Der paläogeographische Nord-Anschluss des marin beeinflussten höheren Buntsandsteins der Trier-Luxemburger Bucht

Doris Dittrich

Kurzfassung: Die Geologie der mittleren Eifeler Nord-Süd-Zone und der Mechernicher Trias-Senke mit ihren tektonischen Rahmenbedingungen, ihrer regionalen Buntsandstein-Stratigraphie und -Faziesverteilung wird dargestellt. Zum Vergleich und zur Ergänzung werden auch südniederländische Gegebenheiten herangezogen. Die schon vorliegenden Befunde aus der Trier-Luxemburger Bucht lassen sich dabei weitestgehend nachvollziehen und verifizieren. Dies betrifft den tektonostratigraphischen, von Bewegungsphasen und Diskordanzen geprägten Werdegang des regionalen Buntsandstein-Beckens und spezielle Merkmale der Lithofazies. Zeitabschnitte mit einer deutlichen ingressiven (retrogradierenden) Beckenerweiterung nach Süden hin sind auszumachen. Sie hinterließen Profilbereiche mit nicht-fluviatilen, peritidalen Gefügemerkmalen und mit Gesteinbestandteilen, die eine ehemals sehr hohe Salinität bezeugen. Diese Niveaus korrelieren mit bekannten marinen Episoden im höheren Buntsandstein des mitteleuropäischen Hauptbeckens. Nach Süden und Südwesten hin haben sich die temporären peritidal-salinaren Milieubedingungen bis in die Trier-Luxemburgische Beckenrandregion hinein durchsetzen können. Dies galt jeweils für die späten Buntsandstein-Folgen s5 und s6 und für den Röt (s7-1, s7-2 und s7-4).

Abstract: The geology of the central Eifel Depression and the Mechernich Trias Low is exposed, especially its tectonical setting and the stratigraphy and lithofacies of the regional Buntsandstein. Moreover, the concerned conditions in the southern Netherlands are cited for supplements and comparisions. By this, the already existing results from the Trier-Luxemburg area can largely be verified. This concerns the tectonostratigraphic evolution of the regional Buntsandstein basin, characterized by vertical movement events and unconformities. Time spans with remarkable ingressive (retrogradational) basin expansions to the south can be ascertained. They caused successions with non-fluviatile peritidale textural features and with lithologies, which prove very high former salinities. These successions correlate to well-known marine episodes in the higher Buntsandstein of the middle-european main basin. To the south and southwest the temporary peritidal-saline conditions continued up to the Trier-Luxemburg marginal area. This happened in the late spans of the Buntsandstein Folgen s5 and s6 and during Röt (s7-1, s7-2, s7-4).

Inhalt

1. Einführung
2. Buntsandstein-Stratigraphie in der Nordeifel
3. Tektonisch-strukturelle Gesichtspunkte
3.1 Die Subsidenz-kontrollierende Funktion alt-angelegter tektonischer Strukturen
3.2 Methodische Möglichkeiten und Grenzen der Beckenrekonstruktion im Norden
4. Buntsandstein in den Niederlanden
5. Der wechselnde Charakter der paläogeographischen Anbindung an das nördliche Hauptbecken
5.1 Zur Erhaltungsfähigkeit und Nachweisbarkeit mariner Faziesmerkmale
5.2 Zeitliche Abfolge der rekonstruierbaren Ablagerungsbedingungen
6. Ausblick
Schriften

1. Einführung

In den vier letzten Jahresbänden der Mainzer geowissenschaftlichen Mitteilungen ist eine mehrteilige Gesamtpublikation erschienen, die die schwache episodisch-marine Beeinflussung des höheren Buntsandsteins der Trier-Luxemburger Bucht genauestens untersucht und dargelegt hat (Dittrich 2017–2020). Das entsprechende Untersuchungsgebiet hatte vor allem die rheinland-pfälzische West- und Südeifel umfasst, ebenso den Saargau, Luxemburg und Lothringen. Weitere Vergleiche hatten sich auf das südliche Saarland und die Pfalz bezogen. Einzelne lithofazielle Bezüge und sequenzstratigraphische Korrelationen hatten sich überdies am rechtsrheinischen Buntsandstein in Hessen, Niedersachsen und Thüringen orientiert.

Die Nordeifel in Nordrhein-Westfalen war dabei jedoch noch weitestgehend außen vor geblieben. Dasselbe gilt für den niederländischen Teil des Buntsandstein-Beckens. Von der damaligen Paläogeographie her steht aber fest, dass die gelegentlichen marinen Ingressionen nahezu ausschließlich aus nördlicher Richtung gekommen sind. Insofern ist es von Interesse, die zugängliche Datenbasis der Nordeifel und der Niederlande darauf hin genauer zu sichten. Erkenntnisse, die sich bei den vorhergegangenen Untersuchungen ergeben haben, können nun unterstützend zuhilfe genommen werden.

Neben herkömmlichen Methoden zur räumlichen und zeitlichen Rekonstruktion des Sedimentationsgeschehens war in der vierteiligen Vorpublikation auch der methodische Zugang der Sequenzstratigraphie zur beckenweiten Korrelation und Ausdeutung angewendet worden. Wesentlich dabei war das Wechselspiel von großräumigen, meist sogar beckenweiten tektonischen Ereignissen im Buntsandstein und den eustatisch vorgegebenen globalen Meeresspiegelhochständen. Zur Ermittlung und relativen Wichtung dieser Faktoren – das Klima war damals weitgehend konstant geblieben (Dittrich 2020: 104ff. mit Abb. 36) – waren umfangreiche Auswertungen der Faziesmuster im Trier-Luxemburgischen (und lothringischen) Buntsandstein vorgenommen worden. Oft hatten sie sich als recht komplex erwiesen. Variierende Vorschüttungen von unterschiedlichen Liefergebieten ließen sich ausmachen. Große Mächtigkeiten und spezielle „axiale“ Lithofazies-Ausprägungen kennzeichneten die inneren Beckenteilbereiche. So ließen sich synsedimentär mobile Teilschollen differenzieren. Einzelne Teilabschnitte des Buntsandstein-Profils, von Diskordanzen abgegrenzt, wiesen unterschiedliche Absenkungsmuster auf. Initiiert und aufrecht erhalten wurden sie jeweils durch spezifische überregionale krustale Spannungsfelder, die von plattentektonischen Prozessen hervorgerufen wurden.

Derart detailreiche Auswertungen sind im relativ kleinen nordrhein-westfälischen Buntsandstein-Vorkommen der Nordeifel sicherlich nicht möglich. Die dortige Datenbasis ist vergleichsweise gering. Dennoch soll hier zumindest geprüft werden, ob und in wieweit eine ähnliche Ausdeutung wie in den Süd-Gebieten gelingt.

In Abb. 1 ist der erweiterte Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone dargestellt. Regionalgeologisch bildet sie die heutige Verbindung zwischen der Südeifel (Trierer Bucht) und der Nordeifel (Mechernicher Trias-Senke). Dazwischen existieren zwei isolierte Buntsandstein-Ausbissareale, das Oberbettinger Triasgebiet und das Stadtkyller Buntsandstein-Vorkommen. Immer sind es lediglich reliktische Vorkommen, also Erosionsreste, die von der ursprünglich durchgehenden Buntsandstein-Verbreitung übrig geblieben sind.

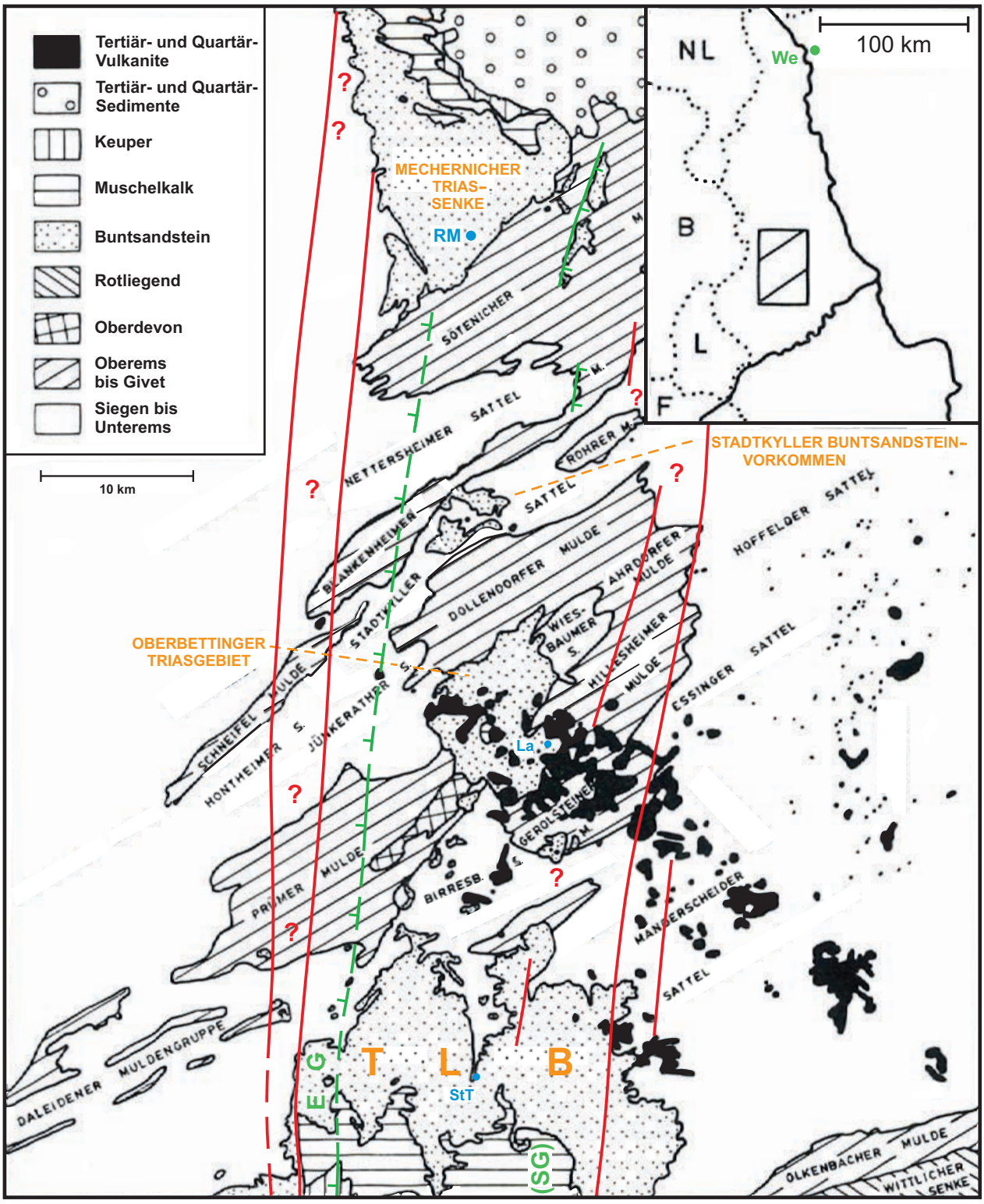


Abb. 1: Vereinfachte geologische Übersichtskarte der Eifeler Nord-Süd-Zone (nach Mader 1980b, im Detail veraltet, graphisch stark verändert). Die roten Linien indizieren die von mehr oder weniger gehäuft auftretenden rheinischen Verwerfungslinien nachgezeichneten Randbereiche dieser alt angelegten Senkungszone (vgl. Text; RM = Position des Referenzprofils Mechernich, We = Bohrung Emmelsum 1/Wesel, La = Lammersdorf, StT = St. Thomas, TLB = Nordausläufer der Trier-Luxemburger Bucht, vgl. auch Abb. 4; EG bzw. SG = Echternacher bzw. Saargauer Grabenzone, letztere durch junge Hebungen in der Vulkaneifel überprägt und heute z.T. unkenntlich).

Früher, in der unteren Trias, hatte eine paläogeographische Anbindung vom luxemburg-lothringischen Teil des Buntsandstein-Beckens nach Norden zum holländischen und norddeutschen Teil bestanden. Im vollmarinen Unteren Muschelkalk hatte sie unbestreitbar den Charakter einer breiten Meeresstraße gehabt; die Lithofazies und die Fossilgehalte im Oberbettinger Triasgebiet bezeugen dies (Fuchs & Mader 1980). Zuvor, im Buntsandstein, war diese Region noch weitestgehend festländisch gewesen. Verschiedenartige Flusssysteme des Mittleren und des Oberen Buntsandsteins entwässerten hier in das Hauptbecken im Norden und Nordosten (vgl. Abb. 9 in Kap. 4). Zeitweise, in Phasen mit beckenweit hochstehendem Meeresspiegel und einer hoch gelegenen Erosionsbasis, verschoben sich die Faziesgürtel am Beckenrand aber ein Stück weit nach Süden. Temporär kam es zu sehr seichten marinen Flutungen und zur peritidalen evaporitisch-karbonatischen Beeinflussung und Überprägung der klastischen Randsedimente. Derartige marine Signale dokumentieren sich schon im höheren Mittleren Buntsandstein (s5- und s6-Folge) und dann verstärkt im Oberen Buntsandstein (s7-Folge; Kap. 5.2).

Vom Mainzer Landesamt aus war eine hinreichend detaillierte Untersuchung der Nordgebiete nicht immer einfach. Ein aufwändiges länderübergreifendes Projekt dazu oder eine größere universitäre Forschungsarbeit war ja nicht konzipiert gewesen. Eine umfassende Kenntnis der dortigen Regionalliteratur war zunächst einmal nicht vorhanden gewesen. Der Zugriff auf interne Bohrungs- und Labordaten im nordrhein-westfälischen Geologischen Dienst NRW in Krefeld konnte nur sehr bedingt erfolgen, zumal in Corona-Zeiten mit ausgedehntem Home-Office zahlreicher Kolleginnen und Kollegen und bei den gegebenen, lange andauernden gesundheitlichen Einschränkungen der Autorin. Zudem ist der sehr engagierte niederländische Kollege Marinus Cornelius („Mark“) Geluk vor kurzem leider viel zu früh verstorben. Umso hilfreicher waren die ausführlichen Ausarbeitungen im Buntsandstein-Band der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK 2013). Eine sehr wesentliche Unterstützung für die Erarbeitung der hier vorgelegten neueren Aspekte waren die zahlreichen freundlichen Literatur-Hinweise, Auskünfte und logistischen Hilfestellungen von Herrn Dr. K.-H. Ribbert (ehemals GD NRW/Krefeld). Tatkräftige und sehr entgegenkommende Hilfe bei Recherchen im Bohr- und Labordaten-Bestand des Geologischen Dienstes von NRW steuerte Frau Dipl.-Ing. Ulrike Wefels bei. Ihnen beiden sei hier ausdrücklich gedankt.

2. Buntsandstein-Stratigraphie in der Nordeifel

In der umfangreichen „Buntsandstein-Monographie“ der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK 2013) ist auch ein Kapitel über den Buntsandstein der Mechernicher Trias-Senke enthalten. Es enthält ein Referenzprofil für die Nordeifel, aus dem Bereich südwestlich von Mechernich (Ribbert 2013: Abb. 8.5.1-2; Abb. 2), kombiniert aus zwei unmittelbar benachbarten Bohrungen. Die Koordinaten der Gesamt-Lokalität sind von K.-H. Ribbert angegeben worden als R 25 42 680, H 56 02 830 auf dem TK25-Blatt 5405 Mechernich. Dies entspricht der Position UTM32 E 330132 N 5603608.

In der Abb. 2 (links) ist die graphische Darstellung des Referenzprofils originalgetreu reproduziert worden. Auf der rechten Seite ist sie durch zusätzlich nötige Signatur-Erklärungen und durch eine farblich abgesetzte neuere stratigraphische Bewertung ergänzt worden. Letztere basiert auf den sehr vielfältigen eigenen Ergebnissen, die sich in den letzten Jahren (2016–2020) im Buntsandstein der südlichen Anschlussgebiete (Südeifel und Saargau, Luxemburg, Lothringen, Saarland, Pfalz) ergeben haben.

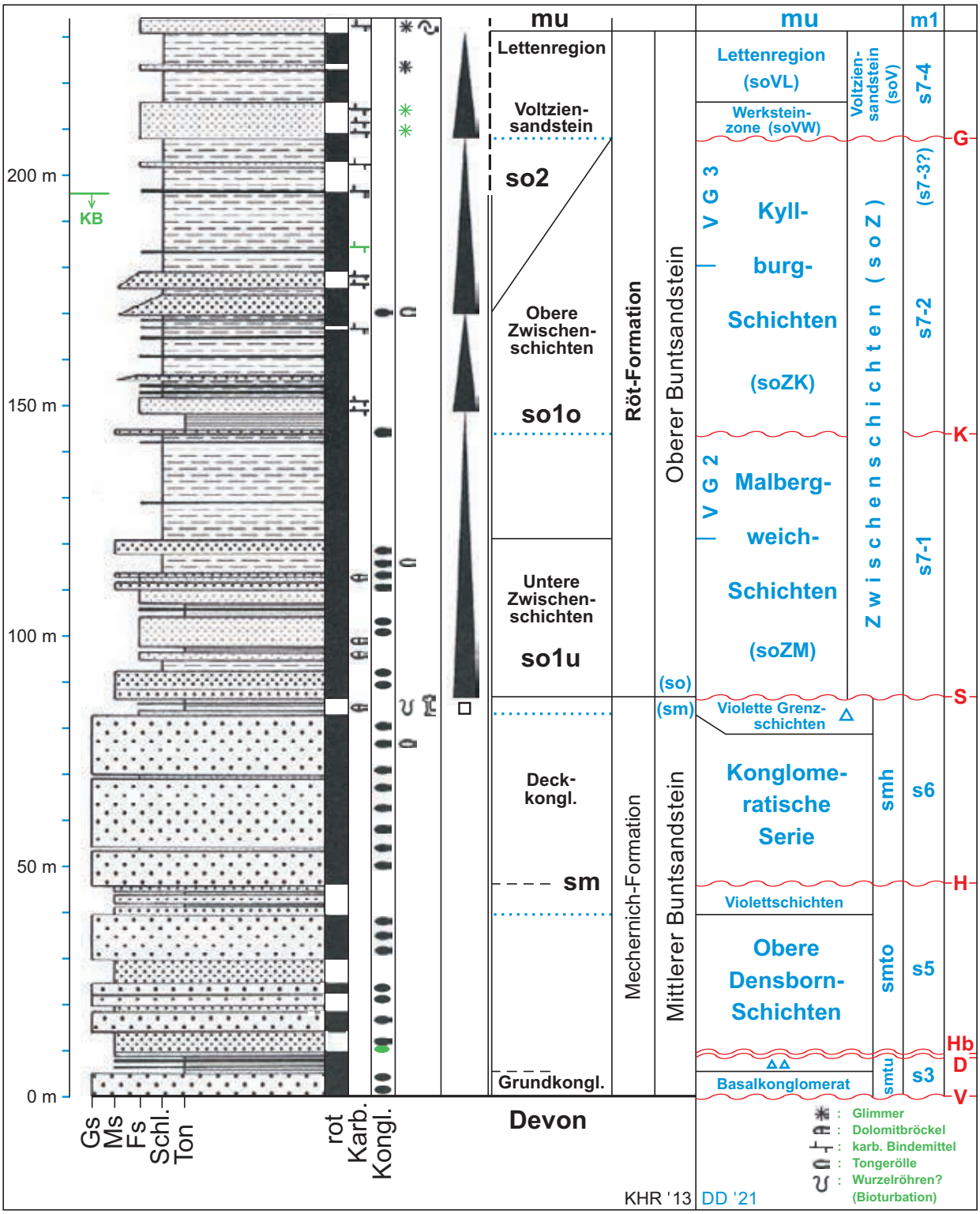


Abb. 2: Referenzprofil des Buntsandsteins der Mechernicher Trias-Senke (nach Ribbert 2013; rechts: stratigraphische (blau) und tektonische (rot) Einstufung bzw. Korrelation nach den Ergebnissen im Trier-Luxemburgischen Buntsandstein (vgl. auch Tab. 1 und 2), grün: sonstige Ergänzungen, KB: Reichweite der Kernbohrung 77/3 ; ☐ : Zyklengliederung in Diskussion, vgl. Text, Δ: Äquivalente der Violetten Grenzzone (VG bzw. VG1), ΔΔ: feinklastische Äquivalente der höheren Volpriehausen-Formation, vgl. Text).

Im Referenzprofil steht ein etwa 144,5 m mächtiger Oberer Buntsandstein einem nur 85,8 m mächtigen tieferen Buntsandstein gegenüber. Dieser untere Teil, der bis auf seinen unmittelbaren Topbereich recht grobklastisch entwickelt ist, wird als „Mechernich-Formation" zusammen-

gefasst. Diese verkörpert eine sehr proximale lokale Randfazies des – Folgen-stratigraphisch nicht näher differenzierten – Mittleren Buntsandsteins. Die Formation enthält zwei besonders grobklastische Abschnitte, das Grundkonglomerat an der Basis (5,5 m) und das gut 37 m mächtige Deckkonglomerat im oberen Teil. Dazwischen liegt ein wechselhafter und zunächst einmal wenig prägnanter rötlicher und grauer sandig-konglomeratischer Abschnitt. An seiner Basis fällt eine etwa 5 m mächtige tonig-sandige Wechselfolge auf.

Die sm/so-Grenze ist von Ribbert (2013) klar festgelegt worden. Ihre Identifizierung basierte auf den stratigraphischen Vorarbeiten von Müller & Schröder (1960). Vom Saarland ausgehend hatten diese beiden Autoren die sm/so-Grenze im gesamten linksrheinischen Buntsandstein-Gebiet verfolgt und korreliert. Leitend dabei war die charakteristische Auflagerung der Violetten Grenzzone im Sinne von Müller (1954) über dem (saarländischen) Hauptkonglomerat gewesen. Letzteres wird in der Nordeifel durch das faziell auffällige und regional auszuhaltende Deckkonglomerat vertreten. Über dem vergleichsweise feinklastischen Abschnitt der Violetten Grenzzone mit ihren Dolomit- und vereinzelten Fossilgehalten und Lebensspuren beginnt der zyklisch gegliederte Obere Buntsandstein mit einer neuen, andersartig beschaffenen klastischen Schüttung.

In der Vergangenheit war die stratigraphische Abgrenzung sm/so sehr unterschiedlich gehandhabt worden. Dies betrifft insbesondere die Publikationen von D. Mader (1979–1992), der auf der Basis von intensiven langjährigen Geländearbeiten im Buntsandstein der Eifel eine Vielzahl von Publikationen verfasst hatte (einige davon im Literaturverzeichnis), zuletzt auch sehr umfangreiche. Dabei wurden sehr individuelle stratigraphische Standpunkte vertreten; eine Abstimmung mit anderen Buntsandstein-Bearbeitern zur regionalen Korrelation hat kaum je stattgefunden. Zudem sind Bohrungsbefunde nahezu nicht berücksichtigt und integriert worden.

In mehreren dieser Arbeiten von D. Mader ist eine große Profiltafel mit insgesamt 13 schematisierten Buntsandstein-Gesamtprofilen abgedruckt worden (vgl. etwa Mader 1985: Abb. 2). Das dabei dargestellte Gebiet umfasste die Eifeler Nord-Süd-Zone von Nideggen und Mechernich bis hinunter nach Trier; im Westen reichte es bis nach West-Luxemburg. Problematisch daran war die regional variierende stratigraphische Ansprache der Äquivalente des saarpfälzischen Hauptkonglomerates (Abb. 3). Im Süden, im Trierer Becken (Profile Nr. 12 Trier–Biewer und Nr. 13 Kordel–Auw), sind sie gemeinsam mit der Violetten Grenzzone dem oberen Mittleren Buntsandstein zugeordnet, wie es damals dem allgemeinen linksrheinischen Konsens entsprach und immer noch entspricht. Ebenso war beim Deckkonglomerat der Nordeifel verfahren worden. Dazwischen erstreckt sich aber der große Bereich der „Westeifel", mit dem Oberbettinger Triasgebiet und dem nördlichen Abschnitt der Trierer Bucht (vgl. Abb. 1), wo die Profile völlig anders gegliedert wurden. Diese Profile (Nr. 2 bis 4 + 6 bis 9) liegen im ursprünglichen Arbeitsgebiet seiner Dissertation von 1979. Darin erscheint im oberen Mittleren Buntsandstein niemals eine grobklastische Abfolge, verzeichnet sind dort nur Sandsteine der (höheren) „Karlstal-Schichten". Es ist dies ein wenig geeigneter, in dieser Form inzwischen veralteter Begriff der weit entfernten pfälzischen Buntsandstein-Stratigraphie. Am Top dieser Sandsteine ist die Violette Grenzzone eingetragen worden (Abb. 3). Darüber setzen dann angeblich die Zwischenschichten des Oberen Buntsandsteins ein, die (nur in diesem Gebiet!) dreigeteilt wurden, und zwar in Usch-, Malbergweich- und Kyllburg-Schichten. Diese regionale Dreiteilung der Zwischenschichten in der Westeifel nach D. Mader ist später von Negendank (1983) und dann sogar noch von Wagner et al. (2012: 124 mit Tab. 4) beibehalten worden. Dabei hatte schon H. Grebe im Jahr 1892 gewusst, dass die von ihm auskartierten „Conglomerate (c) an der Basis der Zwischenschichten" Vertreter

des elsass-lothringischen Hauptkonglomerates sind. Betont hatte er dies in den Erläuterungstexten zu den geologischen Blättern 6003 Mettendorf und 6004 Oberweis. Später ist dann von Müller & Schröder (1960) die durchhaltende nordwärtige Verbreitung des saarpfälzischen Hauptkonglomerates in der Eifeler Nord-Süd-Zone beschrieben worden. Konsequenterweise wurden die dortigen Konglomerate in den höheren Mittleren Buntsandstein gestellt. Seit LGB (2005) ist dies im Eifeler Buntsandstein allgemein üblich (Tab. 1; genauere Darlegungen dazu bei Dittrich & Norbisrath 2006: Kap. 6). Die linksrheinischen Zwischenschichten des Oberen Buntsandsteins umfassen überall nur zwei Teileinheiten. Tatsächlich liegt die eigentliche Violette Grenzzone (VG1) zwischen den auffällig grobklastischen „Usch-Schichten" und den basalen Malbergweich-Schichten (Abb. 3; vgl. dazu auch Aufschlussbeschreibung bei Mader 1979: 199f.). Die ältere Violettfazies unterhalb der „Usch-Schichten" repräsentiert das überregional verbreitete Schichtglied der Violettschichten (sVS, s5-Folge), welches D. Mader noch nicht bekannt gewesen war (Dittrich 2017: 53f.).

Zurück zum Mechernicher Referenzprofil in der Nordeifel. Der Untere Buntsandstein ist darin als fehlend verzeichnet worden; zwischen dem Devon-Sockel und dem sm-Grundkonglomerat existiert eine dementsprechende Schichtlücke. Diese stratigraphische Einstufung von Ribbert (2013) bezog sich u.a. auf die Darstellungen von Stets (2013) zur Südeifel, welche sich diesbezüglich an den Ergebnissen von Dittrich (2004) und LGB (2005) orientiert hatten. In dieser Hinsicht existiert also insgesamt ein Einklang der Bewertung.

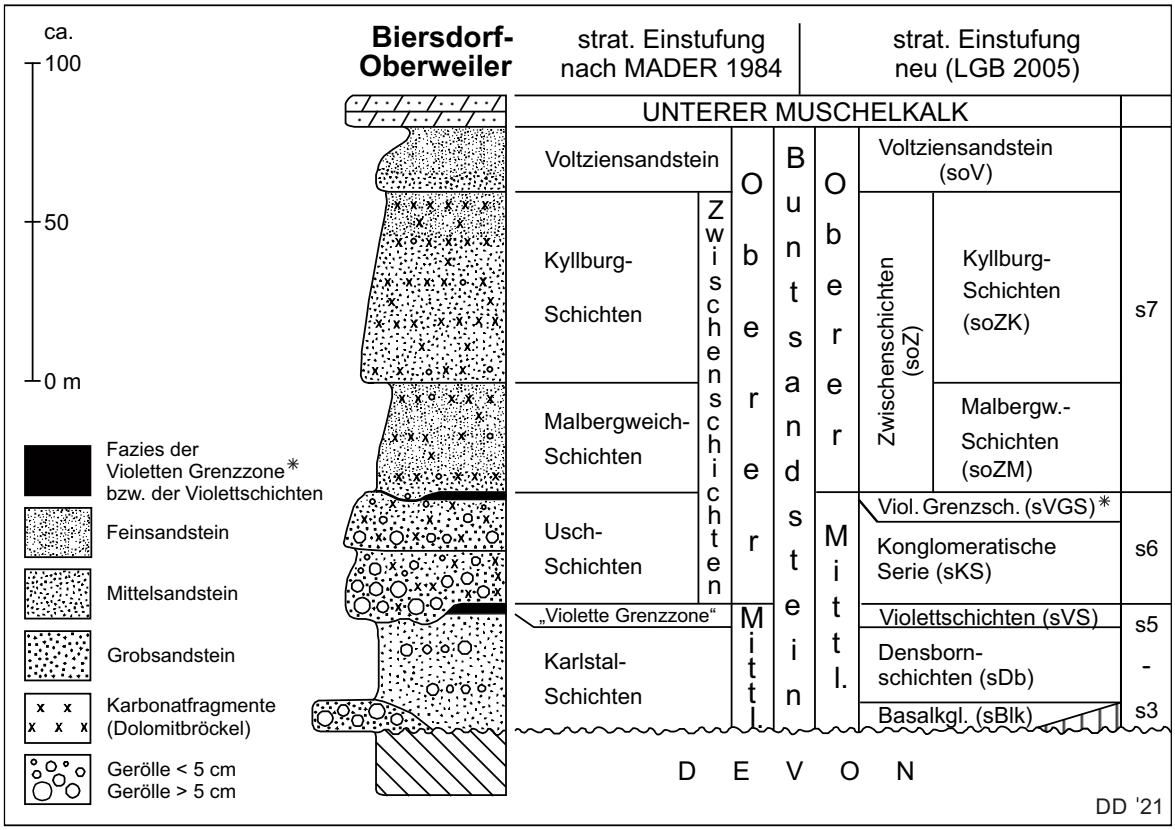
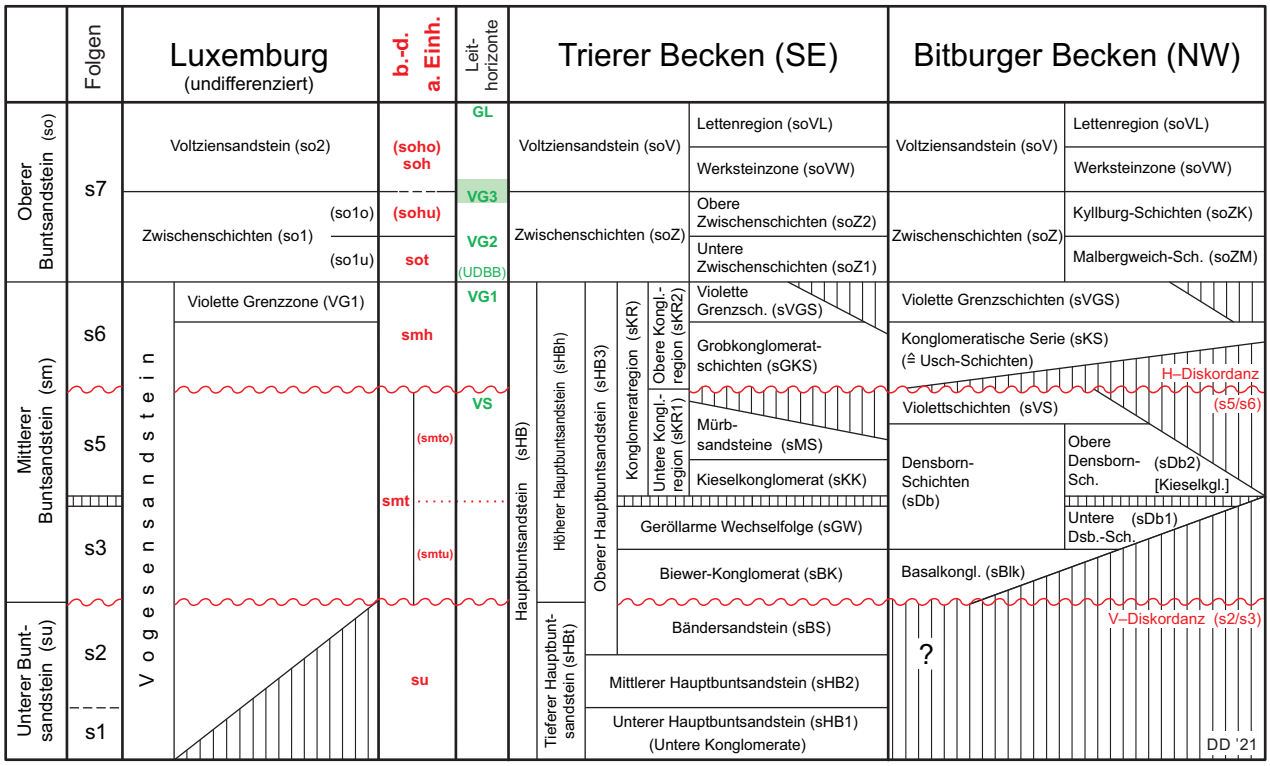


Abb. 3: Abweichender Zugang zur Buntsandstein-Stratigraphie der Westeifel bei D. Mader (1979–1992) und D. Dittrich (seit 2004) am Beispiel eines Profils am NNW-Rand der Trierer Bucht nach Mader (1984; *: Violette Grenzschichten, Benennung seit 2007: mehrere Meter mächtiges Schichtglied, äquivalent zur saarländischen Violetten Grenzzone; s3- bis s5-Bereich hier noch stratigraphisch undifferenziert, vgl. dazu Tab. 1).

Tab. 1: Stratigraphischer Überblick über den Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht mit den wichtigsten Diskordanzen (b.-d. a. Einh. = beckendynamisch auszugliedernde stratigraphische Einheiten; Leithorizonte: GL = Grenzletten, VS = Violettschichten, VG1, VG2, VG3 = Violette Grenzzone 1 (VG i.e.S.), 2 bzw. 3, UDBB = Untere Dolomitbröckelbank; hellgrün: „Intermediärzone", IMZ).



Schwieriger ist der Zugang zur Interngliederung des Mittleren Buntsandsteins (sm). Rechtsrheinisch umfasst der sm die Volpriehausen-, die Detfurth-, die Hardegsen- und die Solling-Formation. Zeitlich entsprechen sie den Buntsandstein-Folgen s3 bis s6. Die Solling-Formation (s6-Folge) wird in der Nordeifel durch das Deckkonglomerat und die Violette Grenzzone vertreten, diese Einstufung hatte sich schon bei der sm/so-Festlegung ergeben (Ribbert 2013: 460, links Mitte). Der darunter liegende sm-Bereich mit seinen auffällig geringen Mächtigkeiten ist weitaus weniger eindeutig entwickelt. Eine Abtrennung von Volpriehausen- (s3), Detfurth- (s4) und Hardegsen- (s5)-Äquivalenten ist eine stratigraphische Aufgabe, die nur über methodische Umwege gelingen kann (Kap. 3 + 5.2). Ribbert (2013: 460, rechts Mitte) hatte notiert, dass Stets (2013: Tab. 8.5.2-1) aufgrund von überregionalen Überlegungen sowohl von einem vollständigen Fehlen von Detfurth- als auch von Hardegsen-Äquivalenten ausgegangen war. Er selbst bezweifelte diese starke Lückenhaftigkeit des Mittleren Buntsandsteins (S. 463 links unten; mehr dazu in Kap. 3.2).

Die Interngliederung des Oberen Buntsandsteins (so) ist ebenfalls nicht einfach. Rechtsrheinisch wird der gesamte so als Röt-Formation ausgehalten. Diese Formation umfasst fast ausschließlich feinklastisch-evaporitische Abfolgen. Anders ist es im linksrheinischen Teilbereich des Germanischen bzw. Mitteleuropäischen Buntsandsteinbeckens. Dort dominiert eine sandige Ausbildung, die schon seit dem 19. Jh. generell stratigraphisch zweigeteilt wird in Zwischenschichten und Voltziensandstein (so1 und so2). Diese beiden alt-eingeführten Einheiten können ihrerseits abermals zweigeteilt werden (Tab. 1).

Eine Übertragung stratigraphischer Begrifflichkeiten aus dem Nordosten und dem Süden auf das Nordeifel-Referenzprofil war und ist eine Herausforderung. Eine Röt-Formation im eigentlichen

lithofaziellen Sinne ist hier nicht entwickelt. Vielmehr zeigt sich ein abschnittsweise schon gröberklastisch entwickeltes linksrheinisches so-Profil, allerdings mit recht mächtigen feinklastischen Einschaltungen. Letztere sind in der nördlichen Südeifel auch schon vorhanden, und zwar in stratigraphisch genau zu identifizierenden Profilabschnitten (Dittrich 2018: Kap. 6.1). Eine Korrelation ist also möglich (Kap. 5.2). Die in der Profildarstellung von K.-H. Ribbert verzeichnete Zyklengliederung – möglicherweise an die rechtsrheinische Viergliederung des Röts anknüpfend – kann hier nicht nachvollzogen werden. So liegt beispielsweise die dort gezogene Grenze Untere/Obere Zwischenschichten (so1u/so1o) inmitten von einem Kornverfeinerungszyklus (Abb. 2). In genetischer Hinsicht ist dies erst einmal unschlüssig. Auch würde sich als Basis des zweiten Zyklus eher die Gerölleinschüttung einige Meter tiefer anbieten. Bei detaillierterer Betrachtung zeigen sich im Mittelteil des so-Profils sehr zahlreiche fluviatile (Klein-)Zyklen, was ja für die Zwischenschichten generell charakteristisch ist. Irritierend ist auch die so1/so2-Abgrenzung im Referenzprofil. Sie ist mehrdeutig – nicht bindend – dargestellt. Es besteht also Revisionsbedarf. Mit dem Wissen aus der Trier-Luxemburger Bucht zur tektonisch gesteuerten Beckenentwicklung (Kap. 3) und zu den kompositionellen Gegebenheiten der einzelnen Schichteinheiten lässt sich aber auch die so-Interngliederung der Nordeifel auf ein festeres Fundament stellen (Kap. 5.2 + Abb. 2).

3. Tektonisch-strukturelle Gesichtspunkte

3.1 Die Subsidenz-kontrollierende Funktion alt-angelegter tektonischer Strukturen

Die langgestreckte, rheinisch streichende Senkungszone der Eifeler Nord-Süd-Zone war schon im Verlauf der variskischen Gebirgsbildung wirksam gewesen. Sie ist also ein altangelegtes Strukturelement des devonischen Sockels. Sie dokumentiert sich als große Achsendepression, also in einem flexurhaften Abbiegen der ENE-WSW bis NE-SW streichenden Faltenachsen (Meyer 2013: 211).

Im heutigen geologischen Kartenbild wird die Eifeler Nord-Süd-Zone nicht nur durch die in der Depression erhalten gebliebenen mittel-(und ober-)devonischen Eifeler Kalkmulden nachgezeichnet, sondern auch durch zahlreiche Nord-Süd- bis NNE-SSW-streichende Bruchlinien. In der Abb. 1 ist der Bereich mit mehr oder weniger gehäuft auftretenden rheinischen Verwerfungslinien durch rote Linien eingefasst worden. Als Datenbasis dafür dienten die Geologischen Übersichtskarten (GÜK 100) Blatt C 5506 Bonn (Ledoux 1987) sowie C 5502 Aachen (Ribbert 1992) und dann im Süden Blatt CC 6302 Trier (GÜK 200, Zitzmann & Grünig 1987) und die GK 50 der Trierer Bucht (Dittrich 2011a). Tatsächlich sind so die Randbereiche der alt angelegten Senkungszone streckenweise recht deutlich erkennbar. Bei der starken (meso- bis) känozoischen Anhebung des Rheinischen Schildes (mehr dazu später) sind sie entstanden oder aber rupturell nachgezeichnet und betont worden, am Ostrand manchmal auch mit schmalen Spezialgräben (Raum Ahrdorf–Üxheim–Stroheich). Aus den Linien-Eintragungen wird ersichtlich, dass die tektonische Vorzeichnung der Eifeler Nord-Süd-Zone ungefähr 25 bis 27 km breit ist. Diese Breite entspricht in ihrer Größenordnung derjenigen, die im Deckgebirgsbereich der (nördlichen) Trier-Luxemburger Bucht zu ermitteln war. Dort ergab sich anhand der großen Bruchstrukturen eine Breite von etwa 18 bis 20 km (Abb. 4). In der Gesamterstreckung zeigt sich das rheinische NNE-SSW-Streichen dieser Großstruktur. Die östliche Lineation findet ihre Fortsetzung in der östlichen Randschulter der Saargauer Grabenzone der Südeifel (Abb. 4). Die westliche Lineation hingegen zieht in den westlichen Randbereich der Echternacher Grabenzone.

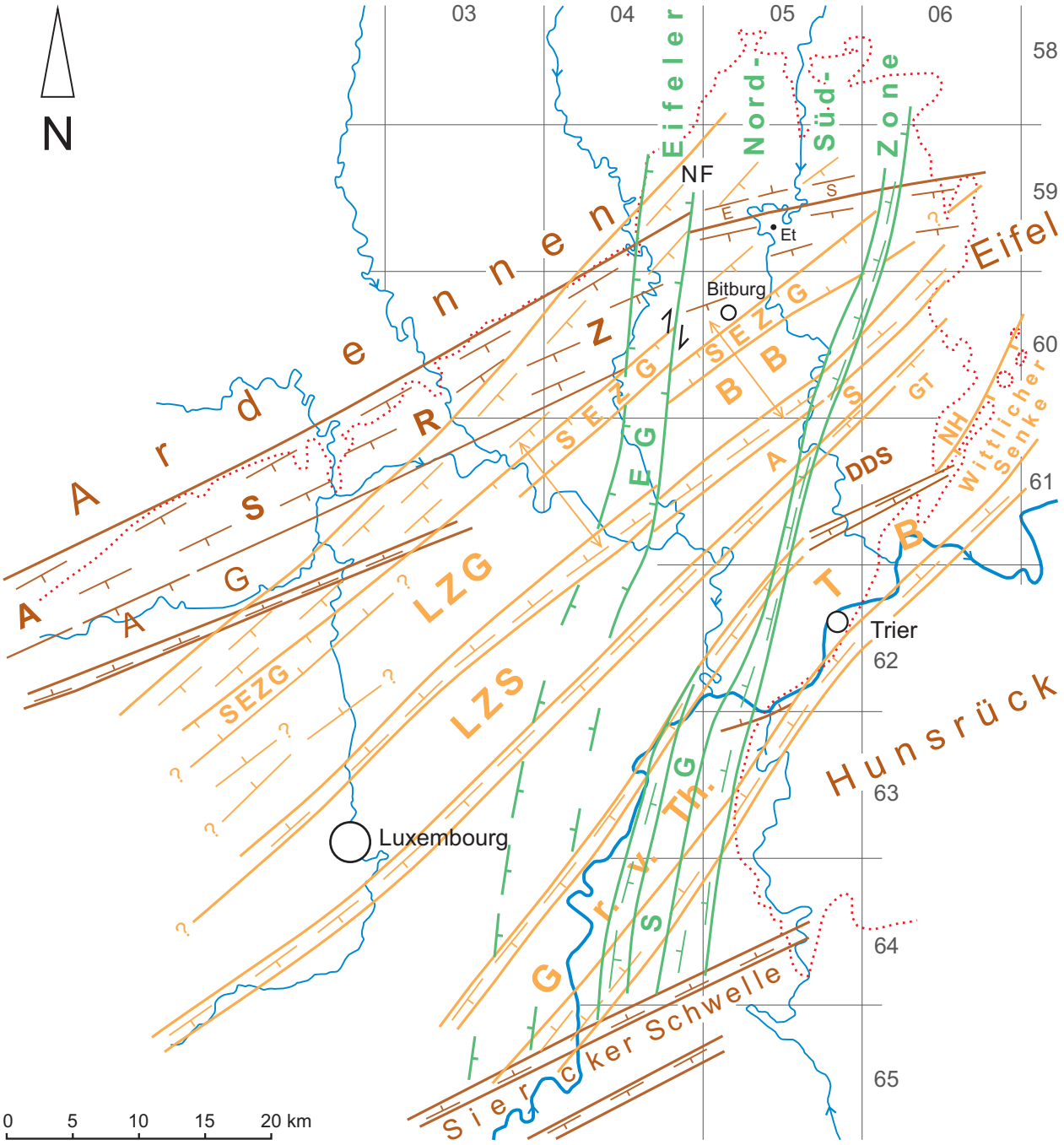


Abb. 4: Im Buntsandstein wichtige, im Untergrund alt angelegte Struktureinheiten der Trier-Luxemburger Bucht (schematisch, nach Dittrich 1989, 2011b, 2013, 2014, 2019; Farben: braun, orange, grün: Strukturelemente des variszischen, diagonalen bzw. rheinischen Richtungssystems; ASRZ = Ardennen-Südrandzone, AG = Attert-Graben, ES = Etteldorf-Schwelle, DDS = Deimlinger Devonschwelle; SEZG = Südeifeler Zentralgraben, BB = Bitburger Becken, LZG bzw. LZS = Luxemburger Zentralgraben bzw. Zentralschwelle, AS = Auwer Schwelle, GT = Gladbach-Trog, NH = Naurather Horst, TB = Trierer Becken, Gr. v. Th. = Graben von Thionville; EG = Echternacher Grabenzone, SG = Saargauer Grabenzone, im Norden mit einer im heutigen Kartenbild unkenntlichen Westschulter wegen känozoischer Anhebung der West- und Hocheifel; NF: oberoligozäne dextrale Blattverschiebung der „Nimstal-Fuge"; Raster = deutscher TK25-Blattschnitt; Et = Etteldorf).

Im Deckgebirgs-Bereich der Mechernicher Region selbst zeigen sich kaum je rheinische Bruchlinien. Die Existenz eines alt angelegten rheinischen Richtungssystems ist hier aber nicht wirklich anzuzweifeln. Meyer (2013: 212) beschrieb eine Fortsetzung der Achsendepression bis in die Niederrheinische Bucht nach Norden. Unter der jungen Bedeckung sei noch im Raum Zülpich (Abb. 6

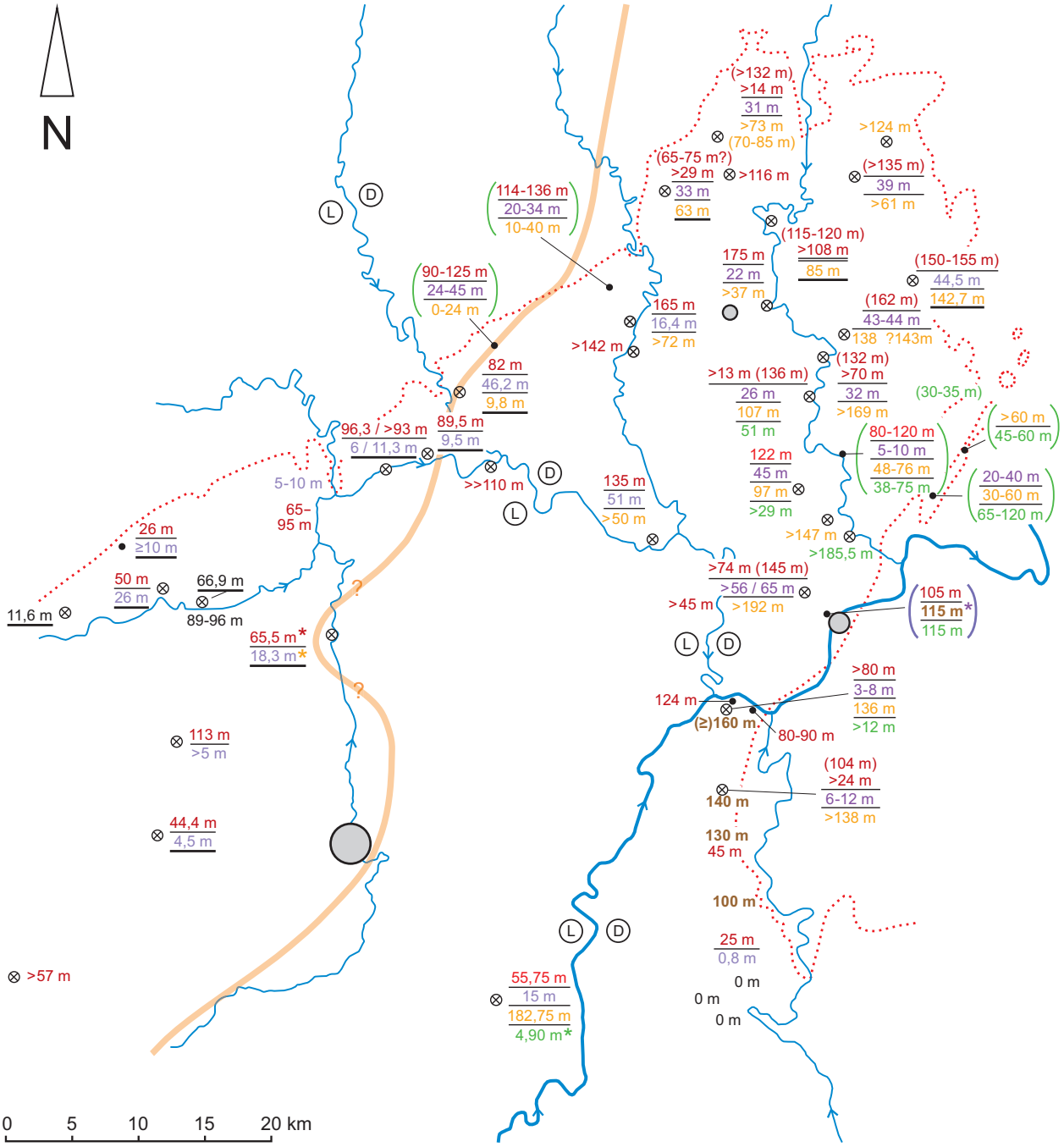


Abb. 5: Wichtige Kartier- (in grünen Klammern) und Bohrungsergebnisse zu den Buntsandstein-Mächtigkeiten der Trier-Luxemburger Bucht (weitere Angaben bei Dittrich 2018); Zahlen-Farben: rot = so, violett = smh, orange = smt, grün = su, braun = undifferenzierter „sm" (im Saargau), schwarz = gesamter Buntsandstein; dicker Unterstrich bei Bohrungen: Devonsockel erreicht; *: so-Abfolge wahrscheinlich gestört; *: unterste 3,8 m wohl = sVS des smt; *: ggf. auch Rotliegend und/oder gestört; in violetten Klammern: „Trierer Universitätsprofil" nach Negendank 1983, *: tektonisch verkürzt; rot gepünktelt: Außenrand der heutigen Buntsandstein-Verbreitung; orangefarbener Streifen: westliche Verbreitungsgrenze des smt).

in Kap. 3.2) mit weiteren Mitteldevon-Mulden zu rechnen. Im heutigen Kartenbild der Mechernicher Trias-Senke sind rheinische Brüche wohl durch eine intensive jüngere Tektonik überlagert worden und fast völlig unkenntlich geworden. Tatsächlich wird ja das heutige strukturelle Inventar dort weitgehend dominiert von Nordwest-Südost-Störungen – bedingt durch die junge Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. Auch horizontale Schertektonik entlang dieser Bruchlinien könnte sich abbilden. Darauf weisen Grabenstrukturen, die in einer neuen, noch

nicht gedruckten Version vom GK25-Blatt 5305 Zülpich auftreten (gezeigt auf der Jahrestagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins 2016 in Aachen). Sie erinnern an Pull-apart-Gräben. Die Nordwest-Südost-Richtung stellt ja auch ein überregionales strukturelles Charakteristikum des angrenzenden Subvaristikums dar (Geluk & Röhling 2016: Fig. 2).

Im Deckgebirge der Trier-Luxemburger Bucht hingegen – auf einem rhenoherzynischen Grundgebirge – fehlt diese Strukturrichtung weitestgehend. Stattdessen konnten dort drei stark ausgeprägte eigenständige Richtungssysteme unterschieden werden (Abb. 4). Neben der rheinischen Richtung sind dies das WSW-ENE (erzgebirgisch) streichende „variszische" Richtungssystem und das Südwest-Nordost-orientierte „diagonale" Richtungssystem (Benennungen von Dittrich 1989, mit begleitender Diskussion und ausführlicher Beschreibung). Bei ihren Streichrichtungen nehmen sie klar getrennte Grad-Bereiche ein, auch können sie sich tektonisch durchsetzen. Im Kartenbild der Trier-Luxemburger Bucht stellen Bruchzonen des diagonalen Richtungssystems das beherrschende strukturelle Element dar. Mit einem Streichen von etwa 40-55° ziehen sie von der Südeifel bis weit in den lothringischen Bereich hinein. Auch der Erosionsrand gegen die umrahmenden paläozoischen Massive wird häufig von diagonal streichenden Richtungselementen bestimmt.

Ebenso wie die rheinische Richtung sind auch das variszische und das diagonale Richtungssystem im variskisch deformierten Sockel des Rhenoherzynikums alt angelegt. Demgemäß lassen sie sich auch in der Nordeifel auffinden. Relativ „steil streichende" Diagonalelemente dieser Region sind zum Beispiel mehrere ardennische Aufschiebungen im Südwesten, im Raum nördlich Hellenthal (GÜK100, C 5502 Aachen, Ribbert 1992). Es handelt sich um eine Schar von Südost-gerichteten Aufschiebungen, die wohl im Zusammenhang mit der großen Rücküberschiebung von Troisvierges-Malsbenden stehen (vgl. Meyer 2013: 211). Die strukturellen Schwächezonen im Bereich dieser Bruchlinien konnten später wohl bei Dehnungstektonik mobilisiert werden. Heute finden sie ihre durchgepauste Fortsetzung als Abschiebungslinien im Deckgebirge der Trias-Senke. Einzelne Eintragungen dazu sind in die Abb. 6 in Kap. 3.2 in Rot eingefügt worden, basierend auf den jeweiligen (Detail-)Kartenwerken. Ein anderes diagonales Strukturelement ist die Kallmuther Schwelle. Nach Nordwesten hin wird sie begrenzt durch die 39°-streichende „Mechernicher Flexur", die in der Bonner Dissertation Wienecke (1983: Anlage 1) dargestellt wurde. Ribbert (1992) beschrieb sie als Abbiegungszone mit Einfallwerten von 20–25° (Ribbert 1985: 25–30°). In ihrem südwestlichen Vorfeld bildet sich in Tiefenlinien-Plänen (Basis des Buntsandsteins) von Wienecke (1983: Anlage 3) bzw. Meyer (2013: Abb. 147) eine diagonale Tiefstruktur ab. Nach Nordwesten hin begrenzt wird sie heute noch durch eine Südost-absetzende Nordost-Südwest-Abschiebung, die vom Raum Schleiden bis hierhin heranzieht (GÜK100, Ribbert 1992). Sie und die Mechernicher Flexur (und Störungszone) umranden wohl eine alt angelegte diagonale Tiefscholle Kall–Mechernich (Kap. 5.2), die im heute auskartierbaren Störungsbild nur noch streckenweise in Erscheinung tritt, so etwa in einem Spezialgaben mit Rotliegend-(!) und Buntsandstein-Resten im äußersten Südwestteil von Blatt 5405 Mechernich (vgl. Ribbert 1985). Andere diagonale Bruchelemente – alle Südost-absetzend – waren bei Horm im Nordwesten und östlich von Mauel auszuhalten, ein weiteres bildet sich östlich von Nideggen ab.

„Flacher", variszisch streichende Bruchelemente sind vor allem südlich und südöstlich der Mechernicher Trias-Senke im variskischen Gebirgssockel entwickelt. Auch sehr viel weiter im Südwesten, in Belgien, treten sie verbreitet auf.

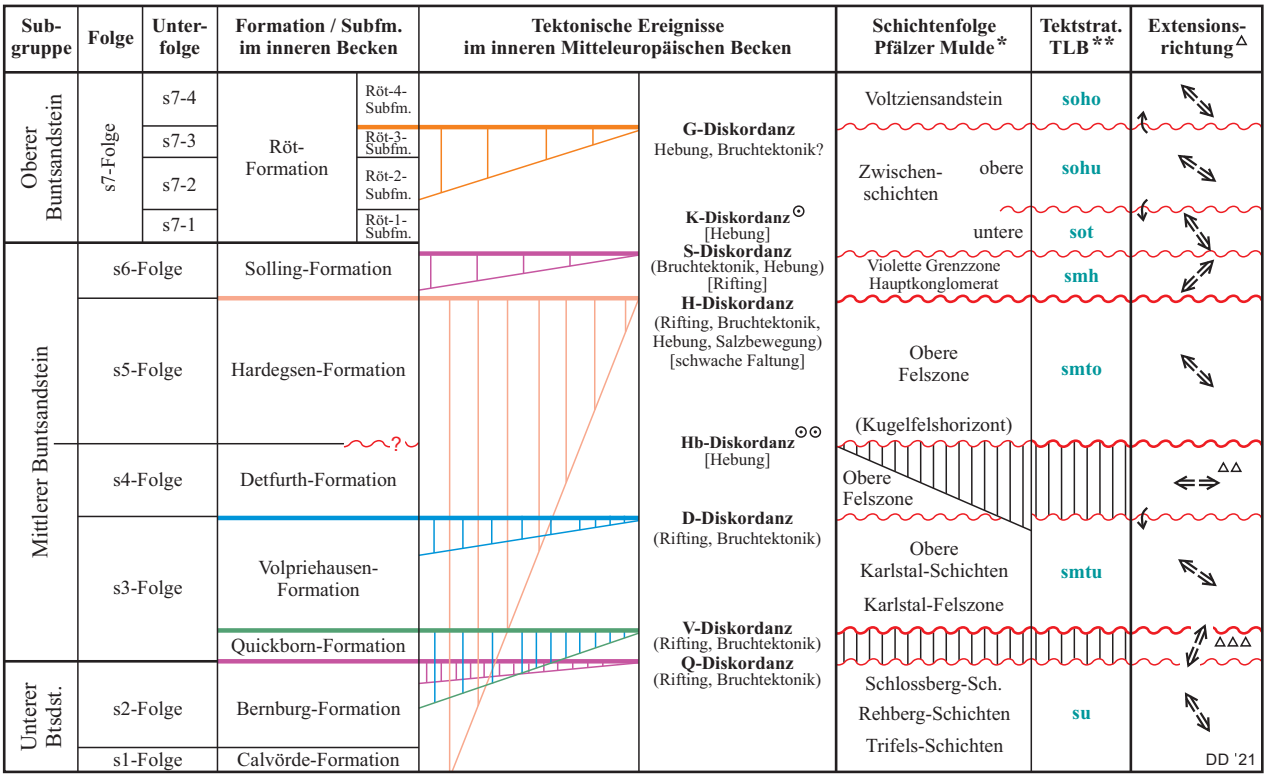
Das gegebene, alt angelegte Bruchinventar des Sockels hat dann auf später einwirkende kontinentale Spannungsfelder reagiert. Bei passend angreifender Dehnungsbeanspruchung konnten die

alten Bruchflächen bzw. Schwächezonen als Abschiebungen oder Abbiegungszonen remobilisiert werden. Sie gaben zeitweise nach und kontrollierten so die jeweilige Beckengestalt und damit auch das Sedimentations- bzw. Sedimenterhaltungs-Geschehen bestimmter Zeiträume. Die Dehnungsbeanspruchung, die letztendlich eine Extension bewirkte, entspricht der Richtung von $\sigma 3$, der kleinsten Hauptnormalspannung im kontinentalen Stressfeld (vgl. Dittrich 2019: Kap. 7.3.3 mit Abb. 30). Wenn keine optimal orientierten alten Bruchstrukturen vorhanden waren – senkrecht auf $\sigma 3$ ausgerichtet –, dann reagierten stattdessen ähnlich streichende Bruchelemente. Die im tieferen Sockel angelegten großen Bruchflächen agierten dann als Schrägabschiebungen. Nach oben hin pausten sich sie sich als Linien durch. Letztendlich bewirkte jede Stressfeld-Ausrichtung ihr spezielles Muster an synsedimentärer Schollen-Mobilität. Rheinisch, diagonal und variszisch streichende Strukturelemente (im Subvaristikum im Norden auch herzynische Nordwest-Südost-Störungen, mehr dazu später) wurden dabei unterschiedlich stark aktiviert. Ihre Mobilisierung geschah interferierend und jeweils spezifisch kombiniert (vgl. auch Abb. 8 in Kap. 3.2).

In der Untertrias, im Buntsandstein von Mitteleuropa, gab es beckenweite tektonische Ereignisse. Diese Zeit repräsentierte ja schließlich die „break-up phase of Pangea" (Ziegler 1982). Großräumige plattentektonische Vorgänge bedingten die Einwirkung zeitlich wechselnder Stressfelder. Diese waren unterschiedlich stark und unterschiedlich ausgerichtet (Tab. 2). Mehrfach ist es im Inneren des Mitteleuropäischen Beckens sogar zur Herausbildung und Betonung von stark absinkenden Rift-Strukturen gekommen. Die resultierenden tektonischen Geschehnisse – Beckenextensionen und vertikale Relief-Belebungen der Hinterländer – blieben jedoch nicht auf singuläre Ereignisse beschränkt. Das jeweils neu konstituierte Stressfeld hat anschließend noch über längere Zeiträume in ähnlicher Art eingewirkt und im Beckenraum langsame vertikale Relativbewegungen hervorgerufen. Dadurch ist es zur Absenkung von Trogachsen und zur tektonischen Individualisierung bzw. Betonung von Schwellenzonen gekommen. Diese regional differenzierte Subsidenz war recht dauerhaft wirksam. Sie spielte sich an mehr oder weniger weit gespannten Flexurzonen ab. Konkret nachweisbare synsedimentär aktive Störungen, die Triaszeitlich offen lagen und mit entsprechender Mächtigkeitsdifferenz sukzessive eingedeckt wurden, sind der Autorin aus dem erweiterten Untersuchungsgebiet nicht bekannt geworden. Für den Eifeler Buntsandstein sind sie auch schon von Mader (1983: 57) in Abrede gestellt worden, stattdessen notierte er ein „non-fault-related downsinking of the basin floor". Die Blockbild-Darstellung von Ribbert (1995: Abb. 4, 2013: Abb. 8.5.1-3) mit im Mittleren Buntsandstein mobilen, offenliegenden synsedimentären Staffelbrüchen an der Kallmuther Schwelle wird hier dementsprechend in Frage gestellt. Von der derzeit vorhandenen Datenlage her kann es sich damals ebenso gut um ein langsames, bruchloses, flexurelles Geschehen gehandelt haben („Mechernicher Flexur"!). Die heute kartierbaren Störungen sind wohl später erst entstanden. Beim starken känozoischen „Plateau Uplift" (Kap. 3.2) sind sie entlang von strukturellen Schwächezonen rupturell ausgestaltet worden („Mechernicher Störungen", Ribbert 1992: 27).

Die einzelnen tektonischen Ereignisse in der Untertrias hatten unterschiedliche Auswirkungen auf die Profilentwicklung des Buntsandsteins. Im Sedimentbericht verschiedener Regionen sind sie unterschiedlich stark durch Schichtlücken ausgeprägt (Tab. 2). Die älteste bekannte Diskordanz ist die Q-Diskordanz an der su/sm-Grenze. Im südwestlichen Proximalbereich des Buntsandstein-Beckens ist sie aber ohne praktische Bedeutung, da sie dort von der wenig später entstandenen V-Diskordanz überlagert und unterschnitten wurde. Hier sind – genauso wie in den meisten Teilen des Mitteleuropäischen Beckens – die Q-Diskordanz und die V-Diskordanz zu einer bedeutenden Diskordanz vereinigt. An ihr ist die lithostratigraphische Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein gut festzumachen.

Tab. 2: Tektonische Ereignisse (Diskordanzen) im inneren Germanischen Becken im Vergleich mit denen im linksrheinischen Buntsandstein (nach Röhling et al. 2018, Dittrich 2019: Tab. 4 + S. 122; Unterer Buntsandstein verkürzt und vereinfacht verzeichnet; *: Schichtglieder und Diskordanzen (regional wechselnde Schichtausfälle darunter nicht spezifisch dargestellt), **: Tektonostratigraphie der Trier-Luxemburger Bucht mit den regionalen tektonischen Ereignissen und den davon abgetrennten beckendynamisch homogenen Einheiten, zu speziellen strat. Begriffen und Symbolen siehe Tab. 1; ⊙ = im Südwest-Teil des Beckens, ⊙⊙ = Harsberg-Diskordanz nach Dittrich 2016b; Δ: rekonstruierte Richtungen der jeweiligen krustalen Dehnungsbeanspruchung, runde Pfeile: Rotationsrichtung des Stressfeldes, ΔΔ: nach dem Subsidenzmuster in der Hessischen Senke, ΔΔΔ: nach dem Subsidenzmuster im niedersächsischen Beckeninneren, vgl. Text).



Die (platten-)tektonische Aktivität war in dieser Zeit hoch. Die einwirkenden Stressfelder waren stark und wechselhaft. Der Sedimentbericht dieses Zeitabschnitts fiel demgegenüber mager aus. Sandsteine der Quickborn-Formation (smQ) sind bloß im zentralen Teil des norddeutschen Beckens erhalten geblieben, dort wurden sie durch hohe Subsidenzraten konserviert. Die Konfiguration des smQ-Vorkommens (DSK 2013: Abb. 8.1.5.1-5) lässt auf eine damals einwirkende NNE-SSW-gerichtete Dehnungsbeanspruchung rückschließen (Dittrich 2019: 136ff.; Tab. 2). Dies bestätigt sich im niederländischen Buntsandstein-Becken, wo mit dem „Volpriehausen Precursor Sandstone" („VVS-Sequence") ebenfalls ein Äquivalent des Quickborn-Sandsteins erhalten geblieben ist (Geluk & Röhling 2013: 589f. mit Tab. 9.1-1). Im dortigen Beckenraum, der sich über einem subvaristischen Grundgebirgssockel angelegt hat, existiert eine markant entwickelte Nordwest-Südost-Strukturrichtung (lokal auch WNW-ESE streichend, Geluk & Röhling 2016: Fig. 1. 2 + 5). Derartige Bruchzonen konnten beim damals herrschenden kontinentalen Stressfeld optimal reagieren. Sie wurden synsedimentär mobilisiert und reagierten extensiv, mit Abschiebungs- bzw. flexurellen Abbiegungsbewegungen. Die abgelagerten Trogsedimente blieben dann später unter der V-Diskordanz erhalten.

In den meisten anderen Buntsandstein-Gebieten verbirgt sich im lückenhaft entwickelten Grenzbereich su/sm viel nicht-dokumentierte Zeit. Eine längere tektonische Entwicklung fand damals statt, die im Sedimentbericht fehlt. Im Unteren Buntsandstein davor und auch im Mittleren Bunt-

sandstein danach, der mit den Äquivalenten der tieferen Volpriehausen-Formation einsetzt, war in der (südlichen) Trier-Luxemburger Bucht eine recht gute Dokumentation der Beckenkonfiguration gegeben gewesen (Abb. 8 in Kap. 3.2). Eine Dehnungsbeanspruchung in Nordwest-Südost-Richtung hat sich dort ableiten lassen, zunächst mehr Nord-tendierend, danach in WNW-ESE-Richtung (Tab. 2). Die kinematisch eigenständige Dehnungsphase der Entstehungszeit des smQ ist im dortigen Proximalbereich nicht dokumentiert. Als plattentektonisch induziertes Phänomen ist sie aber zweifellos überregional wirksam gewesen. Ungewiss bleibt jedoch, ob sich damals die jeweils veränderten Spannungsverhältnisse eher „plötzlich" und ruckartig eingestellt haben. Eine andere Möglichkeit wäre die, dass es zu einer zweimaligen Rotation des kontinentalen Stressfeldes gekommen ist, in deren Verlauf die Dehnung auch kurzfristig in Ost-West-Richtung einwirkte. Erkennbar ist aber, dass anschließend, in der frühen s3-Folge, die im Gebirgssockel alt angelegte strukturelle Vorzeichnung der rheinisch streichenden Eifeler Nord-Süd-Zone mobilisiert und synsedimentär aktiv geworden ist. Ein völlig neuer Abschnitt der Eifeler Beckenentwicklung begann. Es bildete sich nun eine Nord-Süd-orientierte Trogachse und die fluviatile Drainage vom Gallischen Land nach Norden begann (Dittrich 2019: Kap. 7.3.2).

Eine andere Überlagerung und „Verschmelzung" zweier Buntsandstein-Diskordanzen ist im Mittelteil des Mittleren Buntsandsteins festzustellen. Sie entstand im südwestlichen Proximalbereich des Beckens, zwischen der s2- und der s4-Folge (Tab. 2). In Trogzonen der Pfalz haben sich in diesem stratigraphischen Bereich noch zwei getrennte Diskordanzen aushalten lassen (Dittrich 2016b). Es sind dies die D-Diskordanz und die nach der pfälzischen Ortschaft Harsberg benannte Hb-Diskordanz. Noch näher am Beckenrand, wo die Subsidenz geringer war und der Sedimentbericht lückenhafter ausfällt, ist dies nicht mehr möglich. Äquivalente der Hardegsen-Formation liegen dort diskordant auf Volpriehausen-Äquivalenten (Kap. 5.2).

Die nachfolgenden Diskordanzen im rechtsrheinischen Germanischen Buntsandstein (H, S, G, vgl. Tab. 2) lassen sich auch noch im linksrheinischen Beckenrandbereich einzeln aushalten. Hinzu kommt hier noch die K-Diskordanz. Sie resultierte aus einem Bewegungsakt, der sich vor allem im Südwest-Teil des Beckens weiträumig ausgewirkt hat. Dort verursachte er Hebungen (in Lothringen) und ein verändertes Schüttungs- und Absenkungsmuster (mehr dazu in Kap. 5.2).

Die bei weitem stärkste Diskordanz im Germanischen Buntsandstein ist die H-Diskordanz. Sie resultierte aus einem markanten Bewegungsakt. Im rechtsrheinischen Beckeninneren konnten dafür Rifting, Bruchtektonik, Salzbewegungen und Hebungen nachgewiesen werden (Tab. 2), im Saarland zusätzlich noch – schwach und kurzfristig – Faltung (Dittrich 2019: S. 126f. mit Abb. 31). Der Umschwung des kontinentalen Spannungsfeldes am Folgen-Wechsel s5/s6 (Hardegsen-/Solling-Formation bzw. smt/smh) war ganz besonders intensiv. Die Dehnungsbeanspruchung – zuvor meist mehr oder weniger exakt Nordwest-Südost orientiert (Tab. 2) – schwenkte in die Nordost-Südwest-Richtung. Die sonst prominent agierenden diagonal streichenden Bruchstrukturen wurden vertikaltektonisch inaktiv. Dies hat sich im Südwesten in den Mächtigkeits- und Faziesmustern abgebildet (Dittrich 2019). Mit diesem Stressfeld nimmt die s6-Folge eine Sonderstellung im Buntsandstein ein, ähnlich exotisch wie der stratigraphische Bereich der Quickborn-Formation, der ebenfalls durch deutliche umrahmende Schichtlücken gekennzeichnet ist (Tab. 2). In den jeweiligen Umstellungsphasen kam es zu umfangreichen vertikaltektonischen Reaktionen des strukturellen Inventars des Germanischen Beckens.

Die Einwirkung von Nordost-Südwest-Zugspannungen endete im zeitlichen Umfeld der S-Diskordanz. Stratigraphisch (zeitlich) ist dies in der späten s6-Folge anzusiedeln (Tab. 2). In den

Randzonen des Beckens beginnt der Sedimentbericht über der S-Diskordanz erst wieder mit dem Oberen Buntsandstein. Die damalige Rückkehr der Nordwest-Südost-Extension geschah durch eine besonders starke Dehnungsbeanspruchung. Im Trier-Luxemburgischen Beckenbereich bewirkte sie die erstmalige (Re-)Aktivierung einer alten Sockelfuge. Diese streicht Südwest-Nordost (diagonal) und zieht sich bis ins luxemburg-belgische Grenzgebiet hinein. Ein schmaler, Rift-ähnlicher Spezialtrog entstand (Dittrich 2018: 102; Abb. 8 in Kap. 3.2: sot). Damit einher ging eine deutliche Beckenerweiterung nach WSW. Eine Beckenausdehnung nach Westen hatte sich zuvor schon im Stressfeld der s6-Folge abgespielt, durch die Mobilisierung der variszisch streichenden Ardennen-Südrandzone (Abb. 4 + Abb. 8 in Kap. 3.2).

Die Wirksamkeit der Stressfelder, welche zunächst im Trier-Luxemburgischen und im Saarpfälzer Raum rekonstruiert worden sind, hatte überregionale Bedeutung. Im gut untersuchten Buntsandstein der Hessischen Senke (Dersch-Hansmann et al. 2013) haben sich die betreffenden geotektonischen Erkenntnisse weitestgehend verifizieren lassen (Dittrich 2019: 136ff.). Tatsächlich besitzt ja die Hessische Senke in ihrer strukturellen (und auch paläogeographischen) Disposition viele Ähnlichkeiten mit der Eifeler Nord-Süd-Zone. In beiden Fällen handelt es sich um große, rheinisch ausgerichtete Senkungszonen, die die rhenoherzynische Einheit des Schiefergebirges queren, jeweils links und rechts des Rheinischen Massivs (Abb. 9). In wieweit die vorgenannten Ergebnisse auf die Gegebenheiten in der Nordeifel und den Niederlanden übertragen werden können, soll in den folgenden Kapiteln genauer geprüft werden.

3.2 Methodische Möglichkeiten und Grenzen der Beckenrekonstruktion im Norden

Die alte rheinische Schwächezone der Eifeler Nord-Süd-Zone quert das linksrheinische Schiefergebirge von der Nordeifel bis hinunter in die Südeifel und den Saargau. In der Erdgeschichte wies sie wiederholt eine überdurchschnittlich starke (relative) Absenkungstendenz auf („Eifel Depression" bei Fuchs et al. 1983: 26). Für die Untertrias galt dies ab dem Mittleren Buntsandstein. Aus den oben benannten linienhaften Eintragungen in Abb. 1 ergibt sich für die Mechernicher Trias-Senke ein zunächst noch überraschendes, weil ungewohntes und neues Bild. Danach ist nämlich lediglich der Westrand des untertriassischen Sedimentationsgebietes heute noch durch Buntsandstein-Vorkommen dokumentiert und insofern bekannt. Dies bedeutet aber, dass erhaltungsbedingt für eine paläogeographische Ausdeutung deutliche kognitive Einschränkungen existieren. Der Westrand, der durch ardennische Einschüttungen stark proximal geprägt ist, gibt nicht unbedingt die Fazies wieder, die weiter östlich entwickelt gewesen war. Diese war feinkörniger, salinarer und dolomitreicher (Kap. 5.2). Die Kallmuther Schwelle südlich von Mechernich (Abb. 6) bildete keineswegs den natürlichen Ostrand der damaligen Nord-Süd-Verbindung. Sie ist bloß eine lokal interferierende Hochstruktur, die zum diagonalen Richtungssystem gehört (Kap. 3.1).

Östlich davon, bei Harzheim und östlich Katzvey (Abb. 6) treten wieder rheinische Bruchlinien auf, die nach Osten (!) absetzen und weitere Buntsandstein-Relikte konservierten (sm + so). Ihrer Lage nach kann es sich dabei um Randstörungen handeln, die die nördliche Verlängerung der Westschulter der rheinischen Saargauer Grabenzone kennzeichnen (Abb. 1 + 4). Südlich der Störungszone von Katzvey–Harzheim, in ihrer streichenden Verlängerung, erscheinen in der GÜK100 Blatt Aachen (Ribbert 1992) zahlreiche markante Ost-absetzende rheinische Sockelstörungen im Westteil der Dollendorfer Mulde. Sie befinden sich bei Jünkerath, in der inneren Eifeler Nord-Süd-Zone südlich und südöstlich der Stadtkyller Buntsandstein-Vorkommen (vgl. Abb. 1). Auch sie gehören wohl zur bruchtektonischen Einfassung der rheinischen Trogachse der

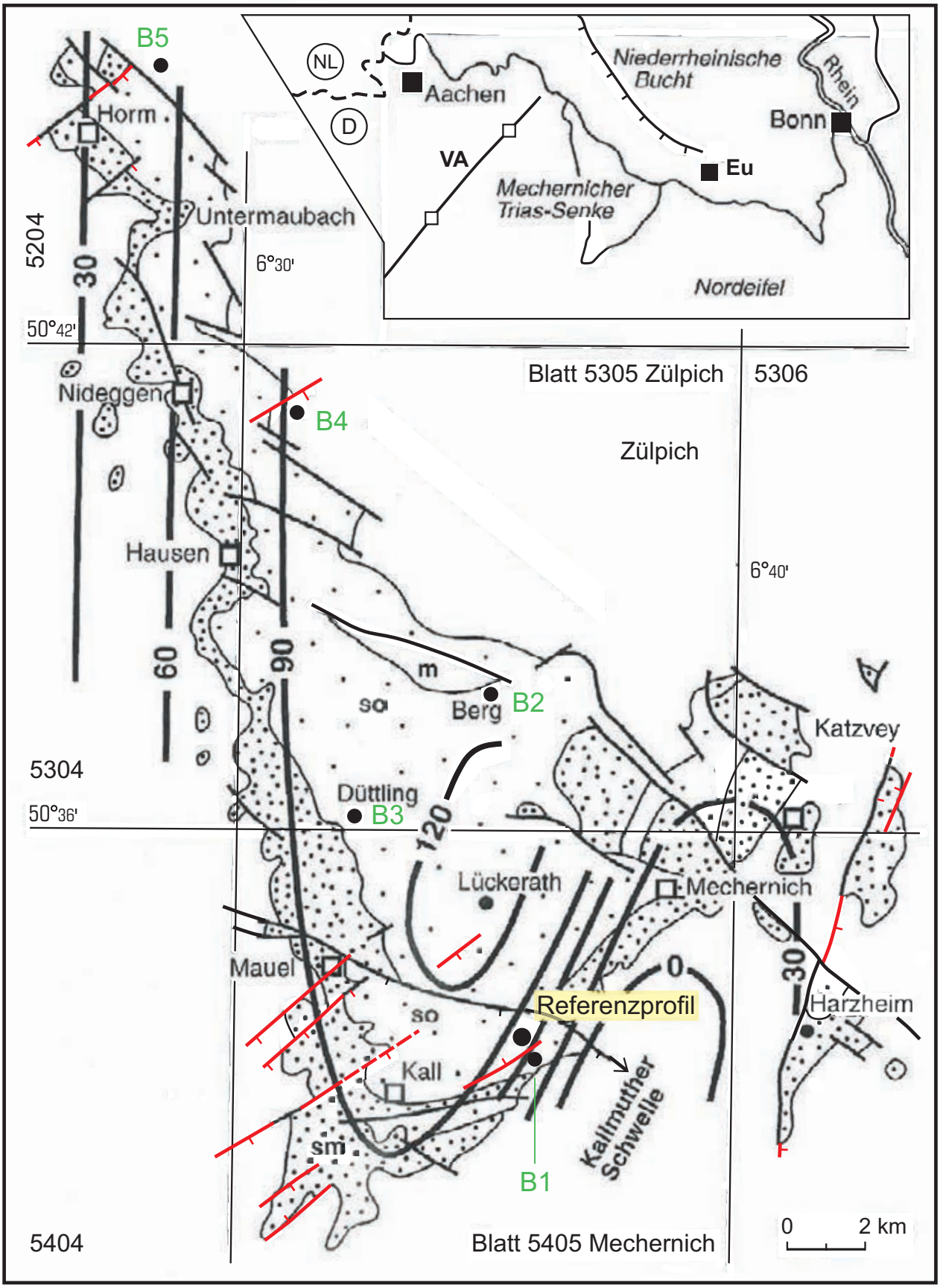


Abb. 6: Schematische Geologische Übersichtskarte der Mechernicher Trias-Senke (Nordeifel) mit den Isopachen des Mittleren Buntsandsteins (nach Ribbert 2013, ergänzt; Eu = Euskirchen, VA = Venn-Antiklinale; einzelne Themen-relevante Störungslinien in Rot, leicht modifiziert dargestellt nach Ribbert 1985, 1992; ☐ = wichtige Aufschlüsse, ● = wichtige Bohrpunkte, B1–B5: Bohrprofil-Benennungen bei Müller & Schröder 1960: Abb. 3).

Saargauer Grabenzone. Diese hat sich in der Untertrias der Südeifel in den Mächtigkeiten und auch lithofaziell ausgewirkt, überdies war sie noch bis in den Keuper hinein synsedimentär mobil (Dittrich 1989). Für den Harzheimer Buntsandstein der Nordeifel hatte schon Wienecke (1983) eine rheinisch streichende Trogachse angedeutet, die östlich der Kallmuther Schwelle verläuft. Schrader (1983: Abb. 8 + 133) hatte dieser sogar die Rolle des eigentlichen Transportweges innerhalb der Eifeler Nord-Süd-Zone zugewiesen.

Von anderen Autoren ist hingegen eine rheinische Trogachse im West-Teil der Mechernicher Trias-Senke beschrieben worden. Diese ist weitaus prominenter. Nach der neueren Mächtigkeits-Rekonstruktion von Ribbert (2013) verläuft sie im Süden durch die Ortslage Kall (Abb. 6). In ihrer nördlichen Verlängerung hatte Wienecke (1983: Anlage 1) seinerzeit einen rheinischen „Nidegger Trog" dargestellt. Die Gesamtheit dieser Trogachse liegt in der Verlängerung der Echternacher Grabenzone, der zweiten wichtigen Trogstruktur des rheinischen Richtungssystems in der Südeifel (Abb. 4). Ihr strukturell alt angelegter Ostrand klingt innerhalb der Eifeler Nord-Süd-Zone in einer auffälligen West-absetzenden Störungslinie an. Diese verläuft in der westlichen Blankenheimer Mulde, westlich von Dahlem–Stadtkyll (vgl. GÜK100, Ribbert 1992). Gemeinsam mit den weiter südwestlich kartierten rheinischen Störungen bei Ormont könnte sie den Kernbereich der Echternacher Grabenzone markieren, der sich von Süden her fortsetzt.

In der Südeifel werden die beiden langgestreckten Grabenzonen getrennt durch ein dazwischen liegendes rheinisches Zwischenhoch (Abb. 4). Lokal haben interferierende Strukturelemente diesen Horstbereich noch stärker betont. Mal geschah dies durch die variszisch (WSW-ENE) streichende Etteldorf-Schwelle, mal durch die diagonal (SW-NE) ausgerichtete Auwer Schwelle (vgl. Abb. 8 weiter unten). Die synsedimentäre Mobilität der resultierenden Hochstrukturen dokumentierte sich in Faziesunterschieden, Mächtigkeitsreduktionen und manchmal sogar in offenkundigen Schichtlücken im Buntsandstein-Profil.

Alles in allem ist also die Kallmuther Schwelle bei Mechernich keineswegs als finale Ostbarriere des Buntsandstein-Sedimentationsraums zu bewerten, weder im Mittleren noch im Oberen Buntsandstein. Sie repräsentierte lediglich eine diagonale Spezialstruktur innerhalb eines größeren Senkungsbereichs (Kap. 3.1). Sie riegelte auch keine isolierte Mechernicher Bucht nach Süden hin ab, wie es von Schrader (1983: Abb. 8) für den Mittleren Buntsandstein dargestellt worden ist. Sich schließende sm-Isolinien bis hin zur 0 m-Linie sind dort nicht beweisbar (Abb. 6). Sedimentär bestand nachweislich eine Anbindung von Süden nach Norden (Kap. 5.2). Die vertikaltektonische (und paläogeographische) Prägnanz der Kallmuther Hochstruktur muss untertriassisch nicht immer gleich und auch nicht genauso stark wie heute gewesen sein. Im Buntsandstein sind ja verschiedene „Zeitscheiben" mit einer individuellen strukturellen Konstellation zu unterscheiden, dies gilt für die Nordeifel ebenso wie für die Trier-Luxemburger Bucht und die Hessische Senke (Kap. 3.1).

Das Referenzprofil von Mechernich (RM in Abb. 1) liegt also im Umfeld der westlichen rheinischen Trogachse mit ihrer speziellen, deutlich proximal beeinflussten Buntsandstein-Fazies. Diese muss nicht unbedingt repräsentativ für die Gesamtfazies der ehemaligen Nord-Anbindung sein (Kap. 5.2). Eine derartige Einschränkung gilt auch für das Oberbettinger Triasgebiet und das Stadtkyller Vorkommen. Angesichts der mittleren strukturellen Position dieser Vorkommen muss dort keine klare Trogachsen-Fazies erhalten geblieben sein (Abb. 1). Es war wohl eher die Fazies des rheinischen Zwischenhochs.

Um es noch einmal ganz klar zu betonen: die heutige Erhaltung vom Buntsandstein-Deckgebirge vermittelt keine direkte Vorstellung von der untertriassischen Paläogeographie. Was man heute sieht, ist nicht zwangsläufig die Form einer damaligen Sedimentationsstraße. Es ist bloß ein Ausschnitt aus dem großen, weitaus ausgedehnteren ursprünglichen Verbreitungsgebiet des Buntsandsteins. Tatsächlich waren es junge Hebungsbewegungen, die über die Existenz von Erosionsresten im heutigen Kartenbild entschieden. Gemeint ist der känozoische „Plateau-Uplift", der von Fuchs et al. (1983) eingehend beschrieben wurde. Für den Zeitraum der letzten 800 000 Jahre ist er von Meyer & Stets (2007) präzisiert worden; die dafür ermittelten Hebungsbeträge beziffern sich auf bis fast 300 m. Höchstwahrscheinlich hat dabei das magmatische Phänomen einer Mantel-Plume die treibende Rolle gespielt (Ritter & Christensen 2007). Beim Hebungsprozess insgesamt kam es u.a. zu differentiellen Blockbewegungen an den Rändern alt angelegter Sockeleinheiten (vgl. Beitrag von L. Zöller in Fuchs et al. 1983). Im Endeffekt bildet die etwas weniger stark angehobene Eifeler Nord-Süd-Zone ein trennendes Element zwischen der Eifel in Osten und den Ardennen im Westen.

Es bleibt festzuhalten, dass der Schiefergebirgsblock in der Untertrias nicht so erhöht und bei weitem nicht so stark strukturell individualisiert gewesen ist wie heute. Die spätere Eifelanhebung hat denudativ „viel Buntsandstein gekostet". Dementsprechend war es auch nicht so, dass die Eifeler Nord-Süd-Zone nur eine schmale talartige Sedimentationszone hin zum Hauptbecken im Norden darstellte („Thalweg" bei Mader & Teyssen 1985, mehr dazu Dittrich 2020: 165). Diese Autoren hatten damals für den Oberen Buntsandstein (auf Englisch) formuliert, dass „Die Depression der Eifeler Nord-Süd-Zone … im Bereich ihrer Trogachse (Axialfazies) ein besonders gutes Beispiel eines longitudinalen fluviatilen Systems" darstellte (Mader & Teyssen 1985: 74). Eine relativ schmale Nord-Süd-streichende Trogachse war damals vorausgesetzt worden. Allerdings sprechen etliche Hinweise gegen diesen Deutungsansatz.

Einer dieser Hinweise ergibt sich aus den eingemessenen Schüttungsrichtungen der sandig-konglomeratischen Sedimente. Von Mader (1985) wurde dazu generell notiert: „Der fluviatile und äolische Transport in der Eifeler Nord-Süd-Zone („Westeifel") erfolgte von Süd nach Nord.". Schaut man sich jedoch die konkreten Schüttungsrosen an, so zeigt sich ein anderes Bild. Statistisch verwertbare Mengen von Messwerten (u.a. Mader 1980b, 1981d, Mader & Teyssen 1985), die auch stratigraphisch hinreichend spezifiziert sind, liegen vor allem aus der s6-Folge (smh, Konglomeratische Serie bzw. „Usch-Schichten") und aus der mittleren s7-Folge vor (sohu bzw. soZK, Kyllburg-Schichten). Die Malbergweich-Schichten (sot bzw. soZM, Tab. 1) haben aufschlussbedingt nur wenige Messdaten geliefert. Die mittels der Schrägschichtung zu rekonstruierenden Schüttungsrichtungen verlaufen zwar oft nach Norden, vor allem aber nach Nordosten. Dies belegt etwa die auf immerhin 498 Messwerten basierende kumulative Richtungsrose der Kyllburg-Schichten im Oberbettinger Triasgebiet innerhalb der Eifeler Nord-Süd-Zone (Abb. 7). Von dort aus in Nordost-Richtung lag nicht etwa der Osthang eines rheinisch orientierten „Thalwegs", sondern die von den Flüssen angesteuerte damalige Erosionsbasis.

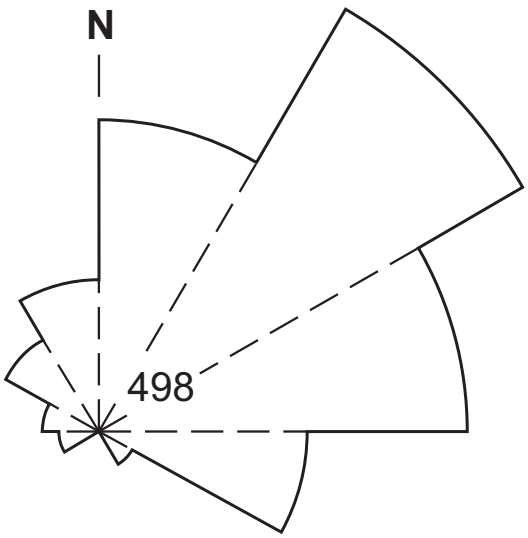
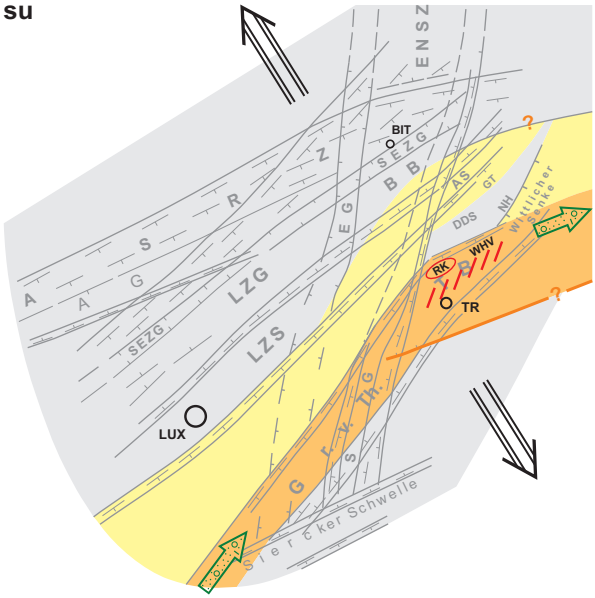
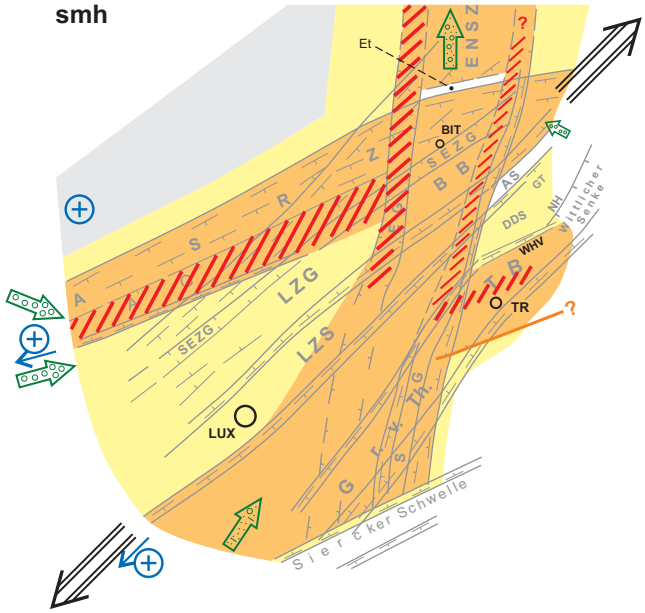


Abb. 7: Strömungsrichtungen in den Kyllburg-Schichten des Oberbettinger Triasgebietes in einer kumulativen Richtungsrose aus 498 Messwerten (nach Mader & Teyssen 1985: Fig. 9).

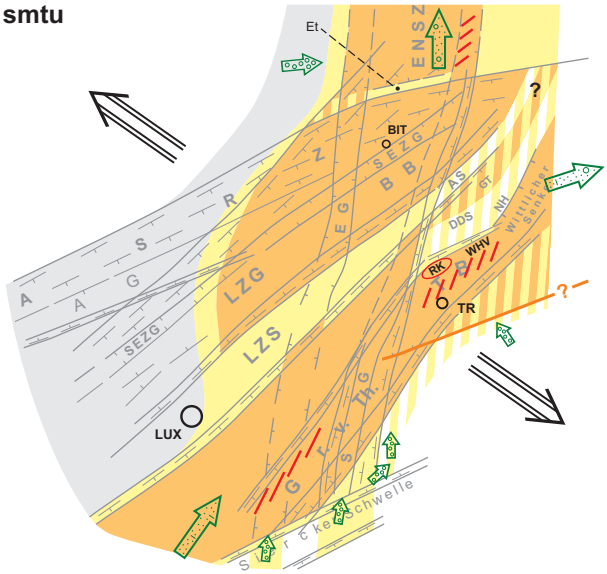
su



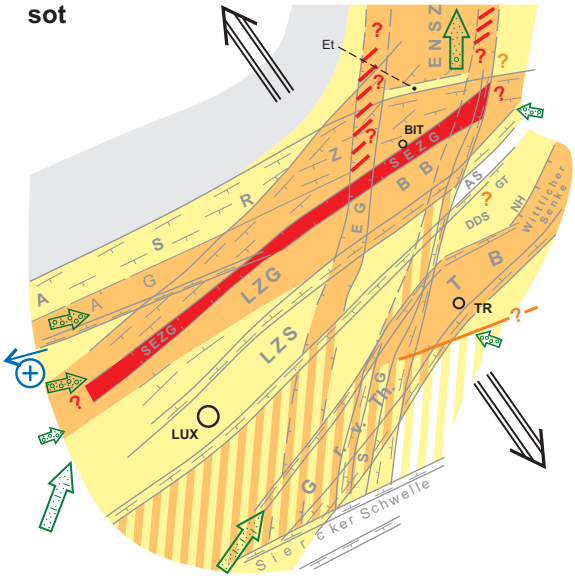
smh



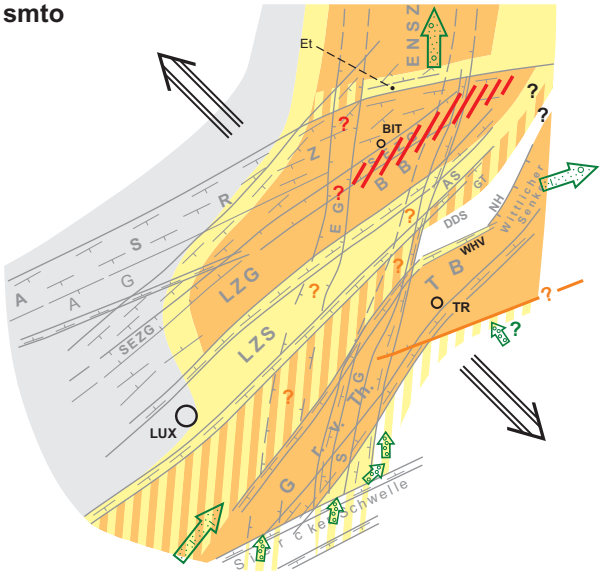
smtu



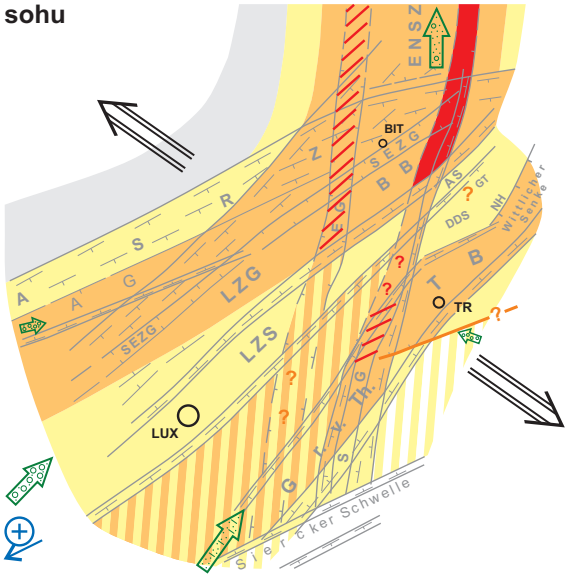
sot



smto



sohu



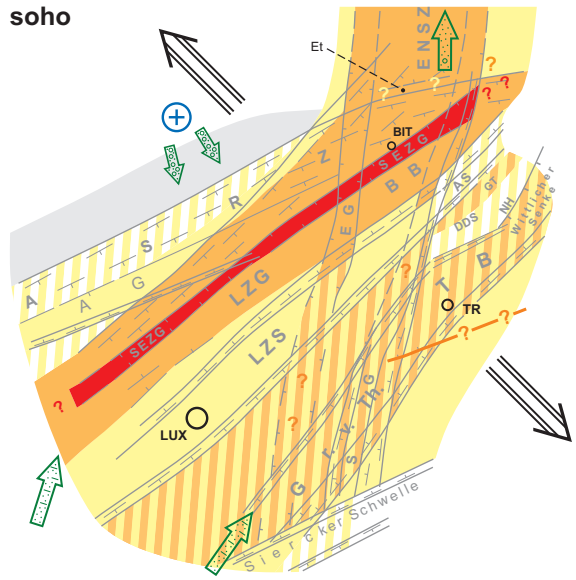


Abb. 8 (nach Dittrich 2019, verkleinert und wenig verändert): In den jeweiligen Abschnitten der Buntsandstein-Schichtenfolge synsedimentär nachgezeichnete (damals flexurell umgrenzte) strukturelle Einheiten (vgl. dazu Abb. 4 und Tab. 1; rot, orange, gelb: stark, moderat oder schwach subsidente Bereiche, grau: relative Hochgebiete, ⊕: deutlich angehobene Bereiche; grüne Pfeile: klastische Materialeinschüttungen, mit Geröll, Sand oder mit glimmerreichem („gallischem") Sand; große divergente Pfeile: horizontale Extensionsrichtung; BIT = Bitburg, TR = Trier, LUX = Stadt Luxemburg, Et = Etteldorf-Schwelle, WHV = Wittlicher Hauptverwerfung, RK = „Ramsteiner Kessel").

Auch die Mächtigkeitsmuster der Südeifel (Abb. 8) bilden eine gewisse Subsidenz im Osten ab. Vor allem die schematischen Subsidenzkarten der Zeitabschnitte sot und soho (Tab. 1) zeigen dort „offene Enden". Anhand der erosionsbedingten Datenlage hat es sich nicht klären lassen, ob sich die damals dominante diagonale Trogachse im Südeifeler Zentralgraben auch noch weiter östlich ausgewirkt hat, mit einer entsprechenden Ausdehnung des Ablagerungsraums. Die für beide Zeitabschnitte rekonstruierten kontinentalen Spannungsfelder wären dafür jedenfalls förderlich gewesen.

Eine ehemals stärkere Ost-Ausdehnung des Beckenraums ist also recht wahrscheinlich. Entsprechendes ist seinerzeit schon von Stets (1995: Abb. 7) angenommen worden. In dieser Abbildung war der Ostsaum des Nordeifeler Buntsandstein-Sedimentationsraumes sogar noch östlich von Bonn verlaufen (zur Orientierung vgl. Abb. 6). Diese Beckenform differiert von der Hochlands-Außengrenze des Rheinischen Massivs in Abb. 9 (in Kap. 4).

Ein großes Stück der Eifel gehörte wohl noch zum Buntsandstein-Becken. Dies galt insbesondere für den Oberen Buntsandstein, der sequenzstratigraphisch durch einen starken „Onlap" gekennzeichnet ist (Dittrich 2019: Kap. 7.3.2, 2020). Meyer (1994) hatte sogar vermerkt, dass damals das gesamte linksrheinische Schiefergebirge Ablagerungsraum gewesen sein könnte. In derartiger Absolutheit ist dies nicht haltbar. Fest steht aber, dass damals eine paläogeographische Anbindung an das Hauptbecken existierte, die in ihrer Breite weit über die heute erkennbare Eifeler Nord-Süd-Zone hinausreichte. In der Abb. 9 (in Kap. 4) nach Röhling & Lepper (2013) waren ihr bloß 45 km Breite zugestanden worden. Bei Fuchs et al. 1983: 26 mit Fig. 9) waren es 45–50 km gewesen. Es können aber noch deutlich mehr gewesen sein (Kap. 5.2).

Wie steht es nun um die methodischen Möglichkeiten, einen solchen Beckenbereich zu rekonstruieren? Im Süden, in der Trier-Luxemburger Bucht, war dies durch die Menge und Vielfalt an Daten – zu Faziesmerkmalen und Mächtigkeiten – vergleichsweise gut machbar gewesen (vgl. Abb. 8). In der Mechernicher Trias-Senke ist dies weitaus schwieriger. Wegen der starken tektonischen Überprägung durch junge Nordwest-Südost-Bruchelemente (Kap. 3.1) ist hier allein schon die Inventarisierung des alten Strukturbestandes erschwert. Hinzu kommt die recht geringe lithofazielle Unterschiedlichkeit der dortigen Buntsandstein-Stockwerke, welche der Proximalfazies

am Ardennen-Ostrand geschuldet ist. Sie erschwert die Flächenkartierung, insbesondere die Eingrenzung und Verfolgung von Störungslinien. So entstanden denn mehrere Geologische Karten-Generationen (u.a. Wienecke 1983, Ledoux 1987, Ribbert 1992), deren strukturelle Darstellungen voneinander abweichen. Unveröffentlichte neuere Karten-Darstellungen des Krefelder Landesamtes (Geologischer Dienst NRW) kommen hinzu. Für die methodisch nötige strukturelle Bestandsaufnahme ist dies ein gewisses Problem. Die hier vorgelegten Ausführungen haben versucht, in den verfügbaren Kartenwerken einen inhaltlichen Nenner zu finden und zu verwerten. Weiterführende tektonische Untersuchungen werden in der Zukunft nötig sein.

Die Rekonstruktion von stratigraphisch aufgeschlüsselten Mächtigkeitsmustern ist bislang nur in ersten (mageren) Ansätzen möglich. Allein schon die geringe Größe des Buntsandstein-Vorkommens bedingt eine gewisse Datenarmut. Systematische Auswertungen von (zusätzlichen) Bohrbefunden und Profilschnitten wären nötig. Alles dies kann hier nicht geleistet werden. Nur Einzelaspekte können zunächst aufgezeigt werden. Ungünstig ist auch die weitflächige Abtragung der höheren Buntsandstein-Stockwerke im Süden. Valide regionale Mächtigkeitsangaben für Teilabschnitte des Oberen Buntsandsteins bedingen zweifellos eine dementsprechend vollständige Erhaltung. Im Gebiet der Typusprofile Nr. 3 und Nr. 4 für das westliche bzw. östliche Stadtkyller Vorkommen von Mader (1985: Abb. 2) war dies aber nicht der Fall. Trotz der dortigen erosiven Kappung sind diese lokalen Buntsandstein-Profile komplett abgebildet, inklusive einer (nicht vorhandenen) Muschelkalk-Abdeckung. Ähnliche Unklarheiten existieren im Profil Nr. 9 Birgel–Hillesheim im Oberbettinger Triasgebiet.

Tatsächlich kann die komplette örtliche Mächtigkeit des Oberen Buntsandsteins im Norden nur sehr vereinzelt ermittelt werden. Neben dem sehr wichtigen Mechernicher Referenzprofil existieren dafür nur noch zwei von Müller & Schröder (1960) publizierte Bohrprofile im Nordwesten (B4 und B5 in Abb. 6), in denen der hangende Muschelsandstein (mu) erfasst ist. Dort ist allerdings die sm/so-Grenze nicht eindeutig entwickelt. Bei den abschnittsweise recht feinkörnigen so-Sedimenten im Mechernicher Faziesbereich ist eine deutliche Auflast-bedingte Kompaktion zu erwarten, stärker als in den vermehrt sandig-konglomeratischen so-Serien in der Südeifel und in Luxemburg. Bei Zahlenvergleichen zur Abschätzung von primären Subsidenzbeträgen muss dies berücksichtigt werden.

Für den Mittleren Buntsandstein der Nordeifel ist von Ribbert (2013) nach Kartier- und Bohrbefunden eine kumulative Isopachenkarte skizziert worden (Abb. 6). Es zeigen sich rheinische (N–S bis NNE–SSW) und schwache diagonale (NE–SW) Anmutungen. Zu beachten ist allerdings, dass dabei zwangsläufig mehrere beckendynamisch unterschiedliche Phasen und auch lokal variierende Schichtlücken an Diskordanzen aufsummiert worden sind. Die maximale Gesamtmächtigkeit beträgt bloß etwa 130 m (Bohrung Lückerath, Ribbert 1995: Abb. 3, 2013). Diese liegt deutlich unterhalb derjenigen in der Trier-Luxemburger Bucht (Abb. 5). Dementsprechend wahrscheinlich sind große Schichtlücken innerhalb der sm-Abfolge. Ribbert (2013: 460 + 463 mit Abb. 8.5.1-3) hatte dennoch eine Ablagerung und Erhaltung aller vier Formationen des rechtsrheinischen Mittleren Buntsandsteins angenommen. Begründet wurde dies mit einer Rhythmizität des dortigen sm-Schichtkomplexes, mit 4-facher Kornverfeinerung nach oben hin. Deutliche Schichtausfälle erachtete er als unwahrscheinlich. Nach Ansicht der Autorin hat aber nicht nur die beckenweit bedeutsame H-Diskordanz (Tab. 2; Kap. 5.2), sondern auch die „Doppel-Diskordanz" im Umfeld der s4-Folge eine wesentliche Rolle gespielt. In der Südeifel ist ein Fehlen von Äquivalenten der Detfurth-Formation sehr wahrscheinlich. Der Grenzbereich smtu/smto repräsentiert wohl eine diskordante Auflagerung von Hardegsen-Äquivalenten (s5) auf Äquiva-

lenten der Volpriehausen-Formation (s3). Die entsprechenden Abfolgen wiesen jeweils charakteristische lithofazielle und beckendynamische Eigenheiten auf (Dittrich 2020: Kap. 8.4). Die Schichtlücke im Bereich der s4-Folge ging auf die generell recht schwache Subsidenz im Süd- und Südwest-Teil des Germanischen Beckens zurück. Die schon in Süd-Hessen geringmächtige Detfurth-Formation ist selbst im innersten Trogbereich der Pfälzer Mulde (Lothringen-Pfalz-Senke) nur noch selten und höchstens metermächtig vertreten (Dittrich 2016b, Röhling et al. 2018). Im Proximalbereich des Beckens, im Saarland, in Lothringen und im Trier-Luxemburger Gebiet, fehlt sie dann völlig (Dittrich 2020: Kap. 8.4). Im Folgenden ist zu prüfen, mit zusätzlichem Wissen aus den Niederlanden (Kap. 4), ob dieser Deutungsansatz aufrechterhalten und auf die Nordeifel übertragen werden kann (Kap. 5.2).

4. Buntsandstein in den Niederlanden

Von der Nordeifel aus existerte eine paläogeographische Anbindung an den norddeutschen und holländischen Teil des Buntsandstein-Beckens (Abb. 9). Es ist also von Interesse, genauer zu prüfen, wie sich die Lithofazies und Tektonostratigraphie des Buntsandsteins in diesen Gebieten darstellt. Wann, wo und wie kam es zu einer klastischen Zufuhr von Süden her? Wann stellte sich im Hauptbecken eine besonders starke Salinität ein? Welche deutlich marin geprägten Horizonte gibt es dort? Wie sehen die Mächtigkeitsmuster einzelner Zeitabschnitte aus und was sagen sie über die strukturellen Voraussetzungen der Milieu-Anbindung von Norden nach Süden? Wo sind noch Sedimentabfolgen des Unteren Buntsandsteins und der s4-Folge im Mittleren Buntsandstein (Detfurth-Formation) vorhanden? Antworten zu diesen Fragen können die paläogeographische Ausdeutung der südlichen Proximalfazies ganz wesentlich stützen und ergänzen.

Zum Buntsandstein der Niederlande sind bei langjährigen Forschungsaktivitäten des holländischen Erdöl-(bzw. Erdgas-)Geologen M. C. Geluk mehrere wichtige Publikationen entstanden – oft in enger Kooperation mit H.-G. Röhling vom Niedersächsischen Landesamt (LBEG) in Hannover. Methodisch basierten diese maßgeblich auf der Auswertung von Bohrprofilen. Im tief versenkten, kaum gekernten Buntsandstein dieser Gebiete musste auf Bohrlochmessungen zurückgegriffen werden. Ausgewertet wurden Gamma- und Sonic-Logs. Zur Beckenanalyse wurde eine hochauflösende Sequenzstratigraphie als neues „tool" eingeführt und verfeinert (vgl. etwa Geluk & Röhling 1999: high-resolution sequence stratigraphy). Mit ihrer Hilfe konnten Diskontinuitäten innerhalb der Profilabfolgen sehr genau fixiert werden. So wurde die regionale Quantifizierung von Schichtausfällen in den Niveaus der verschiedenen untertriassischen Diskordanzen möglich. Insofern war hier eine vornehmlich tektonisch ausgerichtete Sequenzstratigraphie zur Anwendung gekommen (mehr dazu bei Dittrich 2020). Konkrete Milieuaussagen aus Bohrlogs sind meist schwierig. Gefügehinweise und Fossilbefunde entfallen. Infolgedessen sind die dort angetroffenen Ton-/(Mergel-?/)Silt-/Sandstein-Abfolgen nur sehr schematisch auszudeuten. Zur paläogeographischen Bewertung muss maßgeblich auf Erkenntnisse im gekernten oder obertage anstehenden deutschen Buntsandstein zurückgegriffen werden. Halit- oder Gips- bzw. Anhydrit-Pakete allerdings sind schon von ihrer schieren Lithologie her marin-salinare Milieu-Indikatoren, die auch in Bohrlogs auffallen.

Interessant am holländischen Buntsandstein ist die Existenz eines mächtigen Unteren Buntsandsteins (Abb. 10). Im Buntsandstein der Eifeler Nord-Süd-Zone ist dieser ja nicht ausgebildet (Kap. 2, 3.1 + 5.2). In den Niederlanden hingegen erscheint er in der typischen Fazies des Becken-

Abb. 9: Buntsandstein-Paläogeographie in Mitteleuropa (aus Röhling & Lepper 2013, vereinfacht und 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).

inneren, mit mächtigen Tonsteinabfolgen („Main Claystone Member“) und der su-typischen oolithischen Rogenstein-Fazies („Rogenstein Member“ im mächtigen oberen Teil, entsprechend der deutschen Bernburg-Formation). Das dortige hochsubsidente Beckenareal hatte sich schon im Zechstein entwickelt, es bestand hier eine Absenkungstendenz über die Oberperm/Untertrias-Grenze hinweg. Es handelt sich also um einen völlig anderen Beckentyp als im Bereich des Schiefergebirges weiter im Süden. In Hinblick auf die ausgedehnten Krustenzonen des variskischen Gebirges gehört der südholländische Beckenbereich dem Subvaristikum an, und nicht dem Rhenoherzynikum. Die genannte nördliche Beckencharakteristik gilt auch für den südniederländischen Randtrog des Roer Valley Grabens (Rurtal-Grabens; Abb. 10: RVG). Dort sind bis über 300 m Unterer Buntsandstein nachgewiesen. Dabei handelt es sich um eine sandige, am Südost-Rand auch konglomeratische Randfazies im östlichen Vorfeld des Brabanter Massivs.

Zur räumlichen Orientierung im Bereich des deutsch-holländischen Grenzgebietes ist die eingeschnürte südliche Enklave des niederländischen Staatsgebietes bei Maastricht sehr hilfreich.

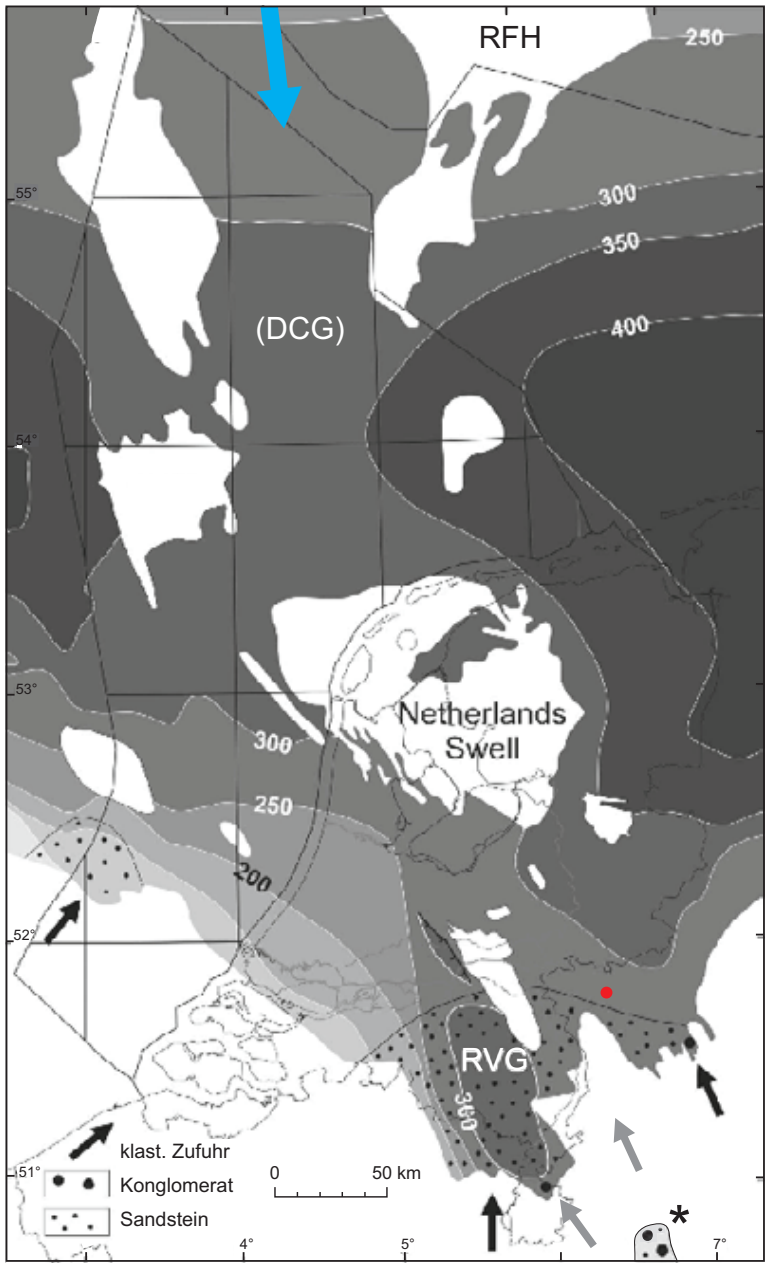


Abb. 10: Isopachenkarte des noch erhaltenen Unteren Buntsandsteins (su) der Niederlande und angrenzender Gebiete (nach Geluk 2005: Fig. 4.20, graphisch verändert; RFH = Ringkøbing-Fünen-Schwelle, (DCG) = Dutch Central Graben (später erst akzentuiert), EL = Ems Low (Ems-Senke), RVG = Roer Valley Graben (Rurtal-Graben); •: Bohrung Emmelsum 1/Wesel; *: fälschlich dem su zugerechnetes Nordeifel-Vorkommen; graue Pfeile: zusätzlich anzunehmende Zufuhrwege, blauer Pfeil im Norden: borealer Ingressionsweg im su und sm, vgl. Abb. 9).

Ihre spezielle Form ist in Abb. 9 + 10 erkennbar. Am Ostrand der Engstelle liegt die Ortschaft Sittard, wo grobklastische su-Abfolgen erbohrt wurden (vgl. Geluk & Röhling 2016: Fig. 14: Profil Raath-1). Das hellere sandig-konglomeratische Verbreitungsfeld südöstlich davon ist der Nordteil des Buntsandstein-Vorkommens der Mechernicher Trias-Senke. In der Abb. 10 von M. Geluk ist die Mechernicher Buntsandstein-Abfolge anteilig dem su zugeordnet worden. Dadurch wirkt dieses Gebiet wie eine Außenzone des Roer Valley-Troges. Dies ist so aber nicht zutreffend. Zwischen dem Trog im Nordwesten und der heutigen Mechernicher Trias-Senke im Südosten verläuft nämlich die variskisch angelegte Venn-Antiklinale (Ribbert 1992: Abb. 1 + 2; Achse verzeichnet in Abb. 6) als trennendes Element. Mit diesem alten Hochgebiet, in dessen Kerngebiet (Hohes Venn) kaledonisch verfaltete Gesteinsserien des Kambriums und Ordoviziums anstehen (Ribbert 1992), beginnt im Osten und Südosten das Schiefergebirge. Dort spielte sich ein völlig anderer struktueller Werdegang ab.

Die im Februar 2005 (Dissertation M. Geluk) vorliegenden Informationen hatten einen Unteren Buntsandstein bei Mechernich noch plausibel erscheinen lassen. Die stratigraphische Neueinstufung des Trierer Buntsandsteins (Dittrich 2004: Halt 1) hatte nämlich abweichend von Negendank (1983) einen mächtigen su ausgewiesen. Entsprechendes war zuvor schon bei einer Euregio-Tagung in Trier zum grenzüberschreitenden geowissenschaftlichen Austausch (D, L, B, NL; Dittrich 1999) im Kollegenkreis dargelegt worden. Allerdings haben genauere Rekonstruk-

tionen der großräumigen Beckenkonfiguration (LGB 2005 und vor allem dann LGB & LUWG 2010) das Fehlen von Unterem Buntsandstein in der nördlichen Trierer Bucht und innerhalb der Eifeler Nord-Süd-Zone ergeben (Dittrich 2018, 2019: Kap. 7.3.1). Das von SSW aus Lothringen heranziehende damalige Flusssystem war nach Nordosten hin abgebogen (Abb. 8), strukturell gesteuert durch die variskisch angelegte Schwächezone des „Bitburg-Kasseler Senkungsfeldes". In der Abb. 9 lässt sich diese nur erahnen, durch die angedeutete Einbuchtung im erweiterten Moseltal. Von dort aus gelangten gröbere Klastika bis in die Hessische Senke südlich von Kassel (vgl. Dittrich 2019: 77 + Abb. 25). Diese Querverbindung durch das Rheinische Massiv war noch bis in die Hardegsen-Formation (s5-Folge) des Mittleren Buntsandsteins aktiv.

Zur Zeit des Unteren Buntsandsteins bildete die Region der nördlichen Trier-Luxemburger Bucht, der Westeifel und der Nordeifel ein Hochgebiet, in der keine erhaltungsfähige Sedimentation stattfand, sondern nur Zertalung und Abtragung. Damals war das London-Brabanter Massiv (Abb. 9) noch mit dem (nördlichen) Rheinischen Massiv im Osten vereint. Dies entsprach noch der Paläogeographie des Zechsteins, als das London-Brabant-Hochland in das Rheinische Hochland überging (DSK 2020: 20f: Abb. 1 + 2) Der Südrand des su-Hauptbeckens zog bogenförmig etwa vom Südrand der Enklave von Maastricht aus nach Osten und dann nach Nordosten. Insgesamt verlief er etwa parallel zum Südrand der Rogenstein-Verbreitung, wie er in Abb. 9 eingetragen ist. Am proximalen Beckenrand wurden dort konglomeratische Sande eines Braided-River-Systems abgelagert (Geluk & Röhling 2013: 589; Abb. 10). Es entwässerte das Hochland der Venn-Antiklinale in den Rurtrog. Auch aus dem Schiefergebirgs-Hinterland im Südosten und Osten wurde grobes Abtragungsmaterial angeliefert (ergänzte graue Pfeile in Abb. 10). Der Übergang vom Rurtal-Troginneren zur Randzone im SSE geschah recht rasch, dies zeigt auch die Korrelationskette B–B' bei Geluk & Röhling (2013: Abb. 9.1-4 + -7). Er vollzog sich unter Mächtigkeitsreduktion, Kornvergröberung und unter Ausfall der unteren Einheiten vom Main Claystone Member. Am Südrand greift ein grober höherer su direkt auf Karbon(!). Synsedimentäre Tektonik dürfte hier eine Rolle gespielt haben. Die schmale Scharnierzone (Flexur? Abschiebung? Abschiebungsstaffel?) in WSW-ENE-Ausrichtung passt zum kontinentalen Spannungsfeld mit NNW-SSE-Extension, wie es für den Ablagerungszeitraum des Unteren Buntsandsteins im Trier-Luxemburger Bereich und auch in der Hessischen Senke rekonstruiert wurde (Dittrich 2019; Tab. 2). Der Rurtal-Graben selbst ist älter (Geluk 2005). Die Entstehung und Entwicklung dieser „steil herzynisch" (NNW-SSE) streichenden Struktur ist unter den anders gearteten Stressfeld-Bedingungen des Zechsteins zu betrachten.

Die bei Geluk & Röhling (2013) in Abb. 9.1-7 dargestellte direkte NNW-SSE-Korrelation vom Unteren Buntsandstein im Rurtrog zu dem bei Trier ist nicht zutreffend. Die betreffenden Ablagerungsräume lagen sehr weit voneinander entfernt und sie waren durch ein ausgedehntes su-freies Areal getrennt.

Abseits des Rurtal-Grabens, im Nordosten, befindet sich der Bohrpunkt Emmelsum 1. Er liegt noch auf deutschem Gebiet, unmittelbar südlich von Wesel (Abb. 10). Sein vollständig erhaltenes Buntsandstein-Profil ist von Ribbert (2013) und von Stets (2013: Tab. 8.5.2-1) notiert bzw. abgebildet worden. Der dort durchteufte Untere Buntsandstein, die Niederrhein-Formation, umfasst nur relativ feinkörnige Sedimentgesteine, wenig verfestigte Sand- und Tonsteine. Sie ist also nicht besonders grobklastisch entwickelt. Die südliche su-Randfazies (Abb. 10) klingt dort im Norden bereits aus. Anders ist dies im Mittleren Buntsandstein des Profils. Er ist überwiegend sandig ausgebildet und kann auch Gerölle führen. Hier im nördlichen Vorfeld der Eifeler Nord-Süd-Zone bildet sich nun eine stärkere Vorschüttung grober Verwitterungsmaterialien

ab (Kap. 5.2). Der Obere Buntsandstein von Emmelsum ist ebenfalls überwiegend sandig entwickelt (Stets 2013: Tab. 8.5.2-1). Mit Gips und Ton (Ribbert 2013) erlaubt er aber nach Stets die Abgrenzung eines basalen Röt-Salinars und der auflagernden Röt-Tone.

Der höhere Buntsandstein wird in den Niederlanden anders gegliedert als in Deutschland (Tab. 3). Der Obere Buntsandstein, die Röt-Formation (s7-Folge), wird dort gemeinsam mit der Solling-Formation schon einer „Upper Germanic Trias Group" zugeschlagen (Geluk & Röhling 2013). Der liegende Mittlere Buntsandstein, bestehend aus Volpriehausen-, Detfurth- und Hardegsen-Formation (s3- bis s5), wird als „Main Buntsandstein Subgroup" zusammengefasst. Dieses beinhaltet übrigens – vergleichsweise vollständ ausgebildet – denjenigen Profilabschnitt, der in der Trier-Luxemburger Bucht als Tieferer Mittlerer Buntsandstein ausgehalten wird (smt, Tab. 1 + 2). Im Norden kommt allerdings der H-Diskordanz (s5/s6-Diskordanz) eine immense Bedeutung zu. Die Schichtlücken daran sind beträchtlich (vgl. Tab. 2). Vor allem im Umfeld des Rheinischen Massivs und der Netherlands Swell zeigen sich tiefreichende Kappungen des Mittleren Buntsandsteins („subcrop map" bei Geluk 2005: Fig. 5.15); auf der Schwelle selbst fehlt auch noch die obere Hälfte des Unteren Buntsandsteins (Fig. 4.22). Das Liegende des s6 ist also weitflächig nur noch reliktisch vorhanden. Die Mächtigkeitsmuster der Einzelformationen können demzufolge nur sehr unvollkommen erfasst werden. In der Dissertation Geluk (2005) wurde denn eine kumulative Isopachenkarte der „Main Buntsandstein Subgroup" dargestellt. Tektonostratigraphisch handelt es sich dabei um einen sehr inhomogenen Abschnitt, umschlossen und unterteilt durch mehrere separate Diskordanzen (Tab. 2). In dessen Mächtigkeitskarte kombinieren sich also sowohl die Effekte primärer Schwankungen als auch diejenigen mehrerer sekundärer Mächtigkeitsreduktionen (Kappungen). Eine Formations-spezifische beckendynamische Ausdeutung ist dementsprechend problematisch. Eine Mächtigkeitskarte vom „Volpriehausen Sandstone" im tiefen s3 ist allerdings verfügbar (Geluk & Röhling 1999, Geluk 2005). Dieser umfasst dort jedoch auch Äquivalente der selten erhaltenen Quickborn-Formation (Kap. 3.1).

Für die Volpriehausen-Formation insgesamt konnten Mächtigkeiten von 150 m im Rurtal-Graben und 100 m in der Ems-Senke rekonstruiert werden (Geluk 2005: 83; vgl. RVG und EL in Abb. 10). An der Basis der Formation schneidet die V-Diskordanz lokal bis zu mehrere Zehner Meter tief in das Liegende ein, das dort aus Unterem Buntsandstein besteht (Kap. 5.2).

Von Interesse zur Ausdeutung des proximalen Mittleren Buntsandsteins der erweiterten Eifeler Nord-Süd-Zone sind die holländischen Befunde zur Detfurth-Formation (s4-Folge), im Hangenden der stark ausgeprägten D-Diskordanz (Tab. 2). Wie oben schon dargelegt, sind Aussagen dazu erschwert durch die großen Schichtausfälle der überlagernden H-Diskordanz. Diesbezüglich existiert in der Dissertation Geluk (2005: Fig. 5.15) eine „subcrop map", die die stratigraphische Zugehörigkeit des jeweiligen Unterlagers darstellt. Sie zeigt, dass die s4-Folge am Nordrand des Schiefergebirges weitflächig ausfällt. Die Kappungstiefen sind dort beträchtlich. Im Westen jedoch, im Rurtal-Graben, sind (noch unter s5-Relikten!) etwa 20–40 m s4 anzutreffen (Geluk 2005: 85). Wieder erweist sich ein völlig andersartiger geotektonischer Werdegang der Gebiete westlich und östlich der Venn-Antiklinale.

Die allgemeine Beckenkonfiguration der niederländischen Detfurth-Formation konnte – mit Einschränkungen – anhand des Verbreitungsmusters des Detfurth-Sandsteins im Basisbereich ermittelt werden. Geluk (2005: 85) beschrieb dafür ein „reorganisiertes", stärker differenziertes Subsidenzmuster, das sich von dem der unterlagernden Volpriehausen-Formation (s3-Folge)

deutlich unterschied. Frühere Trogzonen waren inaktiv geworden. Offensichtlich hat damals ein deutlich verändertes krustales Spannungsfeld eingewirkt. Etwas Derartiges hatte sich ja auch in der Hessischen Senke abgezeichnet (Dittrich 2019: 136f.; Tab. 2; mehr dazu in Kap. 5.2). In den Niederlanden war auch zu beobachten gewesen, dass sich die Depozentren der s4-Folge – im Vergleich zum vorhergehenden s3 – weiter im Norden und Osten ausgeprägt hatten (DCG und EL, vgl. Abb. 10).

Für den Oberen Buntsandstein der Niederlande liegt eine kumulative Isopachenkarte vor (Geluk 2005: Fig. 4.25; Abb. 15 in Kap. 5.2). Darin fallen vor allem rheinisch und diagonal (NE-SW) streichende Trogachsen auf. Langgestreckte rheinische Tröge erscheinen im Nordseegebiet im Norden (Dutch Central Graben) und im Südosten. Letzterer weist von der Ems-Senke (Ems Low) auf die Eifeler Nord-Süd-Zone zu. Ansonsten zeichnen die Ems Low-Außengrenzen sehr deutlich die Diagonalrichtung nach. Röt-Mächtigkeiten von 250 bis (über) 300 m treten auf. Die Subsidenzrate war dort also sehr hoch. Eine marine paläogeographische Anbindung an die schlesisch-karpathischen Pforten im Ostteil des mitteleuropäischen Buntsandstein-Beckens war also strukturell begünstigt (Abb. 9, Kap. 5.2).

Die Lithostratigraphie des holländischen Oberen Buntsandsteins ist in Tab. 3 dargestellt und mit derjenigen im Norddeutschen Becken korreliert. Das Original der Tabelle wurde von Geluk & Röhling (2013) erarbeitet. Hier ist sie durch weitere stratigraphische und tektonische Eintragungen ergänzt worden, um direkte Vergleiche mit den Abfolgen der Nord- und Südeifel zu ermöglichen. Im Röt der Niederlande wechseln sich Tonstein- und Evaporit-Abschnitte (Member) ab. Im höheren Teil dominieren Tonsteine. Die Evaporit-Pakete entstanden bei beckenweiten transgressiven Ereignissen (Kap. 5.2).

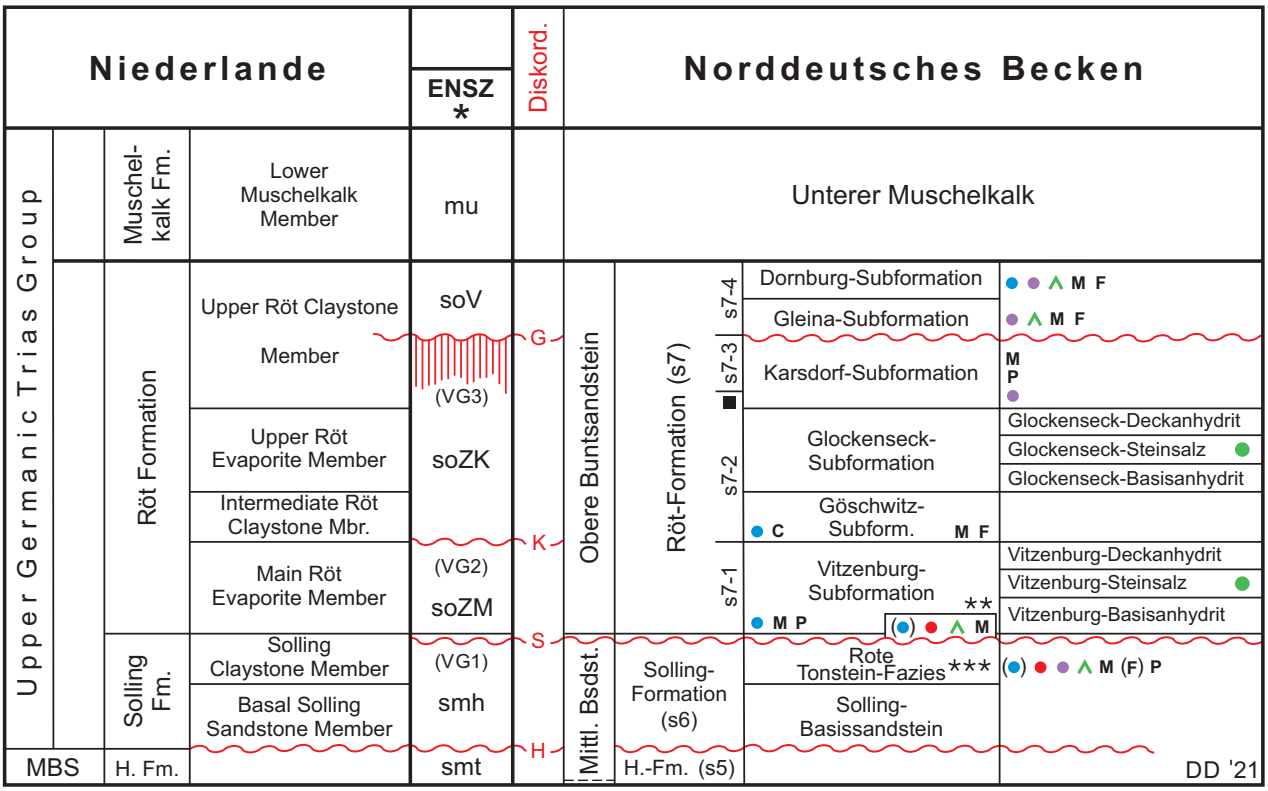
5. Der wechselnde Charakter der paläogeographischen Anbindung an das nördliche Hauptbecken

5.1 Zur Erhaltungsfähigkeit und Nachweisbarkeit mariner Faziesmerkmale

Vom überregionalen strukturellen Befund her war eine Anbindung der Eifeler Nord-Süd-Zone und des Trier-Luxemburgisch-Lothringischen Gebietes an marine Zufuhrwege durchaus möglich. Diese kann im Norden in den Zentralgraben und den Horngraben der Nordsee gereicht haben (Abb. 9). Die dortige boreale Pforte war (u.a.) im Mittleren Buntsandstein wichtig. Im Oberen Buntsandstein (Röt) waren dann eher die Schlesisch-Karpathischen Pforten im Osten entscheidend. Ihre marin-salinaren Einflüsse aus der Tethys fanden ihren Weg zunächst durch das Norddeutsche Hauptbecken. Nach Südwesten hin zogen sie dann durch die Ems-Senke zwischen dem Rheinischen Massiv (Abb. 9) und der „Netherlands Swell“ zur Eifeler Nord-Süd-Zone hin (Kap. 5.2 mit Abb. 15).

Eine marine Beeinflussung der Nordeifel in der Untertrias war also möglich. Wie aber lässt sich ein (temporärer) marin-salinarer Faziescharakter unmittelbar nachweisen? Welche einschlägigen Litho- oder Biofazies-Elemente waren im sandig-konglomeratisch dominierten Buntsandstein der Eifeler Nord-Süd-Zone überhaupt erhaltungsfähig? Die meist sehr porösen und permeablen Gesteinsserien stehen oft nur kleinflächig an, manchmal sind sie auch tektonisch zerstückelt. Infolgedessen sind sie durch das Grundwasser stark ausgewittert. Halit- und Sulfatrelikte, wie sie in den Tiefen der Trier-Luxemburger Bucht noch verbreitet vorkommen (Dittrich 2017, 2020), sind hier ausgewaschen. Kalkschalige Fossilreste sind somit nicht mehr zu erwar-

Tab. 3: Lithostratigraphie des erweiterten Oberen Buntsandsteins im Nordteil des mitteleuropäischen Buntsandstein-Beckens (nach Geluk & Röhling 2013: Tab. 9.1-1 (Ausschnitt), verändert und ergänzt; ENSZ = Eifeler Nord-Süd-Zone, *: zu stratigr. Symbolen siehe Tab. 1, vgl. auch Dittrich 2020: Abb. 40, **: Thüring. Chirotheriensdst., ***: bzw. Solling-Wechselfolge; MBS = Main Buntsandstein Subgroup, H. Fm. = Hardegsen-Formation, ■ = Untere Violettfolge; zu Diskordanzen H, S, K und G siehe Tab. 2; Faziselemente im nördlichen Beckenbereich (inkl. Eichsfeld-Altmark-Schwelle) bis nach Nordhessen und Thüringen: ● = Kalk- bzw. Dolomitbänke oder -lagen, ● = Violettfazies, ● = Karneol, ● = Halitlager, Λ = Anhydrit oder Gips, C = Ceratiten, M = marine Muscheln, F = Foraminiferen, P = marines Plankton, Einzelreferenzen bei Lepper et al. 2013 und Dittrich 2020: Kap. 8.4)



ten. Ihr Fehlen in Rotsedimenten kann aber ein taphonomisches Problem sein (Dittrich 2020: 95). Entsprechendes gilt palynologisch, für Acritarchen und Prasinophyten. Die Beweisführung muss sich also auf unempfindlichere und weniger löslichere Faziesmerkmale stützen. Dafür infrage kommen versteinerte Tierknochen (mehr dazu in Kap. 5.2) oder Pflanzenreste, dolomitische Gesteinsbestandteile, Karneole, spezielle salinare Tonminerale und in den Sedimentgesteinen konservierte marin-tidale Gefügemerkmale. Auch im Gestein fein verteilte, violettfärbende Hämatitvarianten geben wichtige paläogeographische Hinweise (ausführliche Darlegungen dazu bei Dittrich 2020: Kap. 8.2).

Zunächst zu den **Dolomitgehalten** des Eifeler Buntsandsteins. Sie erscheinen als Zemente, Dolomitknauern, Dolomitintraklasten oder Drusen. In den weniger stark ausgelaugten Abfolgen der Trier-Luxemburger Bucht können sie partienweise enorm angereichert sein (Dittrich 2017: Kap. 4.3). Selbst Dolomitbänke oder -lagen wurden dort vereinzelt beobachtet; für die Nordeifel ist von Müller & Schröder (1960: 258) eine gelbe Dolomitbank bei Weißenbrunnen (westl. Mechernich) notiert worden. Der Entstehungsprozess des Dolomits war keine Karbonatakkumulation in „Kalkkrustenböden" auf länger trocken gefallenen Flächen eines rein terrestrischen Flusssystems, wie es von Mader (1979–1992) wiederholt beschrieben worden war. Dies wird schon durch die totale Vorherrschaft der Karbonatphase Dolomit nahegelegt. Normale Süßwässer

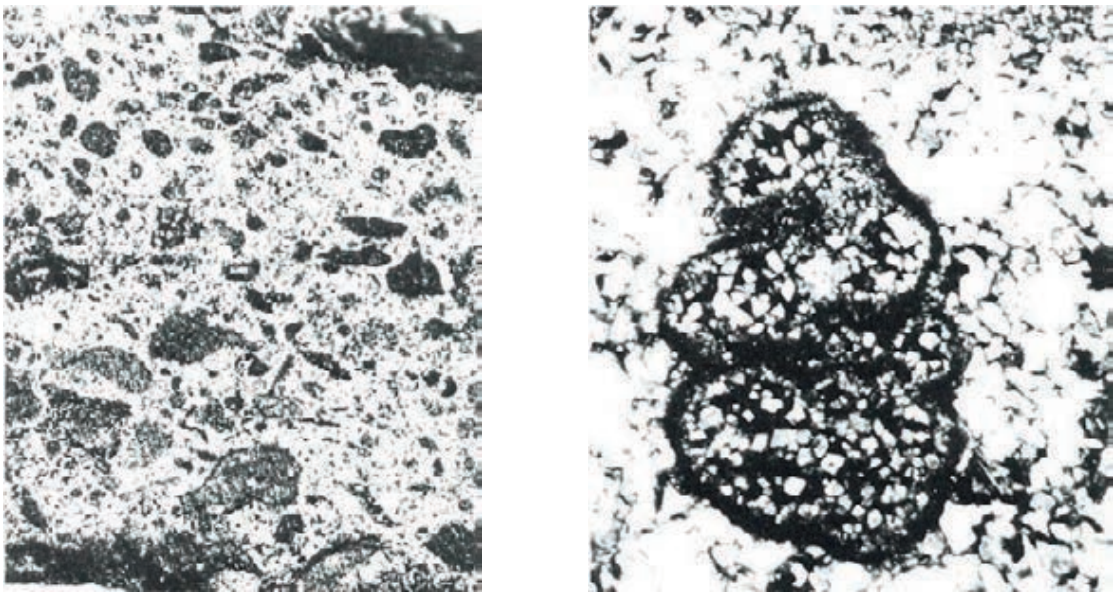


Abb. 11: Karbonatfazies der Dolomitbröckelbänke (DBB) im Buntsandstein der Eifeler Nord-Süd-Zone (aus Mader 1980c: Tafel 1, dort jeweils nicht näher stratigraphisch spezifiziert und lokalisiert). Links: Anschliff einer DBB, mit heller, gelblicher Matrix und roten, z.T. karbonatischen, intraklastischen Gesteinsfragmenten („Bröckel"; Bildbreite ca. 4 cm). Rechts: In einer DBB erhalten gebliebener Fossilrest (trochospiral?; Dünnschliff, Bildbreite 2,8 mm).

sind nämlich im Vergleich zu Meerwasser sehr arm an gelöstem Magnesium. Eine quantitative Herkunft der karbonatischen Lösungsfracht aus den Rückländern ist nicht plausibel (Dittrich 2020: 92f.). Stattdessen ist eine Karbonatschlamm-Sedimentation in inter- bzw. supratidalen Tümpeln und eine karbonatische Zementierung noch unverfestigter klastischer Randsaumsedimente wahrscheinlich (Dittrich 2020). Nachfolgend kam es zu peritidal-evaporitischer Dolomitisierung, wie sie aus rezenten (semi-)ariden Vergleichsmilieus gut bekannt ist. Sie beruht auf einer frühdiagenetischen Umwandlung von $CaCO_3$ im Zusammenhang mit Sulfatfällung und daraus resultierender Mg^{2+}/Ca^{2+}-Erhöhung in den Wasserfilmen und Porenwässern des äußersten randmarinen Bereichs. Die im Oberen Buntsandstein (und in der s6-Folge) verbreitet vorkommenden Dolomitbröckelbänke sind dolomitisch zementierte Intraklast-Konglomerate mit unterschiedlichen Gehalten an Dolomitfragmenten (Abb. 11 links). Sie belegen den syngenetischen Charakter der Dolomitführung.

In solchen stratigraphischen Niveaus, wo noch eine unverwitterte karbonatreiche Lithofazies existiert, konnten sogar noch **kalkschalige Fossilien** erhalten bleiben. Ein solches Exemplar ist dokumentiert. D. Mader fand nämlich in einer Dolomitbröckelbank ein kleines Problematicum (juvenile Schnecke? Foraminifere?; Abb. 11 rechts). Dessen nähere Identifizierung war leider nicht möglich gewesen (frndl. mündl. Mitt. Dr. W. Kuhn/LGB Mainz). Angesichts der eher trochospiralen Form des Schalenrestes ist aber eine Beobachtung von Szulc (2019: 313) von Interesse. Bei der Beschreibung mariner karbonatischer Beckensedimente des Buntsandsteins hatte er dargelegt, dass sehr kleine (verzwergte) Gastropoden-Formen ein weit verbreitetes Phänomen waren, das sich nach dem Perm/Trias-Faunenschnitt eingestellt hatte.

Pflanzenfossilien (Blätter, Stängel, Äste) sind im Oberen Buntsandstein recht häufig erhalten geblieben, beim Voltziensandstein waren sie sogar namengebend (nach *Voltzia heterophylla*). Dabei handelt es sich aber bloß um typische Landpflanzen, die zu einem fluviatilen Milieu passen. Für die Rekonstruktion von temporären marinen Ingressionsereignissen taugen sie nicht.

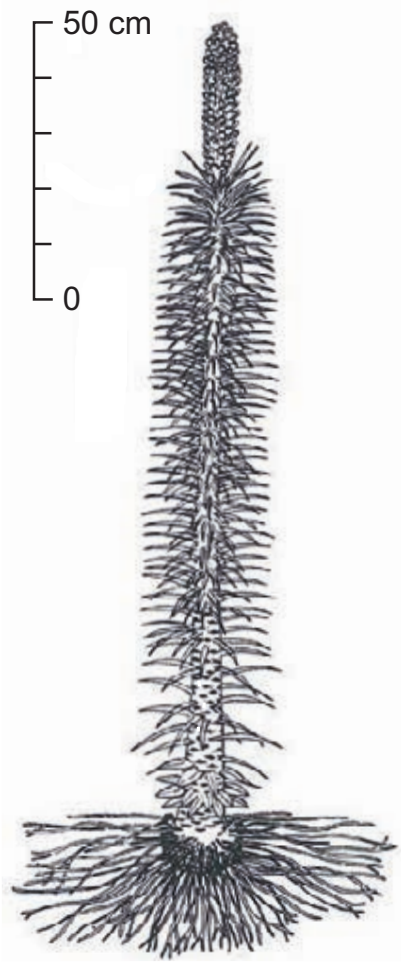


Abb. 12: Das salzliebende Bärlappgewächs *Pleuromeia sternbergii* (nach Fuchs et al. 1991).

Anders steht es um die Milieu-spezifische Art *Pleuromeia sternbergii* (Abb. 12), die im höheren Mittleren Buntsandstein vorkommt. Rechtsrheinisch ist sie (vor allem) in der Hardegsen-Formation sowie in der Solling-Formation stark verbreitet (s5 bzw. s6; Dittrich 2017: Kap. 4.2 mit Abb. 8). Auch in der inneren Eifeler Nord-Süd-Zone und in der Südeifel ist sie nachgewiesen, bei Lammersdorf (Abb. 1) und bei Kordel. Stratigraphisch sind die Fundstellen in den höheren Teil der Oberen Densborn-Schichten zu stellen, also in die höhere s5-Folge.

Gemeint ist ein baumartiges, bis 2 m großes Bärlappgewächs. Von der Ökologie her handelt es sich um eine salzliebende Sumpfpflanze, eine Halophyte (Sander & Gee 1994). Die Gattung *Pleuromeia* verträgt Salzgehalte im Boden, die andere Pflanzen fernhalten. Ihre Vorkommen sind oft erstaunlich individuenreich. Dies belegt eine gute Anpassung an einen ökologisch schwierigen Standort. Bei früheren Bearbeitungen ist *Pleuromeia* den erweiterten Uferzonen des Trias-Meeres zugeschrieben worden. In der Eifel waren Baumstümpfe in Lebensstellung anzutreffen, bei Lammersdorf ein ganzer „versteinerter Wald". Neben Dutzenden von Stümpfen fanden sich Wurzelwerke, Kronen und Blätter von *Pleuromeia sternbergii* (Mader 1980a, Fuchs et al. 1991). Die Salz-affine Milieu-Aussage ist also gut abgesichert (mehr dazu im Kap. 5.2).

Mit seichten marinen Flutungen ging auch die Bildung von **tidalen Gefügemerkmalen** einher. Als verwitterungsbeständige Phänomene sind sie auch im Buntsandstein der südlichen Eifeler Nord-Süd-Zone und weiter südwestlich davon beobachtet worden (Dittrich 2017: Kap. 4.1). Es handelt sich um bipolare Schüttungsrichtungen, Gezeitenbündel (tidal bundles), Herringbone-Schrägschichtung, Linsen-, Flaser- und wellige Wechselschichtung sowie Sebkha-typische Feinschichtungen. Genauere Darlegungen dazu lieferte Dittrich (2020). In Kap. 5.2 soll abgeprüft werden, ob und in wieweit sich dies in den Buntsandstein-Abfolgen der Nordeifel nachvollziehen lässt.

Im unmittelbaren Grenzbereich von Land und Meer arider Klimazonen, in weiträumigen Sebkha-Flächen (Kap. 5.2), kommt das salinare **Tonmineral Corrensit** vor. Dabei handelt es sich nicht um ein vom Hinterland angeliefertes detritisches Tonmineral. Stattdessen entsteht es erst im Kontakt mit hochsalinaren, Mg^{2+}-reichen Lösungen. Durch den synsedimentär ablaufenden Prozess der konstruktiven Transformation (Lucas 1962, Millot 1970) wandelt sich aufgeweitetes („degradiertes") klastisches Illit- und Chlorit-Tonmaterial in das 14Å-Wechsellagerungsmineral Corrensit um. Es entstammt nicht etwa einer späteren, nachträglichen Entstehung im Zuge der Diagenese (Paul 2006), stattdessen bezeugt es hochevaporitische Bedingungen im damaligen Ablagerungsraum. Dies zeigten auch die Untersuchungen von Dittrich (1982) im hochsalinaren Peritidalbereich der tieferen Keuper-Randfazies in Luxemburg. In den mächtigen Feinsediment-

Abfolgen in der Röt-Formation der nordhessischen Bohrung Borken macht Corrensit oft über 50 % der Tonfraktion aus (Bühmann & Rambow 1979, Dittrich 2020: 150f.). Vor allem kommt er im norddeutschen Röt 1, Röt 2 und Röt 4 vor (Paul 2006). Auch im marin-salinaren Zechstein ist er vertreten, selbst noch in dessen sandiger linksrheinischer Randfazies in der Südpfalz (DSK 2020: Kap. 6.2.5).

Ein Produkt hoher pH-Werte ist auch der **Karneol**. Bei extremen Werten (> 9,5) kann Quarz gelöst und mobilisiert werden (Dittrich 2016a: 95f., 2020: 112). Im trockenen, weitgehend ariden Klima (Dittrich 2020: 104ff.) wird die migrierende kolloidale Kieselsäure nicht (weit) abgeführt. Stattdessen bilden sich In-situ-Verkieselungen und Karneole. Anschließend sind sie dann sehr erosionsbeständige Gesteinsbestandteile und somit sehr haltbare Zeugnisse ehemaliger Hypersalinität.

Buntsandstein-Karneole sind bekannt aus dem Oberbettinger Triasgebiet, nördlich von Gerolstein/Eifel (Lipinsky & Löhr 1987). Über das gesamte dortige Triasgebiet hinweg (Abb. 1) wurden immerhin 17 Vorkommen von Karneol-Lesesteinen dokumentiert, direkt über ausstreichendem Buntsandstein oder in umgelagertem Buntsandstein-Schutt. Drei dieser Vorkommen befinden sich am Nordwestrand des Triasgebietes, 14 im Südwestteil. Die Stücke können bis 10 cm groß sein, einmal wurde auch ein „doppelfaustgroßes" siegellackrotes Exemplar erwähnt. Ein weiterer Karneol entstammt der ehemaligen Sammlung H. Altmeyer und liegt heute bei

Abb. 13: Karneol aus dem Mittleren Buntsandstein im Oberbettinger Triasgebiet/Eifeler Nord-Süd-Zone (Breite des Lesesteins: 3 cm; Foto: K.-H. Ribbert).

Herrn Dr. K.-H. Ribbert in Krefeld (Abb. 13). Der damals notierte Fundort war der Burg-Berg etwa 2 km ostsüdöstlich von Lissendorf/Kyll (Blatt 5605 Stadtkyll). Es ist dies eine Fundlokalität, die in der Karte und der Aufstellung bei Lipinsky & Löhr (1987) nicht enthalten ist. Die ohnehin schon große Zahl der Fundorte erhöht sich somit noch weiter. Eine stratigraphische und paläogeographische Ausdeutung der Karneole erfolgt in Kap. 5.2.

Ein häufiger zu beobachtendes Fazieselement zur Identifikation von marinen Beeinflussungen sind **Violette Horizonte bzw. Grenzzonen**. In ihrer Gesamtheit sind sie feinkörniger und (Sulfat- und) Dolomit-reicher als ihr stratigraphisches Umfeld. Vor allem aber fallen sie durch ihre ungewöhnlich reiche Farbpalette auf, mit unterschiedlichen Bleichungen und den namengebenden violettstichigen oder intensiv violetten Farben. Die genauen genetischen Gegebenheiten der Violetten Horizonte und Grenzzonen sind in vorhergehenden Publikationen (Dittrich 2016a, 2017, 2020) mehrfach in ganzen Kapiteln sehr ausführlich und mit zahlreichen Literaturverweisen erläutert worden. Dies soll hier nicht erneut komplett wiederholt werden. Kurz nur dies: Es handelt sich nicht um Verwitterungs-bedingte Bodenbildungen. Stattdessen sind es die Hinterlassenschaften von (relativen) marinen Hochstandsereignissen. Der in der Literatur häufig beschriebene besondere Chemismus der Violetten Grenzzone (VG1, Tab. 1) und anderer Violetter Horizonte kann mit einem lateralen Eintrag von Karbonaten, Sulfaten, Salzen und Spurenelementen bei Hochstandsphasen des vorgelagerten marin-salinaren Wasserkörpers erklärt werden. Die violette Farbe wird durch besondere, ungewöhnlich große Hämatitkristalle hervorgerufen. Es sind dünntafelige, pseudohexagonale und über 1,5 µm große Hämatitvarianten. Diese farbgebenden Kristalle sind nachweislich sehr früh entstanden. Dafür erforderlich waren spezielle chemisch-physikalische Bedingungen, wie sie durch das intermittierende Eindringen marin-salinarer Lösungen in die Porenräume von klastischen Beckensaumsedimenten hervorgerufen werden können. Einmal entstanden, sind die violetten Gesteinsfarben sehr beständig und leicht erkennbar.

5.2 Zeitliche Abfolge der rekonstruierbaren Ablagerungsbedingungen

s1- und s2-Folge

In der Nordeifel fehlt Unterer Buntsandstein, das nördliche Schiefergebirge war damals noch Hochgebiet. Die rheinische Trogachse der Eifeler Nord-Süd-Zone existierte noch nicht, sie wurde erst durch die kontinentalen Spannungsfelder im Zeitraum der Q- und V-„Doppeldiskordanz“ aktiviert (Kap. 3.1). Das Abflussgeschehen der von Lothringen in den Trierer Raum ziehenden Flusssysteme war im Unteren Buntsandstein (su) nachweislich noch anders konfiguriert (Abb. 8; Dittrich 2019: Kap. 7.3.1).

Anders war die Situation im südholländischen Rurtal-Trog (Kap. 4: Abb. 10). Dieses su-Becken lag mehrere Zehner Kilometer nordwestlich der Eifeler Nord-Süd-Zone, überdies nordwestlich der Venn-Antiklinale. Beckendynamisch war es der andersartigen tektonischen Vorprägung im Subvaristikum unterworfen. Er war auch schon im Zechstein subsident gewesen. Die Eifeler Nord-Süd-Zone gehört demgegenüber dem Rhenoherzynikum an, also einem anderen Krustenstreifen des variskischen Gebirges. Hier hat in der unteren Untertrias (linksrheinisch) noch keine Subsidenz stattgefunden. Die su-Isopachen des holländischen Gesamtbeckens sind nach Süden hin geschlossen (weitere Ausführungen in Kap. 4). Damals bestand noch keine Nord-Süd-Anbindung von den Niederlanden an das relativ weit entfernte Trierer Becken in der südlichen Trier-Luxemburger Bucht.

Im Untersuchungsgebiet existiert zwischen dem Devon und dem Mittleren Buntsandstein eine sehr große Schichtlücke. Sie umfasst höhere Abschnitte des Devons, das Karbon, nahezu das gesamte Perm – von lokalen Schuttresten aus höherem Rotliegend (oder Zechstein?, vgl. Ribbert 1985: Kap. 3.2) abgesehen – und den gesamten Unteren Buntsandstein.

s3-Folge
Im Unteren Buntsandstein war die Eifeler Nord-Süd-Zone noch kein Sedimentationsbecken, sondern ein zertaltes Hochgebiet. Bei St. Thomas im oberen Kylltal, konnten mindestens 30 m tiefe Paläotäler auskartiert werden (Kattawi 1969). Darin lagert erst das mehrere Meter mächtige Basalkonglomerat des untersten Mittleren Buntsandsteins dem Devon auf.

Das Basalkonglomerat (sBlk) und die Unteren Densborn-Schichten (sDb1) bilden den unteren Abschnitt des Tieferen Mittleren Buntsandsteins. Dieser smtu (Tab. 1) ist das linksrheinische Äquivalent der rechtsrheinischen Volpriehausen-Formation (smV). Die Eifeler Nord-Süd-Zone entwickelte sich damals zu einer langgestreckten rheinischen Trogzone. Ein verflochtenes Flusssystem konnte nun direkt nach Norden ins mitteleuropäische Hauptbecken des Buntsandsteins ziehen (Abb. 9). Vom s3 an wurden sowohl gallische als auch (süd-)ardennische und Hunsrückstämmige Klastika von Süden herantransportiert (Abb. 8). Sie gelangten in den Nordeifel-Bereich und wurden dort mit weiterem ardennischen Abtragungsmaterial aus der näheren Umgebung vermischt. Nördlich des Schiefergebirges dokumentiert sich deshalb eine insgesamt deutlich vermehrte gröberklastische Vorschüttung, nicht nur eine schmale endemische klastische Saumzone wie im Unteren Buntsandstein. Dass die gröberklastische Fazies im Mittleren Buntsandstein nach Norden weiter vorgreift als noch im su, zeigt sich auch im Bohrprofil Emmelsum 1 bei Wesel (Kap. 4). Ein Blockbild von Geluk (2005: Fig. 4.31) zum Unteren Buntsandstein und zum smV in Süd-Holland zeigt ebenfalls die deutlich erweiterte Ausdehnung von smV-Sandsteinen einer „braidplain" im Norden, bevor diese dann schließlich zu Siltstein-Abfolgen verfeinern.

Ganz am Anfang der sm-Sedimentation hatte lokales Abtragungsmaterial noch eine wesentliche Rolle gespielt. Das Basalkonglomerat des Bitburger Beckens und der inneren Eifeler Nord-Süd-Zone besteht maßgeblich aus Geröllen, die aus den Sockelgesteinen der unmittelbaren Umgebung abzuleiten sind. Je nach Region sind dies bis „kopfgroße" Quarzite und devonische Sandsteine oder aber Tonschiefer und Gangquarze (Dittrich 2017: 33, 2018: 70). Diese kompositionelle Eigenheit hatte im oberen Kylltal zur Ausweisung der nur lokal entwickelten „Konglomerate von St. Thomas" geführt (Mader 1979: bis ca. 9 m mächtig). Im Gesamtbereich der Südeifel können sie etwa 15–20 m mächtig werden (Dittrich 2019: 33). Auch im Oberbettinger Triasgebiet ist diese Einheit nachweisbar (Wienecke 1983: 51).

Das maximal 10 m mächtige Grundkonglomerat der Nordeifel (Ribbert 1985, 2013) ist dem vergleichbar. Es enthält wenig gerundete Klasten aus quarzitischen Sandsteinen, verwitterten Dolomiten und Crinoidenkalksteinen des nahegelegenen paläozoischen Umlandes. Seine Matrix ist sandig. Lokal setzt es aus.

Anschließend, bei einem beckenweiten Anstieg der Erosionsbasis, wurden vermehrt Sande abgelagert, im äolisch-fluviatilen Sedimentationsregime (Mader 1979, 1980a, Dittrich 2020: 128) der (Unteren) Densborn-Schichten. Das Paläorelief wurde ausgeglichen und der Ablagerungsraum (Akkomodationsraum) weitete sich aus. Es entstanden die linksrheinischen Äquivalente der Volpriehausen-Wechselfolge. Die im Beckeninneren zu verzeichnenden temporär marinen Bedingungen (Heunisch & Röhling 2016, Dittrich 2020: 128f.) reichten nicht mehr in die Eife-

ler Nord-Süd-Zone hinein. Auch blieben die Mächtigkeiten vergleichsweise gering. Überall dort, wo die bisherige Datenbasis eine Abtrennung smtu/smto erlaubt (Dittrich 2019: 93f.), überwiegt der smto, meist bei weitem. Im Nordostteil des diagonalen Bitburger Beckens wird 110 m mächtiger smto von nur 33 m smtu unterlagert (TB5, Dittrich & Lichtenscheidt 2007: Tab. 3). Im Nordwesten, im Profil Nr. 7 Biersdorf–Niederweiler bei Mader (1985: Abb. 2, dort revidiert gegenüber Mader 1979 und 1984) nimmt der smtu (sBlk + sDb1) etwas über 20 m ein. Dieses Profil liegt im Bereich der rheinischen Echternacher Grabenzone, also in der südlichen Verlängerung der Nordeifeler Trogachse Kall–Lückerath (Kap. 3.2 mit Abb. 6).

Das Mechernicher Referenzprofil (Abb. 2) liegt ein wenig abseits im Osten (Abb. 6). Dort wird das nur 5,5 m mächtige Grundkonglomerat von einem 4,9 m mächtigen feinkörnigen Abschnitt überlagert. Dieser zeigt auffällig viele lagig aufgebaute Feinsedimente. In seinem höheren Teil, 1,1–1,9 m unter der (erosiven) Basisfläche des smto, erscheint ein roter Ton/Schluffstein, der durch helle Feinsandlagen wellig gebändert ist (mündl. Mitt. K.-H. Ribbert). Dies erinnert an (tidale?) wellige Wechselschichtung. Die damit dokumentierte Bildung und Erhaltung von Überflutungssedimenten könnte mit der allmählichen Erhöhung der beckenweiten Erosionsbasis und dem überregionalen Flutungsereignis der rechtsrheinischen Aviulaschichten im Zusammenhang stehen (sequenzstratigraphisch: „maximum flooding surface“ im frühen Hochstand-Systemtrakt, vgl. Dittrich 2020: Abb. 40).

s4-Folge

Äquivalente der s4-Folge (Detfurth-Formation, smD) fehlen in der Nordeifel. Der Beckenraum dieser Zeit war in seiner Südwest-Erstreckung generell kleiner als bei den sonstigen Einheiten des Mittleren Buntsandsteins. Selbst in der südlichen Hessischen Senke umfasst der smD bloß um die 50 m Mächtigkeit, im Raum östlich Darmstadt sind es dann nur noch etwa 28 m (Dersch-Hansmann et al. 2013: Abb. 8.2-2). Insofern existiert in Trogzonen ein deutlicher Kontrast zur vorhergehenden Volpriehausen-Formation (smV, s3-Folge). In der inneren Pfälzer Mulde (Lothringen-Pfalz-Senke) stehen sich ein bis zu 130 m mächtiger s3 und ein unter 10 m mächtiger s4 gegenüber; abseits der Trogachsenbereiche fehlt s4 völlig (Dittrich 2016b, Röhling et al. 2018). Im niederländischen Rurtal-Trog stehen sich 150 m smV und bloß 20–40 m smD gegenüber (Geluk 2005). Die Mächtigkeitsdifferenzen haben zwei verschiedene Gründe. Zum einen war die Zeitspanne der s4-Folge etwas kürzer, nur 0,7 Mio gegenüber 0,9 Mio a (STD 2016; nach Tietze & Röhling 2013: 260: sogar gegenüber 1,2–2 Mio a). Zum anderen herrschte im s4 eine deutlich veränderte Beckenkonfiguration. Die Trogzonen hatten sich verlagert. Bei den tektonischen Bewegungen im Zuge der D-Diskordanz war es zum Rifting und zu sonstiger Bruchtektonik gekommen (Geluk & Röhling 1999; Tab. 2). Im südlichen und westlichen Offshore-Bereich der Niederlande (vgl. Abb. 10) ist die D-Diskordanz tatsächlich die stärkste Diskontinuität im gesamten Buntsandstein-Profil (Geluk 2005: 85). Danach, im auflagernden smD, lagen die holländischen Depozentren weiter im Norden und Osten (Kap. 4). Die Regionen des rhenoherzynischen Schiefergebirges im linksrheinischen Südwesten lagen im s4 sämtlich außerhalb der Beckengrenzen. Dort hat in den vormaligen Trogzonen bloß ein folgenloser Bypass der neu zugeführten Verwitterungsprodukte stattgefunden, ältere Sedimente (des höheren smtu) wurden zum Teil abgetragen. Das Baselevel lag vergleichsweise niedrig. Beckenweit fiel die D-Diskordanz mit einem Vorfluter-Tiefstand zusammen (Tietze & Röhling 2013: 252). Sie markiert auch die – tektonisch initiierte – Sequenzgrenze B2/B3a (Dittrich 2020: Abb. 40).

Die dargelegten Fakten legen es nahe, eine s4-Schichtlücke nicht nur in der Trier-Luxemburger Bucht und im (rheinland-pfälzischen) Südbereich der Eifeler Nord-Süd-Zone, sondern auch in

der (nordrhein-westfälischen) Nordeifel anzunehmen. Der niederländische Rurtal-Graben mit seinen geringmächtigen (sandigen) smD-Ablagerungen liegt etwa 40–50 km weit weg, jenseits des Hohen Venns im Nordosten (Kap. 4). Bezogen auf die großen Struktureinheiten des variskischen Gebirgsbogens gehört sein Sockel nicht mehr zum Rhenoherzynikum, sondern zum Subvaristikum. Bedingt durch abweichende strukturelle Voraussetzungen lief die Beckenentwicklung dort anders ab. Im hier untersuchten Eifelraum ist hingegen eine diskordante Auflagerung des smto (s5-Folge) auf smtu (s3-Folge) plausibel.

Diese bereits fertig ausformulierte Interpretation erfuhr eine erstaunlich klare Bestätigung, als Mitte Mai 2021 von Herrn K.-H. Ribbert noch mehrere fast vergessene alte Aufschlussfotos vom Bergbaufeld Günnersdorf zur Verfügung gestellt wurden. In ihnen zeigt sich das mächtigkeitsreduzierte sm-Profil am Rande der Kallmuther Schwelle, dicht am südwestlichen Stadtrand von Mechernich (GK25-Blatt 5405 Mechernich: westlich des Bergbaumuseums; UTM32 E 333075 N 5606451 (Gauß-Krüger-Koordinaten R 25 45 510 H 56 05 799). Das Übersichtsfoto (Abb. 14) ist zwar nicht sehr hoch auflösend, aber – gestützt durch die anderen Detailbilder – von äußerst hoher stratigraphischer Aussagekraft. Die erkennbar diskordant auflagernde s3-Folge ist hier erstaunlicherweise in der typischen Fazies eines Kugelfelshorizontes ausgebildet. Zentimeter- bis dezimetergroße, manchmal schalige Kugelbildungen treten so massiert auf, wie es linksrheinisch sonst nur aus der pfälzischen Oberen Felszone bekannt war (Dittrich 2016a, b; Tab. 2). Durch das auflagernde Deckkonglomerat (Hauptkonglomerat) und den VG-Bereich (mündl. Mitt. K.-H. Ribbert) wird die stratigraphische Position dieser Kugelfels-Abfolge untermauert. Nach oben hin erscheinen – wie in der Pfalz auch – vermehrt „dünnschich-

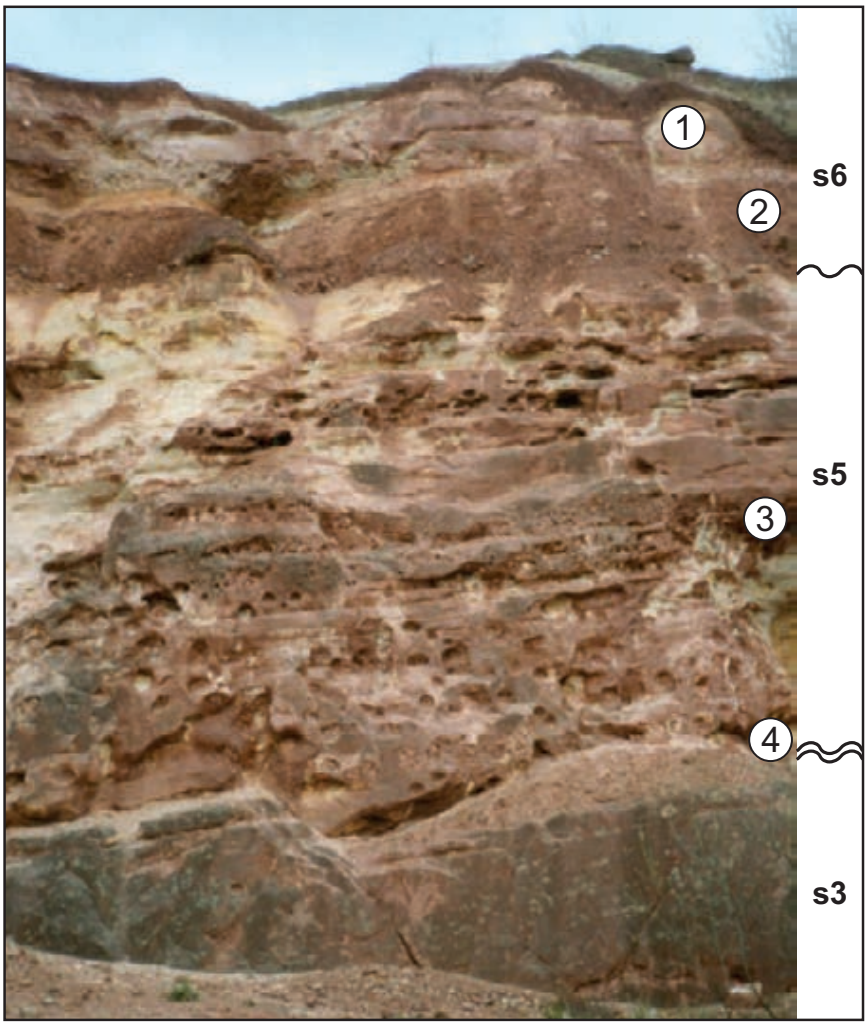


Abb. 14: Aufschlusswand des Mittleren Buntsandsteins am südwestlichen Stadtrand von Mechernich (Foto: K.-H. Ribbert); Einfallen nach Nordwesten, 1: Bereich der VG, 2: geringmächtiges Deckkonglomerat, 3: s5-Gesteine in Kugelfels-Fazies, oben links in erkennbarer „Dünnschichten"-Fazies, 4: Diskordanzfläche s3/s5, vgl. Text).

tige“ äolische Sandsteine. Genauso interessant sind die s3-Sandsteine unten im Bild. Das helle eckige große Geröll ganz unten rechts indiziert wohl bereits das liegende Grundkonglomerat. Die markante Sandsteinbank ist von einer kleinen Abschiebung ein wenig versetzt worden. Im Hangenden verliert sich die Störungsfläche. Es dokumentiert sich also eine rupturelle Dehnungstektonik innerhalb des Mittleren Buntsandsteins, im zeitlichen Umfeld der schon erwähnten D- und Hb-„Doppeldiskordanz“ (Kap. 3.1 mit Tab. 2). Dabei war es zu einer Nordwest-Südost-Extension gekommen. Die auflagernde fluviatile Rinne hat den Rand des härteren, damals offensichtlich schon verfestigten fluviatilen Sandsteins der Hochscholle etwas freigelegt, da sie sich in die weicheren schräggeschichteten äolischen Sandsteine der Tiefscholle besser einschneiden konnte. Insgesamt belegt diese (heute immer noch freiliegende) Aufschlusswand also eine deutliche Lücke im Schichtprofil. Im Zeitraum zwischen dem s3 und dem s5 ist es zunächst zur Verfestigung der schon abgelagerten Sedimente und dann zu ihrer tektonischen Verstellung, zur erosiven Kappung der Topbereiche und schließlich zur diskordanten Überlagerung gekommen.

tiefere und mittlere s5-Folge

Im Mechernicher Referenzprofil folgt über dem Grundkonglomerat und der überlagernden Feinabfolge des s3 ein wechselhafter und zunächst einmal wenig prägnanter sandig-konglomeratischer Abschnitt. Er macht die „Hauptmasse“ des Mittleren Buntsandsteins aus; wegen seiner Gleichartigkeit ist er auch stets zusammenfassend beschrieben worden (Ribbert 1985, 1995, 2013). Er beinhaltet rote und gelblichbraune Mittel- bis Grobsandsteine, konglomeratische Sandsteine und sandige Konglomerate. Rote Tonsteinlagen sind dünn und selten. Mittel- bis großdimensionale Schrägschichtung ist weit verbreitet. Im Referenzprofil sind auch rötlichgraue Farben notiert worden. Zudem sind darin drei Abschnitte von „Grobkonglomerat“ protokolliert worden, 3,9 m, 2,6 m und 0,6 m mächtig. Nach der Legende bei Ribbert (1995: Abb. 3) bezieht sich dieser Begriff auf Geröllgrößen von 5–20 cm.

Für die regional recht mächtige rechtsrheinische Hardegsen-Formation (smH) haben Tietze & Röhling (2013) eine durch Spezialbecken- und -schwellen lebhaft konfigurierte Beckenabsenkung beschrieben. Wegen eines Anstiegs der Erosionsbasis (einem ansteigenden Baselevel) stand viel Akkomodationsraum zur Verfügung. Im Trier-Luxemburger Raum ist für diesen Schichtabschnitt (smto) eine Nordwest-Südost ausgerichtete Extension rekonstruiert worden. Die Diagonalrichtung war damals hochmobil (vgl. auch Abb. 14), daneben haben sich rheinische (Eifeler Nord-Süd-Zone) und variszisch streichende Richtungselemente abgezeichnet (Dittrich 2019: 93ff. + 137; Abb. 8). Es zeigten sich deutliche smto-Mächtigkeitsschwankungen.

Auch in der Nordeifel kam es in der s5-Folge zu neu einsetzender, akzentuierter Subidenz, die smH-Äquivalente im Referenzprofil Mechernich sind 35,4 m mächtig. Im Bohrprofil Berg/Floisdorf (Müller & Schröder 1960: Abb. 3: B2) sind davon – unter der der H-Diskordanz und dem Deckkonglomerat – etwa 57 m erhalten geblieben. Nach der Abb. 3 bei Ribbert (1995) sind es dort ca. 64 m, in der Bohrung Lückerath (Abb. 6) umfassen sie sogar 70 m. Die rheinische Trogachse in der Nord-Fortsetzung der Echternacher Grabenzone bildet sich ab. Die eingeschalteten Sandsteine zeigen sm-typische ziegelrote oder dunkelrote Farben (Müller & Schröder 1960: Profil B2).

Im nördlichen Stadtkyller Buntsandstein-Vorkommen hat das Kieswerk Schmidtheim gute Aufschlussverhältnisse geschaffen. Unter dem (erosions-)diskordant aufgreifenden Deckkonglomerat („Usch-Schichten“, Mader 1979) erscheinen dort dünnschichtige, wenig verfestigte, mittel- bis großdimensional schräggeschichtete Dünenablagerungen. Es sind die höheren Oberen

Densborn-Schichten (vgl. Mader 1980a: 16ff., Ribbert 1983b: 49f. mit Abb. 13). In der Südeifel ist die äolische Beeinflussung dieser Serien ebenfalls gut erkennbar (u.a. Dittrich & Lichtenscheidt 2007). In der Nordeifel endete dann der Dünengürtel des (Tieferen) Mittleren Buntsandsteins (Mader 1981a). Im Schutz der Kallmuther Schwelle konnte sich noch ein kleines Dünenfeld ausbilden (Mader 1982: 293). Auch im Mechernicher Referenz-Bohrprofil 77/3 erschien eine solche äolische Einschaltung, 5,5 m unter dem Deckkonglomerat. Im Schichtprotokoll ist unterhalb von 214,2 m eine 1,2 m-Abfolge von wenig verfestigtem Mittel- bis Grobsandstein notiert worden, mit „Dünnschichtung" (Ribbert 1983a).

Ansonsten ist der smto der Nordeifel meist aus recht groben, zyklisch gegliederten fluviatilen Sedimenten aufgebaut. Das Geröllmaterial entstammt den Ardennen im Südwesten und Westen. Quarzite dominieren bei weitem (Ribbert 1985: 49). Von Süden her, durch die Eifeler Nord-Süd-Zone, sind durch das verwilderte Flusssystem (und durch Winde) fast ausschließlich Sande angeliefert worden (Mader 1979, 1985: Abb. 2; Abb. 8). Die Vorschüttung großer Mengen endemischer Gerölle ging wohl auf eine vertikaltektonische Akzentuierung des ardennischen Hinterlandes zurück. Die Bewegungen im Zuge der Hb-Diskordanz (Tab. 2) und die dadurch veränderte Beckenkonfiguration der frühen s5-Folge können dabei eine Rolle gespielt haben.

Das west- und das südstämmige Materialkontingent vermischten sich im Bereich der Mechernicher Trias-Senke. Im Flusssystem der rheinischen Trogzone wurden die ardennischen Gerölle von den Strömungen aufgenommen und nach NNE und Nordosten weitertransportiert (vgl. Transportpfeile in Abb. 8.5.1-3 bei Ribbert 2013). Durch die häufige Verlagerung der Flussrinnen wurde das Gesamtmaterial autozyklisch in lateral begrenzte Sand- und Kiesbänke fraktioniert und als solche im Sedimentkörper des Braided-River-Systems eingelagert. Insofern entstanden keine großräumig von Westen her durchhaltende, geschlossene Konglomeratkörper, wie es von Ribbert (1995: Abb. 3, 2013: Abb. 8.5.1-3) im Blockbild dargestellt worden ist, wo unter dem Deckkonglomerat drei weit durchhaltende ardennische Geröllfahnen erscheinen. Das verflochtene Faziesmuster war weitaus kleinteiliger. Ein älterer sm-Faziesschnitt nach E. Schröder (vgl. Ribbert 1985: Abb. 8) hatte noch eine weitaus komplexere laterale Aufspaltung der Konglomerat-Schüttungen dargestellt. Letztendlich lassen aber die mehrere Kilometer weiten Abstände der derzeit verfügbaren, z.T. recht alten Bohrprofile keine adäquaten Rekonstruktionen der fluviatilen Faziesarchitektur zu.

höhere s5-Folge bis s6-Folge

Zunächst ein Exkurs in den Süden, in die südliche Trier-Luxemburger Bucht. Dort hatten Evaporite und Karbonate in sämtlichen Gesteinsabfolgen des Unteren Buntsandsteins und des tieferen Mittleren Buntsandsteins (smtu) völlig gefehlt (Dittrich 2017, 2020). Hinweise darauf setzen erstmals in der s5-Folge ein, im smto. Im Kieselkonglomerat des erweiterten Trierer Beckens (Tab. 1) etwa fanden sich vereinzelte Kugelbildungen (Kugelfelsen), die in zeitgleichen Sandsteinen der Pfalz sehr verbreitet vorkommen. Diese Strukturen resultierten aus karbonatreichen Grundwässern und den daraus ausgeschiedenen frühdiagenetischen phreatischen Calcretes/Dolocretes (Dittrich 2016a: Kap. 3, 2020: Kap. 8.4: Abschnitte s1+s2 und s5). In den Violettschichten der oberen s5-Folge sind dann Dolomitanreicherungen häufig, es erscheinen Knollen und dünne Lagen (Dittrich 2017: 54 + 68). Letzteres gilt vor allem im Nordteil der Trier-Luxemburger Bucht.

Nun zum engeren Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone. Vor den Violettschichten, in den Oberen Densborn-Schichten, hatte dort noch eine rein terrestrische, (semi-)aride Prägung des Milieus

bestanden. Es dominierten mehr oder weniger stark äolisch beeinflusste fluviatile Sedimente eines Braided-River-Systems (Mader 1979–1992). Derartige verflochtene Wildflüsse besitzen ein breites, flaches, meist vegetationsfreies Bett (Sander & Gee 1994: 123). Waldartige Ansammlungen der salzliebenden Sumpfpflanze *Pleuromeia* (Kap. 5.1) widersprechen dem.

Erklärbar ist dies alles mit der paläogeographischen Entwicklung im höheren s5. Die Erosionsbasis stieg an, das Meer im Norden rückte näher. Violette Farbpigmente konnten entstehen (Kap. 5.1), Dolomitgehalte wurden eingebracht und feinere, distalere Sedimentfraktionen abgelagert. In dieser Hinsicht ähneln sich die Milieu-Szenarien der oberen s5-Folge und der (höheren) s6-Folge. Sie sollen hier zusammenfassend abgehandelt werden. Das folgenschwere Intermezzo, das aus der starken Regression und den Schollenbewegungen im Bereich der H-Diskordanz resultierte, wird in einem separaten, nachgestellten Teilkapitel abgehandelt.

In der inneren Eifeler Nord-Süd-Zone kommen zwei prägnante lithofazielle Merkmale vor, deren Vorkommen nicht immer klar stratigraphisch eingeordnet werden können. Es handelt sich um violett gefärbte Gesteine und um die genetisch damit verknüpften Karneole.

Die stratigraphische Zuordnung der zahlreichen Karneole aus dem Oberbettinger Trias-Gebiet (Abb. 1) ist zweifellos von hohem Interesse. Bei einem Vergleich der schematisierten Fundort-Karte bei Lipinsky & Löhr (1987) mit einer GK 25 dieser Region (Dissertation Köppen 1987) erweist sich, dass diejenigen Lesestein-Funde auf anstehendem Buntsandstein (nicht die auf sekundärer Lagerstätte) alle dem Mittleren Buntsandstein zuzuordnen sind, nicht dem Oberen Buntsandstein. Für den zusätzlichen Karneolfund der Abb. 13 gilt dies ebenfalls. Die Fundort-Verteilung und die schiere Menge der dortigen Funde macht es wahrscheinlich, dass mehr als nur ein stratigraphisches Niveau Karneol-führend ist. Von ihrer dolomithaltigen, ehemals wohl auch Sulfat-führenden Lithofazies her kommen dafür sowohl die Violettschichten (sVS; Tab. 1) als auch die Violetten Grenzschichten (sVGS) in Frage (Abb. 3).

Bezüglich der Karneol-Häufigkeit existiert jedenfalls ein deutlicher Unterschied zwischen der inneren Eifeler Nord-Süd-Zone (Westeifel) und dem südlich anschließenden Gebiet. Im Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht sind nach Kenntnis der Autorin, nach den zahlreichen ausgewerteten Kartierberichten mehrerer Universitäten und aus der sonstigen Literatur keine konkreten Karneolfunde bekannt. Von Lucius (1952) war seinerzeit vermerkt worden, dass ein eigentlicher Karneolhorizont in Luxemburg fehlt. Mader (1984: 32 + 41) notierte, dass in den Violetten Horizonten der mittel- und westluxemburgischen Zwischenschichten (in „Marginalfazies“) ganz vereinzelt Karneole auftreten. Konkrete Fakten dazu blieben aber ungenannt.

Offenbar verliert sich die „Karneol-Höffigkeit“ von Norden nach Süden und nach Südwesten, mit zunehmender Entfernung vom marin beeinflussten Hauptbecken im Norden. Die häufig vorkommenden Karneole im südlichen Saarland und in der Pfalz (Dittrich 2016a: Abb. 3 + 4) gehören nicht in diesen Kontext. Sie resultierten aus einem anderen marinen Zuweg. Dieser kam von Osten und verlief durch die Lothringen-Pfalz-Senke (Pfälzer Mulde).

Eine Angabe zu Karneolen in der Westeifel, welche noch vor Lipinsky & Löhr (1987) datierte, hatte Mader (1981b: 400) geliefert. Es war dies ein ganz allgemeiner Vermerk, dass in den Dolomitkrusten von Violetten Horizonten gelegentlich grauweiße und gelbliche Chalzedone zu finden seien, seltener auch rötliche Karneole. Die betreffende Publikation hatte den „Oberen Buntsandstein“ nach der speziellen stratigraphischen Auffassung von D. Mader zum Thema.

Gemeint war sowohl der Höhere Mittlere Buntsandstein (smh, s6, „Usch-Schichten“) als auch der eigentliche Oberen Buntsandstein (s7) mit seinen zweiteiligen Zwischenschichten (Tab. 1, Abb. 3). Ob sich die referierte Notiz nun auf die Violette Grenzzone über der Konglomeratischen Serie („Usch-Schichten“) oder/und auf die Zwischenschichten mit ihren Violetten Horizonten bezog, bleibt offen.

Insgesamt ergibt sich aber die Feststellung, dass sich die zur Karneol-Entstehung nötige Hypersalinität (Kap. 5.1) vorzugsweise im Norden, in der Nähe des Beckeninneren, also eher in Meeresnähe einstellte.

Interessant ist auch die fazielle Prägnanz und Mächtigkeit der Violettschichten (sVS), wie sie in den zwei Typusprofilen des Oberbettinger Triasgebietes von Mader (1985) dargestellt ist. Die dortigen Profile Nr. 2 (Roth–Müllenborn) im Westen und Nr. 9 (Birgel–Hillesheim) im Nordosten weisen in diesem stratigraphischen Niveau eine Violettfazies von immerhin bis 15 m Mächtigkeit aus. Damals war sie von D. Mader fälschlich noch als Violette Grenzzone eingestuft worden (mehr dazu in Kap. 3.2 mit Abb. 3). Eine verstärkte regionale Subsidenz im s5 wäre eine möglich Erklärung. Ein diagonal streichender Spezialtrog, kontrolliert durch mobilisierte dortige Nordost-Südwest-Sockelstörungen (vgl. GÜK 200, Zitzmann & Grünig 1987; Kap. 3.1) kann hier mit der rheinischen Trogachse der Eifeler Nord-Süd-Zone interferiert haben. Dies würde dem kontinentalen Spannungsfeld im s5 (Tab. 2) und dem Charakter des smto-Subsidenzmusters in der Südeifel entsprechen (Abb. 8). In einem solchen lokalen Trogbereich konnten dann auch größere Schichtabschnitte des sVS unter der hangenden H-Diskordanz unerodiert konserviert worden sein.

Im oberen s5, in den höheren Oberen Densborn-Schichten (sDb2, Tab. 1), kommt das Bärlappgewächs *Pleuromeia sternbergii* vor (Kap. 5.1 mit Abb. 12). Zwei Fundlokalitäten sind bislang dokumentiert. Die Fundstätte bei Lammersdorf (Abb. 1) ist sehr bedeutend (Mader 1980a, Fuchs et al. 1991). Sie liegt im Oberbettinger Triasgebiet, auf Blatt 5706 Hillesheim. Dort fand sich ein „versteinerter Wald“, mit einer Vielzahl von Stümpfen (allein 59 wurden geborgen!) sowie Wurzelwerken, Kronen und Blättern dieser salzliebenden Sumpfpflanze. Der zweite Fundort von *Pleuromeia* liegt bei Kordel in der Südeifel, im Umfeld des unteren Kylltals. Dort fanden sich Stümpfe, auch in Lebensstellung.

Sämtliche bekannten *Pleuromeia*-Vorkommen im deutschen Buntsandstein fallen mit großen, Nord- bzw. NNE-ausgerichteten Senkungszonen am Südrand des Mitteleuropäischen Beckens zusammen (Dittrich 2017: Kap. 4.2 mit Abb. 8). Für die Eifeler Nord-Süd-Zone hat Mader (1980a) notiert, dass der autochthone „fossile Wald“ von Lammersdorf in einem mächtigen tonig-schluffigen Überflutungssediment wurzelte. Paläogeographisch würden die feinkörnigen (distalen) Stillwassersedimente und das salzhaltige Milieu zu einer näher gerückten Küstenlinie bei temporären marinen Hochstandsereignissen passen. In strukturtiefen Positionen haben dann seichte niederenergetische Einträge von salinaren Wässern für das spezielle Bodenmilieu gesorgt, welches die Halophyte *Pleuromeia* bevorzugte.

Zu dieser paläogeographischen Szenerie passt auch eine besondere Art von Feinschichtung, die sich im höheren smt des oberen Kylltals fand, wenig nördlich von St. Thomas (Abb. 1). Es handelte sich um eine unregelmäßige wellige Horizontalschichtung, graduell nach oben zunehmend bioturbat entschichtet (Mader 1980a: Abb. 8/3, 1981a: 383). Diese Fazies war schon damals von D. Mader als mögliche Sebkha-Ablagerung klassifiziert worden (tidale Wechselschichtung?).

In den Violettschichten (sVS) der obersten s5-Folge kulminierte die transgressive Entwicklung mit landwärts deutlich zurückweichenden (retrogradierenden) Faziesgürteln. Der Meeresspiegel war damals beckenweit angestiegen. Bei Dittrich (2020: 133ff. mit Abb. 39 + 40) ist dies ausführlich dargelegt worden. Durch zeitweilige, kurzfristige, seichte marine Vorstöße aus dem Beckeninneren fanden nun erstmals Karbonat- und Sulfat-reiche Lösungen von Norden her Zutritt. Im klastischen Randsaum-Sediment entstand Dolomit als Karbonatlagen und als Zement. Die veränderten und stark schwankenden chemisch-physikalen Bedingungen im Porenraum ermöglichten bei „hydrologischem Stau" die Bildung der violettfärbenden Hämatitvarianten (Kap. 5.1).

Im Mechernicher Referenzprofil 77/3 ist nur noch der Beginn dieser Sedimentationsphase unter dem erosiv aufgreifenden Deckkonglomerat erhalten geblieben. Es erscheint dort eine 6,3 m mächtige, etwas feinere, geröllfreie Abfolge. Ihre hellgraue Farbe und die feine Wechsellagerung mit grünen Tonlagen zeigen ein niederenergetisches aquatisches Milieu an. Die Erosionsbasis war bereits angestiegen, Überflutungssedimente waren nun eher erhaltungsfähig geworden. Der Schwermineralbestand dieses Bereichs (Ribbert 1995: Tab. 1: Teufe 191,5 m) mit auffällig viel gut gerundeten Körnern von abriebresistentem Turmalin passt zur transgressiven Beckenvergrößerung dieser Zeit. Der Mineral-selektierende Transportweg war länger geworden. Der feinere sVS-Topbereich mit seiner typischen Violettfazies ist gekappt. Dies gilt auch für für das im Nordosten, also beckennäher angesiedelte, Kugelfels-reiche s5-Profil der Mechernicher Aufschlusswand nahe der Kallmuther Schwelle (Abb. 14).

Nun zum Niveau der Violetten Grenzzone (VG bzw. VG1) im oberen s6. Dieser bunt-violette, meist eher feinklastische und mit Dolomit, Sulfatrelikten und Verkieselungen offensichtlich hochsalinar geprägte Schichtabschnitt des linksrheinischen Buntsandsteins geht nicht auf Bodenbildung zurück, wie es seinerzeit von Müller (1954) dargestellt worden war. Es dokumentiert sich keine Sedimentationspause (oder „retardierte Sedimentation") am sm-Top über dem Hauptkonglomerat und seinen Äquivalenten. Stattdessen kam es zu fortgesetzter Sedimentablagerung (Violette Grenzschichten, sVGS) bei spezifischen paläogeographischen Rahmenbedingungen (detaillierte Ausführungen dazu bei Dittrich 2020: Kap. 8.2). In der Südeifel entstanden bis 19 m mächtige Wechselfolgen, die in lateral und vertikal wechselnder Prägnanz die Eigenschaften von Violetten Horizonten zeigen. Dolomitreiche Sedimentpartien (Kap. 5.1) konnten fluviatil zu Dolomitbröckeln aufbereitet, umgelagert und resedimentiert werden.

Insgesamt kann der Schichtabschnitt der Violetten Grenzzone (bzw. Grenzschichten) sowohl durch seine sehr vielfältigen Faziesmerkmale als auch durch seine stratigraphische Position über der Grobschüttung des Hauptkonglomerates bzw. Deckkonglomerates und unter der erneuten konglomeratischen Vorschüttung des Oberen Buntsandsteins identifiziert werden. In der Westeifel erscheint er zwischen der Konglomeratischen Serie („Usch-Schichten", Tab. 1) und den Malbergweich-Schichten (vgl. Mader 1979: 199f.: Profil am Osthang des Ritschebergs bei Oberweiler; Abb. 3). Unter der erosiven so-Basis (S-Diskordanz, Tab. 2) kann er lokal gekappt oder unterschnitten sein.

Im Gesamtkontext der Mechernicher Kernstrecke 77/3 ist die Identifikation des VG-Niveaus eindeutig (Abb. 2). Dort handelt es sich um eine (noch) 2,8 m mächtige Abfolge zwischen Teufe 151,0 und 148,2 m. Es sind hellgraue (dekarbonatisierte?) Feinsandsteine sowie rote Tonsteine. Letztere sind im oberen Meter sandig und feinschichtig (wechselgeschichtet). Wegen der ardennischen Proximalfazies der Mechernicher s6-Folge und wohl auch wegen der beschränkten „Trefferwahrscheinlichkeit" eines Bohrkerns ist eine typische Violettfazies im hiesigen (oben

gekappten) VG-Profil nicht erfasst worden. In anderen (Bohr-)Profilen der Nordeifel ist die VG-Identifikation noch schwieriger (vgl. dazu Müller & Schröder 1960, Ribbert 1995: Kap. 2.2, 2013: 416f. mit Abb. 8.5.1-4).

Die im Mechernicher Referenzprofil verzeichneten drei Sondermerkmale der VG (Abb. 2) basierten auf den Befunden in Tagesaufschlüssen des benachbarten Bergbau-Areals. Die angetroffenen Dolomitbröckel bezeugen ursprünglich vorhandene, VG-typische Dolomit-Sedimente. Die „Wurzelröhren" (Ribbert 2013, 1995 noch: „Röhrenbauten") traten in der Nordwestwand des Tagebaus Virginia auf. Dort sind sie von K.-H. Ribbert im Jahr 1983, während der Einrichtung der heutigen Deponie, fotographisch festgehalten worden. Die genaue stratigraphische Position ist hier gesichert, anders als bei Gelände-(Kurz-)Profilen, die von Müller & Schröder (1960: 257f.) und Schrader (1983: 16f.) beschrieben worden sind (vgl. dazu Ribbert 1995: 243). Zwei Scans ehemaliger Dias lagen mir vor, mit kurzen schriftlichen Kommentaren. Sie zeigen Ausschnitte aus der 2,35 m mächtigen Abfolge des VG-Bereichs über dem Deckkonglomerat (Ribbert 1983c). Das obere Bild erfasst die unregelmäßige erosive Auflagerung eines Sandsteins mit Dolomitbröckeln, Ton-, Quarz- und Quarzitgeröllen über einem schwach violettstichigem, rotbraunem, „knubbeligem" (mergeligem?) Schluffstein (15–20 cm). In letzterem sind unregelmäßig verzweigte Wurzelreste mit heller karbonatischer Umhüllung zu erahnen. Der hangende Sandstein ist wegen seiner Extraklast-Führung wohl schon den Zwischenschichten (soZ) zuzurechnen. Eine zweite Sandsteinbank unter dem Feinsediment schließt mit einer wellenförmigen (Rippel-)Fläche ab, seine Oberfläche ist stark bioturbiert und überdies mit 10 mm durchmessenden „Hohlröhren" durchsetzt. Das zweite Foto zeigt den unteren Teil dieser Feinsandsteinbank, darunter etwa 15–20 cm bräunlich-dunkelroter Ton-/Schluff-/Feinsandstein und dann den Topbereich einer weiteren Sandsteinbank, mittelkörnig und deutlich schräggeschichtet. Auf beiden Fotos sind viele, etwa senkrecht ausgerichtete Röhren zu erkennen (etwa 10 mm dick); im Schluffstein sind sie mit Sand verfüllt. Diese Röhren sind sehr einfach und einförmig, gleichmäßig dick, mehrere cm tief, nie verzweigt, frei von kohligen Resten, ihre Ränder sind scharf, stärker verfestigt und gebleicht. Sie sehen nicht wurzelartig aus, es könnten tierische Grabgänge sein. Schon Schrader (1983: 17) hatte für die VG1-Profile der Nordeifel sowohl „dolomitische Wurzelstrukturen" als auch „Grabgänge" und andere „senkrechte Strukturen" benannt. Die untere abgebildete Feinsediment-Bank im Virginia-Profil weist überdies interessante Kleingefüge auf. Deutlich erkennbar sind Rippelschichtung, Flaser- und Linsenschichtung. Ein tidales Ablagerungsmilieu wäre möglich (mit *Planolites*-Grabbauten?).

Aus der Feinsandsteinbank unmittelbar über dem Deckkonglomerat des Mechernicher Tagebaus sind unbestimmbare Pflanzenreste und Fährten von Chirotherien bekannt geworden. Auch ein Schädelrest des labyrinthodonten Amphibiums *Parotosaurus mechernensis* (heute: *Heptasaurus cappelensis*) fand sich in diesem Niveau (Abb. 2; Ribbert 1985: 52, 2013: 463; Sander & Gee 1994: Abb. 12.8). Die dadurch belegte Anwesenheit von großen, langlebigen Amphibien, die auf ein dauerhaft feuchtes Milieu zwingend angewiesen sind (vgl. Sander & Gee 1994: 123), ist ein weiteres Indiz für die paläogeographische Situation einer weiträumigen, fluviatil gespeisten und wechselnd marin gefluteten Küstenlandschaft.

Generell dokumentiert sich in der späten s6-Folge des erweiterten linksrheinischen Raums ein ausgedehntes südwestliches Übergreifen über die zuvor existierenden Beckengrenzen des Buntsandstein-Beckens. Es herrschte eine transgressive (retrogradierende) Gesamtsituation („maximum flooding surface", mfs in Dittrich 2020: Abb. 40). Gegenüber dem proximalen Ablagerungsmilieu des unterlagernden Deckkonglomerats hatte nun eine markante ökologische

Veränderung stattgefunden, durch die landwärtige Verschiebung und die Verbreiterung der küstennahen Landschaftsgürtel. Die Talrinnen des Deckkonglomerats waren nun – noch vor der Ablagerung des (diskordant auflagernden) Oberen Buntsandsteins – überschritten worden; die neue, kornverfeinerte Sedimentation erfolgte wesentlich weiträumiger. Einzelne sehr seichte marine (peritidale) Flutungen drangen weit landwärts vor. Nachfolgend kam es dann jeweils zur vollständigen Eindunstung der eingebrachten salinaren Wässer. Im Nahbereich von hochkonzentrierten Restpfützen mit extremen pH-Werten (Kap. 5.1) war Karneolbildung möglich (vgl. Dittrich 2016a: 95ff. mit Abb. 4).

Stratigraphisches Umfeld der H-Diskordanz (tiefe bis mittlere s6-Folge)
Am Beginn der s6-Folge bewirkte ein grundlegend verändertes kontinentales Stressfeld (Tab. 2) ein neu konfiguriertes Absenkungsmuster und andersartige vertikale Schollenrelativbewegungen. Eine starke beckenweite Regression fand statt. Die Erosionsbasis erniedrigte sich deutlich. Durch die gestiegene Reliefenergie an den Beckenrändern nahm die klastische Vorschüttung enorm zu. In der Eifeler Nord-Süd-Zone und in der Trier-Luxemburger Bucht wurde das zuvor recht ausgeglichene Relief der küstennahen Flusslandschaft erneut zertalt. Die vor der Regression angelegten Flussläufe schnitten sich an ihrer jeweiligen Position ein („ererbte Täler", vgl. dazu Dittrich 2019: 126). Zahlreiche Talrinnen entstanden, manchmal mit recht steilen Flanken (Mader 1981b: 395 mit Tafeln 1 + 2). Insbesondere in der Pfälzer Mulde hat sich die unterschiedlich tiefe, lokal komplette rinnenhafte Unterschneidung der liegenden s5-Abfolgen deutlich nachvollziehen lassen (Dittrich 2019: 125).

Später dann, beim Wiederanstieg der Erosionsbasis, wurden die Rinnen von einem verflochtenen Flusssystem mit auffällig grobem Geröllmaterial verfüllt. Im Trierer Becken entstand zunächst das Grobkonglomerat (sGK, Geröllgrößen bis 18 cm), im Bitburger Becken und in Nordwest-Luxemburg bildete sich die Konglomeratische Serie (sKS, Gerölle bis 25 cm bzw. „über kopfgroß", vgl. Dittrich 2018: 71ff.). In der Westeifel, bei Schmidtheim (nördliches Stadtkyller Vorkommen) sind von Mader (1979, 1981c: Plate I) aus diesem Schichtglied („Usch-Schichten", Abb. 3) sogar vereinzelte bis 35 cm große Gerölle und bis 50 cm große Blöcke abgebildet und beschrieben worden. Alle genannten Schichteinheiten sind regionale Äquivalente des saarpfälzischen Hauptkonglomerates.

In der Nordeifel bildete sich nun das Deckkonglomerat, benannt nach einem alten Begriff aus dem Mechernicher Bergbau-Revier. Seine oft auffällig dicht gepackten Konglomeratbänke enthalten bis 30 cm große Gerölle, vor allem aus Quarzit und Quarz. Aus dem etwa Nordwest-Südost-orientierten Faziesschnitt des Mittleren Buntsandsteins bei Ribbert (1995: Abb. 3) ist abzuleiten, dass zwei separate Grobkonglomerat-Rinnen existierten. Die bedeutendere verlief in der (vormaligen) Trogachse von Kall–Lückerath eingetieft, mit lateraler Reichweite bis hin zum Referenzprofil, eine weitere erfasst bei Horm–Untermaubach den äußeren Nordwestrand der Trias-Senke (Abb. 6). Erstere zeigt etwa 40 m mächtige Konglomeratabfolgen. Im Referenzprofil 77/3 sind noch 37,2 m gekernt worden. Unter der unregelmäßig rinnenhaft ausgestalteten s6-Basisfläche können obere Abschnitte der s5-Folge – die höchsten sDb2-Sandsteine und die sVS-Violettfazies – erosiv fehlen. Dies zeigte sich auch im schon erwähnten Kieswerk des Schmidtheimer Buntsandstein-Vorkommens (vgl. Ribbert 1983b).

Die randnahe Rinne bei Horm im Nordwesten zeigt eine weitaus stärkere Kappung des Liegenden. Das Deckkonglomerat der s6-Folge, ca. 27 m mächtig, überlagert hier unmittelbar das 3–4 m mächtige (oben erosiv verkürzte?) s3-Grundkonglomerat. Es erweist sich das neuartige, ei-

genständige Faziesmuster des s6. Sein Verbreitungsgebiet hat sich nach Westen hin ausgeweitet. Dasselbe zeigt sich am Westrand der Trier-Luxemburger Bucht (Abb. 5). Dort hatte sich der Beckenraum nun erstmals bis an die belgisch-luxemburgische Grenze ausgedehnt (Dittrich 2018: 96f.). Im Profil der deutschen Forschungskernbohrung Roth in der westlichsten Trierer Bucht hat eine 46,2 m mächtige sKS-Rinnenfüllung das Liegende unterschnitten. Über dem Devonsockel sind dort nur noch 9,8 m Basalkonglomerat des tiefen smtu (s3) erhalten geblieben („Fazieseinheit 1", Dittrich & Norbisrath 2006, Dittrich 2019: 96f.). Nur wenig weiter westlich keilt der komplette Tiefere Mittlere Buntsandstein (smt) dann aus (Abb. 5). Abseits davon wird der Devonsockel weitflächig erst vom Höheren Mittleren Buntsandstein (smh, s6-Folge, Tab. 1) überlagert.

Eine klassische Winkeldiskordanz ist nie erkennbar (Ribbert 2013: 460). Tatsächlich sind merkliche tektonische Verstellungen im Zuge der H-Diskordanz linksrheinisch bisher nur im Saarland nachweisbar gewesen (Kap. 3.1). Wie oben geschildert, existiert in der Nordeifel eine regional variierende Schichtlücke unterhalb der H-Diskordanz. Äquivalente der Hardegsen-Formation sind aber fast überall erhalten gebliegen. Der große s4+s5-Hiatus, der von Stets (2013: Tab. 8.5.2-1) im Raum Mechernich vermutet worden war, ist also nicht entwickelt.

Bei Kall ist ein 20 m-Abschnitt des Deckkonglomerates intensiv untersucht worden, mithilfe der Architektur-Element-Analyse (Hoberg et al. 2000). Ermittelt wurde, dass im dort sehr proximalen und hochenergetischen Flusssystem zwei verschiedene Fluviatilstile intermittierten. Zum einen zeigten sich von Süden nach Norden migrierende Kies- und Sandbänke (downstream accretion), deren Sand-Übersättigung die Verfügbarkeit von (relativem) Feinmaterial belegt. Diese Banksysteme dokumentieren das vernetzte Haupt-Rinnensystem. Andererseits existierten „proximale Fansysteme" von randlich einmündenden Kiesfächern. Die Schüttungsrichtungen dieser massiven Geröll-Rinnenfüllungen (gravel beds) weisen nach Nordosten (vgl. Hoberg et al. 2000: Abb. 3a); Schrader (1983: 20 mit Abb. 9) hatte dort aus 95 dachziegelartig eingeregelten Geröllen eine WSW-gerichtete Schüttung ermittelt. Es erscheinen auch extrem gut zugerundete Grobgerölle aus umgelagertem (alt-)paläozoischen Gesteinsmaterial. Ihre Rundung macht eine Aufarbeitung älterer Konglomerate wahrscheinlich. Schon von Ribbert (1995: Kap. 3.2 mit Tab. 2) war der Geröllbestand des Deckkonglomerates am Kallmuther Berg detailliert erfasst worden. Neben nicht näher spezifizierten Quarziten und Quarzen existiert ein Anteil von etwa 1 % „exotischen Geröllen" mit bestimmbarer Herkunft. Ihre Ausgangsgesteine waren Gedinne-Konglomerate (tiefstes Unterdevon) und verkieselter unterkarbonischer Kohlenkalk. Sie entstammen dem Randbereich des Stavelot-Venn-Antiklinoriums (auch: Venn-Sattel, Venn-Antiklinale) und dem nordwestlich davon angrenzenden Ardennengebiet (Dinant-Mulde), also einem Gebiet einige Zehner Kilometer westlich des Mechernicher Buntsandsteins. Einzelne besondere Quarzitvarianten sind wohl dem Kambrium (Revin) des Stavelot-Venn-Massivs zuzuordnen.

Der im vorhergehenden Teilkapitel behandelte Violettfazies-Charakter betrifft nicht nur den Bereich der Violetten Grenzzone im Hangenden, sondern teilweise auch schon die Konglomeratische Serie (sKS) des Bitburger Beckens und der inneren Eifeler Nord-Süd-Zone. Deren Sandsteine und Konglomerate können mit Violetten Horizonten wechsellagern, auch sind sie mehr oder weniger stark durchsetzt mit dolomitischen Krusten und Zementen. Dolomitbröckel oder gar Dolomitbröckelbänke können ebenfalls vorkommen. Dies erweist sich in (weniger stark verwitterten) Bohrkernen, etwa bei Roth und Körperich und vor allem bei Spangdahlem im Osten (Dittrich & Norbisrath 2006, Dittrich & Lichtenscheidt 2007). Violett-rote und bläulich-violette Gesteins-Tönungen sind dort häufig. In den Ardennen-ferneren, nicht ganz so grob-

klastischen östlichen Faziesbereichen ist dieser Gesteinscharakter besser zu beobachten als im westlichen Proximalbereich, wo die groben Konglomerate mit ihrer mittel- bis grobsandigen Matrix sehr stark ausgewaschen und aufgelockert sind. In der Proximalfazies des Nordeifeler Deckkonglomerates sind nach derzeitigem Wissensstand keine Dolomitzemente mehr erhalten. Lediglich partielle Bleichungen (Müller & Schröder 1960: B1 + B5) erinnern noch an Violette Horizonte. Die gleich alten „Usch-Schichten" der Westeifel hingegen enthalten etliche typische Violette Horizonte und Dolomitbröckelbänke (Mader 1979, 1980c, 1981b).

Im mittleren und höheren s6 war es nach der s5/s6-Regression zum Wiederanstieg des (globalen) Meeresspiegels und damit auch der beckenweiten Erosionsbasis gekommen. Zyklische Schwankungen – teils eustatisch, teils tektonisch bedingt – bewirkten die Herausbildung von Parasequenzen. Dementsprechend wechselhaft waren auch die Nähe der Küstenlinie und die Position der Faziesgürtel am Beckenrand. So erklärt sich das intermittierende Regime der zwei proximalen Fluviatilstile bei Kall, wie es von Hoberg et al. (2000) ermittelt wurde. Als mögliche Ursachen hatten die Autoren damals Baselevel- oder Klima-Schwankungen notiert. Bei den mehr oder weniger gleichbleibend (semi-)ariden Klimabedingungen des Buntsandsteins (Darlegungen dazu bei Dittrich 2020: 104ff. mit Abb. 36) sind aber ohnehin schon sehr diskontinuierliche Niederschlags-Mengen mit episodischen extremen Abflussereignissen plausibel. Wichtiger war die tektonisch-eustatische Beeinflussung der Erosionsbasis (des Baselevels, vgl. Dittrich 2020: 138f. mit Abb. 40). In Hochstandsphasen können marin-salinare Lösungen weit nach Süden bzw. Südwesten vorgedrungen sein. Schon in den Usch-Schichten der Westeifel (s6) – nicht erst im Oberen Buntsandstein (s7) – erscheinen vereinzelte bipolare Schüttungsmesswerte (vgl. Mader 1981c,d). Derartige rückläufige, dem allgemeinen Abfluss entgegen gesetzte Schüttungsrichtungen könnten als tidale Gefügemerkmale gedeutet werden (Dittrich 2017: Kap. 4.1).

Vom überregionalen strukturellen Befund her war eine Anbindung der Eifeler Nord-Süd-Zone an marine Zufuhrwege durchaus möglich. Dies zeigt schon die Isopachenkarte der niederländischen Solling-Formation bei Geluk (2005: Fig. 4.24). Das boreale Meer im Norden konnte damals durch die zwei aktiven Senkungsstrukturen beiderseits des Ringköbing-Hochs, den Zentral- und den Horn-Graben (Abb. 9), in die Ems-Senke (Ems Low) und dann entlang ihres Südsporns weiter nach Süden gelangen (vgl. auch Abb. 15 im s7-Text). Zusätzlich zu einer solchen borealen Pforte existierten bereits die tethyalen Pforten im Osten (Tietze & Röhling 2013, Dittrich 2020: Abb. 35). Schon Backhaus (1996: 261) hatte Foraminiferen-Funde in holländischen Solling-Sandsteinen erwähnt. Im deutschen Beckenbereich sind zahlreiche marine Faziesmerkmale im s6 dokumentiert (mehr dazu bei Dittrich 2020: 140f.; Tab. 3), so etwa marines Plankton, marine Muscheln, Anhydritknollen und eine 2 m mächtige Anhydritbank. Violette Horizonte sind häufig entwickelt. Der marin-salinare Zuweg in die Eifeler Nord-Süd-Zone und damit auch in die Trier-Luxemburger Bucht ist wohl vor allem durch die rheinische Trogzone östlich der Kallmuther Schwelle verlaufen (Harzheimer Trog, Kap. 3.2). In der rheinischen Trogzone Kall–Lückerath hingegen, ganz nah am Ardennen-Hinterland im Westen, ist die Subsidenz meist von der proximalen Geröllzufuhr übertroffen worden. Feinere Violette Horizonte – falls sie dort zwischenzeitlich überhaupt je entstehen konnten – blieben nicht unerodiert erhalten.

s7-Folge (Oberer Buntsandstein)

Im Oberen Buntsandstein (so), im Gefolge der tektonischen Bewegungen der der S-Diskordanz, herrschte ein kontinentales Spannungsfeld mit generell Nordwest-Südost-orientierter Dehnungsbeanspruchung (Extension, Tab. 2). Die Paläogeographie war anders als im Mittleren Buntsandstein. Nun erstreckte sich im unmittelbaren nördlichen und nordöstlichen Vorfeld das

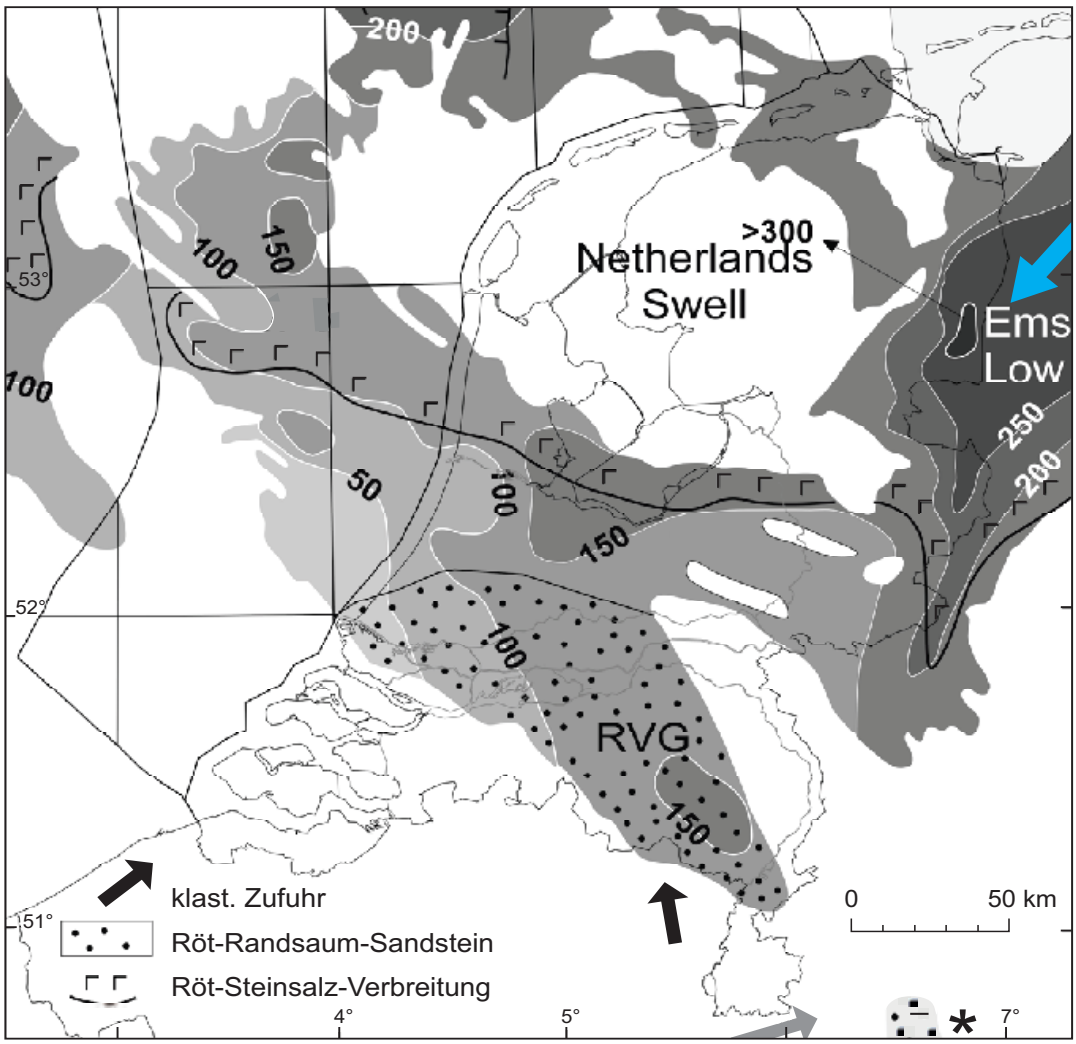


Abb. 15: Isopachen der niederländischen Röt-Formation und die Südgrenze der Salz-Vorkommen (nach Geluk 2005: Fig. 4.25, vereinfacht und ergänzt; RVG = Roer Valley Graben (Rurtal-Graben); *: nachkorrigiertes NW-Ende der Mechernicher Trias-Senke, weiter im SE dann vermehrt tonige Fazies, vgl. Abb. 2; grauer Pfeil: ardennische Einschüttung; blauer Pfeil im Osten: Ingressionsweg im so, vgl. Abb. 9).

Rötmeer, dessen ozeanischer (tethyaler) Anschluss unzweifelhaft belegt ist (ausführl. Darlegungen mit zahlr. Referenzen bei Dittrich 2020: 150). Die so-Lithofazies der Nordeifel war zwar nach wie vor (grob-)klastisch und ardennisch geprägt, gemeinhin treten nur noch Gerölle bis 5 cm Größe auf. Sie ist aber weitaus vielfältiger als zuvor. Die Sandsteine sind nun toniger und meist auch unreifer (Ribbert 1995: 247f. mit Abb. 5), sie können Glimmer, häufige Dolomitbröckel (Ribbert 1995: 250) und Karbonat-Bindemittel enthalten. Die Farben sind bunter (Müller & Schröder 1960: Abb. 3), Violette Horizonte erscheinen (Horalek et al. 1977: 14ff., Schrader 1983: 22f.). In den mehrere Meter mächtigen fluviatilen Kornverfeinerungs-Zyklen sind Bänke von Feinsedimenten eingeschaltet. Manchmal erscheinen auch recht mächtige tonig-schluffige Intervalle.

Beim Absenkungsgeschehen waren nicht bloß rheinisch ausgerichtete Trogzonen aktiv, sondern maßgeblich auch „diagonale“, also Südwest-Nordost streichende Strukturelemente, die ja im unterlagernden variskisch deformierten Sockel angelegt waren (Kap. 3.1). Ihre deutliche Mobilität im Oberen Buntsandstein galt wohl nicht nur im Trier-Luxemburger Teilbecken (Abb. 8), in

der Hessischen Senke (Dersch-Hansmann et al. 2013) und in den Niederlanden (Kap. 4; Abb. 15), sondern auch in der Nordeifel. Die diagonale Trogachse Kall–Mechernich im nordwestlichen Vorfeld der Kallmuther Schwelle (Kap. 3.1) war aktiv. Hier entstand die auffällig feinklastisch geprägte, (heute) etwa 144,5 m mächtige so-Abfolge des Referenzprofils. Die dortige Bohrlokation wird wahrscheinlich nicht exakt das lokale Mächtigkeitsmaximum erfasst haben; die jeweiligen Angaben von bis zu 60 m so1u und von ca. 110 m so1o+so2 in dieser Region bei Ribbert (1985: 52 + 54) summieren sich jedenfalls auf etwa 170 m so. Da pelitische Sedimente bei der Versenkungsdiagenese wesentlich stärker kompaktiert werden als sandig-konglomeratisches Material, sind derartige Mächtigkeiten in ihrer Dimension durchaus vergleichbar mit denen aus den diagonalen Trogzonen der proximaleren Südeifel (Abb. 4 + 5). Die von Ribbert (2013: 462) für die Mechernicher Trias-Senke (abseits der Kallmuther Schwelle) notierte recht gleichmäßige so-Mächtigkeit von etwa 150–160 m, trotz der regionalen Korngrößenunterschiede, entstand teilweise erst postsedimentär, aufgrund der Wechselwirkung von Korngröße und Kompaktionsgrad. Im ardennischen Proximalbereich sind überdies etwas unvollständigere Profile mit größeren Schichtlücken durch flächenhafte Kappungen und erosive Unterschneidungen anzunehmen. Im äußersten Nordwesten ist der so denn auch nachweislich geringmächtiger als 150 m. In der Bohrung Pimenich (Kreuzau; B5 in Abb. 6) umfasst er etwa 122 m (Grenzlegung sm/so verändert gegenüber Müller & Schröder 1960: Abb. 3). Diese immer noch sehr hohe so-Mächtigkeit am westlichen Erosionsrand dokumentiert zusammen mit den allgemein geringen Geröllgrößen, dass der Beckenrand im Großen und Ganzen nicht sehr nahelag. Das Schiefergebirge war damals weiträumig ins Beckengebiet einbezogen gewesen (Kap. 3.2). Die Röt-Mächtigkeiten im niederländisch-deutschen Beckeninneren, in der Ems-Senke (Ems Low), können 300 m übersteigen. Am Südrand der Abb. 15 sind es noch 100–200 m, und das in einer inzwischen stark kompaktierten Pelitfazies. Die dortige Subsidenz war hoch. Der generelle fluviatile Abflussgradient nach Norden (der „downstream" bei Mader & Teyssen 1985) bestätigt sich dadurch; nordöstliche Richtungen kamen hinzu (mehr dazu später). Gleichzeitig kam es zur fluviatilen Anlieferung und Zumischung von ardennischem Sand- und Geröllmaterial aus westlichen Richtungen. Nach Osten hin und vor allem im oberen so verlor sich dies allmählich.

Unterfolge s7-1 (Röt 1)

In den kumulativen Isopachenkarten der Röt-Formation benachbarter Beckenbereiche fallen schmale, riftartige Spezialtröge in der diagonalen Südwest-Nordost-Richtung auf. In den Niederlanden (Abb. 15) ist es der Westteil der Ems-Senke (Ems Low, Geluk 2005), im hessisch-thüringischen Grenzgebiet ein schmaler Trog mit engräumiger Mächtigkeitszunahme (bei Eschwege, Dersch-Hansmann et al. 2013: 8.2-11). Eine bessere Datenlage dazu existiert in der Trier-Luxemburger Bucht. Dort ließ sich das Mächtigkeitsmuster der so-Abfolge ja stratigraphisch genauer aufschlüsseln. Dabei zeigte sich, dass es der Zeitraum der s7-1-Subfolge (Röt 1) war, dem eine solche Beckenkonfiguration zukam. Dort bildete sich nun der schmale Spezialtrog im Südeifeler Zentralgraben heraus, über einer alt angelegten diagonalen Sockelfuge, die nach Südwesten hin weit nach Luxemburg hineinreicht (Dittrich 2019: 102; Abb. 8: sot). Ein mechanischer Zusammenhang mit dem sich im Wechsel s6/s7 stark verändernden kontinentalen Spannungsfeld (Tab. 2) und dem Bewegungsereignis der S-Diskordanz liegt auf der Hand. Tektonisch bedingt konnte sich nun im Hauptbecken über die Tethys-Pforten (Abb. 9) eine stabile marine Anbindung etablieren.

Nördlich des Untersuchungsgebietes entstanden die sehr mächtigen salinaren Schichteinheiten des Main Röt Evaporite Member und der Vitzenburg-Subformation (Tab. 3). Im gesamten Röt 1 existierte dort also ein hochkonzentrierter marin-salinarer Wasserkörper. Bei kleinzyklischen

Meeresspiegelschwankungen griff dieser mehr oder weniger weit nach Süden hin vor. Eine strukturell vorgegebene rheinische Trogzone zur Eifeler Nord-Süd-Zone hin begünstigte dies (Abb. 15). Sie zeigt sich auch in einem langen Südsporn des Röt-Salinars. In den vorwiegend sandigen Malbergweich-Schichten der Westeifel sind denn auch besonders viele Violette Horizonte, Dolomitknollen bzw. -knauern und Dolomitbröckel(-bänke) enthalten (Mader 1981b, Dittrich 2020: 157 + 159). In der westlichen Nordeifel mit ihrer relativ hochenergetischen Proximalfazies haben sich die höheren, feinklastisch-karbonatischen Abschnitte der Parasequenzen nur selten unaufbereitet erhalten können. Dort erscheinen meist bloß Dolomitbröckel. Allerdings fanden sich auch unterschiedlich stark gekappte Reste von Violetten Horizonten (Horalek et al. 1977: 14f.), selbst solche mit noch intakt erhaltenen Dolomitknauern (vgl. Schrader 1983: 23). Im zeitlichen Wechsel schwankte das Milieu zwischen dem einer Braidplain und dem einer ausgedehnten Überflutungsfläche (Floodplain) mit temporärer seichter marin-salinarer peritidaler Beeinflussung (Coastal Plain, Kap. 5.1). Es herrschte kein rein fluviatiles Milieu, so wie es seinerzeit von Mader (u.a. 1980c, 1981b, 1992) dargestellt worden ist.

Von Schrader (1983: 23) sind unregelmäßige Dolomitknauern im Obertage-Profil Weißenbrunnen aus der südöstlichen Trias-Senke dargestellt worden. Sie erscheinen in relativ feinen Sandsteinen, die sich mit violetten dolomitischen Mergeln verzahnen. Nach Ansicht des Autors handelte es sich dabei um den Bereich der VG2 am Top der Unteren Zwischenschichten. Da letztere aber Nordeifel-weit nur auf konstant 15 m Mächtigkeit veranschlagt wurden – das erbohrte Referenzprofil war damals noch nicht publiziert –, kann dies aber nicht zutreffen. Bei Weißenbrunnen erscheint nicht die VG2, sondern bloß irgendein unerodiert erhalten gebliebener, deutlich entwickelter Violetter Horizont innerhalb des soZM. Die mit in die dortige „VG2"-Abfolge gestellte konglomeratische Rinnenfüllung (bis 1,5 m mächtig) passt gut dazu.

Im Mechernicher Referenzprofil 77/3 (Ribbert 1983a) ist die sm/so-Grenze bei Teufe 148,2 m fixierbar. Sie liegt über den Äquivalenten der Violetten Grenzzone und unter einem erosiv aufgreifenden geröllführenden Mittel- bis Grobsandstein. Letzterer markiert die grobklastische Vorschüttung der basalen Malbergweich-Schichten; im unteren Sandstein-Bereich (unter 146,1 m Teufe) wurden bis 7 x 3 cm große Gerölle angetroffen. Über einer erweiterten Schichtlücke im s6/s7-Bereich wurden relativ unreife detritische Sedimente mit Komponenten aus dem gallischen Hinterland im Süden abgelagert (vgl. Dittrich 2019: Kap. 7.3.2). Hinzu kam viel eingeschüttetes quarzitdominiertes Geröllmaterial von den Ardennen im Westen. In dieser Hinsicht ähnelte die regionale paläogeographische Situation der (westlichen) Nordeifel derjenigen in West- und Mittel-Luxemburg (Abb. 8: sot). Eine typische „Axialfazies" des Oberen Buntsandsteins (Begriff von Mader 1979–1992) entstand hier nicht.

Im Verlauf des Röt 1 (s7-1-Unterfolge) vollzog sich ein beckenweiter Meeresspiegelanstieg. Damit verbunden war der Anstieg der Erosionsbasis (Buntsandstein-Sequenz B5a, Dittrich 2020: Abb. 40). Anfangs lag sie noch niedrig, der Beckenraum war dementsprechend kleiner. Am Süd-Ende der Eifeler Nord-Süd-Zone wurde die damalige Beckengestalt maßgeblich von diagonalen Strukturelementen kontrolliert (Abb. 8: sot). Dazu passen die Befunde von Ribbert (1989, 1995: 250 mit Abb. 4) aus der damals noch offenliegenden Grube Maubacher Bleiberg bei Horm, am äußersten Nordwestrand der Mechernicher Trias-Senke. Im tieferen so-Bereich traten dort Konglomeratpartien auf, die zu großen Teilen aus rötlichen Tonsteinplättchen bestand, mm-klein bis mehrere cm groß (mündl. Mitt. K.-H. Ribbert April 2021: gerötete paläozoische Tonschiefer). Dieses instabile Material kann nicht weit transportiert worden sein. Der paläozoische Sockel muss dort im nahen Hinterland frei gelegen haben – abseits der oben beschriebenen mäch-

tigen Deckkonglomerat-Rinnenfüllung von Horm–Maubach. Auf einer mobilisierten diagonalen Hochscholle positioniert, konnte er damals erosiv angeschnitten werden; so sind dort auch Südwest-Nordost-Störungen heute noch auskartierbar (GÜK 100, Blatt C 5502 Aachen, Ribbert 1992). Resedimentiertes sandiges Material der unterschnittenen VG-Abfolge und einzelne umgelagerte Deckkonglomerat-Großgerölle (bis 10 x 20 cm) sind hier ebenfalls enthalten. Es dokumentiert sich eine frühe s7-1-Sonderfazies am damaligen Nordwest-Rand des Mechernicher Teilbeckens.

Nachfolgend stieg die Erosionsbasis mit dem Meeresspiegel an und der linksrheinische Beckenraum erweiterte sich stark. In der Abfolge der Mechernicher Malbergweich-Schichten, insgesamt 58,0 m mächtig, zeigt sich eine zyklisch gegliederte Kornverfeinerungstendenz nach oben hin. Diese kulminiert in der immerhin 22,8 m mächtigen Feinabfolge der VG2 (Abb. 2). Die hier verwendete Benennung „VG2" bezieht sich bloß auf das nach Süden hin korrelierbare stratigraphische Leit-Niveau. Sie hebt nicht auf eine – im Mechernicher Profil nicht entwickelte – konkrete Violettfazies ab (mehr dazu im letzten Teilkapitel zum s7). In diesem Niveau vollzog sich eine markante transgressive Entwicklung. Dabei wurde auch das Paläozoikum der Kallmuther Schwelle erstmals eingedeckt, von den Feinsedimenten des VG2-Bereichs. Das laterale Aufgreifen des basalen so1o bei auskeilendem so1u hat Ribbert (1985: GK25 + Profilschnitt E–F) konkret auskartieren können. In der damaligen stratigraphischen Lokalgliederung war der mächtige Feinsediment-Abschnitt als Basisbereich der Oberen Zwischenschichten (so1o) definiert worden (Abb. 2). Dabei hatte es sich jedoch weniger um einen genetisch fundierten, also Zyklen-bezogenen stratigraphischen Zugang gehandelt, als vielmehr um die Ausweisung einer praxistauglichen Kartiergrenze. Die überregional korrelierbare Grenze Untere/Obere Zwischenschichten – also die Grenze zwischen den Malbergweich- und den Kyllburg-Schichten (soZM/soZK) – liegt höher, oberhalb der Feinabfolge (Abb. 2). Die Schwellen-übergreifende Feinabfolge entstand im höheren Röt 1, als der beckenweite Meeresspiegel ein temporäres Maximum aufwies. Die Basis der Abfolge entspricht der mfs („maximum flooding surface") im tiefsten Hochstand-Systemtrakt (HST) der Sequenz B5a (vgl. Dittrich 2020: Abb. 40). In der relativ distal gelegenen diagonalen Trogachse Kall–Mechernich ist dieser stratigraphische Abschnitt unter der Erosionsfläche der K-Diskordanz (anteilig) konserviert geblieben.

Die beschriebene transgressive (retrogradierende) Entwicklung im Röt 1 klingt auch in der Veränderung des Schwermineral-Spektrums der soZM-Sandsedimente an. Nach der diesbezüglichen Tab. 1 in Ribbert (1995) besteht eine deutliche graduelle Zunahme von Zirkon gegenüber (dem abriebresistenten) Turmalin. Der Zirkon-Gehalt steigt von 27,0 über 60,5 auf erstaunliche 94,0 % des Schwermineral-Bestandes. Generell sind es vorherrschend gut gerundete Turmaline, die weit von Süden her zugeführt wurden. Jedoch verringerte sich die Bedeutung des südstämmigen Kornmaterials vom gallischen Rückland allmählich, da der anfängliche tektonische Reliefbelebungsimpuls der S-Diskordanz abebbte. Stattdessen kam dem Zirkon-reicheren lokalen Material aus dem im Westen angrenzenden (Alt-)Paläozoikum (Ribbert 1995: 247) immer größere Bedeutung zu. Diese Entwicklung ging einher mit generell abnehmenden Korngrößen und mit zunehmender „Distalität" des Nordeifeler Ablagerungsraumes. Alle grobklastischen Faziesgürtel am südlichen Beckenrand waren landwärts zurückgewichen. Der Maximalwert von 94 % Zirkon (Teufe 91,2 m) entstammt einem sehr geringmächtigen (äolischen?) Feinsandstein im oberen Teil der Schwellen-übergreifenden VG2-Feinabfolge. Sein Korngut entstammt einem lateral verfeinerten Ausläufer einer ardennischen Einschüttung von Westen oder Nordwesten her. Im selben Zeitraum, im Hochstandsereignis der VG2, wurde immer noch etwas gallisches Material von Süden her eingeschwemmt, nun allerdings nur noch in Feinfraktion. Dies zeigten die

Beobachtungen von Horalek et al. (1977: 16ff.) im Profil Düttling (II + III). Die Lokalität liegt im Bereich der damals immer noch subsidenten westlichen rheinischen Trogachse Kall–Lückerath. In den Feinsedimenten des dortigen VG2-Bereichs ist ungewöhnlich viel muskovitisches Glimmermaterial angetroffen worden, gemeinsam mit viel aufgeweitetem („offenem") illitischem Tonmaterial. Beides konnte sich hier im ruhigen Wasser absetzen. In der proximaler gelegenen Südeifel hatten gallische Glimmersande schon im soZM (und im soZK) eine große Rolle gespielt (Dittrich 2018: Kap. 6.2).

Unterfolge s7-2 (Röt 2) (und Unterfolge s7-3, Röt 3?)
In der Eifeler Nord-Süd-Zone umfasst dieser Abschnitt die oft recht mächtig entwickelten Kyllburg-Schichten, einschließlich der Violetten Grenzzone 3 (VG3). Sie sind zyklisch gegliedert (Oben-fein-Zyklen) und führen gelegentlich bis 3 cm große Gerölle (Mader 1982: 284). In der Nordeifel sind sie weniger stark von ardennischen West-Einschüttungen betroffen als der liegende Teil des so. Dies korrespondiert mit den Beobachtungen in Mittel- und West-Luxemburg, wo die ardennische Proximalfazies weniger weit vorgriff als zuvor (Dittrich 2018: 77f.; Abb. 8: sohu).

In der Mechernicher Referenzbohrung 77/3 ist die stratigraphische Grenze soZM/soZK bei Teufe 90,2 m erfasst. Es ist dies das Niveau, wo nach lange andauernder Feinsedimentation wieder gröbere Sandsteine mit Extraklasten einsetzen (Ribbert 1983a; Abb. 2). Es dokumentieren sich die tektonischen Bewegungen im Bereich der K-Diskordanz. Im Schwermineral-Spektrum der Sandsteine spielt nun wieder Turmalin eine etwas größere Rolle (Ribbert 1995: Tab. 1: Teufe 66,4 m). Nun erscheinen vor allem ungerundete Turmaline. Sie bilden eine klastische Neuschüttung von SSW ab. Es handelt sich um das typische unreifere Korngut der Trier-Luxemburgischen Kyllburg-Schichten (vgl. Dittrich 2020: 106f.; Abb. 8: sohu). Das süd- bzw. südwest-stämmige Sandkorngut wurde dann mit ardennischen Geröllsanden vermischt und noch weit nach Norden ins Hauptbecken transportiert, bei gradueller Kornverfeinerung. Im niederländischen Beckenbereich entstand das Intermediate Röt Claystone Member des basalen Röt 2 (Tab. 3). Fazielle Merkmale der zeitgleich gebildeten „Ceratiten-Schichten" und „Myophoriendolomite" der nord- und mitteldeutschen Göschwitz-Subformation dokumentieren die Marinität des Milieus. Bei (relativen) Meeresspiegel-Schwankungen reichten einzelne seichte Vorstöße weit bis in den südwestdeutschen Randbereich hinein. Sequenzstratigraphisch ist dieser Schichtabschnitt als ein durch Parasequenzen gegliederter Transgressiver Systemtrakt (TST) zu bewerten (vgl. Dittrich 2020: Abb. 40).

Das Milieu des fluviatilen Randsaums im Südwesten war deutlichen Schwankungen unterworfen. Sie resultierten aus einer wechselnden Höhenlage der Erosionsbasis (des Baselevels) und aus variierenden Abständen zur Küstenlinie. Im südlichen Teil der Eifeler Nord-Süd-Zone („Westeifel") wurde von Mader & Teyssen (1985) für die Kyllburg-Schichten ein fluviatiler Misch-Typ rekonstruiert („transitional meandering-thalweg–braided channel pattern"). Kennzeichnend war eine zeitliche Variabilität des Ablagerungsgeschehens. Es war mal mehr distal, mal mehr proximal geprägt (genauere Ausführungen bei Dittrich 2020: 165). In der Dissertation Schrader (1983: Abb. 134) war das Milieu des Oberen Buntsandsteins noch kumulativ ausgewertet worden, ohne nähere stratigraphische Differenzierung. Für die Region vom Saargau im Süden bis hin zur Nordeifel ist dafür generell ein von zahlreichen Seen durchsetztes mäandrierendes Flusssystem dargestellt worden. In die (limnischen) Wasserkörper sollten recht viele Deltasedimente mit Oben-grob-Tendenz eingeschüttet worden sein. Als Referenzprofil für eine solche Deltabildung wurde das Profil Fichelsberg ausgewiesen, welches in der Mechernicher Trias-Senke liegt (west-

liches GK25-Blatt 5305 Zülpich). In der Profiltafel von Schrader (1983: Abb. 10) ist es den Oberen Zwischenschichten (hier: soZK) zugeordnet worden. Auch angesichts der nahezu geröllfreien Fazies, die für den soZM (so1u) der Nordeifel untypisch wäre (Abb. 2), kann dies zutreffen. Insgesamt zeigt sich, dass unterschiedliche Fluviatilstile existierten. Ihr engräumiges gleichzeitiges Nebeneinander ist weniger wahrscheinlich als ein intermittierendes Nacheinander.

Aus den besser bekannten Kyllburg-Schichten im Südbereich der Eifeler Nord-Süd-Zone sind in den zyklisch gegliederten Gesteinsabfolgen auch Gefügemerkmale angetroffen worden, die auf ein tidales Milieu hindeuten (Dittrich 2017: Kap. 4.1, 2020: 162ff.). Es handelt sich um Herringbone-Schrägschichtung (Mader & Teyssen 1985), bipolare Schüttungsmesswerte (Mader 1981d), mögliche Gezeitenbündel (tidal bundles) und verschiedene Kleingefüge. Im damaligen küstennahen Flusssystem konnten offenbar sehr unterschiedliche Milieubedingungen herrschen. Bei Oberbettingen ist in den Kyllburg-Schichten ein Skelett-Torso von *Eifelosaurus triadicus* gefunden worden, der wohl als ein kleiner Rhynchosaurier anzusehen ist (Sander & Gee 1994: Abb. 12.9). Offenbar hat er in der damaligen Flusslandschaft sein Auskommen gefunden. Als Reptil war er aber recht anpassungsfähig und ist daher – hinsichtlich des Wasserreichtums des Milieus – nicht so aussagekräftig wie das schon beschriebene große Amphibium im Niveau der Violetten Grenzzone bei Mechernich.

Chemisch-mineralogische Hinweise deuten auf das temporäre Vordringen salinarer Lösungen zur Zeit des Röt 2. In den Niederlanden, im nördlich angrenzenden Hauptbecken, bildete sich damals das Upper Röt Evaporite Member (Tab. 3). In den relativ gut konservierten gleich alten Gesteinsabfolgen im Süden – in der Trier-Luxemburger Bucht – ist nachweislich viel Gips (in Luxemburg) und generell viel Dolomit enthalten. Andere Hinweise sind die Violetten Horizonte mit ihren spezifischen violettfärbenden Hämatitvarianten, mit ihren Dolomitknollen bzw. -knauern und mit gelegentlichen Karneolen (vgl. Teilkapitel s5- bis s6-Folge). Aufschlussbedingt ist der Wissensstand dazu in den jeweiligen Regionen unterschiedlich. Im Süden sind sie häufig angetroffen worden, auch in der Westeifel. Für die Nordeifel sind von Ribbert (1985: 53, 2013: 462) Dolomitkonkretionen bzw. -knauern in Tonsteinen und resedimentierte Dolomitbröckel beschrieben worden. Dolomitische Zemente in Sandsteinen wurden ebenfalls festgestellt (Ribbert 1985: bis zu 30 Gew.%; Abb. 2).

Der erhebliche Einfluss synsedimentär mobiler Strukturelemente zur damaligen Zeit ist schon in vorhergehenden s7-Textabschnitten dargelegt worden. Interessant dafür sind auch die nahezu ausschließlich nach Nordosten ausgerichteten Schüttungsrichtungen der Kyllburg-Schichten im Oberbettinger Triasgebiet (Abb. 7). Offenbar hat das von den dortigen Flüssen angesteuerte Vorfluterniveau, die damalige Erosionsbasis, nicht im Norden, sondern im Nordosten gelegen. Marine Ingressionen könnten also auch von NNE bis Nordosten gekommen sein (mehr dazu im letzten Teilkapitel). Die Oberbettinger Messlokationen – dort wo reliktisch noch höhere Zwischenschichten anstehen – lagen sämtlich im Bereich des „rheinischen Zwischenhochs". Im Kap. 3.2 (mit Abb. 1) ist es genauer beschrieben worden. Die alte rheinische Senkungsstruktur der Echternacher Grabenzone (Abb. 4) zieht erst weiter westlich durch. Damals war sie es gewesen, die mit ihrer intermittierenden Subsidenz fluviatil transportiertes südstämmiges Sandmaterial nach Norden in die Mechernicher Trias-Senke lenkte.

Im oberen Teil der Mechernicher Kyllburg-Schichten erscheint wieder eine mächtige Feinabfolge (ca. 29 m), die den insgesamt etwa 65 m mächtigen soZK abschließt (Abb. 2). Diese Feinabfolge wird hier mit der VG3 von Rheinland-Pfalz, Luxemburg, Lothringen und dem Saarland korreliert.

Es ist dies ein überregionaler Leithorizont im linksrheinischen Buntsandstein. Dieses Niveau ist aber nicht identisch mit der bei Schrader (1983: Abb. 10) in der Nordeifel ausgewiesenen „VG3", die unterhalb eines angeblich etwa 80 m(!) mächtigen Voltziensandsteins erscheint. Stattdessen hat es sich bei den „VG3"-Niveaus in den weiträumig verteilten kurzen Tagesprofilen von Schrader wohl um tiefere (nachrangige) Violette Horizonte oder aber um die VG2 gehandelt. Letzteres wäre wegen der abgebildeten Mächtigkeitsrelationen plausibel.

Ebenso wie bei der VG (bzw. VG1) und der VG2 dokumentiert sich in der linksrheinischen VG3 eine Phase mit markanter Beckenerweiterung und landwärtiger Verlagerung der Faziesgürtel. Diejenige des VG3 ist allerdings nicht nur vom globalen Meeresspiegelniveau, sondern auch von den tektonischen Ereignissen am Südwest-Rand des Beckens gesteuert worden (Dittrich 2020: Abb. 40). Wegen dem langsam erst ausklingenden Bewegungsimpuls der K-Diskordanz fällt sie stratigraphisch nicht mit der „maximum flooding surface" (mfs) der Buntsandstein-Sequenz B5b innerhalb der rechtsrheinischen Glockenseck-Subformation zusammen. Das maximale transgressive Ereignis geschah im Südwesten erst etwas später (Dittrich 2020: 164ff.).

Vertreter der s7-3-Unterfolge (Röt 3) könnten in der Nordeifel weitestgehend unter der G-Diskordanz ausfallen. In Norddeutschland wird dieser Abschnitt durch die vergleichsweise regressive Karsdorf-Subformation eingenommen (Lepper et al. 2013; Tab. 3). Diese rotbraune Ton-/Schluffsteinabfolge besteht im höheren Teil weitflächig aus äolischen Staubdünen-Sedimenten (Paul 2006). Marine Einflüsse erscheinen nur sehr vereinzelt (Tietze & Röhling 2013: 238). Im Proximalbereich der Eifeler Nord-Süd-Zone könnte eine geringere Absenkungsrate der Röt 3-Erhaltung entgegengestanden haben. Im (diagonalen) Trogachsen-Profil Mechernich mit seiner Ton-Schluff-Fazies (VG3-Bereich, Abb. 2) sind allerdings Reste der s7-3-Unterfolge nicht ganz auszuschließen. Dahingehende biostratigraphische (palynologische) oder sichere lithofazielle Befunde fehlen aber bisher (mehr dazu später).

Unterfolge s7-4 (Röt 4)

Über den Voltziensandstein (soV) der Nordeifel ist nicht sehr viel bekannt. Dies ist seiner geringen, nur noch reliktischen Verbreitung zuzuschreiben. Bloß auf dem GK25-Blatt 5305 Zülpich streicht er noch flächenhaft aus (vgl. Abb. 6). Dort hatte Schröder (1979) nicht nur feinkörnige Tonsandsteine, sondern auch häufig eingeschaltete rote, violette und hellgraue, oft sehr sandige „Schiefertone" notiert. In ehemaligen Steinbrüchen zutage tretende violettrote Tonsteine lieferten viele Pflanzenreste, u.a. das für den soV namengebende Nadelholz *Voltzia heterophylla*.

Im Bohrbefund von Mechernich erweist sich der typische Profilaufbau des Voltziensandsteins. Die Werksteinzone (soVW) und die auflagernde Lettenregion (soVL) sind hier klar abgrenzbar (Abb. 2). Die Gesamtmächtigkeit liegt bei 24 m. Vor allem für die hier recht mächtig und überwiegend pelitisch entwickelte soVL-Feinabfolge im oberen Teil ist eine merklich mächtigkeitsreduzierende sekundäre Kompaktion anzunehmen. Insgesamt entspricht die heutige Mechernicher soV-Mächtigkeit derjenigen, die im größten Teil der Trier-Luxemburger Bucht anzutreffen ist (Dittrich 2019: 110). Aus dem soV-Bereich des Referenzprofils sind äußerst wenig Material- und Gefüge-Informationen bekannt (mehr dazu im nächsten Teilkapitel). Im Abschnitt der Werksteinzone (soVW) erscheint eine geschlossene dolomitreiche Feinsandstein-Abfolge. Nach Geländebefunden ist sie glimmerführend (Ribbert 1985). Diese Trogfazies entspricht der der Südeifel und auch der der Pfalz (Dittrich 2020: 172). Nach den Befunden der Architektur-Element-Analyse von Bindig & Backhaus (1995) ist sie einer weiträumigen, küstennahen Fluss-

landschaft mit weitflächig mäandrierenden Flussläufen zuzuschreiben. Die lateral, auf den angrenzenden Überflutungsebenen abgesetzten Feinsedimente sind von den sich verlagernden Flussrinnen erodiert und weitestgehend aufgearbeitet worden. Von Mader (1985: Abb. 2: Profile 1 + 5) sind auch einzelne dolomitische Intraklasten (Bröckel) vermerkt worden. Die Erosionsbasis (das Baselevel) ist damals nur sehr langsam angestiegen. Dies ist den anhaltenden vertikalen Schollenrelativbewegungen am südwestlichen Beckenrand zuzuschreiben (Dittrich 2020: Abb. 40). Anstelle von Akkumulation spielte deshalb die Aufarbeitung eine große Rolle.

Der linksrheinische Voltziensandstein ist eine glimmerführende gallische Sandfazies, die der metamorphitischen Parisischen Kordilliere entstammte (Dittrich 2018: Kap. 6.2 mit Abb. 18). Initiiert durch die tektonischen Ereignisse der G-Diskordanz (Tab. 2) rückte sie weitflächig nach Nordosten und Norden hin vor. Durch die Eifeler Nord-Süd-Zone gelangte sie bis in die Mechernicher Trias-Senke (Abb. 8: soho). Selbst noch im direkten Nahbereich der ardennischen Randfazies am Beckenwestrand wurden nun in Trogzonen erstmals Sande abgelagert, die makroskopisch gut erkennbare Glimmerplättchen enthalten. Dies hatte sich bereits im Bohrkernprofil Bettborn im nördlichen West-Luxemburg gezeigt (Wagner 1982: 53, Dittrich 2018: 59; Abb. 5: 50 m so). In der westlichen Nordeifel galt dasselbe. Generell wurden aber von Westen und Nordwesten her noch immer gewisse Geröllgehalte zugemischt. In der Nordeifel belegen dies die Bohr- bzw. Säulenprofile von Müller & Schröder (1960: Abb. 3: B5 Pimenich/Kreuzau) und Mader (1985: Abb. 2: Profile 1 + 5).

Die Lettenregion des oberen Voltziensandsteins repräsentiert wohl eine proximalere, sandigere Variante der rechtsrheinischen Myophorienschichten (heute: Dornburg-Subformation der Röt-Formation, Tab. 3). Die dolomitreichen Abfolgen dieser Subformation enthalten die Muschel *Myophoria vulgaris* und den Brachiopoden *Lingula tenuissima*. Die Gattung *Lingula* ist auch noch in der Südeifel angetroffen worden, wo auch Dolomitlagen dokumentiert sind (Dittrich 2020: 173) und mögliche „Myophorienbänke" (Wagner et al. 2012: 120). Sequenzstratigraphisch dokumentiert sich in diesem Abschnitt die ingressive Tendenz des Transgressiven Systemtrakts der Sequenz M1 (Dittrich 2020: Abb. 39 + 40), die sich noch tief in den Unteren Muschelkalk hinein fortsetzt. Seichte marine Flutungen spielten nun auf der mit schlammigen Marschsedimenten bedeckten Küstenebene (Bindig & Backhaus 1995) eine immer größere Rolle.

Mit den Grenzletten der höchsten Lettenregion endet die s7-4-Unterfolge und damit der Buntsandstein der linksrheinischen Gebiete. Die nachfolgende vollmarine Muschelkalk-Ingression von Norden in die Eifeler Nord-Süd-Zone hinein ist von Fuchs & Mader (1980) beschrieben und mit zahlreichen Fossilfunden dokumentiert worden. Nun entstand der linksrheinische Muschelsandstein (Udelfangen-Formation, muU, Dittrich 2021a). Insbesondere seine dolomitreiche Basisabfolge (Rosport-Subformation, muURo; auch: Basisdolomitzone) enthält weiträumig tidale Sedimentgefüge sowie Trochiten, Zweischaler und marine Mikrofossilien. In der Nordeifel entstanden sehr feinkörnige Karbonatsandsteine mit einer marinen Muschelfauna (Ribbert 1995). Eine solche mu-Auflage ist auch im Mechernicher Referenzprofil vermerkt (Abb. 2).

Sebkhafazies im Oberen Buntsandstein der Nordeifel

Zwischen dem zentralen Salinarbecken und dem fluviatilen Randsaum des Oberen Buntsandsteins (Röt) erstreckte sich eine ausgedehnte Zone mit tonig-schluffigen Sedimenten. Dort vollzog sich ein äußerst flacher Übergang vom Land zum Meer. Es handelte sich um distale randmarine peritidale Salztonebenen, die nach aktuogeologischen Entsprechungen am Persischen Golf als Sebkhen (auch: Sabkhas) bezeichnet werden. Sie erscheinen in ariden bis semiariden

Klimaten (Paul 2002). Schon bei geringen Spiegelschwankungen des Meeres, manchmal auch verstärkt durch starke auflandige Winde, kann das Meer die Sabkha überfluten und weit landwärts vordringen. Dabei infiltriert das schon vorkonzentrierte Meerwasser das Sediment und bildet ein oberflächennahes, sehr salziges, lateral migrierendes Grundwasser. Durch die starke Verdunstung stellt sich auch ein aufsteigender kapillarer Porenwasserstrom ein. An der Oberfläche werden Salze ausgeschieden und nachfolgend oft auch wieder gelöst. Im oberen Sedimentkörper des Supratidalbereichs bilden sich Gips- oder Anhydrit-Knollen sowie Sulfat- oder Dolomitzemente (Bush 1973, Dittrich 2021b).

Für den Großteil der Röt-Abfolge ist von Paul (2002, 2006) eine bemerkenswerte Breite der damaligen Sabkha-Zone rekonstruiert worden (Abb. 16). Bis zu 100–300 km wurden davon eingenommen. Im Süden reichte der dargestellte Sabkha-Faziesgürtel noch bis zur heutigen Main-Region (vgl. Abb. 9). Von da aus wurde der südwestliche Beckenbereich mit den (damaligen) Kenntnissen zum holländischen Röt und zur Randfazies der Eifeler Nord-Süd-Zone vervollständigt.

Es ergab sich ein zunächst einmal ungewohntes Bild. Das Hochland des Rheinischen Massivs bleibt nun komplett auf den rechtsrheinischen Bereich beschränkt. Das offenliegende ardennische Hinterland im Westen ist vom Bildausschnitt gerade nicht mehr erfasst worden. Die Gesamtsituation harmoniert mit den eigenen Darlegungen zur Beckengröße in Kap. 3.2. Im Bereich des heutigen Schiefergebirges steht die Röt-Paläogeographie von Paul (2006) in starkem Gegensatz zur Paläogeographie, die in Abb. 9 erscheint. Dort hatte es sich jedoch um eine kumulative Abbildung für den gesamten Buntsandstein gehandelt. Bei einer solchen Generalisierung zeigt sich naturgemäß eine weitaus stärker landbetonte Prägung als beim weitflächig marin beeinflussten Oberen Buntsandstein mit seinem (relativen) Meeresspiegelhochstand, der zum Muschelkalk überleitet.

Nun war das das rechtsrheinische Hochland wohl von einem ausgedehnten Gürtel mit feinkörniger Sabkha-Fazies gesäumt. Im Südwesten kommt der Rand der Sebkhenzone dem Buntsandsteingebiet der Nordeifel schon recht nahe. Dazu passt der Befund im Referenzprofil Mechernich (Abb. 2). Dort sind ja im Oberen Buntsandstein drei sehr mächtige (wechselnd tonige) Schluffsteinabfolgen enthalten. Sie dokumentieren recht lange Zeitspannen mit kontinuierlicher Feinsedimentation. In diese Schluff- bzw. Tonsteine (Ribbert 1983) sind nur sehr selten einmal Feinsandsteinlagen oder -bänkchen eingeschaltet. Angesichts der Nähe des von Paul (2006) dargestellten Fazies-Gürtels könnte es sich dabei ohne weiteres um Sabkha-Ablagerungen handeln (mehr dazu später). Selbstverständlich gibt auch die Röt-Karte nur eine über einen Gesamt-Zeitraum aufsummierte paläogeographische Klassifizierung wieder. Zeitweilige regressive und transgressive Lageschwankungen der Faziesgrenzen im Oberen Buntsandstein sind darin nicht darstellbar gewesen. Unbestritten ist aber, dass es im Röt (Röt 1 bis Röt 4) zu Größenschwankungen des Beckenraums gekommen war, als Resultat von Meeresspiegeloszillationen und unterschiedlicher Vertikaltektonik.

Interessant an der Abb. 16 ist u.a. auch die Form der drei Südwest-Ausbuchtungen des Salinarbeckens. Es bildet sich darin ein Subsidenzmuster mit weitgehend Südwest-Nordost-ausgerichteten Spezialbecken ab. Die schon genannte s7-zeitliche krustale Extension in Nordwest-Südost-Richtung (Tab. 2, Abb. 8) wird dadurch bestätigt. In kleinerem Maßstab wiederholt sich dieses Muster auch in der lithofaziell nachgezeichneten diagonalen Trogachse Kall–Mechernich der Nordeifel. In der Abb. 16 ist sie in Grün durch einen kleinen Schlenker der Faziesgrenze angedeutet worden. Dieses diagonale Strukturelement im Vorfeld der Kallmuther Schwelle interferierte

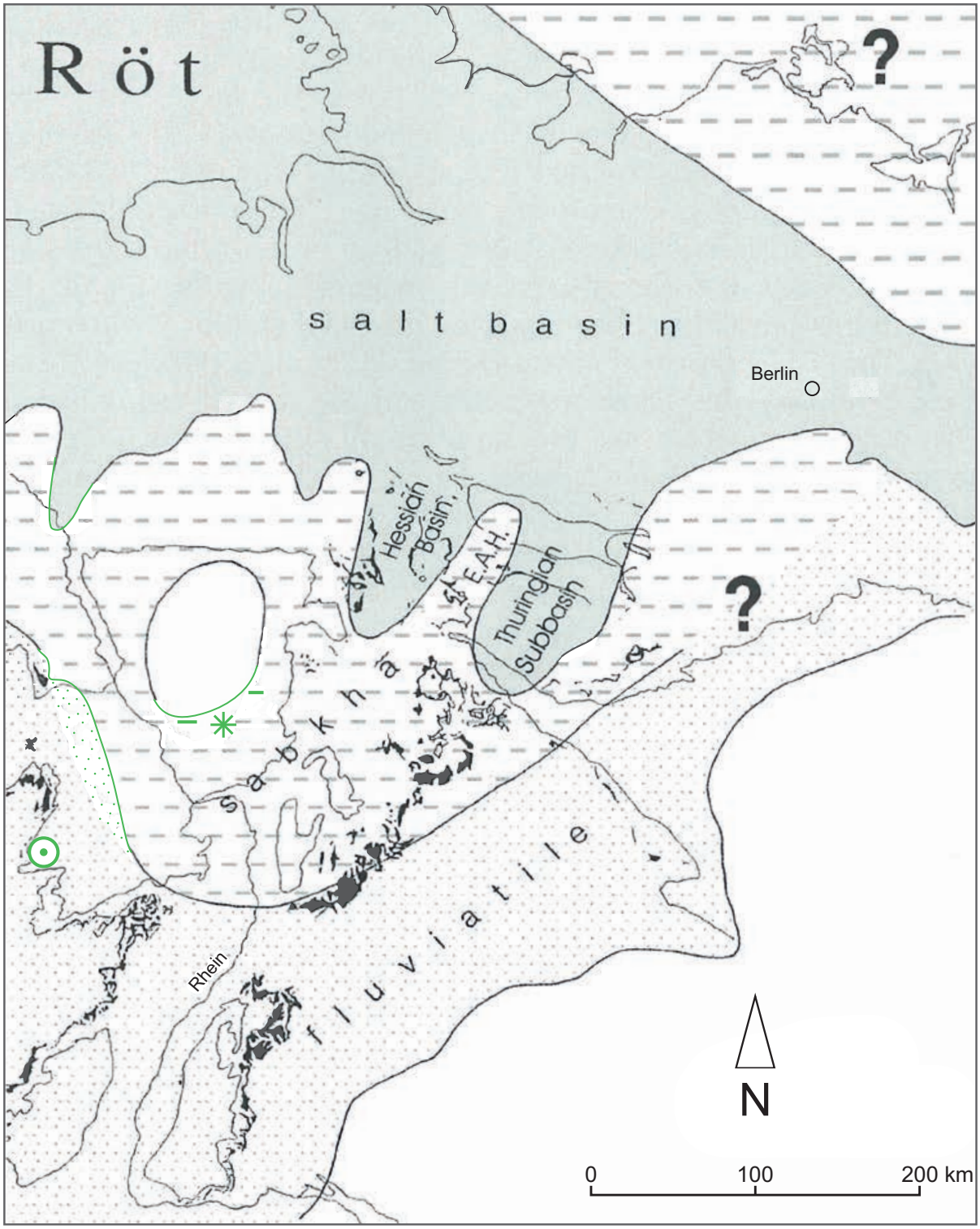


Abb. 16: Die Faziesverteilung des Oberen Buntsandsteins (so) in Deutschland (nicht näher zeitlich differenziert; nach Paul 2006: Fig. 8, graphisch verändert; schwarz: so-Ausbissgebiete; E.A.H. = Eichsfeld-Altmark-Schwelle; * : Südgrenze in Anlehnung an Dittrich 2019: Kap. 7.3.1 mit Abb. 25; ⊙ : zusätzliches Hoch- und Liefergebiet der Siercker Schwelle im Hunsrück-Südwestsporn).

hier mit den rheinischen Elementen der alt angelegten Eifeler Nord-Süd-Zone. Seine akzentuierte (Re-)Mobilisierung war wohl mit dem Bewegungsereignis der S-Diskordanz einhergegangen. Der dortige Sedimentationsraum des Oberen Buntsandsteins blieb keineswegs auf eine schmale, nach Norden ziehende rheinische Eifeler Nord-Süd-Zonen-„Straße" beschränkt (Kap. 3.2). Er war

deutlich weiträumiger. Allein schon die – trotz Kompaktion – recht hohe so-Gesamtmächtigkeit im Umfeld des Mechernicher Referenzprofils deutet auf eine beträchtliche ehemalige Nordost-Ausdehnung des Nordeifeler Beckenraums. Durch die diagonale Trogachse vollzog sich seine fazielle Anbindung an den Sebkhengürtel im Nordosten. Auch noch östlich der (zunehmend eingedeckten) Kallmuther Schwelle setzte sich der damalige Sedimentationsraum fort.

Die mittlere und südliche Eifeler Nord-Süd-Zone lag im Bereich des fluviatilen Randsaums (Abb. 16), welcher von Nordosten her seicht geflutet und salinar beeinflusst wurde. Nordöstliche Schüttungsrichtungen sind häufig dokumentiert. Dies zeigte sich vor allem in den Kyllburg-Schichten (soZK) des Oberbettinger Triasgebietes (Abb. 7; vgl. Text zur s7-2-Unterfolge). Vor allem die soZK-Gesteinsserien sind in der Süd- und Westeifel teilweise noch grobklastisch entwickelt. Deshalb wurde in der Abb. 16 der westliche fluviatile Randsaum gegenüber der Originalvorlage nach Osten hin ein wenig verbreitert (in Grün).

Im Norden bei Mechernich spielten dann auch schon tonige Sedimente eine große Rolle. Dort verzahnten sich die fluviatile und die Sebkha-Fazies. Der von Ribbert (2013: 463) erwähnte Nachweis von Estherien (Conchostraken) im Oberen Buntsandstein der Mechernicher Region ist zwar nicht stratigraphisch genauer spezifiziert worden, als Milieuhinweis passen diese Muschelschaler jedoch ins Bild. Die feinklastischen Estherien-Schichten des baden-württembergischen Gipskeupers (km1) jedenfalls erscheinen in einem zweifelsfrei salinaren (Sulfat-reichen) stratigraphischen Umfeld. Die schon beschriebenen Dolomitgehalte der Nordeifel-Gesteine (Dolomitknauern, -zemente und mindestens eine Dolomitbank) unterstreichen ebenfalls ein salinares Milieu – die peritidale Dolomitisierung des primär gebildeten Ca-Karbonats hatte ja eine Mg^{2+}-Anreicherung aufgrund von Gipsausfällung vorausgesetzt (Kap. 5.1).

Die Datenlage zur vollständigen Milieu-Rekonstruktion ist allerdings dürftig. Die Dokumentation durch Bohrkerne (Bohrung 77/3) endet im Buntsandstein-Profil der Abb. 2 bei der Profilhöhe 196,05 m, also im oberen Teil der roten „VG3"-Ton-/Schluffsteine. Darüber waren nur noch zermeißelte und vermischte Proben der Spülbohrung 88/3 verfügbar. Diese Bohrmaßnahme war bloß für die Erfassung der so-Gesamtmächtigkeit und eine Vervollständigung des Kernbohrungsprofils mit überschlägigem granulometrischem Überblick konzipiert worden. Das geförderte Spülbohrungs-Material ist dann auch vom Krefelder Landesamt nicht weitergehend mittels RDA analysiert worden, weder mit Pulverpräparaten noch mit tonmineralogischen Texturpräparaten. Gefügebeobachtungen (und Schwermineral-Analysen) entfielen ebenfalls. Leider betrifft dies den sedimentologisch, petrographisch und palynologisch interessantesten Teil des so-Profils, mit seinen mächtigen, teilweise auch nicht-roten (grüngrauen und grauen) Feinsediment-Abfolgen. Insofern können hier keine Dolomitgehalte der Feinsedimente, knollige Sulfatrelikte und Sebkha-typische Feingefüge referiert werden (vgl. auch Paul 2006: Fig. 9 + 10). Bei der Flächenkartierung sind im so allerdings Wellenrippeln und (!)„Steinsalzpseudomorphosen" (Steinsalzmarken) angetroffen worden (Schröder 1979: 11; in bzw. an dolomitischem Sandstein). Das Sebkha-typische salinare Tonmineral Corrensit (Kap. 5.1) kann hier auch nicht als „Kronzeuge" angeführt werden. Tonmineralogische Untersuchungen von per se als einförmig detritisch eingeschätzten Buntsandstein-Peliten waren damals (1977 bzw. 1988) noch nicht als lohnend erachtet worden. Die tonmineralogischen Befunde von Bühmann & Rambow (1979) aus der nordhessischen Kernbohrung Borken K47 sind dabei außen vor geblieben. Im dortigen Röt enthalten sowohl feinschichtige als auch massige Ton-/Schluffsteine sehr viel Corrensit, und dies gilt nicht nur für die grauen oder grüngrauen, sondern auch für die rotbraunen oder violettrotbraunen Partien. In den rötlich-violetten Röt 4-Feinsedimenten kann Corrensit bis fast 90 % des Tonbestands ausmachen.

Frühe tonmineralogische Befunde zum Buntsandstein sind bereits von Horalek et al. (1977) publiziert worden, ausgehend von der RWTH Aachen. Sie betrafen die Nordeifel. Tagesaufschlüsse entlang einer Gas-Pipeline sind bearbeitet worden. Proben des Oberen Buntsandsteins konnten zwischen Herrestal, Bilsfeld und Düttling entnommen werden und dann wieder in einem etwa 20 m hohen Profil im Tal 500 m westlich von Wallenthal. Die Probennahme-Punkte waren aber alle recht weit im Nordwesten, in der ardennischen Proximalfazies angesiedelt, insbesondere die erstgenannten auf dem West-Teil von Blatt 5305 Zülpich. So war denn auch ein typisch detritisches Tonmineral-Spektrum registriert worden. Neben dem weit vorherrschenden Illit kamen etwas Kaolinit (bis 20 %) und (nicht immer vertretene) Wechsellagerungsminerale vom Typ Illit-Montmorillonit vor. Das Profil Wallenthal-Tal war allerdings schon recht nahe an der alten diagonalen Spezialgrabenstruktur (und Trogachse) Kall–Mechernich positioniert, es lag aber noch auf der Hochscholle nordwestlich ihrer alt angelegten Nordwestrand-Störung. Die optimale Trogfazies – maximal marin-salinar beeinflusst – konnte dort also nicht angetroffen werden.

Nach heutigem stratigraphischem Wissen kann dieses Profil in den Grenzbereich soZM/soZK gestellt werden (ebenso wie das noch etwas tiefer reichende Profil Düttling III). Vom VG2-Bereich wurden dort noch knapp 3 m erfasst. Violette sandige, teilweise sandgebänderte Tonsedimente dominieren hier. Über der K-Diskordanz lagert ein 1,15 m mächtiger dolomitischer Sandstein (40 % Karbonat), mit bis 4 cm großen Geröllen und mit aufgearbeiteten kantengerundeten violetten Tonsteinbrocken. Darüber folgen etwas mächtigere, nur selten geröllführende Sandsteine und (dunkel-)violette tonreiche Sedimente. Oben im Profil ist grüner Ton mit Sandlinsen notiert worden. Das darin anklingende zögerliche, zunächst noch schwache Einsetzen der soZK-Vorschüttung entspricht dem Befund im Referenzprofil (Abb. 2).

Bei den bei Horalek et al. protokollierten Tonen und Tonsteinen handelt es sich stets um (dolomitische) Mergel, ihr Karbonatanteil liegt im Mittel bei 12 % (1977: 21). Dies, die tidale(?) Linsenschichtung und die deutlichen violetten Farben weisen auf eine gewisse marine Beeinflussung des frühen soZK, welche in der Trier-Luxemburger Bucht ebenfalls ausgeprägt ist und sich dort in mehreren verschiedenen Merkmalen abzeichnet (Dittrich 2020: 162ff.).

Interessant ist die VG2-Tonprobe aus dem mindestens 1,2 m mächtigen violetten Gestein mit Sandbänderung (tidale Wechselschichtung?) an der Basis. Unter den insgesamt 24 untersuchten Proben sämtlicher Profile nimmt sie eine Sonderstellung ein, da nur darin Chlorit ermittelt wurde (10 %). Chlorit ist ein 14 Å-Tonmineral, welches sich synsedimentär durch konstruktive Transformation bilden kann (vgl. Kap. 5.1). Mg^{2+}-reiche, gut kristallisierte Chlorite sind die Endstufe eines Umwandlungsprozesses, der von degradiertem klastischem Tonmaterial über die stabile Zwischenstufe Corrensit hinweg abläuft (Lucas 1962, Millot 1970, Paul 2006). Corrensite sind quellfähige regelmäßige 14 Å-Wechsellagerungsminerale (Mixed Layer) von Chlorit mit Smektit. Die sichere Identifikation des Tonminerals Corrensit erfordert eine aufwändige Präparation und Labortechnik (Dittrich 1982). In den Jahren 1976-1977 hatten Horalek et al. mit der Existenz von Corrensit im Buntsandstein noch nicht rechnen können. Wahrscheinlich waren die komplizierten RDA-Untersuchungen in einer Diethylenglykol-Dampfatmosphäre und dann mit schrittweisem Erhitzen und jeweils erneutem Röntgen des Texturpräparates unterblieben. Angaben zur Untersuchungsweise fehlen in ihrem Text. Im RDA-Übersichtsdiagramm eines unbedampften Texturpräparates kann sich ein Corrensit-Peak völlig hinter einem großen (vermeintlichen?) (001)-Peak des Chlorits verbergen. Überdies steht fest, dass das Aachener Probenmaterial da-

mals intensiv mit Salzsäure behandelt wurde, zur vollständigen Entkarbonatisierung. Nachweislich geht dies aber zulasten quellfähiger Wechsellagerungsminerale, ihr Anteil verringert sich dabei um bis zu einem Drittel (Dittrich 1982). Auch der Chlorit ist vergleichsweise Säure-empfindlich. Um normalen detritischen Chlorit kann es sich in der VG2-Tonprobe nicht gehandelt haben. Wenn Chlorit bloß ein Abtragungsprodukt der westlichen oder südlichen Hinterländer wäre, müsste er quasi in allen Buntsandstein-Proben von Horalek et al. (1977) vorgekommen sein. Dies war aber nicht der Fall. Da der Ausnahme-Chlorit der VG2 die Dekarbonatisierung mit Salzsäure (anteilig) überstanden hat, muss es sich bei ihm um einen gut kristallisierten Chlorit handeln. Aufgeweitetes („degradiertes") chloritisches Verwitterungsmaterial hingegen, wie es üblicherweise aus dem Ardennenbereich angeliefert wurde (Dittrich 2018: Kap. 6.4), war bei der damaligen Probenaufbereitung zerstört worden.

Später, in der Aachener Dissertation Schrader (1983), ist dann die komplette Tonmineral-Analytik zur Anwendung gekommen. Da dabei jedoch der gesamte Obere Buntsandstein der kompletten Eifeler Nord-Süd-Zone bis hin zur weit südlich gelegenen Siercker Schwelle (!) mit nur 39 (lagemäßig und stratigraphisch nicht spezifizierten) Tonproben untersucht wurde, war die „Trefferwahrscheinlichkeit" für die räumlich und zeitlich eingeschränkten Sabkha-Sedimente entsprechend gering gewesen. Bohrproben wurden generell nicht herangezogen. Generell sind nur klastische Tonmineral-Assoziationen registriert worden.

Im Krefelder Geologischen Dienst – wo inzwischen eine moderne Tonmineral-Analytik etabliert ist (ohne Säurebehandlung) – sind dann in den Jahren 2011–2013 die Kernbohrungen Berg 1/Floisdorf, Kaiser 1 und Knipp mit ihren Teilstrecken von Oberem Buntsandstein stichprobenartig röntgendiffraktometrisch untersucht worden. Texturpräparate zur Tonmineral-Analyse wurden allerdings nicht erstellt. Wegen des Quarz-betonten klastischen Charakters der Proben war dies nicht als hinreichend ergiebig eingeschätzt worden. Alle drei Bohrpunkte liegen denn auch im westlichen und nordwestlichen ardennischen Proximalfaziesbereich der Mechernicher Trias-Senke.

Es zeigt sich, dass in der südöstlichen Trogfazies, also bei Wallenthal und vor allem im Referenzprofil Mechernich, seltene analytische Chancen vergeben worden sind. Der Nachweis von Corrensit hatte dort wohl in greifbarer Nähe gelegen. Letztendlich ist er aber (noch) nicht erfolgt. Ein ehemaliges Sabkha-Milieu wird derzeit nur durch die paläogegraphische Gesamtsituation (Abb. 16), durch die abschnittsweise sehr mächtigen Feinsedimente und durch Steinsalzmarken und Estherien nahegelegt.

6. Ausblick

Für eine abschließende Erfassung der paläogeographischen Entwicklung der Nordeifel im späten Buntsandstein ist eine neue Kernbohrung im Mechernicher Faziesbereich unverzichtbar. Frisches, möglichst unabgelaugtes Gesteinsmaterial vom Bereich der VG2 aufwärts müsste zur Verfügung stehen. Dann könnten die Dolomitgehalte und eventuell noch reliktisch vorhandene evaporitische Gesteinsbestandteile (Gips? Anhydrit? Magnesit?) oder deren Residuate röntgendiffraktometrisch bestimmt werden. Auch wären die sedimentären Feingefüge erkennbar. Zusätzliche Texturpräparate könnten u.a. den Nachweis von Corrensit und anderen quellfähigen Tonmineralen ermöglichen. Ein eindeutigerer Profil-Anschluss an die Kernbohrung 77/3 im Liegenden würde die so-Gesamtmächtigkeit in der dortigen Trogachse besser absichern.

Die in den 1970er Jahren vorgenommenen „sporologischen" Untersuchungen am Mechernicher Referenzprofil (Ribbert 1995: 245f.) hatten nur die Kernbohrung 77/3 beprobt und dabei bloß stark zersetzte Nadelholzreste ermittelt. Das fast ausschließlich rote Gesteinsmaterial dieses Profils war für Palynologie nicht geeignet gewesen. Der Bereich der höheren VG3-Abfolge und des Voltziensandsteins im Hangenden, wo mächtigere grüngraue Feinsedimente auftreten (Abb. 2), wäre dafür weitaus höffiger. Hier könnten palynostratigraphische und -fazielle Daten gewonnen werden; von besonderem Interesse wäre ein Nachweis von marinem Plankton (Acritarchen? Prasinophyten? Foraminiferentapeten?).

Die exakte Lage der s7-3/s7-4-Grenze (und der G-Diskordanz) hat sich in der vorliegenden Untersuchung nicht sicher abklären lassen. Möglich wäre, dass sich im mächtigen grüngrauen Pelit-Abschnitt des höheren „VG3-Bereichs" (Abb. 2) eine temporäre Ingression abbildet, mit einer weiträumigen peritidalen Beeinflussung des Milieus, wie es für die Intermediärzone des Trier-Luxemburgischen Gebiets charakteristisch ist (Dittrich 2020: 168ff.; Tab. 1). Wegen der unergiebigen Datenlage im oberen (gemeißelten) Teil des Referenzprofils ist dieses Thema hier ausgeklammert worden.

Schriften

Backhaus, E. (1996): Eine biostratigraphische Bewertung der Faunen im Buntsandstein des Germanischen Beckens. – Jber. Mitt. geol. Ver., N.F., **78**: 257-279, 1 Tab.; Stuttgart.

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/Saale.

Bindig, M. & Backhaus, E. (1995): Rekonstruktion der Paläoenvironments aus den fluviatilen Sedimentkörpern der Röt-Sandstein-Fazies (Oberer Buntsandstein) Südwestdeutschlands. – Geol. Jb. Hessen, **123**: 69-105, 31 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.

Bühmann, D. & Rambow, D. (1979): Der Obere Buntsandstein (Röt) bei Borken/Hessen, Stratigraphie und Tonmineralogie. – Geol. Jb. Hessen, **107**: 125-138, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.

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).

Dersch-Hansmann, M., Lepper, J., Rambow, D., Tietze, K.-W. & Wenzel, B. (2013): Der Buntsandstein in der zentralen Hessischen Senke. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 385-419, 21 Abb., 1 Tab. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **69**: 657 S.; Hannover.

Dittrich, D. (1982): Die Randfazies der Trias im Raum Bissen/Colmar-Berg (Luxemburg). Stratigraphische, karbonatpetrographische und tonmineralogische Untersuchungen. – Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 98 S., 15 Abb., 6 Tab., 9 Anl.; Bonn – (unveröff.).

– (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., 6 Abb., 6 Tab., 8 Anl.; Luxembourg.

– (1999): Triassic and Liassic of the Trier Embayment. – Meuse-Rhine Euregio Geologists, Trier Meeting, 7.-8.5.1999, Arbeitsunterlagen; Trier – (unveröff).

– (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.) (2011a): 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).
– (2011b): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil I. – Mainzer geowiss. Mitt., **39**: 7-86, 36 Abb.; Mainz.
– (2013): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil III. – Mainzer geowiss. Mitt., **41**: 123-212, 27 Abb., 2 Tab.; Mainz.
– (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.
– (2017): Marine Signale im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht? Teil I: Auffällige Horizonte und besondere Faziesmerkmale. – Mainzer geowiss. Mitt., **45**: 7-92, 13 Abb., 1 Tab.; Mainz.
– (2018): Marine Signale im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht? Teil II: Die regionalen Fazies- und Mächtigkeitsmuster im Trier-Luxemburgischen Randbecken. – Mainzer geowiss. Mitt., **46**: 41-128, 10 Abb., 1 Tab.; Mainz.
– (2019): Marine Signale im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht? Teil III: Die Rolle der Tektonik als Steuerungsfaktor der regionalen Sedimentation. – Mainzer geowiss. Mitt., **47**: 69-146, 10 Abb., 2 Tab.; Mainz.
– (2020): Marine Signale im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht? Teil IV: Sequenzstratigraphische Gesamtausdeutung. – Mainzer geowiss. Mitt., **48**: 85-184, 7 Abb., 1 Tab.; Mainz.
– (2021a): Der Muschelkalk in der Trierer Bucht. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XIII. Muschelkalk. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **91**/Teil 2 (für 2020): 895-931, 25 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
– (2021b): Die gallo-ardennische Randfazies der Germanischen Trias: Südeifel und Luxemburg. – In: Hauschke, N., Bachmann, G. H. & Franz, M. (Hrsg.): Trias. Aufbruch ins Erdmittelalter: 138-151, 26 Abb.; München (Pfeil).

Dittrich, D. & Norbisrath, S. (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.

Dittrich, D. & Lichtenscheidt, 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., Colbach, R. & Feist-Burkhardt, S. (in Red./im Druck): Oberer Buntsandstein und Unterer Muschelkalk der Kernbohrung Reisdorf – Stratigraphie, Lithofazies und Palynologie mit Rückschlüssen auf die Paläogeographie. – Publ. Serv. Géol. Lux., Bull., **21**; Luxembourg.

DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (Hrsg., 2013): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.

DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (Hrsg., 2020): Stratigraphie von Deutschland XII. Zechstein. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **89**, 647 S.; Stuttgart (Schweizerbart).

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.

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, K., von Gehlen, K., Mälzer, H., Murawski, H. & Semmel, A. (Hrsg., 1983): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. 411 S., 3 Anl.; Berlin, Heidelberg (Springer).

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., Plomb, A. & Van Doorn, Th. H. M. (1996): Development of the Permo-Triassic succession in the basin fringe area, southern Netherlands. – In: Rondeel, H. E., Batjes, D. A. J. & Nieuwenhuijs, W. H. (eds.): Geology of gas and oil under the Netherlands: 57-78, 20 fig.; Dordrecht, Boston (Kluwer).

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.

Geluk, M. C. & Röhling, H.-G. (2013): Der Buntsandstein in den Niederlanden und Nordost-Belgien. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI – Buntsandstein: 583-597, 7 Abb., 1 Tab. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.

Geluk, M. C. & Röhling, H.-G. (2016): A tectono-stratigraphic model for the depositional history and basin development of the Permian–Early Triassic at the southern margin of the Southern Permian Basin (The Netherlands and adjacent parts of Belgium and Germany). – Z. dt. Ges. für Geowiss., **167** (2/3): 149-166, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

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.

Hoberg, K., Lorenz, G. & Ricken, W. (2000): Proximale Sedimentationsbedingungen im Buntsandstein – erste Beobachtungen zur fluviatilen Architektur der Mechernicher-Trias. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1999** (3-4): 261-273, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

Horalek, U., Muller, A. & Parting, H. (1977): Der Buntsandstein der Nordeifel. – Publ. Serv. Géol. Lux., Bull. **8**: 3-22, 10 Abb.; Luxembourg.

Kattawi, Z. (1969): Untersuchungen im Buntsandstein der nördlichen Trierer Bucht (auf Grund einer Kartierung 1: 25.000). – Dipl.-Arb. Univ. Heidelberg, 49 S., 8 Abb., 1 Kte.; Heidelberg – (unveröff.).

Köppen, K.-H. (1987): Geologie und Hydrogeologie der Gerolsteiner Mulde und ihrer Umgebung. – Diss. Univ. Trier, 85 S., 32 Abb., zahlr. Tab., 5 Anl.; Trier.

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).

Ledoux, H. (1987): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Blatt C 5506 Bonn; Krefeld (GLA).

Lepper, J., Rambow, D. & Röhling, H.-G. (2013): Lithostratigraphie des Buntsandstein in Deutschland. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 69-149 – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.

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.

Lipinsky, E. & Löhr, H. (1987): Vorkommen von Buntsandsteinkarneol im Oberbettinger Triasgebiet nördlich Gerolstein/Eifel. – Archäologische Informationen, **10** (2): 137-142, 1 Abb.; Kerpen-Loogh.

Lucas, J. (1962): La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Études sur les argiles du Trias. – Mem. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr., **23**: 202 S.; Strasbourg.

Lucius, M. (1952): Übersicht über die Geologie Luxemburgs. – Z. deutsch. geol. Ges., **103** (für 1951): 178-209, 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.

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. Rundschau, **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): Fluviatile Sedimentation im Oberen Buntsandstein der Westeifel. – Z. dt. geol. Ges., **132**: 383-420, 7 Abb., 2 Taf.; Hannover.

– (1981c): Genesis of the Buntsandstein (Lower Triassic) in the Western Eifel (Germany). – Sediment. Geol., **29**: 1-30, 10 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Amsterdam (Elsevier).

– (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.

– (1983): Evolution of fluvial depositional environment in the Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel (Germany). – Sediment. Geol., **37**: 1-83, 18 Abb., 2 Tab.; Amsterdam (Elsevier).

– (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, New York (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.

Meyer, W. (1994): Geologie der Eifel. 3. Aufl., XV + 618 S., 154 Abb., 13 Tab., 2 Beil.; Stuttgart (Schweizerbart).

– (2013): Geologie der Eifel. 4. Aufl., XIV + 704 S., 157 Abb., 12 Tab., 8 Taf., 1 Beil.; Stuttgart (Schweizerbart).

Meyer, W. & Stets, J. (2007): Quaternary Uplift in the Eifel Area. – In: Ritter, J. R. & Christensen, U. R. (Hrsg., 2007): Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach: 369-378, 4 Abb.; Berlin, Heidelberg (Springer).

Millot, G. (1970): Geology of Clays. Weathering, Sedimentology, Geochemistry. – 429 S., 85 Abb., 15 Tab., 2 Taf.; New York-Heidelberg-Berlin (Springer).

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. & Schröder, E. (1960): Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 246-265, 3 Abb.; Wiesbaden.

Negendank, J. F. W. (1983): Trier und Umgebung. – Sammlung Geol. Führer, **60**, 2. Aufl., 195 S., 29 Abb., 6 Tab., 3 Taf., 2 Anl.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).

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.

Ribbert, K.-H. (1983a): Schichtprotokoll der Kernbohrung 77/3 (Westfeld). – Mskrt, 4 S.; Krefeld – (unveröff.).

– (1983b): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Blatt 5505 Blankenheim, Erläuterungen 101 S., 18 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geologischer Dienst).

– (1983c): Aufschlussprofil am ehemaligen Tagebau Virginia. – Archivbericht Nr. GG 5405/031–079319, 3 S., 1 Abb.; Krefeld (Geologischer Dienst) – (unveröff.).

– (1985): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Blatt 5405 Mechernich, Erläuterungen 121 S., 15 Abb., 9 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geologischer Dienst).

– (1989): Aufschlussbeschreibung der ehemaligen Grube Maubacher Bleiberg (Deponie Horm). – Archivbericht Nr. GG 5204/004–42727, 2 S.; Krefeld (Geologischer Dienst) – (unveröff.).

– (1992): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Blatt C 5502 Aachen, Erläuterungen 84 S., 21 Abb., 5 Tab.; Krefeld (Geologischer Dienst).

– (1995): Der Buntsandstein der Mechernicher Trias-Senke. – Mainzer geowiss. Mitt., **24**: 237-252, 5 Abb., 2 Taf.; Mainz.

– (2013): Buntsandstein im Raum Mechernich und angrenzenden Gebieten. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 457-465, 4 Abb. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.

Ritter, J. R. & Christensen, U. R. (Hrsg., 2007): Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach: 501 S., 157 Abb.; Berlin, Heidelberg (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.

Röhling, H.-G., Lepper, J., Diehl, M., Dittrich, D., Freudenberger, W., Friedlein, V., Hug-Diegel, N. & Nitsch, E. (2018): Der Buntsandstein in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016. – Z. dt. Ges. Geowiss., **169** (2): 151-180, 6 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).

Sander, M. & Gee, C. T. (1994): Der Buntsandstein der Eifel. – In: v. Koenigswald, W. & Meyer, W. (Hrsg.): Erdgeschichte im Rheinland: Fossilien und Gesteine aus 400 Millionen Jahren: 117-124, 11 Abb.; München (Pfeil).

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., 144 Abb., 10 Tab.; Aachen.

Schröder, E. (1979): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Blatt 5305 Zülpich, Erläuterungen IX + 65 S., 4 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geologisches Landesamt).

STD 2016 (Stratigraphische Tabelle von Deutschland). – Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2016); Potsdam (GeoForschungsZentrum).

Stets, J. (1995): Die Rolle der „Quarzitschwelle von Mettlach–Sierck" im Mittleren Buntsandstein des Saargaues (Südwestliches Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **24**: 217-236, 7 Abb.; Mainz.

– (2013): Buntsandstein im Trier-Bitburg-Becken und dessen Umfeld (Südwest-Eifel und West-Hunsrück). – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 467-486, 3 Abb., 1 Tab. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.

Szulc, J. (2019): Lower Triassic marine Buntsandstein deposits in the Central European Basin. – Z. Dt. Ges. Geowiss., **170** (H. 3-4): 311-320, 6 figs.; Stuttgart.

Tietze, K.-W. & Röhling, H.-G. (2013): Sequenz-, Base-level- und Zyklo-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. – Slg. geol. Führer, **60**, 3. völlig neu bearb. Aufl., 396 S., 170 Abb., 13 Tab., 1 Kte.; Stuttgart (Borntraeger).

Wienecke, K. (1983): Strukturelle Untersuchungen im Mesozoikum der Eifeler Nord-Süd-Zone. – Diss. Univ. Bonn (mündl. Prüfung: erst Januar 1984), 187 S., 12 Abb., 11 Anl.; Bonn.

Ziegler, P. A. (1982): Triassic Rifts and Facies Patterns in Western and Central Europe. – Geol. Rdsch., **71**: 747-772, 6 Fig.; Stuttgart.

– (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. – Shell Internationale Petroleum Maatschappij, 2. Aufl., 239 S., 100 Abb., 56 Anl.; London (Geol. Soc.).

Zitzmann, A. & Grünig, S. (1987): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt CC 6302 Trier. (1. Aufl.), B.G.R.; Hannover.

Manuskript eingegangen am 4.6.2021

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