneinander und/oder nacheinander abgelaufen sein?

Schon in der älteren Literatur finden sich mehrere Hinweise auf vereinzelte Dolomitbänke oder -lagen innerhalb der Buntsandstein-Abfolge. GREBE (1892) schrieb zu Blatt 6103 Wallendorf: „Auch größere Knauern und dünne Bänke von Dolomit beobachtet man nicht selten“. Lucius (1948: S. 34) berichtete über den Buntsandstein bei Diekirch, dass Dolomit in Linsen, Lagen und Knauern eingelagert sei. Ein weiterer Hinweis ist dem Bohrprotokoll der Adelheidquelle in Bad Mondorf von 1913 zu entnehmen (Lucius 1948: Tab. Nr. II). Im Oberen Buntsandstein sollen dort Dolomite auch als Bänke von bis zu 50 cm Mächtigkeit auftreten, mit sandigen Zwischenlagen und mit cm-großen Dolomitdrusen. Frühe, vor allem französische und luxemburgische Autoren (Kap. 1.1), waren ja auch von einer „normalen“ Dolomitentstehung im marinelagunären Bereich ausgegangen, also von Karbonatschlämmen, die in seichten, eher salinaren Wasserkörpern sedimentiert wurden (vgl. Kap. 4.5).

Neuere diesbezügliche Befunde sind folgende. WEILER (1972) protokollierte für die Bohrung Oberweis westlich von Bitburg in den tieferen Zwischenschichten (soZM) „hellrötliche Dolomit-Lagen“. Zu den unteren Metern der VG1 an der Mariensäule oberhalb von Trier notierten WAGNER et al. (2012: S. 111), dass darin Dolomitknauern und Dolomitbänke enthalten seien. Über die Werksteinzone des Voltziensandsteins (soVW) wurde berichtet, dass „Manganmulm“ darin sowohl feinverteilt als auch als eigene Schicht vorkommen könne. Möglicherweise galt dies ursprünglich für die höhere Intermediärzone (Kap. 3). Von D. MADER fehlen Notizen zu schichtigen Dolomiten. Allerdings können in den von ihm mehrfach abgebildeten Dolomitbröckelbänken auch auffällig feinkörnige Dolomitklasten auftreten. In der Innsbrucker Dissertation WAGNER (1982: S. 165) ist ein 13,5 m hohes Profil im Oberen Buntsandstein von Ingeldorf/Luxemburg dargestellt worden. Im höheren Teil wurde dort eine 25 cm mächtige blaue mergelige Dolomitbank verzeichnet. Darin sind Drusen enthalten, ebenso wie in der darunterliegenden, 45 cm mächtigen feinklastischen Abfolge. Diese vertreten wohl abgelagerte Gipsnester oder -knollen (Abschnitt Sulfate). Etwas tiefer tritt auch ein stark sandiger violett-blauer Dolomit auf, der in seinem oberen Teil mehrere Gerölllagen enthält.

Überhaupt kommen im Ingeldorf-Profil zahlreiche mehr oder weniger Dolomit-reiche Konglomeratbänke vor. Die maximalen Geröllgrößen sind von WAGNER (1982) mit 5 cm, im höheren Teil sogar 10 cm angegeben worden. Die dortige Situation erinnert an diejenige unter dem so2-Basiskonglomerat im ost-luxemburgischen Bohrkernprofil Reisdorf, wo sich Hinweise auf eine Vorschüttung in ein (stehendes?) Gewässer ergaben (Kap. 3). Bei Ingeldorf ist wohl ebenfalls der Grenzbereich so1/so2 (soZ/soV) erschlossen, mit einer besonderen dolomitreichen Ausprägung des so2-Basiskonglomerates. Der Profilabschnitt mit den genannten Dolomiten wäre dann der oberen „Intermediärzone“, also dem VG3-Bereich zuzuordnen (Kap. 3). Wo-

möglich bildet sich in dieser Fazies ein enges paläogeographisches Nebeneinander von lagunären Karbonatschlämmen und kleineren fluviatilen Geröllvorschüttungen des basalen so2 (soV) ab.

MADER (1984) nannte das von ihm bearbeitete Profil Ingeldorf (westlich des Ortes, bei „Seiflecken“) als Beispiel für mächtige („mehrstöckige“) Bröckelbankkomplexe. Seine Profilaufnahme betraf allerdings nicht genau dieselbe Position bei Ingeldorf wie diejenige bei WAGNER (1982). Zudem waren die oberen stratigraphischen Bereiche – die mit der blauen mergeligen Dolomitbank – davon nicht mehr erfasst worden.

Eine besondere Art von „Dolomitbröckelbänken“ wurde von PETERS (1985) nördlich von Tawern im nördlichen Saargau beschrieben. Sie erscheinen im tiefsten soZ1, unmittelbar über der Violetten Grenzzone (VG1; Tab. 1, Kap. 3). Als Resultat der Dünnschliffauswertungen wurde notiert, dass diese karbonatischen Gesteine durchweg als ehemalige Karbonatschlämme zu deuten seien (PETERS 1985: S. 124). In geschützten Bereichen („Überflutungsbecken“) wären Karbonatschlämme bei sehr niedriger, aber anhaltender Wasserbedeckung sedimentiert worden. In diese seichten Wasserkörper seien dann Grobsande und auch vereinzelte Gerölle eingeschwemmt worden, ohne nennswerte Aufarbeitung der dortigen Karbonatschlämme. Beschrieben wurden unterschiedlich stark gerundete Quarzkörner und -gerölle, die in einer (spätdiagenetisch überprägten) Dolomitmatrix schwimmen. An der Basis dieser Bänke seien keine Erosionsdiskordanzen nachweisbar. Generell sei es am Ende von fluviatilen Zyklen zur Karbonatfällung gekommen.

Die Möglichkeit einer Karbonatschlamm-Sedimentation mit einer geringfügig zugemischten detritischen Fein- bis Mittelsand-Komponente ist später auch von BOSOLD (1996) benannt worden. Dieses Karbonatsediment könne eines der Ausgangsmaterialien von Dolomitklasten in Dolomitbröckelbänken dargestellt haben.

Weitere Einblicke in die Genese von Buntsandstein-Karbonaten lassen sich aus den Ergebnissen von MÜLLER (1989) ableiten. In dieser Diplomarbeit war ein großflächiges Aufschlussareal an der Jugendherberge von Ettelbruck/Luxemburg bearbeitet worden. Erschlossen war dort eine mächtige Schichtenfolge in den höchsten Zwischenschichten, im weiteren Bereich der VG3 („Intermediärzone“, Kap. 3). Es zeigten sich sowohl einfache, dolomitisch gebundene Sandsteinbänke – fein-, mittel- oder grobkörnig – als auch Sandsteine mit Dolomitkrusten und -konkretionen und mit stark überprägten Interngefügen. Auch Dolomitbröckelbänke mit eingestreuten Quarzgeröllen und mit sandig-dolomitischem Bindemittel kamen vor. Von einem Teilbereich, einer Baugrube, ist von R. MÜLLER eine detaillierte Aufschlusskizze angefertigt worden. Sie zeigt den stratigraphischen Bereich etwa 9,5–11 m unter dem dortigen so2-Basiskonglomerat (Abb. 11). Auffällig ist dort das enge Neben- und Übereinander von stark dolomitischen und völlig karbonatfreien Sandsteinbänken. Eine Vertikalrichtung bei der Umlagerung oder sekundären Anreicherung von Karbonat, wie sie für Evaporations-gesteuerte vadose Calcrete- bzw. Dolocrete-Profile typisch ist, scheint hier nicht oder nur untergeordnet ausgeprägt gewesen zu sein. Es sieht eher so aus, als wenn eine laterale Durchsickerung von karbonatreichen Porenlösungen in noch kaum verfestigten, besonders permeablen einzelnen Sandkörpern stattgefunden hat. Die davon betroffenen Schüttungskörper wurden dabei intensiv zementiert, bei Aufweitung des Korngefüges und unter Volumenzunahme. Derartig angeschwollene, dolomitreiche Sandsteinpartien sind in der Aufschlusskizze deutlich erkennbar (Signatur A in Abb. 11a). Sie sind später weniger stark kompaktiert worden als das umgebende Gestein. Auch dies betont den frühdiagenetischen Charakter der Dolomitcementation. Im Basisbereich des Profils war es über-

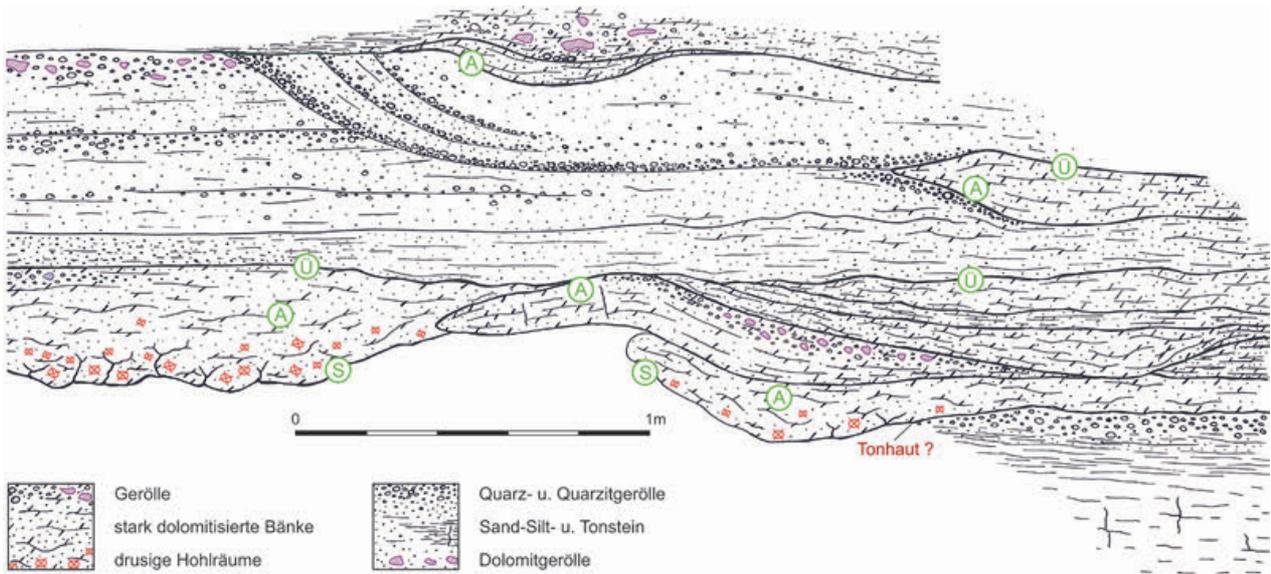


Abb. 11 a + b: Lithofazies der höheren Zwischenschichten bei Ettelbruck/Luxemburg.

a (oben): Aufschlussskizze einer Baugrube an der der Straße CR 345 bei der Jugendherberge Ettelbruck (lux. Koordinaten: R 74 465, H 100 805; aus MÜLLER 1989, graphisch verändert und ergänzt: A: sekundäre Aufweitung des Gefüges, S: Sprossung von Sulfatnestern, Ü: Überlagerung, vgl. Ausführungen im Text).

b (unten): Anschliff des Drusen-durchsetzten, stark dolomitischen Sandsteins vom linken Basisbereich des abgebildeten Profils (Foto: R. MÜLLER).

dies zur Ausscheidung von Sulfatkonkretionen gekommen; heute werden sie dort von Drusen vertreten (Abschnitt Sulfate). Im höheren Teil der jeweiligen Sandsteinbänke fehlen sie. Nur basal, über einer abdichtenden dünnen tonigen Trennschicht, haben besonders hochsalinare Lösungen den Porenraum durchwandert und Sulfat ausgefällt.

Dass es sich um einen syngenetischen, Buntsandstein-zeitlichen Zementierungsprozess gehandelt hat, darauf deutet auch die Überlagerung der Dolomit-reichen Bänke durch Dolomit-freie Sandsteine (Signatur Ü). Stellenweise ist es dabei zu erosiven Kappungen gekommen. Die umgelagerten, bis cm-großen dolomitreichen Klasten in den Gerölllagen untermauern dies.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass sowohl die Menge als auch die Vielfalt der Erscheinungsformen des Dolomits im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht beträchtlich ist. Vieles deutet darauf hin, dass es damals nicht nur zur Dolocrete-Bildung gekommen ist. Zeitweilig hat wohl auch eine Sedimentation von Karbonatschlämmen stattgefunden sowie eine frühe laterale Durchsickerung poröser Sande und Silte mit hochsalinaren Lösungen, mit daraus resultierender karbonatischer Zementation und Dolomitisierung. Temporär küstennahe („peritidal-evaporitische“), wohl auch lagunär oder supratidal geprägte Bildungsbedingungen sind wahrscheinlich. In besonderem Maße gilt dies für den nordwestlichen Teil der Trier-Luxemburger Bucht, also für den äußersten Norden sowie das Bitburger Becken und den sich daran anschließenden Bereich des Luxemburger Zentralgrabens (Abb. 1b). Erst später, als die Intermediärzone im Grenzbereich soV/soZ entstand, traten auch im Trierer Becken etwas höhere Dolomitgehalte auf (Kap. 3).

Sulfate

Schon früh, in der 1. Hälfte des 19. Jahrhunderts, war in luxemburgischen Buntsandstein-Wässern gelöster „Schwefelsaurer Kalk“ nachgewiesen worden. Bei (Bad) Mondorf und Born wurden Gehalte von 1,5 bzw. 1,8 g/l überliefert (Lucius 1948: Tab. VI). Es dokumentiert sich ein primärer Gips- oder Anhydritgehalt in den klastischen Abfolgen. Auf ihn deutet auch der Gehalt an Calcium- und Sulfat-Ionen in Buntsandstein-Mineralwässern aus größeren Tiefen der deutschen Südeifel (Kap. 4.5). In Luxemburg sind stark Sulfat-haltige Grundwässer in letzter Zeit insbesondere aus der Region Diekirch–Reisdorf bekannt geworden (Abb. 1; vgl. auch Kap. 4.5).

Bei Reisdorf wurde 2007 eine 200 m-tiefe Bohrung zum Zwecke der Grundwassergewinnung abgeteuft, in den Oberen Buntsandstein südlich des Alzette-Tales. Das dortige Brunnenprojekt wurde jedoch aufgegeben, da das bei Pumpversuchen geförderte Wasser nicht annähernd den Richtlinien für Trinkwasserqualität entsprach. Die Toleranzgrenze für Sulfat (230 mg/l) wurde weit überschritten. Grundwasser aus dem Grenzbereich soZ/soV (Teufe 102–107 m) wies eine Gesamthärte von 66,3° dH auf, zum weit überwiegenden Teil ging sie auf CaSO_4 zurück („Carbonathärte“: nur 11,5° dH). Ein Sulfatgehalt von 980 mg/l wurde bestimmt. Eine zweite Wasserprobe entstammte den mittleren bis höheren Zwischenschichten (Teufe 135–157 m). Auch sie erwies sich als untauglich. Die Schnellanalyse (Methode: Sulfat-Fällung und Trübungsmessung) beim luxemburgischen Service Géologique ergab eine SO_4^{2-} -Konzentration von 1100 mg/l.

Dieser hydrogeologische Befund korrespondiert mit der erbohrten Lithofazies dieser Region. Im gekernten Abschnitt des Reisdorf-Profiles (bis 158 m Teufe) zeigen die Zwischenschichten in mehreren Abschnitten Anreicherungen von mm-großen, meist sehr kleinen Gipsknötchen, darüberhinaus vereinzelt Gipsknauern (bis 6 cm dick) und seltene mm-dünne Fasergipslagen. Nach unten hin, in der gemeißelten Strecke des Bohrprofils (158–200 m Teufe), verstärkt sich das Auftreten von Gips sogar noch. Dort war auch Gips im Zement von Sandsteinen erkennbar. In einer 57 m tiefen Meißelbohrung bei der Brauerei von Diekirch hatte schon Lucius (1941: S. 40) auf beigemengten Gips in den roten konglomeratischen Sandsteinen der Zwischenschichten hingewiesen. Selbst ein „hühnereigroßes Stück“ davon hat man zutage gefördert. Auch wurde hier „ziemlich hartes Grundwasser“ angetroffen.

Die Gipsführung im Buntsandstein ist ein lithofazielles Merkmal, das sich auch in mehreren luxemburgischen (sowie lothringischen) Forschungs-Tiefbohrungen verifizieren lässt. Sehr aussagekräftig war das Bohrprotokoll der 1972 gekernten Tiefbohrung Rebiereg (Abb. 1). In großen Tiefen (unter Teufe 640, bis zur Endteufe 705 m) ist dort der evaporitische Mineralbestand des Buntsandsteins unausgelaugt erhalten geblieben. Im Voltziensandstein sind tonig-dolomitische Sandsteinbänke und sandige Tonsteine laut Bohrprotokoll häufig mit kleinen „Gipsdrusen“ durchsetzt. Im obersten Teil der Zwischenschichten (soZK) fand sich dann viel Gips in der Matrix eines 2 m mächtigen tonig-dolomitischen Sandsteins. Auch im unterlagernden soZM ist wiederholt Gips in der Matrix von Sandsteinbänken protokolliert worden. Interessant ist auch, dass die Dolomitbröckelbänke des soZM viele violette Farbtöne zeigten.

In der Kernbohrung Mersch enthielt der Buntsandstein ebenfalls Gips (DITTRICH (1984: Abb. 1). Von J. BINTZ/Service Géologique war er 1968 mehrfach protokolliert worden und zwar im sm und im so. Nach FRANSOLETT (1970) erscheint in der dortigen Buntsandstein-Kernstrecke Gips vor allem im Zement der Konglomerate. Auch fand er Gipsadern und -säume vor, gelegentlich auch kleine Gipsnester im Dolomit.

Der Standort der 1907 niedergebrachten Bohrung Longwy in Lothringen liegt etwa in der streichenden Verlängerung der Bohrlokationen Mersch und Rebiereg. Der dortige Buntsandstein, welcher zunächst von H. JOLY protokolliert und dann von L. VAN WERWEKE neu abgegrenzt und als Oberer Buntsandstein eingestuft wurde (LUCIUS 1948: Tab. Nr. 1), führt nahezu durchgehend Gipszemente in den Sandsteinen und sandigen Tonsteinen.

In West-Luxemburg wurde 2006 die Versuchsbohrung Koerich abgeteuft (Abb. 1), für einen Brunnenstandort. Der primäre „Zielhorizont“ war der Buntsandstein gewesen, welcher dort unter einer mächtigen Überdeckung von Lias, Keuper und Muschelkalk ansteht. Laut Protokoll ist bei etwa 245 m Teufe der Buntsandstein erreicht und noch bis zur Entteufe von 363 m erbohrt worden. Da die dortige „Buntsandsteinformation“ aus Tonsteinen, Feinsandsteinen und wenigen Konglomerathorizonten keine nennenswerte Wasserführung zeigte, wurde das Bohrloch lediglich als Reservebrunnen in den hangenden Stockwerken ausgebaut. Die untersten, vor dem Abbruch der Bohrung gerade noch durchteuften 5 m des Buntsandsteins bestanden aus rotbraunen Ton- und Sandsteinen mit einem im Bohrprotokoll nicht näher präzisierten Gehalt an Gips.

Im Verwitterungsbereich ober Tage und im höheren Teil von Bohrprofilen ist der primäre Sulfatgehalt weggelöst. Dort vertreten dann Kalzit- oder Dolomit-Drusen oder auch rundliche Hohlräume die ehemaligen Gipsknauern oder -nester.

Im Bohrprotokoll einer älteren Meißelbohrung westlich von Bettendorf ist dies gut nachvollziehbar. Das 102 m lange Bohrprofil hatte den dort 99 m mächtigen Buntsandstein komplett durchteuft. Unabgelaugt erhaltener Gips tritt ab einer Teufe von 51 m auf. Darüber werden nur vereinzelte Dolomit-Drusen und Kavernen protokolliert. In den Sandsteinen des tieferen Teils (soZM) wird Gips wiederholt genannt. Erwähnt werden nicht näher differenzierte Gipsgehalte, Gipskristalle mit 5 mm oder sogar 1,5 cm Länge und Gipsplättchen. Gemäß Bohrprotokoll tritt sowohl im tieferen als auch im höheren soZM in violett-getönten harten dolomitischen Sandsteinen Gips auf. Im Niveau der tonig-sandigen Violetten Grenzzone (VG1) zeigten sich grünliche dolomitische Knollen und Gips. Die darunter folgende geringmächtige Konglomeratische Serie (sKS) führte ebenfalls Gips.

Im Oberen Buntsandstein des Bohrprofils der Adelheidquelle in (Bad) Mondorf war der primär vorhandene Gips gänzlich abgelautet, sogar noch in Teufen von 460–576 m. Dies erwies sich im Protokoll von 1913 (Lucius 1948: Tab. Nr. II). Stattdessen wurden in sandigen Dolomiten und in dolomitisch zementierten Konglomeraten zahlreiche Dolomitdrusen bis 3 cm Größe protokolliert. Auch die über weite Profilstrecken reichende Entfärbung der Gesteine deutet dort, im Nahbereich einer Störung (!), auf eine intensive Grundwasser-Zirkulation hin. Anstelle von Rottönen erscheinen Hellgrau- und Hellgrüntöne der Sandsteine und Konglomerate.

Ausgewitterte, ganz oder teilweise durch Karbonatkristalle ersetzte Sulfatnester hinterließen das heutige Faziesbild der „Zellendolomite“, welches somit ein dolomitisch-sulfatisches Mischphänomen darstellt (vgl. auch Kap. 4.4). Lucius (1948) beschrieb in Luxemburg Dolomitdrusen im soZ und soV, bis erbsengroß oder größer.

Entsprechendes gilt auch für die Ausbissgebiete des deutschen Buntsandsteins in der Südeifel. Drusen können in (mehr oder weniger dolomitischen) Sandsteinen oder im Dolomit von Dolocrete-Knollen vorkommen. Entsprechende Kartierbefunde im Kylltal südlich von Philippsheim etwa betrafen die höheren Zwischenschichten (soZK). Deren Sandsteine zeigten vielfach ein löchriges Aussehen durch herausgewitterte Konkretionen von Dolomit und/oder Sulfat. Häufig finden sich auch Kalzitdrusen, die im Durchschnitt etwa 1 cm groß sind. Etwa 1,5 cm große, grobspätig gefüllte Drusen traten in den Violettschichten (sVS) der Kernbohrung TB 5 bei Spangdahlem auf (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007; Abb. 1). Sie durchsetzen dort einen dolomitisch zementierten violetten Mittelsandstein und vertreten spätdiagenetisch umkristallisierte Sulfatknollen. Aus der nordwestlichen Trier-Bitburger Bucht bildete BOSOLD (1996) einen Dolomitklasten (Dolomitbröckel) mit flachovalen, 2–3 mm großen Zonen von grobkristallinem Dolomit ab (Abb. 12). Es handelt sich wohl um komplett gefüllte Drusen als Relikte ehemaliger Sulfatnester.

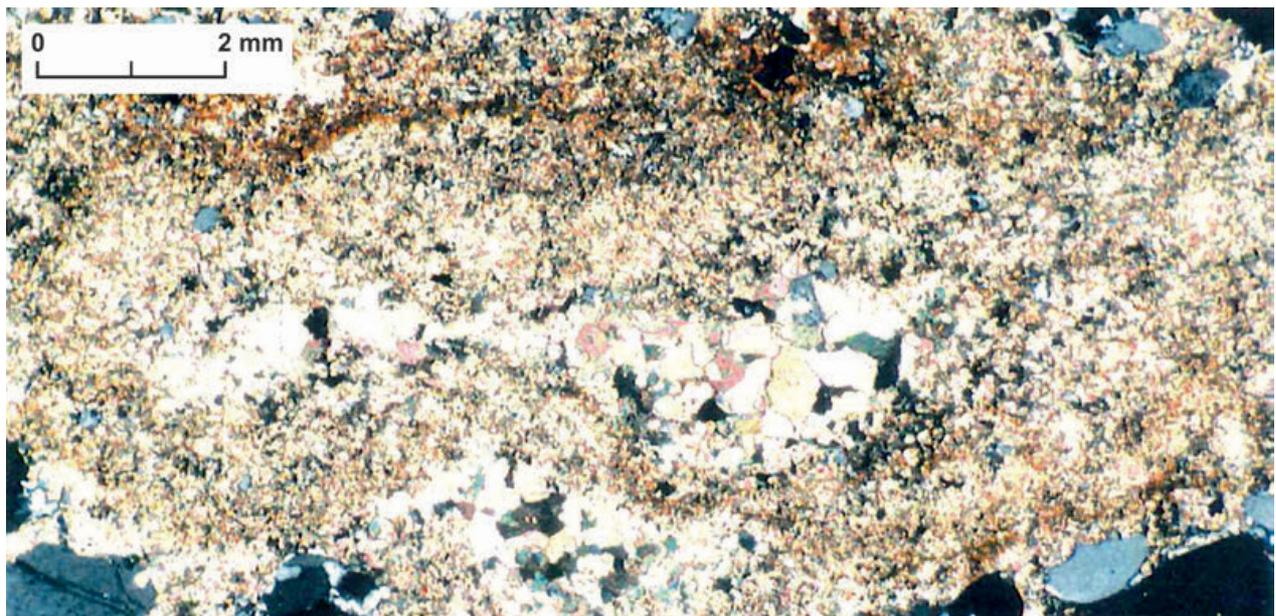


Abb. 12: Gefüllte Drusen in einem Dolomitklast der höheren Kyllburg-Schichten bei Feilsdorf (aus BOSOLD 1996).

Auch die schon im ersten Teil dieses Kapitels geschilderte Lithofazies der stark drusendurchsetzten dolomitreichen Sandsteine bei Ettelbruck/Luxemburg (Abb. 11) legt die ehemalige Existenz von Sulfatknotten und -knollen nahe. Die Kalzitbeschläge der Drusen vertreten das abgelaugte Kalziumsulfat. Es fällt auf, dass sich die Drusen auf den Basisbereich von zwei verschiedenen Sandsteinbänken im unteren Teil des Aufschlusses beschränken. Sulfatgesättigte Lösungen könnten im noch unverfestigten Sedimentkörper dieser damals noch vergleichsweise permeablen Niveaus auf einer nach unten hin abdichtenden dünnen Tonlage lateral migriert sein und zu punktuellen Ausfällungen geführt haben. Dabei ist das noch weiche, feinsandige Sediment mechanisch weggedrängt und in seinem primären Gefüge stark deformiert worden (vgl. Kap. 4.4). Auch kam es dabei zu einer erheblichen Volumenzunahme.

Anhydrit ist bislang nur sehr selten belegt worden. Kleine Anhydritreste in den Dolomitsäumen und in Partien von massivem Gips wurden von FRANSOLET (1970) im Buntsandstein der Kernbohrung Mersch angetroffen. In insgesamt 7 stichpunktartig erhobenen RDA-Diagrammen des Reisdorf-Profiles waren in den beiden Proben aus dem VG2- und dem IMZ-Bereich der Zwischenschichten (Kap. 3) auch Spuren von Anhydrit nachweisbar gewesen.

Anhydrit im Buntsandstein ist auch aus dem rechtsrheinischen Gebiet bekannt geworden. In der zentralen Thüringischen Senke hat man im mittleren Abschnitt der Solling-Formation sogar eine 2 m mächtige Anhydritbank erbohrt. Genetisch wurde sie einem lagunenartigen Environment zugeordnet (PUFF & RADZINSKI 2013).

Es fällt auf, dass die Sulfate im Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht häufig gemeinsam mit Dolomitgehalten und violetten Gesteinsfarben auftreten. Diese „Fazies-Trilogie“ (Kap. 1.4) ließ sich u.a. im Arbeitsgebiet von BOSOLD (1996) und in den Bohrungen Rebiereg, Bettborn, Bettendorf und Spangdahlem beobachten. Die violett färbenden Hämatitkristalle sind spezielle Varietäten des im Buntsandstein allgegenwärtigen Hämatits. Sie sind relativ groß und dünntafelig pseudo-hexagonal ausgebildet. Wie in Kap. 1.4 genauer ausgeführt wurde, stellen sie so etwas wie ein „paläogeographisches Faziesmineral“ für ingressive hydrographische Situationen dar, in denen ein spezielles chemisch-physikalisches Milieu auf das klastische Randsaum-Sediment einwirkte. Die damit assoziierten Dolomit- und Sulfatgehalte fügen sich in diese genetische Deutung zwanglos ein.

4.4 Magnesit, frühe Verkieselungen

Magnesit

Die reine Mg-Karbonatphase Magnesit stellt den Extremfall einer hochsalinaren sedimentären Mineralisierung dar. Ihre Genese erfordert eine besondere paläogeographische Situation, wie sie heute in den weitläufigen ariden Küsten-Sebkhen des Persischen Golfes gegeben ist (BUSH 1973). Diese äußerst reliefarmen Küstenzonen werden episodisch mit dünnen Wasserfilmen kilometerweit geflutet. Dabei werden die Lösungen aus dem ohnehin schon hochkonzentrierten vorgelagerten Wasserkörper noch stärker eingedunstet. Wichtig ist dabei auch, dass Permeabilitätsbarrieren im unterlagernden Sedimentstapel ein schnelles Versickern der Wasserfilme verhindern. Diese abdichtende Funktion können weit durchhaltende tonreiche Schichtpartien einnehmen. Da zunächst viel Ca-Karbonate und Ca-Sulfate ausgefällt werden, kommt es in diesen Lösungen landwärts zu außergewöhnlich hohen Gehalten an Mg-Ionen.



Abb. 13: Zellendolomit-Fazies im Unterkeuper Mittel-Luxemburgs (Grenzdolomit). Das heutige zellig-drusige Gefüge geht nachweislich auf frühdiagenetisch im Sediment ausgeschiedene Knollen von Magnesit und Anhydrit zurück (Foto: D. DITTRICH 1981).

Überdies werden früher schon oberflächlich abgeschiedene leichtlösliche (Mg-)Salze mobilisiert; sie tragen zusätzlich zur Erhöhung der Mg^{2+} -Konzentration bei. Nach einigen Kilometern stellen sich schließlich extrem hochalkalische Bedingungen ein, bei denen selbst Dolomit nicht länger stabil ist. SCHWARZ (1977) benannte für eine Magnesit-Genese nötige pH-Werte von über 8 sowie Mg/Ca-Verhältnisse über 9. Im Porenraum des obersten Sedimentkörpers kommt es dann durch eine chemische Verdrängungsreaktion zur Umwandlung sämtlicher Karbonatphasen in Magnesit. Ebenso wird der nicht mehr stabile Gips zu Anhydrit dehydratisiert. Diese frühdiagenetischen Prozesse führen zu einer weitgehenden Überprägung der primären Sedimentstrukturen. Insbesondere die massenhafte Sprossung von Sulfatnestern im noch weichen klastischen Substrat hinterlässt charakteristische Gefüge (vgl. dazu WOOD & WOLFE 1969, SCHWARZ 1977).

In triassischen Gesteinen der Trier-Luxemburger Bucht ist generell recht häufig Magnesit enthalten (DITTRICH in Red.). Dies gilt vor allem für die klastische Randfazies mehrerer Schichtglieder des Muschelkalks und des Unteren und Mittleren Keupers im Nordwest-Teil dieses Gebietes. WAGNER (1989) beschrieb dort Magnesit in Form von rundlichen Knoten bis 5 mm in sandigen Tonsteinen und Mergeln. Vor allem im sandig-tonig-dolomitischen Muschelsandstein der Bohrung Mersch (Unterer Muschelkalk) kommt Magnesit massenhaft vor (SCHWARZ 1977). Meist erscheint er in engem faziellen Nebeneinander mit klastischen Gesteinen mit zelligem oder zellig-drusigem Erscheinungsbild („Zellendolomite“, Abb. 13).

Magnesit im Gestein ist deutlich löslicher als Dolomit. Entscheidend für einen gesicherten Nachweis dieses Minerals ist daher die Verfügbarkeit von unverwittertem, möglichst wenig abgelaugtem Bohrkernmaterial. Auch muss dieses Probenmaterial röntgendiffraktometrisch untersucht worden sein. Derartige Untersuchungen sind allerdings bisher nur selten durchgeführt worden. So erklärt sich wohl, dass Magnesit im Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht bislang nicht bewiesen ist. Angesichts der häufig dokumentierten Zellendolomit-Fazies, mit ihren dicht eingestreuten Dolomit- und Sulfatknötchen (Kap. 4.3), ist ein Magnesit-Gehalt aber nicht unwahrscheinlich.

Im saarpfälzischen Buntsandstein sind aus der tieferen Violetten Grenzzone magnesitische Karbonatkonkretionen erwähnt worden (DACHROTH 1988: S. 324). Sie treten einzeln auf oder sie sind krustenartig verwachsen. Im nordhessisch-niedersächsischen Oberen Buntsandstein (Röt) sind Dolomit und Magnesit die wichtigsten Karbonatminerale (PAUL 2002). Insbesondere im Röt 1 einer Bohrung bei Borken in Nordhessen ist Magnesit in großen Mengenanteilen nachgewiesen worden (DOUBINGER & BÜHMANN 1981).

Zurück zur Trier-Luxemburger Bucht. Lucius (1948: Tab. VI) überlieferte aus luxemburgischen Buntsandstein-Mineralwässern neben einer Gips- und Kochsalz-Führung (Kap. 4.3 und 4.5) auch einen Gehalt an gelöster „Kohlensaurer Magnesia“. Bei (Bad) Mondorf und Niederkontz (Contz-les-Bains, im südlichen Moseltal) wurden davon 0,45 und 0,22 g/l ausgewiesen. Für einen stichhaltigen Nachweis von Magnesit im hiesigen Buntsandstein ist dies jedoch auch noch unzureichend.

Frühe Verkieselungen

Im Saarland und in der Pfalz kommen in mehreren Horizonten des Buntsandsteins Kieselkrusten (Silcretes) und Karneole vor. Dort erscheinen sie vor allem in der Oberen Felszone (sOF) und in der Violetten Grenzzone (SVG; MÜLLER 1954, DITTRICH 2016a). Auch aus dem VG2-Bereich im mittleren Teil der pfälzischen Zwischenschichten liegen entsprechende Befunde vor. MÜLLER & SCHRÖDER (1960: S. 253) notierten von dort eine tonige Zone mit mehreren dolomitisch zementierten Dolomitbröckelbänkchen mit einzelnen – nicht näher präzisierten – Kieselsäureausscheidungen.

Sehr prägnant und vielfältig sind Verkieselungen in der Violetten Grenzzone (VG1) im Saarland. Karneole treten dort als Knollen, Bänke und Spaltenfüllungen auf, sehr selten auch als Röhren (MÜLLER 1954). In der Pfalz fanden sich Karneole sowohl als flächenhaft verbreitete Lesesteine als auch anstehend (DITTRICH 2016a). Rote, fleischfarbene oder weiß-gelbliche, fein gebänderte Varianten treten hier auf. In einem Karneol-Vorkommen bei Bann wurden sie charakterisiert als „unregelmäßige, von Quarzlagen durchwachsene Knäuel“. Etwa zeitgleich gebildete Karneole aus dem Thüringischen Chirotheriensandstein (höchste Solling-Formation, PUFF & RADZINSKI 2013) sind von LANGBEIN (1974) detailliert untersucht worden. Demnach handelt es sich nicht etwa um anorganisch gebildete Kieselkrusten (Silcretes), sondern ursprünglich um karbonatische Algenkrusten. Vielfältige organogene Strukturen belegten dies. Diese Krusten sind anschließend, in einem frühen Diagenesestadium subaquatisch silifiziert worden. Ähnlich hochdifferenzierte, wohl gleichfalls organogene Kleingefüge kommen in den pfälzischen Karneolen vor (DITTRICH 2016a: Abb. 2 und 3).

Im Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht hingegen ist die Datenlage eher spärlich. Der Autorin persönlich sind keine konkreten Karneolfundstellen bekannt. Von Lucius (1952)

wurde notiert, dass ein eigentlicher Karneolhorizont in Luxemburg fehlt. Dies hatte sich wohl vor allem auf die stratigraphische Einheit der Violetten Grenzzone (VG1) bezogen. Allerdings existieren einschlägige Notizen von D. MADER. Aus der Westeifel berichtete er, dass in den Dolomitkrusten der Violetten Horizonte gelegentlich grauweiße und gelbliche Chalzedone zu finden seien, seltener auch rötliche Karneole (MADER 1981c: S. 400). Die entsprechende Publikation behandelte den „Oberen Buntsandstein“ (smh + so, vgl. Kap. 2: Tab. 1 und Abb. 4). Weitergehende Angaben erfolgten nicht. Weitere kurze Notizen betrafen die „Marginalfazies“ der luxemburgischen Zwischenschichten (MADER 1984: S. 32 + 41). Dort solle Karneol in den Violetten Horizonten ganz vereinzelt auftreten. Auch hier fehlen konkrete Fakten.

Es wäre möglich, dass Kieselkrusten (Silcretes) und Karneole vermehrt in der Randfazies im Südwesten der Trier-Luxemburger Bucht auftreten. Dort ist der Buntsandstein jedoch unter einem mächtigen mesozoischen Deckgebirge verborgen. Die Chance auf ein Durchmeißeln oder gar Kernen dieser kleinräumigen Bildungen in den wenigen so tiefreichenden Bohrprofilen war bzw. ist demzufolge verschwindend gering. Wegen der insgesamt stark eingeschränkten Fundsituation existieren denn auch nahezu keine Kenntnisse über das Ausmaß und die Beschaffenheit der regionalen Silcrete- und Karneolverbreitung.

Eine andere Erscheinungsform frühdiagenetischer Verkieselungen sind auffällige Einkieselungen einzelner Sandsteinpartien. Aus dem oberen Kylltal liegen dahingehende Beobachtungen von KATTAWI (1969) vor. Berichtet wurde, dass im obersten Teil der sKS-Abfolge (Konglomeratische Serie, Tab. 1) einzelne Konglomeratbänke lagenweise bzw. partienweise „stark verkieselt“ seien. Überdies seien die unteren Bänke des auflagernden „Werksteins“ – es handelt sich um die tieferen Zwischenschichten – früher u.a. als Schleifsteine(!) abgebaut worden.

Weitere Hinweise stammen von NEGENDANK et al. (1989: S. 12f.) und WAGNER et al. (2012). Sie betreffen das Kieselkonglomerat (sKK, Tab. 1) des südlichen Kylltals. Dieses im neueren Geologischen Führer nunmehr als „smC4“ gekennzeichnete, nicht-benamte Schichtglied wird als (morphologischer) Härtling beschrieben. Es handelt sich um einen kieselig zementierten, etwas geröllführenden Mittel- bis Grobsandstein. Interessant ist, dass auch der unterlagernde „smP3“ dieser Region partienweise kieselig gebunden ist. Damit stellt diese überwiegend parallelschichtige Einheit („P“) eine lithofazielle Besonderheit dar, im Gegensatz zu den älteren, faziell sonst vergleichbaren Einheiten „smP2“, „smP1“ und „suP“. Offenbar kam es im „smP3“ zu Diageneseprozessen, die zuvor noch nicht möglich gewesen waren. Eventuell handelte es sich um eine Einkiesung vom Hangenden her. Beiderseits des Naurather Horstes (Abb. 1b) ist die grobsandig-konglomeratische Felszone des sKK ebenfalls kieselig zementiert; auch dort bildet sie einen kantenbildenden morphologischen Härtling (SCHRADER 1990).

Für die im nördlichen Kylltal beschriebenen stark verkieselten Sandsteine im weiteren Umfeld der Violetten Grenzzone (VG1) war von KATTAWI (1969) eine „oberflächengebundene Einkieselung“ vermutet worden. Diese Deutung impliziert eine mehr oder weniger syngenetische Entstehung. Hochalkalische Verhältnisse müssen geherrscht haben. Nach dem SiO_2 -Löslichkeitsdiagramm in FÜCHTBAUER (1988: Abb. 8-2.) sind pH-Werte über 9,5 erforderlich. Überdies steigt bei Anwesenheit von freien Alkali- und Erdalkali-Ionen die Löslichkeit von SiO_2 beträchtlich. Tatsächlich bezeugen die im Oberen und auch schon im Mittleren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht angetroffenen Halit-Anreicherungen (Kap. 4.5) temporär sehr hohe pH-Werte. Eine derartige Hypersalinität kann zur Quarz-Lösung und zur frühdiagenetischen Einkieselung der unterlagernden klastischen Sedimente und zur Karneolbildung geführt ha-

ben (Kap. 1.4). Dies könnte im Gefolge von marin-salinaren Flutungsereignissen geschehen sein, als sich die Laugenreste anschließend noch weiter einengten. Im Saarland und in der Pfalz sind eingekieselte Sandsteinpartien („stark verkieselte Schwarten“) bekannt geworden (DITTRICH 2016a: S. 95), unmittelbar unterhalb der VG (VG1). Deutlich verkieselte Sandsteine in der VG1 bei Spangdahlem notierten DITTRICH & LICHTENSCHIEDT (2007: S. 105).

Für die schon erwähnten thüringischen Karneole war von LANGBEIN (1974, 1992) ein seichtes, randmarin-litorales Bildungsmilieu rekonstruiert worden („flats“). Die von ihm beschriebene paläogeographische Situation entspricht derjenigen von weiträumigen und hochsalinaren Sabkhaflächen (Kap. 1.1 und 1.4). Diese Deutung korrespondiert mit den etwas neueren sedimentpetrographischen Befunden von LUKAS & WENZEL (1991) für den Thüringischen Chirotheriensandstein auf bzw. am Rande der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (Abb. 2). Verschiedenartige Silifizierungen kommen dort vor (Kieselkrusten, Einkieselungen, Karneole). Die Autoren führten aus, dass sich in diesem Schichtglied ein Wechsel von einem küstenartigen Sabkhamilieu zu einer stärker randlich-marinen bis evaporitischen Umgebung abbilde, was den Einfluss des ingredierenden Meeres („Rötmeeres“) widerspiegele. Salinare Porenwässer hätten sowohl zur Verdrängung von Karbonatzementen als auch zur Ausscheidung primärer Quarz-Porenfüllungen geführt. Ein rasches Nebeneinander von Porenwässern stark variierender Zusammensetzung sei belegt durch Quarzkorrosionen und -anwachssäume. Der Thüringische Chirotheriensandstein wurde insgesamt als Calcrete/Silcrete-Kruste gewertet. Da es sich dort jedoch nachweislich um sekundär dedolomisierte Karbonate handelt, sollte besser eher von einer Dolocrete/Silcrete-Kruste gesprochen werden.

4.5 Effloreszenzen obertage und hohe Salz-Gehalte im Grundwasser

Im Mittleren Buntsandstein der Südeifel („sm3“, Tab. 1) sind wiederholt Salzausblühungen aufgefunden worden (MADER 1981a: S. 365 + Abb. 9/1). In selten mehr als 1 mm Dicke erscheinen sie auf Kluftflächen und auf den Schichtflächen feingeschichteter Sandsteine. Vereinzelt kommen ringförmige, konzentrische Effloreszenzen vor. Betont wurde, dass stratiforme Ausblühungen in auffälliger Weise an dm-mächtige Partien horizontal geschichteter aquatischer Gesteine gebunden seien, die ihrerseits von MADER als geringmächtige lakustrische Sedimente gewertet wurden. Effloreszenzen an Kluftflächen fluviatiler Sandsteinbänke hingegen seien sehr selten. Nähere chemische Angaben fehlen generell.

Zum Vergleich: Auch aus dem pfälzischen Buntsandstein sind reliktsche Salzgehalte von Sandsteinen bekannt geworden. Dort zeigen sich vereinzelt Salz-Ausblühungen in Obertage-Aufschlüssen der felsbildenden Einheiten des Unteren und Mittleren Buntsandsteins. Nach mineralogisch-chemischen Untersuchungen (mehrere Zitate bei DITTRICH 2016a) handelt es sich um Sulfate, mit den Kationen von Ca, K, Na, selten auch von Mg, und um Chloride (Halit, Sylvin). Die dort nachgewiesenen Sulfatphasen waren Gips, Syngenit, Arcanit, Glaserit, Thenardit, Mirabilit sowie Kali-Alaun.

Wie schon zu Beginn dieser Arbeit erwähnt, ist das Grundwasser aus dem luxemburgischen Buntsandstein-Aquifer meistens für Trinkwasserzwecke unbrauchbar.

Schon Lucius (1948: S. 303) tabellierte Analyseergebnisse von hochmineralisierten Wässern aus dem (stratigraphisch nicht näher differenzierten) Buntsandstein. Aufgeführt wurden er-

staunlich hohe Chloridgehalte. Bei (Bad) Mondorf sind es 13 g/l, bei Niederkontz (Contz-les-Bains, im Moseltal nordwestlich Sierck) 11 g/l und bei Born etwa 9 g/l. Die anteiligen NaCl-Gehalte betragen 9,4, 7,6 bzw. 6,6 g/l. Es handelte sich wohl um altes, im Gebirgskörper stagnierendes Grundwasser. Seine Mineralisation bildet den primären Chlorid-Gehalt des umgebenden Gesteinskörpers ab.

Bei (Bad) Mondorf in Süd-Luxemburg sind zwischen 1841 und 1947 drei zwischen 550 und 750 m tiefe Brunnenbohrungen in den Buntsandstein abgeteuft worden. Die Kind-Quelle liefert heute noch hochmineralisiertes Wasser (14 g/l), mit deutlicher NaCl-Betonung (7,8 g/l Cl⁻, 3,4 g/l Na⁺; COLBACH 1997). Die Salzwässer entstammen zweifelsfrei dem (Oberen) Buntsandstein. Beim Bohrvortrieb zeigte sich – sowohl hier als auch in einer Bohrung in Echternach – dass „entschieden salzig“ schmeckende Grundwässer erstmals auftraten, als das Stockwerk des Oberen Buntsandsteins von oben her angebohrt wurde. Zuvor waren nur Süßwässer angetroffen worden (LUCIUS 1948: S. 34 + 39). Die ergiebigste Salzwasser-Schüttung trat in Mondorf bei Teufe 502 m auf, in den mittleren Zwischenschichten. Der Gesamtmineralgehalt dieser Wässer (Teufe 508 m) betrug 14,06 g/l, davon 7,38 g/l Chlorid.

Im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet entlang von Untersauer und Obermosel finden sich zahlreiche natürlich austretende, artesisch aufgestiegene Salzquellen aus dem Buntsandstein. Diese sind schon seit langem bekannt. Sie liegen bei Born/Untersauer, bei Machtum, zwischen Machtum und Ahn sowie südlich von Schengen, bei Apach und bei Niederkontz (Contz-les-Bains; LUCIUS 1948). Schon GREBE (1880) hatte drei Salzquellen unterhalb von Köllig im Moseltal verzeichnet. Alle Salzquellen belegen die hohen Mineralgehalte der deutsch-luxemburgischen Buntsandstein-Wässer.

Nördlich des Alzette-Tales (und im Tal selbst) ist in geringem Ausmaß Trinkwassergewinnung aus dem Buntsandstein möglich, da er dort kleinflächig und exponiert ansteht und inzwischen weitgehend ausgewaschen ist („Grès bigarré lessivé“). Die südlich des Alzette-Tales unter einer schützenden Abdeckung von jüngerer Trias lagernden Buntsandstein-Abfolgen sind hingegen kaum ausgewaschen und daher nicht für Trinkwasser-Zwecke nutzbar. Eine Erkundungsbohrung ist 2007 südlich Diekirch (am Hochbehälter an der N14) abgeteuft worden. Dieses Brunnenprojekt wurde jedoch aufgegeben, als sich das aus den tieferen Zwischenschichten geförderte Grundwasser als ungenießbar erwies. Es enthielt 4,37 g/l Na⁺ und 7,85 g/l Cl⁻ sowie 1,12 g/l Ca²⁺ und 2,30 g/l SO₄²⁻. Es dokumentiert sich dort ein primärer Steinsalz-Gehalt, begleitet von Gips oder Anhydrit im Gestein. Eine andere, gleichfalls erfolglose Erkundungsbohrung erfolgte im selben Jahr bei Reisdorf. Auch sie wurde im südlichen Hangbereich des Alzette-Tales abgeteuft (Kap. 4.3).

Der Buntsandstein der Trier-Bitburger Bucht, nördlich der tiefen Taleinschnitte von Our, Sauer und Mosel gelegen, ist demgegenüber sehr wichtig für die regionale Trinkwasser-Versorgung. Er ist vergleichsweise gering mineralisiert. Da er im Zuge der intensiven Grundwasser-Durchströmung „schon seit Äonen“ ausgewaschen wurde, ist aus der Grundwasser-Zusammensetzung kein direkter Rückschluss auf den ursprünglichen Chemismus des (höheren) Gebirgskörpers mehr möglich. In größeren Tiefen treten jedoch deutlich erhöhte NaCl-Gehalte auf. Dies zeigte sich in zwei tiefen Grundwasser-Messstellen im Mittleren Buntsandstein des Kylltals, auf Blatt 6005 Bitburg. Die beiden Entnahmestellen liegen bei der Heinzkyllermühle und zwischen Philippsheim und der Speichermühle. Die untersuchten Wässer dieser zwei Messstellen (LGB-Datenbank-Nr. 359 und 360) entstammen Teufen von 198 m bzw.

274 m; ihr Mineralstoffgehalt liegt bei 1150 bzw. 1914 mg/l (LGB & LUWG 2010: Tab. 4.5a). Es handelt sich weit überwiegend um Chloride, von Na, aber auch von Ca und Mg. Anreicherungen von Sulfat-Ionen sind ebenfalls vorhanden. Der HCO_3^- -Gehalt hingegen ist in diesen Wässern vergleichsweise gering (LGB & LUWG 2010: Abb. 4.30). Die Mineralwässer sind kühl, ein erhöhter Wärmefluss durch magmatische Ferneinwirkungen (Vulkaneifel) existiert nicht. Die Mineralisation ist damit nicht erklärbar. Offenbar sind auch in den Buntsandstein-Gesteinen der deutschen Südeifel primär saline Wässer enthalten. Ihr Salzgehalt kann nicht von unterlagernden oder aus bruchtektonisch benachbarten Zechstein-Salinarserien hergeleitet werden. Zechstein-Abfolgen fehlen in diesem südwestlichen Teil des Mitteleuropäischen Beckens völlig. Der Buntsandstein wird hier von devonischem Grundgebirge oder von siliziklastischem höherem Rotliegend unterlagert (DITTRICH 2011). Auch ein tektonischer Kontakt zu den abschnittsweise evaporitisch geprägten Abfolgen des Mittleren Muschelkalks oder des Keupers im Hangenden ist in den genannten Fällen auszuschließen (Profilschnitt C–C' bei LGB & LUWG 2010).

Die zwei genannten deutschen Messtellen liegen im äußersten südöstlichen Randbereich des Südwest-Nordost („diagonal“) streichenden Luxemburger Zentralgrabens. Höhere Salzgehalte im Buntsandstein sind im innersten Teil dieser alt angelegten tektonischen Senkungsstruktur zu erwarten, im Südeifeler Zentralgraben. Dort, im strukturellen Zentrum des ehemaligen Bitburger Beckens, könnten sich größere Halitmengen angesammelt und auch erhalten haben. Aus diesen großen Tiefen existieren bisher aber noch keine Bohr- und Analyse-Daten.

5. Ausblick auf Teil II

In den bisherigen Kapiteln zeichnete sich ab, dass die temporäre marine Beeinflussung der Trier-Luxemburger Region wohl stärker ist als allgemein vermutet, ungeachtet der Entfernung zum norddeutschen Hauptbecken. Insbesondere die Violetten Horizonte bzw. Grenzzonen mit ihrer besonderen Faziesassoziation deuten darauf hin. Es könnte sich dabei um fazielle Fernsignale des im Norden vorgelagerten, sehr flachmarinen bzw. marin-lagunären Wasserkörpers handeln.

So ist es denn bezeichnend, dass in der stark marin beeinflussten norddeutschen Röt-Formation auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle metermächtige violette Tonsteine erscheinen, und zwar eingeschaltet zwischen Muschel- und Foraminiferen-führenden Dolomiten und den Dolomitabfolgen der Myophorienschichten (PAUL 2006: Fig. 5). In Sachsen-Anhalt entspricht dem die gipsführende „Obere Violettfolge“ unter den dolomitischen „Myophorienplatten“ (PUFF & RADZINSKI 2013: Tab. 8.3-3). Im dortigen Röt 4 ist also ebenfalls die „Fazies-Trilogie“ aus Dolomit, Gips und violetten Gesteinsfarben entwickelt, die hier mehrfach dargelegt worden ist (Kap. 1.4 und 4.3). Dasselbe gilt für das Röt 2 dieser vergleichsweise beckenzentral gelegenen Region.

Eine sehr ähnliche Lithofazies zeigt auch die Solling-Formation des höchsten Mittleren Buntsandsteins am Rande der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (EAS in Abb. 2). LUKAS & WENZEL (1991) berichteten dort von einem gemeinsamen Auftreten von violetten Sandsteinfarben, Bleichungen, Einkieselungen, Kieselkrusten, Karneolen, Glimmerführung, Dolomit (z.T. sekundär dedolomitiert) und auch von Sulfatnestern, die inzwischen zu Kalzitdrusen umgewandelt sind. Erwähnt wurden auch Sulfatknollen, -lagen und (Gipsstein)-bänke als Hinterlassenschaften einer Küstensebkha. Dolomit kommt dort als Zement oder als Calcrete (bzw.

Dolocrete) mit Dolomitknollen oder -flecken vor, letztere mit poikilotopischem Gefüge und manchmal zu einer bräunlichen „Tigerung“ der Sandsteine verwittert. Abgeleitet wurde, dass es frühdiagenetisch zu einer ersten Zementation der terrestrischen Sandsteine gekommen sei, unter den randlich-marinen Bedingungen einer Küstensebkha. Ein rascher Wechsel bzw. ein Nebeneinander von Porenwässern stark variierender Zusammensetzung ist dort dokumentiert durch Quarzkorrosionen und -anwachssäume.

Dieser kurze Blick auf die Faziesassoziationen im Nahbereich des norddeutschen Hauptbeckens zeigt bereits das Ausmaß der Parallelen zur Fazies mehrerer Schichtabschnitte im Buntsandstein der Trier-Luxemburger Region. Im nachfolgenden Teil II dieser Untersuchung wird dies noch weiter untermauert, geprüft und vertieft. Dazu werden zunächst Auffälligkeiten im klassischen Gesteinsbestand der hiesigen Buntsandstein-Abfolge dargelegt. Dies betrifft die Vertonung größerer Schichtabschnitte sowie besondere Tonminerale, Glimmeranreicherungen und die Feldspatführung. Anschließend werden mehr Details zur Mächtigkeitsverteilung der einzelnen Schichtabschnitte und den daraus abzuleitenden Beckenkonfigurationen geliefert. Zuletzt wird dann eine zusammenfassende Ausdeutung erfolgen. Darin soll versucht werden, die regionale Beckenentwicklung mit derjenigen im norddeutschen bzw. holländischen Hauptbecken zu korrelieren, und zwar unter Berücksichtigung sequenzstratigraphischer Aspekte.

Schriften

- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. – *Sediment. Geol.*, **80**: 115-135, 14 Abb.; Amsterdam.
- BACKHAUS, E. & HEIM, D. (1995): Die fluvio-lakustrine Fazies des Übergangsbereichs Platten-sandstein/Rötquarzit (oberer Buntsandstein) im mittleren Odenwald unter besonderer Berücksichtigung der Violetten Zone. – *Geol. Jb. Hessen*, **123**: 49-68, 11 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BECKER, A. (2005): Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). – *Hallesches Jb. Geowiss., Reihe B, Beih.* **21**, 117 S., 38 Abb., 9 Tab., 8 Taf., 4 Anhänge, 7 Anl.; Halle.
- BERNERS, H.-P., BOCK, H., COUREL, L., DEMONFAUCON, A., HARY, A., HENDRIKS, F., MÜLLER, E., MULLER, A., SCHRADER, E. & WAGNER, J. F. (1984): Vom Westrand des Germanischen Trias-Beckens zum Ostrand des Pariser Lias-Beckens: Aspekte der Sedimentationsgeschichte. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **66**: 357-395, 14 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- BOSOLD, A. (1996): Geologische Kartierung der Trier-Bitburger Bucht zwischen Hamm und Baustert/Südeifel (Blatt 5904 Waxweiler und Blatt 6004 Oberweis). Diplomkartierung Univ. Bonn, 64 S., 13 Abb., 3 Tab.; Bonn – (unveröff.).
- BRINKMANN, R. (1926): Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken. – *Z. dt. geol. Ges.*, **78**: 52-74, 9 Abb.; Berlin.
- 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 figs.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- COLBACH, R. (1997): Reconnaissance hydrogéologique et projet de forage-captage dans le Muschelkalk supérieur entre Schengen et Wintrange. Status-Bericht Serv. Géol. Lux., 29 S., 16 figs., 5 tab., 1 pl.; Avignon, Luxembourg – (unveröff.).

- DACHROTH, W. (1988): Genese des linksrheinischen Buntsandsteins und Beziehungen zwischen Ablagerungsbedingungen und Stratigraphie. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **70**: 267-333, 17 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.
- (2009): Violette Horizonte – eine Literaturoberrhein. geol. Ver., N.F. **86**: 49-76, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- DIEDERICH, G. & LAEMMLEN, M. (1968): Kritische Betrachtungen zur Arbeitsweise im Buntsandstein und zu den Grundlagen einer einheitlichen Buntsandsteinstratigraphie. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 85-110, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- DITTRICH, D. (1984): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Luxemburg 1 : 25 000 Blatt Nr. 8 Mersch. – Publ. Serv. Géol. Lux., **XXV**, 96 S., 30 Abb., 3 Taf.; Luxembourg.
- (1989): Beckenanalyse der Oberen Trias in der Trier-Luxemburger Bucht. Revision der stratigraphischen Gliederung und Rekonstruktion der Paläogeographie. – Publ. Serv. Géol. Lux., **XXVI**, 223 S., 36 Abb., 6 Tab., 8 Anl.; Luxembourg.
 - (2004): Die ardennische Trias- und Lias-Randfazies in der Trierer Bucht (Exkursionen B1 am 15. und B2 am 16. April 2004). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **86**: 49-76, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
 - (m. Beitr. v. GAD, J., SCHÄFER, P. & WEIDENFELLER, M.) (2011): Geologische Karte der Trierer Bucht 1 : 50 000. Erläuterungen. – 70 S., 3 Abb., 3 Tab., 1 Beil.; Mainz (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz).
 - (2014): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil IV. – Mainzer geowiss. Mitt., **42**: 27-98, 20 Abb., 2 Tab.; Mainz.
 - (2016a): Kugelfelsen und Röhrenhöhlen als Spezialphänomene des Pfälzer Buntsandsteins. – Mainzer geowiss. Mitt., **44**: 73-148, 27 Abb., 3 Tab.; Mainz.
 - (2016b): Zur stratigraphischen Stellung der pfälzischen Oberen Felszone (Mittlerer Buntsandstein). – Mainzer geowiss. Mitt., **44**: 161-184, 7 Abb., 1 Tab.; Mainz.
 - (in Red.): Die gallo-ardennische Randfazies der Trias in der Südeifel und in Luxemburg. – In: HAUSCHKE, N., BACHMANN, G. H. & FRANZ, M. (Hrsg.): Trias. Aufbruch ins Erdmittelalter. – München (Pfeil).
 - (in Vorb.): Marine Signale im höheren Buntsandstein der Trierer Bucht? Teil II: Meeresspiegelhochstände und Tektonik als Steuerungsfaktoren der regionalen Sedimentation. – Mainzer geowiss. Mitt., **46**; Mainz.
- DITTRICH, D. & LICHTENSCHIEDT, E. (2007): Buntsandstein des östlichen Bitburger Beckens aus Kernbohrungen bei Spangdahlem (Südeifel). – Mainzer geowiss. Mitt., **35**: 81-134, 20 Abb., 3 Tab.; Mainz.
- DITTRICH, D. & NORBISRATH: (2006): Konglomeratischer „Oberer“ Buntsandstein in den Forschungsbohrungen Roth/Our und Körperich (Südeifel) – stratigraphische Neubewertung und geologisches Umfeld. – Mainzer geowiss. Mitt., **34**: 73-112, 15 Abb.; Mainz.
- DOUBINGER, J. & BÜHMANN, D. (1981): Röt bei Borken und bei Schlüchtern (Hessen, Deutschland). Palynologie und Tonmineralogie. – Z. dt. geol. Ges., **132**: 421-449, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- FRANSOLET, A. M. (1970): Analyse des minéraux argileux du Grès Bigarré du sondage de Mersch. – Publ. Serv. Géol. Lux., Bull. **3**: 15 p., 4 figs.; Luxembourg.
- FUCHS, G., GRAUVOGEL-STAMM, L. & MADER, D. (1991): Une remarquable flore à *Pleuromeia* et *Anomopteris* in situ du Buntsandstein moyen (Trias inférieur) de l'Eifel (R. F. Allemagne). Morphologie, paléoécologie et paléogeographie. – Palaeontographica, **B 222**: 89-120; Stuttgart.
- FUCHS, G. & MADER, D. (1980): Fossilführender mariner Muschelkalk im Oberbettinger Triasgebiet (Westeifel). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1980**, H. 11: 651-672, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg., 1988): Sedimente und Sedimentgesteine. – 4. Aufl., 1141 S., 660 Abb., 113 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GELUK, M. C. (2005): Stratigraphy and tectonics of Permo-Triassic basins in the Netherlands and surrounding areas. – Diss. Univ. Utrecht, 171 S.; Utrecht.
- GELUK, M. C. & RÖHLING, H.-G. (1999): High-resolution sequence stratigraphy of the Lower Triassic 'Buntsandstein': a new tool for basin analysis. – Zbl. Geol. Paläont., I, 7-8: 727-745; Stuttgart.
- GOSSELET, L. (1888): L'Ardenne. – 796 S.; Paris (Baudry).
- GOUDIE, A. (1983): Environmental Change. – 2. Aufl., XI + 258 S.; Oxford.
- GREBE, H. (1880): Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25 000, Blatt Wincheringen Nr. 6304, Erläuterungen. – 12 S.; Kgl. preuss. geol. Landesanst., Berlin.
- GREBE, H. (1887-1892): Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25 000 mit Erläuterungen.
Blatt Mettendorf Nr. 6003 (1891), Erläuterungen (1892) 12 S.,
Blatt Oberweis Nr. 6004 (1887), Erläuterungen (1892) 18 S.,
Blatt Wallendorf Nr. 6103 (1891), Erläuterungen (1892) 10 S.,
Blatt Welschbillig Nr. 6105 (1891), Erläuterungen (1892) 17 S.;
Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. – Science, **235**: 1156-1166, 5 figs.; Washington DC.
- HARY, H., BOCK, H., DITTRICH, D. & J. F. WAGNER (1984): Trias in Becken- und Randfazies im Luxemburger Gutland (Exkursion F am 26. und 27. April 1984). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **66**: 85-94, 4 Abb.; Stuttgart.
- HEITEL, H. (1979): Vergleich zweier Buntsandsteinprofile am SE- und NW-Rand der Bitburger Triasmulde. – Clausthaler geol. Abh., **30**: 62-73, 3 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
- HEUNISCH, C. & RÖHLING, H.-G. (2016): Early Triassic phytoplankton episodes in the Lower and Middle Buntsandstein of the Central European Basin. – Z. dt. Ges. für Geowiss., **167**: 227-248, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- KATTAWI, Z. (1969): Untersuchungen im Buntsandstein der nördlichen Trierer Bucht (auf Grund einer Kartierung 1: 25.000). Diplomkartierung Univ. Heidelberg, 49 S., 8 Abb., 1 Kte.; Heidelberg – (unveröff.).
- KOVALEVYCH, V., PAUL, J. & PERYT, T. M. (2009): Fluid inclusions in halite from the Röt (Lower Triassic) salt deposit in central Germany: evidence for seawater chemistry and conditions of salt deposition and recrystallization. – Carbonates and Evaporates, **24**: 45-57, 5 figs., 5 tab.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- KREMB-WAGNER, F. (1996): Zur Geologie und Hydrogeologie der Trier-Bitburger Mulde. – Schr.-R. Schiefer-Fachverband Deutschland, Sonderband **1996**: 1-130, 29 Abb., 21 Tab., 2 Anl. (auch Diss. Univ. Trier); Bonn.
- LANGBEIN, R. (1974): Zur Petrologie der Karneole des thüringischen Chirotheriensandsteins (Solling-Folge). – Chemie d. Erde, **33**: 301-325, 2 Abb., 5 Taf.; Jena.
- (1992): Fluvial to marine-marginal sediments in the surroundings of Jena. – 13th IAS Regional Meeting Sedimentology, Guidebook: 215-227, 8 Abb., 2 Tab.; Jena.
- LEPPLA, A. (1908): Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25.000, Blatt Waxweiler Nr. 5904, Blatt („Kilburg“) Kyllburg Nr. 5905, mit Erläuterungen. – 36 S. bzw. 31 S.; Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin.
- (1924): Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. – Jb. preuß. geol. Landesanst., **45**: 1-88; Berlin.

- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau) (Hrsg.) (2005): Geologie von Rheinland-Pfalz: 400 S., 162 Abb., 36 Tab., 3 Anl.; Stuttgart (Schweizerbart).
- LGB & LUWG (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz & Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz) (Hrsg.) (2010): Hydrogeologische Kartierung Bitburg-Trier. – 134 S. Erl., 35 Abb., 7 Tab., 19 Anl.; Mainz.
- LICHTENSCHIEDT, E. (1999): Zur Geologie der Umgebung von Daufenbach unter besonderer Berücksichtigung des „Devonaufbruches“ an der Deimlinger Mühle (Südeifel, Trier-Bitburger Senke). – Dipl.-Kart. + Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 81 S., 49 Abb., 5 Tab., 5 Anl.; Bonn – (unveröff.).
- LUCIUS, M. (1941): Beiträge zur Geologie von Luxemburg. Die Ausbildung der Trias am Südrande des Öslings. – Publ. Serv. Géol. Lux., III: 3-275, 11 Abb., 2 Taf.; Luxembourg.
- (1948): Erläuterungen zu der Geologischen Spezialkarte Luxemburgs. Das Gutland. – Publ. Serv. Géol. Lux., V, 405 S., 30 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Luxembourg.
 - (1952): Übersicht über die Geologie Luxemburgs. – Z. dt. geol. Ges., **103** (für 1951), S. 178-209, 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- LUKAS, V. & WENZEL, B. (1991): Pedogenese und Diagenese der Solling-Folge (Buntsandstein, Trias) in Nordosthessen. – Geol. Jb. Hessen, **119**: 103-117, 3 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- MADER, D. (1979): Stratigraphie und Faziesanalyse im Buntsandstein der Westeifel. Diss. Univ. Heidelberg, 293 S., 96 Abb., 8 Taf., 2 Anl.; Heidelberg.
- (1980a): Äolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Westeifel. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **160**: 1-41, 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
 - (1980b): Paläowindrichtungen und Paläoströmungsrichtungen im Mittleren Buntsandstein der Westeifel. – Geol. Rdsch., **69**: 922-942, 7 Abb.; Stuttgart.
 - (1980c): Petrographie und Genese der Bröckelbänke im Oberen Buntsandstein der Westeifel. – Oberrhein. geol. Abh., **29**: 1-28, 6 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Karlsruhe.
 - (1981a): Äolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Südeifel. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **161**: 354-407, 12 Abb.; Stuttgart.
 - (1981b): Diagenesis of the Buntsandstein (Lower Triassic) in Western Eifel (Germany). – N. Jb. Miner. Abh., **142**: 1-26, 3 Taf.; Stuttgart.
 - (1981c): Fluviatile Sedimentation im Oberen Buntsandstein der Westeifel. – Z. dt. geol. Ges., **132**: 383-420, 7 Abb., 2 Taf.; Hannover.
 - (1981d): Paläoströmungsrichtungen im Oberen Buntsandstein der Westeifel. – Z. geol. Wiss., **9**: 501-518, 6 Abb., 2 Tab.; Berlin.
 - (1982): Sedimentologie und Genese des Buntsandsteins in der Eifel. – Z. dt. geol. Ges., **133**: 257-307, 10 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Hannover.
 - (1984): Fluviatile Sedimentation im Wechsel mit Pedogenese in der Marginalfazies der Zwischenschichten im Oberen Buntsandstein von Luxemburg. – Oberrhein. geol. Abh., **33**: 15-66, 9 Abb., 2 Tab.; Karlsruhe.
 - (1985): Aspekte der Stratigraphie und Ablagerungsgeschichte des Buntsandsteins in der Eifeler Nord-Süd-Zone (Deutschland und Luxemburg). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **67**: 199-242, 12 Abb.; Stuttgart.
 - (1992): Evolution of palaeoecology and palaeoenvironment of Permian and Triassic fluvial basins in Europe – Vol. 1: Western and Eastern Europe: 738 S., 52 Abb., 87 Tab., 40 Taf.; Stuttgart (Fischer).
- MADER, D. & TEYSSEN, T. (1985): Palaeoenvironmental interpretation of fluvial red beds by statistical analysis of palaeocurrent data: examples from the Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel and Bavaria in the German Basin (Middle Europe). – Sediment. Geol., **41**: 1-74, 18 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Amsterdam.

- MÜLLER, A. H. (1969): Medusenartige Problematica (Miscellanea) und die Frage einer marinen Beeinflussung des tieferen Buntsandsteins. – *Geologie*, **18**: 441-445, 9 Abb.; Berlin.
- MÜLLER, E. M. (1954): Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. – *Annales Univ. sarav.*, III: 176-201, 6 Abb., 6 Ktn., 6 Taf.; Saarbrücken.
- MÜLLER, E. M. & KONZAN, H. P. (m. Beitr. v. H. ENGEL und A. MIHM) (1989): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes. – 46 S., 14 Abb.; Saarbrücken (Geologisches Landesamt des Saarlandes).
- MÜLLER, E. M. & SCHRÖDER, E. (1960): Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **88**: 246-265, 3 Abb.; Wiesbaden.
- MÜLLER, R. (1989): Die Ausbildung der Trias westlich der unteren Alzette bei Ettelbruck (Luxemburg). – *Dipl.-Arb. Univ. Bonn*, 113 S., 46 Abb., 4 Anl.; Bonn – (unveröff.).
- NEGENDANK, J. F. W. (1983): Trier und Umgebung. – *Slg. geol. Führer*, **60**, 2. Aufl., 195 S., 29 Abb., 6 Tab., 3 Taf., 2 Anl.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- NEGENDANK, J. F. W., WAGNER, W. & KREMB-WAGNER, F. (1989): Ergebnisse der geologisch-hydrogeologischen Untersuchungen im unteren Kylltal. Erläuterungen der Univ. Trier zur Geologischen und Hydrogeologischen Karte vom Trinkwasserprojekt Kylltal: 63 S., 4 Abb.; Trier – (unveröff.).
- ORTLAM, D. (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. – *Geol. Rdsch.*, **63**: 850-884, 29 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- (1980): Erkennung und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Locker- und Festgesteinen. – *Geol. Rdsch.*, **69**: 581-593, 8 Abb.; Stuttgart.
- PAAS, N. (1993): Zur Permotrias im südlichen Meulenwald bei Föhren (SW-Eifel, Rheinisches Schiefergebirge). – *Dipl.-Arb. Univ. Bonn*, 116 S., 64 Abb., 10 Tab., 2 Anl.; Bonn – (unveröff.).
- PAUL, J. (2002): Der Röt (Oberer Buntsandstein) in der nördlichen Hessischen Senke. – *Geol. Jb. Hessen*, **120**: 55-78, 20 Abb.; Wiesbaden.
- (2006): Facies analysis and sequence stratigraphy of an evaporitic-fluviatile unit: The Röt (Lower Triassic, Germany). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **242**: 103-132, 12 Abb.; Stuttgart.
- PETERS, F. (1985): Zur Geologie der Umgebung von Tawern/Saar unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentpetrographie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins. – *Dipl.-Arb. Univ. Bonn*, 116 S., 64 Abb., 10 Tab., 2 Anl.; Bonn – (unveröff.).
- PUFF, P. & RADZINSKI, K.-H. (2013): Der Buntsandstein in der Thüringischen Senke. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein*: 421-448, 12 Abb., 3 Tab. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **69**, 657 S.; Hannover.
- REINECK, H. E. (1990): Kurzgefasste Sedimentologie. – *Clausthaler tekton. Hefte*, **27**, 123 S., 36 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Köln (von Loga).
- REINECK, H. E. & SINGH, I. B. (1980): *Depositional Sedimentary Environments*: 2. Aufl., 549 S., 683 Abb.; Berlin (Springer).
- RÖHLING, H.-G. & LEPPER, J. (2013): Die Paläogeographie des Mitteleuropäischen Beckens während der tieferen Trias (Buntsandstein). – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein*: 43-67, 17 Abb., 2 Tab. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **69**, 657 S.; Hannover.
- RÜCKLIN, H. (1954): Die Grenzschichten Buntsandstein/Muschelkalk im Saarland – ein fossiles Watt. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. **35** (für 1953): 26-42, 5 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- SANDER, M. & GEE, C. T. (1994): Der Buntsandstein der Eifel. – In: KOENIGSWALD, W. v. & MEYER, W. (Hrsg.): *Erdgeschichte im Rheinland: Fossilien und Gesteine aus 400 Millionen Jahren*: 117-124, 11 Abb.; München (Pfeil).

- SCHÄFER, A. (2005): Klastische Sedimente. Fazies und Sequenzstratigraphie: 414 S.; München (Elsevier).
- SCHRADER, E. (1983): Ein Sedimentationsmodell der Trias in der Eifeler Nord-Süd-Zone. Untersuchungen zur Granulometrie, Mikrofazies und Tongeologie sowie Betrachtungen zum naturräumlichen Potential der Nord-Eifel. – Diss. RWTH Aachen, 300 S.; Aachen.
- SCHRADER, F. (1981) - Zur Geologie der Umgebung von Heckenmünster (SW-Eifel, Rheinisches Schiefergebirge). – Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 91 S., 28 Abb., 11 Anl.; Bonn – (unveröff.).
- (1990): Gliederung, Lagerung und Verbreitung von Rotliegend und Mittlerem Buntsandstein im östlichen Trierer Raum. – Z. dt. geol. Ges., **141**: 49-59, 5 Abb.; Hannover.
- SCHROEDER, D. (1978): Bodenkunde in Stichworten: 3. Aufl., 154 S., 59 Abb.; Kiel (Hirt).
- SCHWARZ, H.-U. (1977): Sedimentationszyklen und stratigraphisch-fazielle Probleme der Randfazies des Unteren Muschelkalkes (Kernbohrung Mersch/Luxemburg). – Geol. Rdsch., **66**: 34-61, 10 Abb.; Stuttgart.
- STD 2016 (Stratigraphische Tabelle von Deutschland). – Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2016); Potsdam (GeoForschungsZentrum).
- STETS, J. (1995): Die Rolle der „Quarzschwelle von Mettlach–Sierck“ im Mittleren Buntsandstein des Saargaus (Südwestliches Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **24**: 217-236, 7 Abb.; Mainz.
- TIETZE, K.-W. & RÖHLING, H.-G. (2013): Sequenz-, Base-level- und Zyklus-Stratigraphie im Buntsandstein. Ein Statusbericht. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 233-268, 4 Abb., 1 Tab. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.
- 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.
- WAGNER, H. W., KREMB-WAGNER, F., KOZIOL, M. & NEGENDANK, J. F. W. (2012): Trier und Umgebung. Geologie der Süd- und Westeifel, des Südwest-Hunsrück, der unteren Saar sowie der Maarkvulkanismus und die junge Umwelt- und Klimageschichte. – Slg. geol. Führer, **60**, 3. völlig neu bearb. Aufl., 396 S., 170 Abb., 13 Tab., 1 Kte.; Stuttgart (Borntraeger).
- WEILER, H. (1972): Ergebnisse von Bohrungen im Buntsandstein im Raume Trier–Bitburg. – Mainzer geowiss. Mitt., **1**: 198-227, 10 Abb.; Mainz.
- (1991): Das Grundwasser in der Bitburger Trias-Mulde, Beschreibung eines Aquifers, neue Ergebnisse. – Mainzer geowiss. Mitt., **20**: 9-42, 16 Abb., 3 Tab.; Mainz.
- WERWEKE, L. VAN (1886): Über einige demnächst von der Kommission für die geologische Landes-Untersuchung von Elsaß-Lothringen herauszugebende Karten. – Ber. 19. Versamml. Oberrhein. geol. Ver. zu Niederbronn am 29.4. 1886: 17-23; Stuttgart.
- (1916): Die Küstenausbildung der Trias am Südrande der Ardennen. – Mitt. Geol. L.-A. Elsass-Lothringen, **10** (2): 151-239, 3 Abb.; Strassburg.
- WOOD, G. V. & WOLFE, M. J. (1969): Sabkha cycles in the Arab/Darb formation of the Trucial coast of Arabia. – Sedimentology, **12**: 165-191, 7 Abb.; Amsterdam.
- WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. (1991): Calcretes: an introduction. – In: WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. (Hrsg.): Calcretes: 1-22, 11 Abb., 3 Tab.; Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne, Paris, Berlin, Wien (Wiley-Blackwell).

- WURSTER, P. (1968): Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. – *Eclogae geol. Helv.*, **61**: 157-166, 7 Abb.; Basel.
- ZIEGLER, P. A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe*: 239 S., 100 Abb., 56 Anl., 2. Aufl., Shell Internationale Petroleum Maatschappij; London (Geol. Soc.).

Manuskript eingegangen am 9.6.2017

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