

Marine Signale im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht? Teil III: Die Rolle der Tektonik als Steuerungsfaktor der regionalen Sedimentation

DORIS DITTRICH

Kurzfassung: Auf der Grundlage der in den vorhergehenden Teilen I und II dieser Publikation dargelegten Fazies- und Mächtigkeitsbefunde wird nun die tektonisch kontrollierte Beckenentwicklung des Trier-Luxemburgischen Buntsandsteins rekonstruiert. Es lassen sich becken-dynamisch homogene Zeitspannen abgrenzen. In jedem dieser Zeitabschnitte führte eine spezifische krustale Dehnungsbeanspruchung zur differentiellen Absenkung verschiedener Beckenteilbereiche und zur unterschiedlich ausgeprägten Betonung randlicher Liefergebiete. Die allmähliche Beckenerweiterung, die fluviatilen Sedimentströme vom weit entfernten „Gallischen Land“ im Südwesten und die zusätzliche Materialanlieferung von näheren Bereichen des Beckenrandes werden jeweils beschrieben.

Kausal waren die variierenden kontinentalen Spannungsfelder der Untertrias. Veränderte Ausrichtungen der Hauptnormalspannungen bewirkten Subsidenzmusterwechsel, Fazieswechsel und Diskordanzen im Sedimentbericht. Die im Untersuchungsgebiet identifizierten Diskordanzen werden mit denen des rechtsrheinischen Buntsandsteins parallelisiert und im Einzelnen diskutiert. Tektonostratigraphische Gegebenheiten des Pfälzer Buntsandsteins werden gleichfalls berücksichtigt. Nicht nur die rechtsrheinisch bekannten tektonischen Ereignisse der V-, D-, H-, S- und G-Diskordanz lassen sich nachweisen, sondern auch die pfälzische Harsberg-Diskordanz sensu DITTRICH (2016b) und eine hier neu benannte K-Diskordanz im tieferen Oberen Buntsandstein (unter den Kyllburg-Schichten). Die hier für den linksrheinischen Raum rekonstruierten Subsidenzmuster und krustalen Extensionsrichtungen finden deutliche Parallelen in den Mächtigmustern der einzelnen Buntsandstein-Formationen in der Hessischen Senke und in angrenzenden Regionen. Offenbar haben damals großräumige, wahrscheinlich platten-tektonisch induzierte Stressfelder eingewirkt.

Abstract: In the previous parts I and II of this paper data and information concerning the lithofacies of the regional Buntsandstein and the varying thickness distribution patterns have been presented. Based on these data the structurally controlled basin evolution of the Trier-Luxemburg area is reconstructed in part III. Time spans of homogenous basin dynamics can be delimited. In each time span a specific extensional stress led to the differential subsidence of certain basin areas and to an individual accentuation of source areas at the outer margin of the basin. The gradual basin extension, the way of the sediment-bearing fluvial streams from the distant “Gallic Land” in the Southwest and the additional delivery from other border zones nearby are described respectively.

All this was effected by the varying continental stress fields of the Lower Triassic. Changing orientations of the principal stresses caused modified patterns of subsidence, facies changes and unconformities in the sedimentary record. The unconformities that could be identified in the study area are correlated to those in the Buntsandstein succession on the right side of the river

Rhine, moreover they are particularly discussed. Tectonostratigraphical features of the palatini-an Buntsandstein are considered as well. Not only the generally known tectonical events of the V-, D-, H-, S- and G-unconformity can be detected here, but also the Harsberg-unconformity sensu DITTRICH (2016b) and the new defined K-unconformity in the lower part of the Upper Buntsandstein (below the Kyllburg Beds). The subsidence patterns and the directions of extension which were reconstructed in the area left of the Rhine could be confirmed in the Buntsandstein of the Hassian Depression and adjacent regions. Obviously the varying stress fields of that time were far-reaching and quite effective. They seem to be caused by plate tectonics.

Inhalt

Einführung in Teil III

- 7.3 Werdegang der strukturell kontrollierten Beckenentwicklung
 - 7.3.1 Der abweichend (ostwärts) gerichtete Gradient des Unteren Buntsandsteins
 - 7.3.2 Die Beckenkonfigurationen des Mittleren und Oberen Buntsandsteins
 - 7.3.3 Grundzüge und Ursachen der regionalen Beckenentwicklung
 - 7.3.4 Vergleich der hier rekonstruierten tektonischen Ereignisse und Subsidenzmuster mit denen des saarpfälzischen und des rechtsrheinischen Buntsandsteins

Schriften

Einführung in Teil III

Im letztjährigen Teil II ist in mehreren Kapiteln die regional variierende lithofazielle Charakteristik der einzelnen Teilabschnitte des Trier-Luxemburgischen Buntsandsteins dargelegt worden. Dies umfasste die Korngrößenmuster mit den proximalen Gerölleinschüttungen und der Kornverfeinerung zu den Subsidenzbereichen hin, mächtige lokale Tonakkumulationen, die variierenden Glimmer- und Feldspatgehalte sowie das Auftreten spezieller Tonminerale. Im Gegensatz zum Teil I, der auf evaporitische, also chemisch abgeschiedene Gesteinsanteile und besondere Gefügemerkmale abhob, sind im Teil II (Kap. 6) generell die klastischen Bestandteile ausgewertet worden. In den Kapiteln 7.1 und 7.2 folgte dann die Darstellung und Diskussion der komplexen Mächtigkeitsverteilungen ausgewiesener Abschnitte des regionalen Buntsandstein-Profiles. Die diesbezüglichen Ausführungen waren umfangreich und manchmal auch mit komplizierten argumentativen Abwägungen verbunden, da die Datenbasis regional nicht immer eindeutig und tragfähig war.

Im nun erst vorgelegten Teilkapitel 7.3 soll jetzt ein klarerer Bogen zum Werdegang der strukturell kontrollierten Beckenentwicklung gespannt werden, der die faziellen Ergebnisse von Kap. 6 und alle Mächtigkeitsbefunde zu einem klareren Bild vereinigt. Auf diese Weise können tektonische Ereignisse identifiziert werden, die eine strukturelle Veränderung der jeweiligen Beckenkonfiguration bewirkten. Diese zumindest regional wirksamen tektonischen Pulse können dann in Kap. 8 anderen Steuerungsfaktoren wie Meeresspiegel- bzw. Baselevel-Schwankungen oder Klimaveränderungen gegenübergestellt werden. Überdies soll anhand eines Vergleichs mit den Gegebenheiten im inneren Germanischen (bzw. Mitteleuropäischen) Becken eine Parallelisierung der Geschehnisse versucht werden. Dabei wird das besondere Augenmerk darauf gelegt,

zu prüfen, in wieweit und wann marine Hochstandsereignisse das Trier-Luxemburgische Randbecken erreicht und faziell beeinflusst haben könnten.

Naturgemäß sind in diesem Teil III zahlreiche Rückverweise auf Fakten, Ausführungen und Abbildungen in den vorhergehenden Teilen der Gesamtpublikation erforderlich. Dort finden sich auch einige Bilder, die hier aus Volumengründen nicht erneut abgedruckt werden können. Manchmal sind sie auch hier noch zum besseren Verständnis notwendig. Bei entsprechenden Rückverweisen auf sachdienliche Darlegungen erscheinen in Klammern gesetzt die jeweiligen Zitate DITTRICH (2017) und (2018a) unter der Bezeichnung „Teil I“ und „Teil II“. Im ersten Teil sind Abb. 1 bis 13 und Tab. 1 (Kap. 1 bis 5) enthalten, im zweiten Teil dann Abb. 14 bis 23 (Kap. 6 bis 7.2). Um einen noch schnelleren Vergleich zu gewährleisten, werden hier zwei der Abbildungen aus Teil II (Abb. 15 und 18) reproduziert, und zwar jeweils in einer geringfügig modifizierten neueren Version. Es handelt sich um eine Darstellung des strukturellen Aufbaus der Trier-Luxemburger Bucht (Abb. 27) und um eine paläogeographisch-petrologische Karte (Abb. 26).

7.3 Werdegang der strukturell kontrollierten Beckenentwicklung

In den letztjährigen Teilkapiteln zum Buntsandstein-Mächtigmuster in Luxemburg (Kap. 7.2.2) und in den deutschen Gebieten Südeifel und Saargau (Kap. 7.2.3) sind umfangreiche Einzel-Darlegungen enthalten. Diese sollen nun überregional „auf den Punkt gebracht“ werden, indem die Grundzüge der strukturellen Beckenentwicklung nach Möglichkeit extrahiert werden. Im zeitlichen Verlauf der Untertrias bewirkten großräumige kontinentale Stressfelder – mit jeweils etwas verschieden ausgerichteter Extension – eine differenzielle Absenkung des Beckenbodens. Die im variskisch deformierten Untergrund des Untersuchungsgebietes alt-angelegten Bruchzonen lebten dabei wieder auf, pausten sich nach oben hin durch und kontrollierten die regionale Subsidenz. Die fluviatilen Ströme des Buntsandsteins steuerten die Tiefschollen an. Ältere oder jeweils aktuell vertikaltektonisch neu betonte Hochgebiete wurden abgetragen und brachten ihr spezifisches Verwitterungsmaterial ein. Eine derartige regionale Steuerung der Sedimentation durch tektonische Muster ist in der Trier-Luxemburger Bucht bereits für den Keuper (DITTRICH 1989) und für den Muschelkalk (DITTRICH 1989, im Druck a, b) detailliert nachvollzogen worden. Entsprechendes wird hier für die Untertrias angenähert. Manchmal kann allerdings bloß ein möglicher Hergang skizziert werden; insbesondere in den tiefsten Teilabschnitten des Buntsandsteins und dort vor allem im Süden und Südwesten des Untersuchungsgebietes ist nämlich die Datenbasis eher mager.

Die Kontrolle der flächenhaften Buntsandstein-Sedimentation durch Bruchstrukturen des devonischen (bzw. permischen) Untergrunds erfolgte eher langsam und langfristig. An der damaligen Erdoberfläche wirkten sich schwache, langgestreckte Flexurzonen und weitspannige Verbiegungszonen aus. Erst durch jüngere meso- und känozoische Deformationsakte (vgl. DITTRICH 2014) sind diese alt-angelegten Strukturen dann im Deckgebirge ruptuell stärker nachgezeichnet worden, wodurch sie im heutigen Kartenbild deutlich erkennbar geworden sind (DITTRICH 1989, 2014: Tab. 4). Für die hier untersuchte Untertrias sind damals zutage tretende, synsedimentär aktive Abschiebungen im Bereich der (heutigen) Grabenränder kaum je sicher nachweisbar – nicht zuletzt wegen der lückenhaften Datenbasis. Sie sind wohl auch nur selten anzunehmen. Stattdessen ist eher von einer statistischen Bindung der wasserreicheren Fließgerinne an flexurell begrenzte Senkungszonen auszugehen. In den weiter distal gelegenen Tiefschollen des Trier-Luxemburgischen Beckens haben sich glimmerreiche Ton-Silt-Ablagerungen und Evaporite

angehäuft (Dolomit, Sulfate, Steinsalzgehalte). Hier könnte es temporär auch zu kurzen ingressiven Ereignissen vom inneren Germanischen Becken her gekommen sein.

Der grundlegende Unterschied zwischen dem Sedimentgeschehen des Unteren Buntsandsteins und dem des höheren (Mittleren und Oberen) Buntsandsteins wird hier durch eine Aufteilung der entsprechenden Darlegungen berücksichtigt. Das eigenständige, hier erstmals rekonstruierte Subsidenzmuster des Unteren Buntsandsteins am Westrand des Germanischen Beckens kann so im Teilkapitel 7.3.1 besser herausgestellt werden. Zum Schluss, in Kap. 7.3.4, werden die zuvor rekonstruierten tektonischen Pulse mit denen im inneren Germanischen Becken verglichen und nach Möglichkeit parallelisiert.

7.3.1 Der abweichend (ostwärts) gerichtete Gradient des Unteren Buntsandsteins

Für die umfassende Ausdeutung der Beckenkonfiguration des Unteren Buntsandsteins (su) müssen zur Untermauerung der Argumente erst noch einmal dessen Eigenschaften genauer betrachtet werden, seine Lithofazies und sein Gefügeinventar.

Auffällig am Unteren Buntsandstein bei Trier ist nicht nur seine hohe Mächtigkeit (Kap. 7.2.3 mit Abb. 23b), sondern auch das anhaltend hohe Energieniveau der Ablagerungen. Es handelte sich keineswegs um Fanglomerat-artige Grobschüttungen mit eher kurzen Transportwegen und einem schnellen lateralen Fazieswechsel, wie es noch bei den Rotliegend-Sedimenten der Wittlicher Senke der Fall gewesen war (vgl. dazu Faziesschema bei STETS 2004: Abb. 4 und STETS 1990: Abb. 6). Letztere waren auch überwiegend nach Südwesten geschüttet worden (STETS 1990: Abb. 7 bis 8). Im Unteren Buntsandstein existierte stattdessen ein großes, gut entwickeltes Strömungssystem nach Nordosten. Es war ein verwildertes Flusssystem (Braided-River-System) mit verflochtenen Flussläufen. Darauf deutet unter anderem der mittlere Streuwinkel der Schüttungsvektoren von 85° (PAAS 1993), der eine Abweichung von $42,5^\circ$ zur Hauptschüttungsrichtung zeigt.

Das su-Basiskonglomerat bei Trier enthält kantige bis gut gerundete Gerölle bis 20 cm Größe; es sind Quarzite, Milchquarze, Tonschiefer und vereinzelt Sandsteine (WAGNER et al. 2012). Im nordöstlichen Randbereich des Trierer Beckens, bei Schweich (Abb. 24), wurden dieselben Komponenten genannt, bis 15 cm groß und gut gerundet (PAAS 1993: im „sm1a“). Partienweise enthalten die Basiskonglomerate dieser Region eine schluffige dunkelrote Matrix, viele opake Schwerminerale und einen vergleichsweise hohen Gehalt an kleinen Fragmenten von Sedimentgesteinen. Diese Merkmale legen eine gewisse Aufarbeitung der unterlagernden und damals auch im Einzugsgebiet anstehenden „Rötelschiefer“ nahe (Altrich-Formation, oberes Rotliegend).

Die einheitlich ziegelrotbraun gefärbten Sandstein-Abfolgen darüber zeigen viele Eigenschaften der pfälzischen Trifels-Schichten (tieferer Unterer Buntsandstein). Im nördlichen Randbereich des Trierer Beckens, nördlich von Schweich, sind sie noch 30–60 m mächtig. Dort sind sie dickbankig, schräggeschichtet, moderat geröllführend, sehr hart und stark verkieselt (PAAS 1993).

Die zwischengeschalteten feineren Überflutungsabsätze sind gelegentlich noch erhalten geblieben, meist aber sekundär aufgearbeitet; entsprechende Tongerölle belegen dies. An mehreren Stellen konnten die Schüttungsrichtungen eingemessen werden. Eine südliche Lokalität, eher

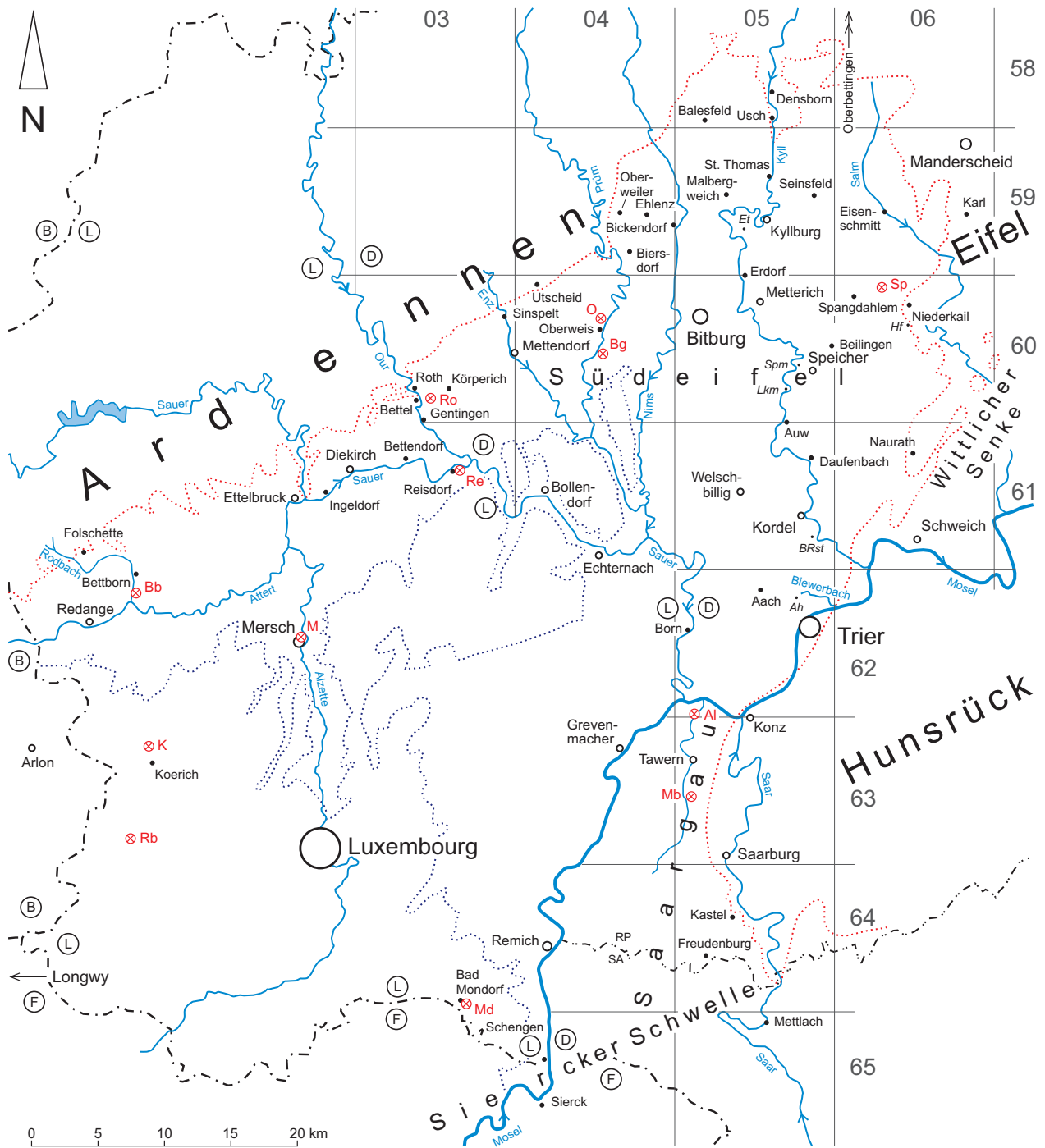


Abb. 24: Im Text erwähnte Lokalitäten und ausgewählte Bohrungen in der Trier-Luxemburger Bucht (Et = Etteldorf, Hf = Hof Hütt, Spm = Speichermühle, Lkm = Looskyllermühle, BRst = Burg Ramstein, Ah = Altenhof; Bohrungen: Spangdahlem (Sp), Oberweis (O), Roth (Ro), Bettingen (Bg), Bettborn (Bb), Mersch (M), Albachtal (Ab), Mannebachtal (Mb), Koerich (K), Rebiert (Rb), Mondorf (Md); rot bzw. blau gepunktelt: Außenrand der Buntsandstein- bzw. Lias-Verbreitung).

noch im inneren Trierer Becken gelegen, zeigte eine Transportrichtung nach Norden. In den drei nördlicher gelegenen, statistisch gut dokumentierten anderen Mess-Punkten von PAAS (1993) wurden dann jedoch eindeutig Nordost- bis ENE-Richtungen ermittelt (50°, 55°, 60°).

Die darauf noch auflagernden, bis 40 m mächtigen horizontalgeschichteten, farblich gebänderten Sandstein-Abfolgen am Top des Unteren Buntsandsteins entstammen einem hochenergie-

Tab. 3: Buntsandstein-Gliederung in der Trier-Luxemburger Bucht mit den wichtigsten Diskordanzen (blau: Kartiereinheiten der GK50, DITTRICH 2011a; bd. h. E. = hier ausgehaltene beckendynamisch homogene Einheiten bzw. Schichtabschnitte, vgl. Kap. 7.3.4 und Abb. 29; *: vgl. Teil I: Kap. 3; links: Buntsandstein-Schichtglieder der Pfalz zum Vergleich, sT = Trifels-Schichten, sR = Rehberg-Sch., sS = Schlossberg-Sch., sKF = Karlstal-Felszone, sKo = Obere Karlstal-Sch., sOF = Obere Felszone, sHK = Hauptkonglomerat, sVG = Violette Grenzzone).

Pfalz		Trierer Becken				bd. h. E.	* Leithorizonte	Bitburger Becken								
Oberer Buntsandstein (so)	soV	so	Voltziensandstein (soV)		Lettenregion (soVL)	soho	GL	so	Voltziensandstein (soV)		Lettenregion (soVL)					
				Werksteinzone (soVW)					Werksteinzone (soVW)							
	soZ	so	Zwischenschichten (soZ)		Obere Zwischenschichten (soZ2)	sohu	VG3	so	Zwischenschichten (soZ)		Kyllburg-Schichten (soZK)					
				Untere Zwischenschichten (soZ1)		sot	VG2		Malbergweich-Sch. (soZM)							
Mittlerer Buntsandstein (sm)	sVG	sm	Hauptbuntsandstein (sHB)	Höherer Hauptbuntsandstein (sHBh)	Oberer Hauptbuntsandstein (sHB3)	Konglomeratregion (sKR)	Obere Kongl.-region (sKR2)	Violette Grenzschiefer (sVGS)	smh	VG1	smh	Violette Grenzschiefer (sVGS)				
	sHK											Geröllsandsteine (sGS)	smt	VS	sm	Konglomeratische Serie (sKS) (≙ „Usch-Schichten“)
	sOF											Grobkonglomerat (sGK)				H-Diskordanz (s5/s6)
	sKo											Mürbsandsteine (sMS)	smtu	sm	sm	Violettschichten (sVS)
	sKF											Kieselkonglom. (sKK)				Obere Densborn-Sch. (sDb2) [Kieselkgl.]
	Unterer Buntsandstein (su)											sS	su	Tieferer Hauptbuntsandstein (sHBt)	Mittlerer Hauptbuntsandstein (sHB2)	Untere Konglomeratregion (sKR1)
sR		Bändersandstein (sBS)	Basalkongl. (sBlk)													
sT		Unterer Hauptbuntsandstein (sHB1) (Untere Konglomerate)	?	V-Diskordanz (s2/s3)												

tischen Flusssystem. Diese Sandsteine sind ebenschichtig und eher mürbe. Es sind ehemalige „sheet sands“. Schrägschichtung konnte darin von PAAS an keiner Stelle beobachtet werden, die Basisfläche der Abfolge („sm1b“/„sm1c“) ist jedoch markant und wellig erosiv ausgebildet. Die Granulometrie dieser Gesteine belegt das obere (fluviatile) Strömungsregime, mit sehr schnellem, „schießendem“ Wasser. Eine zum Teil äolische Genese, wie sie aus dieser Region von MADER (1982) benannt wurde, kann angesichts der Kornsummenkurven der Sandstein-Proben von PAAS (1993) nicht bestätigt werden. Der relativ hohe Gehalt an diagenetisch neugebildetem Rutil spricht ebenfalls dagegen. Auch alle anderen typisch äolischen Gefügemerkmale, die von MADER (1981–1985b; vgl. auch Schriftenverzeichnis in Teil II) summativ für den „Mittleren Buntsandstein“ (heute: su+smt; Tab. 3) dieser Region aufgeführt wurden, fehlen im tieferen Teil der Schichtenfolge.

Anders als im Trierer Becken ist im nördlichen Bitburger Becken und auch in der Eifeler Nord-Süd-Zone kein Unterer Buntsandstein ausgebildet (Teil I: S. 29 ff.; Teil II: S. 109 ff. und Abb. 23b). Für diese Situation gibt es – rein theoretisch – drei verschiedene Deutungsmöglichkeiten. Sie sollen hier einzeln dargelegt und diskutiert werden.

Die erste Deutung ist folgende. Die damaligen Flüsse flossen ebenfalls nach Norden durch die Eifeler Nord-Süd-Zone, sie hinterließen jedoch keine bleibenden Zeugnisse im „Sedimentrekord“

(geological record). Ein folgenloser „Bypass“ der Sedimentfracht ist theoretisch möglich, dann etwa, wenn die Erdoberfläche und das damals herrschende Baselevel (Kap. 1.3) im selben Niveau angesiedelt waren. Eine derartig stabile dynamische Konstellation über einen so langen Zeitraum und eine so weite Strecke, noch bis über die Nordeifel hinweg, ist jedoch äußerst unwahrscheinlich. Andererseits fehlen auch tiefe, durchgehende Talungen nach Norden, durch die das su-Sediment hätte transportiert werden können. Die zunächst noch morphologisch hervortretenden, quer verlaufenden devonischen Härtlinge in der Eifeler Nord-Süd-Zone sind nachweislich erst im Verlauf des Mittleren Buntsandsteins (smt) eingedeckt worden (MADER 1981b: S. 406; SCHRADER 1983: S. 260 f.; vgl. auch WIENECKE 1983: Abb. 12). Ein nennenswerter longitudinaler Transportweg schon im Unteren Buntsandstein nach Norden ist demzufolge nicht anzunehmen.

Die zweite Möglichkeit einer paläogeographischen Deutung ist von STETS (2013: S. 472) gewählt worden. Sie ging von einem su-zeitlichen abflusslosen Sammelbecken im Osten aus, im Bereich der Wittlicher Senke. Diese Binnensenke, der der Zugang zu einem tiefer gelegenen Vorfluter fehlte, sei von den damaligen Flussläufen angesteuert worden. Eine solche Situation ist auch in der paläogeographischen Abbildung von STETS (2013: Abb. 8.5.2-1) angedeutet worden. Der darin graphisch umgrenzte Sedimentationsraum des (nicht näher differenzierten) Buntsandsteins buchtet sich im Bereich des Mittelmosel-Tales weit nach ENE hin aus. Nach etwa 20–25 Kilometern, ungefähr bei Cochem, schließt er sich aber. Die abgebildete Nord-Süd-Ausdehnung dieser großen Ausbuchtung hat bei Wittlich immerhin noch etwa 43 km betragen.

Auch diese paläogeographische Deutung kann hier nicht nachvollzogen werden. Ein so prägnantes und energiereiches Fluvialsystem, wie es sich in der deutlich über 100 m mächtigen su-Abfolge bei Trier dokumentiert, kann sich nicht so schnell in eine Binnen-Playa verwandelt haben und dadurch völlig zum Erliegen gekommen sein. Eine derart rasche laterale Kornverfeinerung ist unwahrscheinlich. Bei Trier und Schweich wurden schließlich keine schlecht sortierten Sedimente von Schuttfächern, sondern wohl-sortierte Sandsteine abgelagert, die vielfach sogar dem oberen Strömungsregime entstammen. Ein weiträumiger Reliefgradient war wirksam.

In der hier vorgelegten Untersuchung wird eine dritte Deutungsmöglichkeit vorgezogen. Diese geht von einem ehemaligen WSW-ENE-ausgerichteten Ferntransport aus. Eine inzwischen erodierte Fortsetzung der Trierer Beckenachse nach Nordosten ist nämlich möglich. Schon vor längerer Zeit ist von PFLUG (1959) ein „Bitburg-Kasseler Senkungsfeld“ beschrieben worden. Diese becken tektonische Rekonstruktion hatte sich auf das Tertiär bezogen. Gemeint war eine Zone, die von der Südeifel über das Neuwieder Becken und den Westerwald bis in die Nordhessische Senke zieht. In diesem breiten Streifen haben sich nämlich in zahlreichen langgestreckten Einzelvorkommen kontinuierliche tertiäre Abfolgen von höherem Eozän bis zum Mitteloligozän und höher erhalten, oft in erheblichen Mächtigkeiten. Auch ein Mosel-paralleles Restvorkommen im Trierer Becken, nördlich des heutigen Flusslaufes, ist verzeichnet worden (Abb. 25). Bezogen auf den variskischen Gebirgsuntergrund entspricht diese Zone nach PFLUG der Region zwischen der Hunsrück-Taunus-Schwelle und der Siegerländer Hauptschwelle. Es ist also im Wesentlichen die bruchtektonisch begrenzte Moselmulde (Mosel-Synklinorium). MEYER (2013: S. 555) referierte ebenfalls noch die von PFLUG benannte tertiäre Senkungszone. In zeitlich weiter gefasstem Sinne benannte er sie als „Moseltrog“.

Ein derartig deutlich dem Streichen des variskischen Gebirges folgendes Senkungsareal ist wohl im paläozoischen Sockel strukturell alt-angelegt. Dem entsprechend müsste diese Vorzeichnung auch bei den starken känozoischen Deformationsereignissen im Zusammenhang mit den

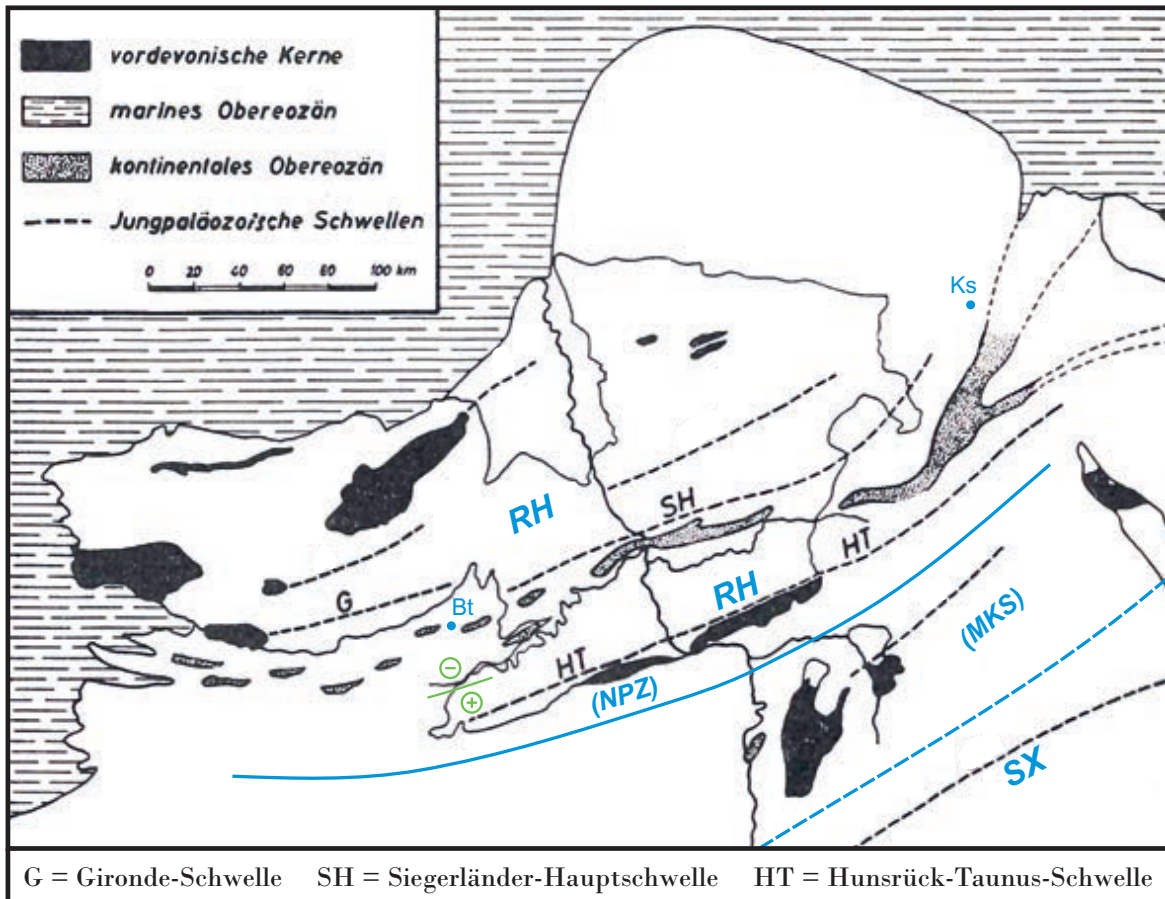


Abb. 25: Der obereozäne (!) Sedimentationsraum mit seinem variskischen Unterbau nach PFLUG (1959). Etwas vereinfacht und ergänzt (blau): Bt = Bitburg, Ks = Kassel, Eintragungen von Grundgebirgseinheiten nach WALTER 2007: Abb. 15: RH = Rhenoharzynische Zone, NPZ = Nördliche Phyllitzone, MKS = Mitteldeutsche Kristallinschwelle, SX = Saxothuringische Zone; grün: mobile Schollengrenze nach ZÖLLER (1983), vgl. Text.

alpidischen Kontinentalkollisionen mechanisch eine Rolle gespielt haben. Für den Zeitraum vom höchsten Eozän bis zum höheren Oligozän wurden ja in zahlreichen Untersuchungen kontinentale Spannungsfelder rekonstruiert, mit Dehnung in Nordwest-Südost-Richtung (vgl. DITTRICH 2014: Abb. 87). Diese expansive Tendenz könnte ohne weiteres eine Absenkung entlang von variskisch angelegten, WSW-ENE-streichenden Struktureinheiten bewirkt haben. Im Sockel bruchtektonisch vorgegebene und zuoberst von Abschiebungen und Flexuren begrenzte Tertiärbecken, wie sie von Pflug impliziert wurden, können dann die logische Folge gewesen sein.

Bei den schertektonischen Untersuchungen von DITTRICH (2014) waren vor allem die Auswirkungen von kompressiven Ereignissen des Meso- und des Känozoikums rekonstruiert worden, weniger die von extensiven Phasen. Auch war dort ausschnittbedingt nur noch die westliche Wittlicher Senke berücksichtigt worden. Dennoch hat sich dort meso-känozoisch eine zeitweilige Absenkungstendenz dieser Region feststellen lassen. Von der Unterkreide (kompressiver Deformationsakt DII) über das untere und mittlere Eozän (DIII) und das obere Oligozän (DIV) bis hin zum unteren Miozän (DV) wird eine Senkungszone im Bereich der Wittlicher Senke immer wahrscheinlicher. Auch ZÖLLER (1983) hatte eine mobile Blockgrenze zwischen dem Hunsrück und dem Moseltal dargestellt. Bei dieser Untersuchung waren die vertikalen Relativbewegungen während des Jungtertiärs und Quartärs im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge rekonstruiert worden (Abb. 104 in DITTRICH 2014).

Nun wieder zurück zum Unteren Buntsandstein. Eine ähnliche großräumige Senkungstendenz kann auch schon in der Untertrias existiert haben. Auch damals herrschte ja ein extensives Regime. Im Entstehungszeitraum des Unteren Buntsandsteins könnte im Bereich des Schiefergebirges eine etwa Nordwest-Südost orientierte Zugspannung gewirkt haben, die den Weg nach ENE öffnete. Eine Frühform des „Bitburg-Kasseler Senkungsfeldes“ hätte dann den ENE-Abfluss der Buntsandstein-Flüsse ermöglicht. Ein Nordost- bis ENE-gerichteter Sedimenttransport wurde aus den schon beschriebenen Messungen von PAAS (1993) deutlich, und auch aus denen von PICARD (1950, verzeichnet in SCHRÖDER 1952: Abb. 1) südwestlich von Trier. Es ist ja keineswegs so, dass das Schiefergebirge in der Trias schon ein derart unüberwindlicher Block war, als der er sich heute darstellt („Rheinisches Massiv“). Das heutige Kartenbild ist vor allem dem känozoischen „Plateau Uplift“ und damit wohl auch der berühmten „Mantel-Plume“ unter der Osteifel geschuldet (FUCHS et al. 1983, RITTER & CHRISTENSEN 2007). Zur Zeit der Trias waren noch weite Teile des Schiefergebirges in die verschiedenen Sedimentationsbecken mit einbezogen. Dies gilt nicht nur für den Muschelkalk und den Keuper. Im Mittleren und Oberen Buntsandstein etwa lag der primäre Ostrand des nördlichen Bitburger Buntsandsteinbeckens nachweislich noch weit jenseits (östlich) der Eifeler Nord-Süd-Zone. Der Sedimentationsraum dieser nachfolgenden Zeitspanne umfasste also ebenfalls noch weite Teile der Eifel (vgl. Kap. 7.1, Kap. 7.2.3 und STETS 2013: Abb. 8.5.2-1).

Bei Annahme eines Nordost-Abflusses wären die Materialströme des Trierischen Unteren Buntsandsteins nach langer Wegstrecke dann in der Hessischen Senke und schließlich auch im Raum Kassel angekommen. Dort hätten sie sich mit dem von Süden zugeführten Sedimentmaterial vermischt. In dieser Hinsicht interessant ist das Nord-Süd-Schnittprofil durch die Hessische Senke bei LEPPER et al. (2013: Abb. 4.4-3). Darin ist bei Kassel ein Geröllgehalt im Unteren Buntsandstein verzeichnet, der zuvor – weiter südlich – noch nicht da gewesen war. Dies gilt sowohl für die dortige Calvörde-Formation als auch für die Bernburg-Formation. Im begleitenden Text (S. 87) ist denn auch ein zusätzlicher Sedimenteintrag von der Rheinischen Masse, also von Westen her, explizit genannt worden.

Es stellt sich nun die Frage, wie sich der Antransport, die jeweilige Herkunft und die Mächtigkeitsverteilung des su-Sedimentmaterials im Südwest-Teil des gallo-germanischen Buntsandstein-Beckens gestalteten.

Das im Trierer Becken abgelagerte Sandmaterial kam von weit her, von Süden und SSW. Dort im „Gallischen Land“ hatte sich an der Wende Perm/Trias ein veränderter Reliefgradient eingestellt. Er wies nicht mehr nur in östliche Richtung – wie noch im Zechstein (vgl. LGB 2005: Abb. 62) –, sondern nun auch nach Nordosten. Die su-Materialströme zogen sowohl nach Osten in die Pfalz und das Elsass als auch durch Nord-Lothringen in Richtung Trier.

Das Liefergebiet des „Nord-Stroms“ lässt sich genauer bestimmen anhand der tabellarisch dargestellten petrographischen Befunde von PAAS (1993). Sie betreffen den Unteren Buntsandstein nördlich von Schweich/Mosel (Abb. 24: TK25-Blatt 6106), in der südwestlichen Wittlicher Senke. Nach den Untersuchungsergebnissen von PAAS sind darin, in den drei Proben des „sm1“, durchschnittlich 9 % Feldspat enthalten (6,9–10,8 %). Es handelt sich ausschließlich um Alkalifeldspäte, mit auffälliger Orthoklas-Vormacht. Der sehr geringe Gehalt an Mikroklin ist ein deutlicher Hinweis auf saure Tiefengesteine im Liefergebiet. Auch die Beschaffenheit der Polyquarze (Korngrenzen, optische Auslöschung) weist auf derartige Magmatite hin. Metamorph beanspruchte Quarze (Poly- und Monoquarze) spielen eine eher geringe Rolle, dasselbe gilt für

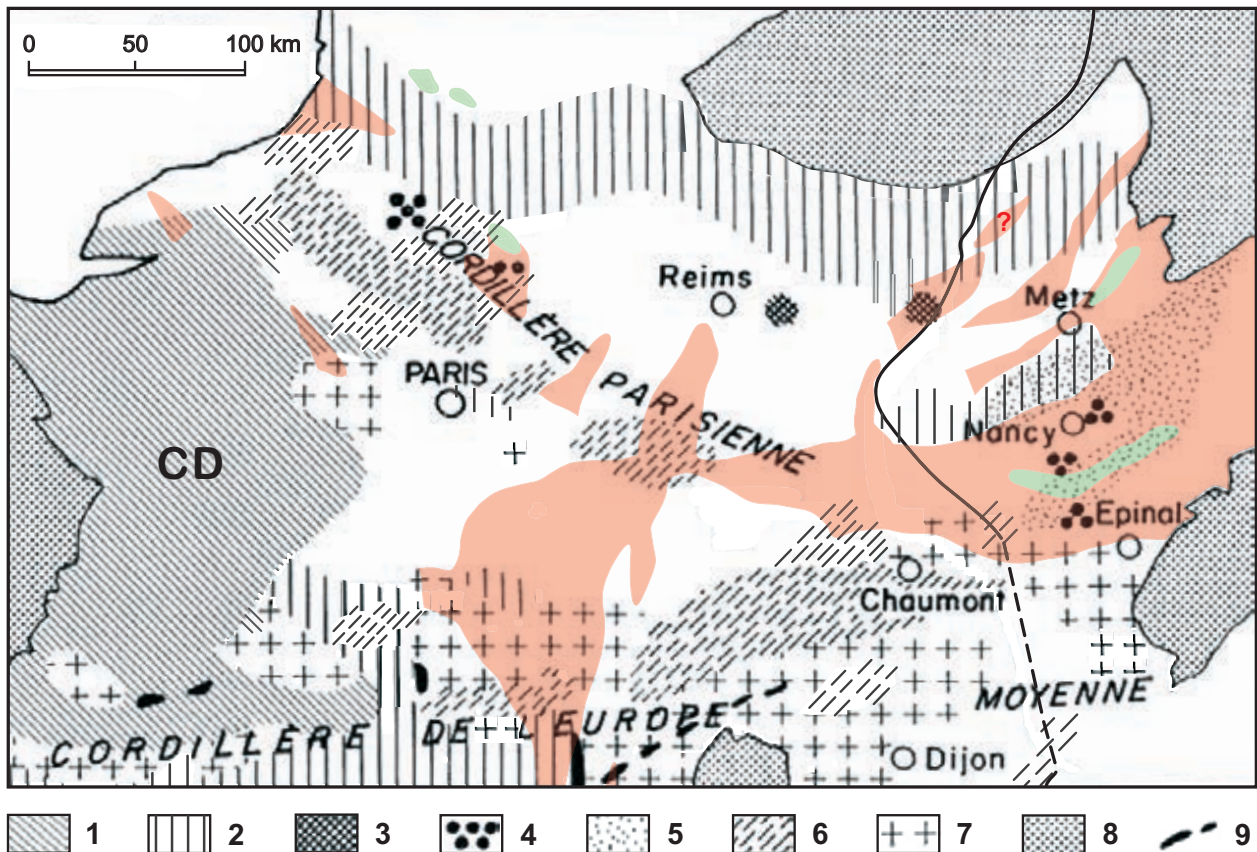


Abb. 26: Durch Tiefbohrungen ermittelter lithologischer Aufbau des präpermischen Sockels des Pariser Beckens (aus: POMEROL 1974, regional aktualisiert mit Bohrungsbefunden nach EDEL 2008, ergänzt durch die Ausdehnung von Rotliegend-Becken (rot) und von saxothuringischen Vulkanitvorkommen (grün) nach GÉLY & HANOT 2014; 1: Schiefer und rote Sandsteine, schwach bis nicht metamorph (Neoproterozoikum? Devon?), 2: grüne und violettbraune Schiefer (sedimentäres Permokarbon und Devon), 3: Schwarzschiefer, mit vereinzelt Diabasen, 4: rhyolithische Tuffe, 5: karbonische Kohle, 6: Gneis und Glimmerschiefer, 7: Granit, 8: Ausbiss des Sockels, 9: basische Gesteine; CD = Cadomischer Block; eingefügte schwarze Linie: Beckenrand des Voltziensandsteins (soho) nach BOURQUIN et al. 2006 und nach eigenen Untersuchungen, vgl. Kap. 7.3.2).

Glimmergehalte. Der Gesamtbefund deutet auf eine starke Anbindung an die Granitgebiete bei Chaumont im Süden. Dies ist der für Teil II erarbeiteten Abbildung zu entnehmen, die den prätriassischen Untergrund in Frankreich darstellt (Abb. 26). Im Süden herrschte zunächst offenbar noch eine deutliche NNE-SSW-Ausrichtung des Transport- und Ablagerungsgeschehens. Dies zeigt die Art der Quarze und die Glimmerarmut der Sandsedimente. Der hochmetamorphe Gebirgszug der Parisischen Kordilliere („Cordillère Parisienne“) wurde nämlich (nahezu) noch nicht abgetragen. Dieser besteht aus Glimmerschiefern und Gneisen und erstreckt sich von Chaumont nach Nordwesten bis zur französischen Atlantikküste. Das Liefergebiet des Unteren Buntsandsteins war stattdessen das ausgedehnte Granitgebiet im Süden, im Raum Chaumont–Epinal–Dijon.

Ein deutlicher Hinweis darauf, dass die su-Sande auf der Höhe des Trierer Beckens schon einen sehr weiten Transportweg hinter sich hatten, ist die Tatsache, dass sich die plutonischen Gesteinstrümmen schon zum weit überwiegenden Teil in (Mono- oder Poly-)Quarz- und Feldspat-Körner zerlegt hatten (Kap. 6.3; PAAS 1993). Unterwegs war dieses granitische Material mit abgetragenen Quarziten und klastischen Sedimentgesteinen aus etwas nördlicheren Regionen durchmischt worden. Die gute Rundung der Quarzitgerölle bei Schweich (PAAS 1993) zeigt, dass

auch sie schon eine gewisse Strecke hinter sich hatten. Ihr Liefergebiet war wohl der südwestliche Hunsrück mit der Quarzschwelle von Sierck (vgl. Abb. 24) im weiteren Sinne (mehr dazu weiter unten).

Nun zur strukturellen Ausgestaltung des damaligen Sedimentationsraumes. In Lothringen sind von BOURQUIN et al. (2006) die Verbreitungsgebiete von einzelnen Buntsandstein-Zyklen (B1 bis B7) flächenhaft ausgehalten worden. Der von ihnen in Fig. 4 ausgewiesene Zyklus B1 bildet die Basis ihres „Mittleren Buntsandsteins“ („Middle Buntsandstein“). Der unterlagernde „Lower Buntsandstein“ ist ins Perm gestellt worden. Dieser französische lithostratigraphische Zugang – nomenklatorisch verwirrend – ähnelt der älteren Einteilung in der Pfalz (vgl. Ausführungen dazu bei LGB 2005). Dort wird der frühere „Untere Buntsandstein“ (Stauf-Schichten, Annweiler Sandstein, etc.) allerdings schon seit den Untersuchungen von DITTRICH (1996) als Proximalfazies des Zechsteins gewertet und auch dementsprechend bezeichnet (STD 2002, 2016). Der heutige Untere Buntsandstein setzt nunmehr mit den Trifels-Schichten ein.

Lithologisch umfasst der französische Buntsandstein-Zyklus B1 am westlichen Beckenrand diskordant aufgreifende Konglomerate („Conglomérat basal“), die nach oben hin zu Überflutungssedimenten verfeinern. Nahe der französisch-luxemburgischen Grenze sind die basalen Sedimente dann weniger grob, dort erscheinen geröllführende Sandsteine. Der sandige Zyklus B2, der die tiefsten Bereiche des französischen „Grès vosgien“ umfasst, ist sicher auch noch dem Unteren Buntsandstein zuzuordnen. Unklar ist, ob dies auch noch für Zyklus B3 gilt; eine genaue Korrelation der su/sm-Grenze steht noch aus. Die Außengrenzen und Isopachen der Zyklen B1+B2 ziehen jedenfalls von Lothringen her zum südöstlichsten Gebietsteil von Luxemburg, mit einem ungefähr NNE-SSW ausgerichteten Verlauf (vgl. Abb. 26). In der Grenzregion bei Schengen (Abb. 24) wurden 0 bis 50 m-Isopachen der basalen sandig-konglomeratischen Grobschüttung (B1) verzeichnet, gefolgt von bis etwa 50 m mächtigen Sandstein-dominierten Abfolgen. Im unmittelbaren französisch-deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet sind jedoch keine Datenpunkte markiert. Es handelt sich hier bloß um eine Extrapolation von weiter südlich ermittelten Mächtigkeits- und Faziesdaten.

Zwischen dem lothringischen und dem luxemburgisch-deutschen Ablagerungsraum der Trias existierte jedoch eine trennende Hochstruktur. Es ist die alt-angelegte „variszisch“ (WSW-ENE) streichende Siercker Schwelle (LUCIUS 1948, MÜLLER 1984, MÜLLER & KONZAN 1989, STETS 1995, DITTRICH 1989, 1993, im Druck a, b, c; Teil II: Abb. 15 und 20; Abb. 27). Im Unteren Buntsandstein – lange vor der großräumigen Absenkung des Pariser Beckens – reichte diese Hochscholle noch deutlich weiter nach Westen. Strukturell ist sie allerdings kein homogener Block. Sie wird durchschnitten bzw. tangiert von zwei großen Tiefstrukturen, dem „diagonal“ (Südwest-Nordost) streichenden Graben von Thionville und der rheinisch orientierten Saargauer Grabenzone. Zumindest die erstgenannte Grabenzone war wohl im Unteren Buntsandstein syndimentär mobil. Die bei BOURQUIN et al. (2006: Fig. 6) dargestellte Ausrichtung der westlichen Außengrenzen bestätigt nämlich die schon im Kap. 7.2.3 erwogene Steuerung des Ablagerungsgeschehens durch das diagonale Richtungssystem im Bereich des südlichen Grabens von Thionville. Um eine syndimentäre Mobilität der rheinisch streichenden Saargauer Grabenzone sicher festzulegen, reicht die bisherige Datenbasis zu den su-Mächtigkeiten jedoch nicht aus (Kap. 7.2.3). Eine gewisse Subsidenz dieser Struktur bildet sich jedoch im Tieferen Mittleren Buntsandstein ab (smt; Kap. 7.3.2).

Fakt ist, dass über die Mächtigkeits- und Faziesverteilung des Unteren Buntsandsteins im Südwesten der Trier-Luxemburger Bucht derzeit noch äußerst wenig bekannt ist. Die basalen „Con-

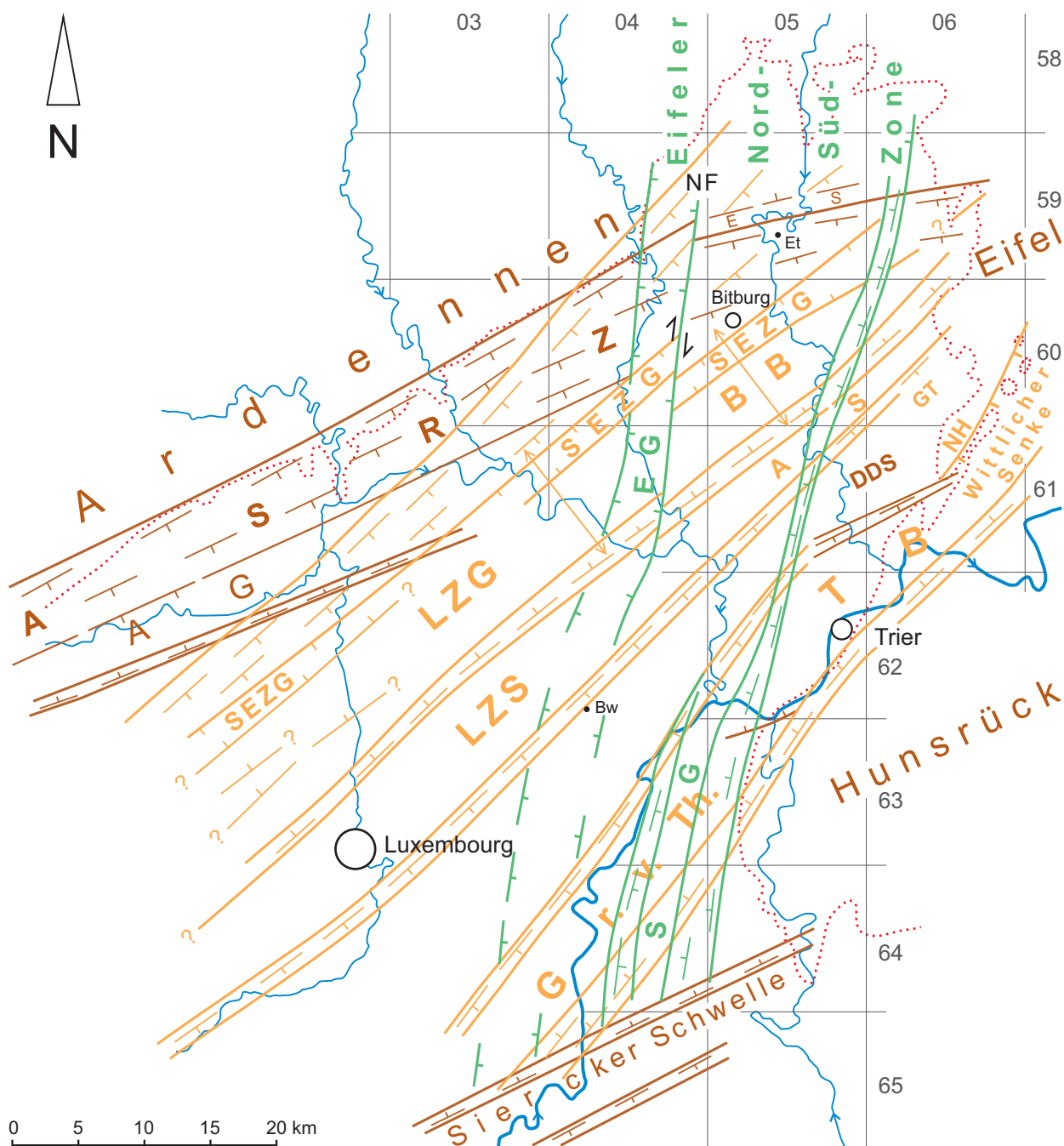


Abb. 27: Im Buntsandstein wichtige, im Untergrund alt angelegte Struktureinheiten der Trier-Luxemburger Bucht (schematisch, nach DITTRICH 1989, 2011a, im Druck c, verändert und ergänzt; Farben: braun, orange, grün: Strukturelemente des variszischen, diagonalen bzw. rheinischen Richtungssystems; ASRZ = 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 heute unkenntlicher Westschulter; NF: oberoligozäne dextrale Blattverschiebung der „Nimstal-Fuge“; Raster = deutscher TK25-Blattschnitt; Bw = Biwer, Et = Etteldorf).

glomerate“ im Bohrprotokoll des Mondorfer Kindquellen-Profiles von 1846 (Abb. 24) waren nicht näher spezifiziert worden. Auch ist der unterste Teil dieses Profils womöglich gestört (Kap. 7.2.2), sodass hier mit Schichtausfällen im Bereich von Metern bis wenigen Zehnermetern gerechnet werden kann. Die über dem Devon durchteuften 4,9 m su (Teil II: Abb. 21b) sind dementsprechend ihrem Betrag nach in Frage zu stellen.

Die Ablagerung des Unteren Buntsandsteins bei Mondorf und dessen Erhaltung unterhalb der V-Diskordanz des basalen Mittleren Buntsandsteins (Tab. 3 und Teil I: Abb. 3) sind wohl durch die Subsidenz der dort durchziehenden Grabenzone von Thionville begünstigt worden. In den äußeren südöstlichen Randregionen des Trier-Luxemburger Teilbeckens ist dann allerdings kein Unterer Buntsandstein mehr entwickelt. Im südöstlichen Saargau fehlt er (Kap. 7.2.3). Ein eher schmales Verbreitungsgebiet wird deutlich. Die (westliche) Siercker Schwelle war damals ein Hoch- und Abtragungsgebiet (Teil II: Abb. 15 und 21; Abb. 27). Von hier ist der grobe Quarzitschutt abzuleiten (vgl. STETS 1995), der dann – schon besser gerundet – im Trierer Becken im Norden abgelagert wurde.

Auch nach Westen hin war der südliche Sedimentationsraum noch stark eingeschränkt. Die Verbreitung war deutlich weniger weitflächig als die des nachfolgenden Mittleren Buntsandsteins (Teil II: Abb. 18 und 21). Interessant in diesem Zusammenhang ist die Vererzung im höchsten Unteren Buntsandstein von Mondorf (Kap. 7.2.2). Es waren dort 30 cm rote Tonmergel mit Bleiglanz-Anreicherungen protokolliert worden. Derartige Metallgehalte könnten sich im Zuge einer flächenhaften Abspülung von lange exponierten Landoberflächen der weiteren westlichen Umgebung angesammelt haben. Dort war damals noch der devonische Untergrund zutage getreten.

Insgesamt existierte bloß ein vergleichsweise schmaler, diagonal ausgerichteter Sedimentationskanal nach Norden (Abb. 29). In dieser Hinsicht ist die Darstellung von BOURQUIN et al. (2006: Fig. 6) sicher unzutreffend. Darin war nämlich eine stetige Zunahme der B1+B2-Mächtigkeitswerte nach Nordosten ins Hunsrück-Gebiet hin angedeutet worden, vom Dreiländereck bei Schengen aus noch bis weit über 100 m. Kenntnisse über die Gegebenheiten im rheinland-pfälzischen Saargau und im westlichen Saarland – im deutschsprachigen Ausland also – hatten jedoch nicht vorgelegen. Es ist aber gesichert, dass die bedeutende WSW-ENE-ausgerichtete Trogachse zur Pfälzer Mulde hin (BOURQUIN et al. 2006: Fig. 6A) und der Trierer Beckenraum nicht unmittelbar miteinander verbunden waren. Es handelte sich um zwei verschiedene, räumlich getrennte Subsidenzzonen. Diejenige der Pfalz war weitaus bedeutender, im Pfälzerwald sind Mächtigkeiten des Unteren Buntsandsteins von bis über 350 m belegt (DITTRICH 2018b). Im Trierer Becken kommen nach derzeitigem Kenntnisstand maximal etwa 190 m vor (Teil II: S. 113).

Der wohl durch den diagonalen Graben von Thionville strukturell „geschiente“ fluviatile Materialstrom ins Trierer Becken bog dann nördlich von Trier nach ENE hin um, in den schon genannten Moseltrog („Bitburg-Kasseler Senkungsfeld“). Die Steuerung durch diagonal (Südwest-Nordost) streichende Strukturen wurde demnach an variszisch streichende (WSW-ENE) abgegeben. Eine besondere Rolle kam dabei der alt-angelegten „Wittlicher Hauptverwerfung“ zu (Abb. 28: WHV). Es ist dies die prominente Großabschiebung am Nordwestrand der Wittlicher (Rotliegend-)Senke. Entstanden war sie im Unterperm, in einem transtensionalen Spannungsfeld, als Randstörung eines großen Pull-apart-Grabens (STETS 1990). Damals, zur Rotliegend-Zeit hatte sich an ihr eine vertikale Relativbewegung von mehreren Hundert Metern vollzogen (Stets 2004). Später dann, im Unteren Buntsandstein, war diese alte Großstruktur immer noch entscheidend für die Ausgestaltung der Beckenkonfiguration im Untersuchungsgebiet.

Dies heißt aber nicht, dass die WHV im Unteren Buntsandstein eine so hochmobile Trennfläche bildete, wie es im Unterperm noch der Fall gewesen war. Das durch Dehnung gebildete Trierer Becken der Untertrias war nun keine asymmetrische transtensionale Kippscholle mehr, sondern

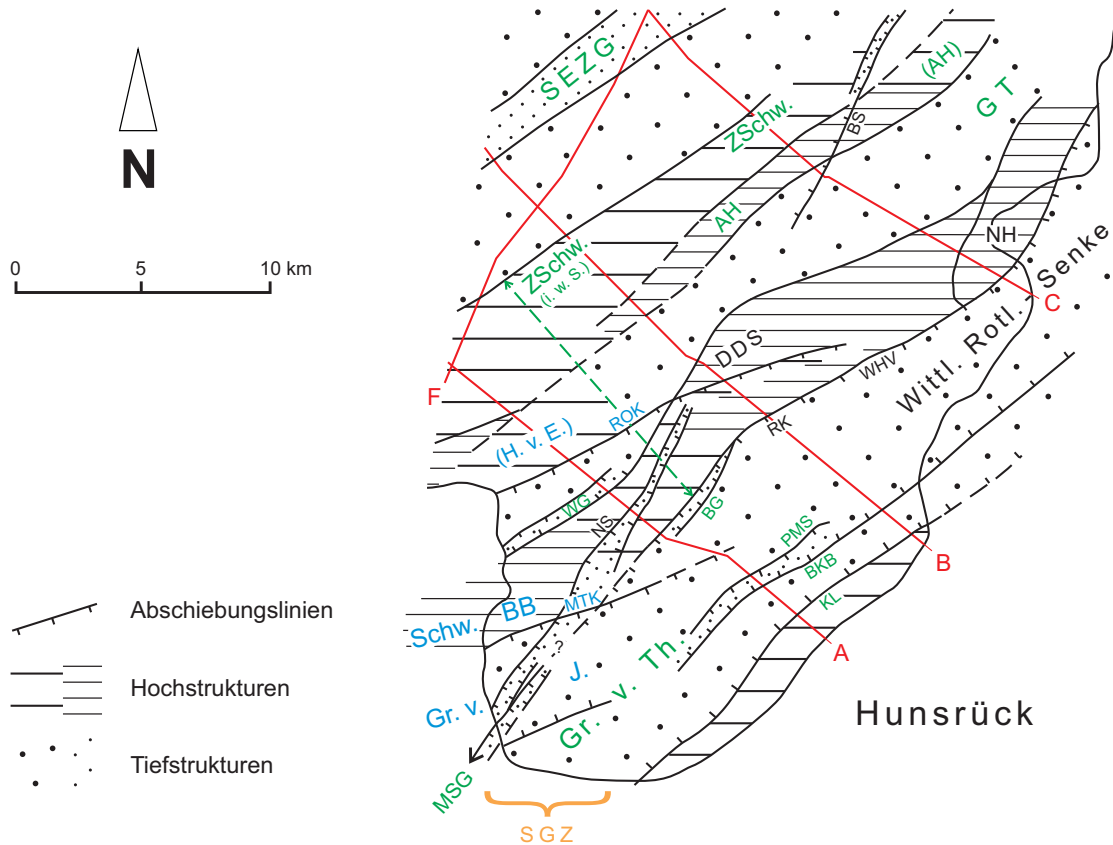


Abb. 28: Markante heutige tektonische Strukturen der südöstlichen Trierer Bucht (schematisch; Ausschnitt aus: DITTRICH 2011b: Abb. 5, graphisch wenig verändert) und die Profilschnitte A, B, C und F von WAGNER & DITTRICH (2010). Geschwungene Außenlinie: Projektgebiet bei LGB & LUWG (2010). Farbmarkierung der drei Richtungssysteme nach DITTRICH (1989): blau = variszisch, grün = diagonal, orange = rheinisch.

Abkürzungen: SEZG = Südeifeler Zentralgraben, ZSchw. = (Luxemburger) Zentralschwelle, AH = Auwer Hochscholle, BS = Binsfelder Sprung, H. v. E. = Horst von Echternach, ROK = Störung Rosport–Olk–Kordel–Ost, DDS = Deimlinger Devonschwelle, NH = Naurath-Horst, WG = Wintersdorfer Graben, BG = Butzweilerer Graben, Schw. BB = Schwelle von Blaschette–Born, NS = Neweler Sprung, RK = Ramsteiner Kessel, GT = Gladbacher Trog, WHV = Wittlicher Hauptverwerfung, MTK = Störung Metzdorf–Trierweiler–Kahlenberg, Gr. v. J. = Graben von Junglinster, Gr. v. Th. = Graben von Thionville, PMS = Pulvermühle-Sprung, BKB = Störung Balduinstal–Kenn–Bekond, KL = Störung Konz–Longuich, MSG = Mondorfer Schmalgraben, SGZ = Saargauer Grabenzone.

eher eine Trogachse, die durch streichende Spezialgräben weiter untergliedert war. Diese strukturelle Interngliederung ist im heutigen Kartenbild immer noch erkennbar (Abb. 28). Die Subsidenz konzentrierte sich damals vornehmlich auf die zentrale Trogachse des Trierer Beckens.

Im heutigen Strukturbild begrenzt die Wittlicher Hauptverwerfung das (alt-angelegte) Hochgebiet der Deimlinger Devonschwelle und des Naurather Horstes nach Süden hin (Abb. 28; Abb. 27). Die moderate, eher flexurelle Wirksamkeit der WHV als strukturelle Begrenzung des Trierer Beckens gegen den Naurather Horst im Nordwesten wird durch die Profilkorrelationen von SCHRADER (1981, 1990) und die Ergebnisse von PAAS (1993) verdeutlicht. Sie betreffen das äußerste östliche Erhaltungsgebiet des Unteren Buntsandsteins, nördlich und nordöstlich von Schweich. Es erweist sich dort eine graduelle Abnahme der su-Gesamtmächtigkeiten in Annäherung an eine damalige Schwellenzone (Teil II: Abb. 23). Auch faziell zeigt sich die stärkere Absenkung der Trogachse im Süden. Die Mächtigkeit des Basiskonglomerates steigert sich von 15 m an der heutigen Randverwerfung des Naurather Horstes in Richtung der Trogachse auf

25 m (SCHRADER 1981). Im höheren Teil des su ist im Randbereich gelegentlich noch eine schluffreichere Stillwasserfazies erhalten geblieben. Sie markiert das nahegelegene Schwelengebiet im Norden.

Anders ist die Situation im weiter westlich gelegenen Kylltal, wo im Bereich des sogenannten Ramsteiner Kessels südöstlich von Kordel (Abb. 27 und 28) eine besondere strukturelle Situation existierte. Wie oben schon ausgeführt, wechselte dort das Regime der Diagonalrichtung – vertreten durch den Graben von Thionville – in dasjenige des variszisch (WSW-ENE) streichenden Moseltroges. Die Strukturlinie der Wittlicher Hauptverwerfung verläuft dort ebenfalls ein langes Stück weit eher in WSW-ENE-Richtung, bis hin zur Südspitze des Naurather Horstes (Abb. 28). In dieser besonderen tektonischen Position konnte sich mit dem schmalen Bereich des Ramsteiner Kessels ein zusätzlicher, besonders stark absinkender Spezialtrog herausbilden. Dort ist die maximale bisher nachgewiesene su-Mächtigkeit von >185,5 m erbohrt worden (190 m?; Teil II: S. 113). Auch waren dort mindestens (!) 39 m Untere Konglomerate (sHB1, Tab. 3) entwickelt. Die damalige Ramsteiner Senkungszone könnte tendenziell WSW-ENE (variszisch) ausgerichtet gewesen sein. Dies wird dort sowohl durch einzelne WSW-ENE-Störungen im heutigen Kartenbild nahegelegt als auch durch die ähnlich dimensionierten su-Mächtigkeiten im Profil Kordel-Riemenfeld (Teil II: Abb. 23b: Bohrprofil KR: 114,8 m) und im südlichen Arbeitsgebiet von PAAS (1993: bis 120 m).

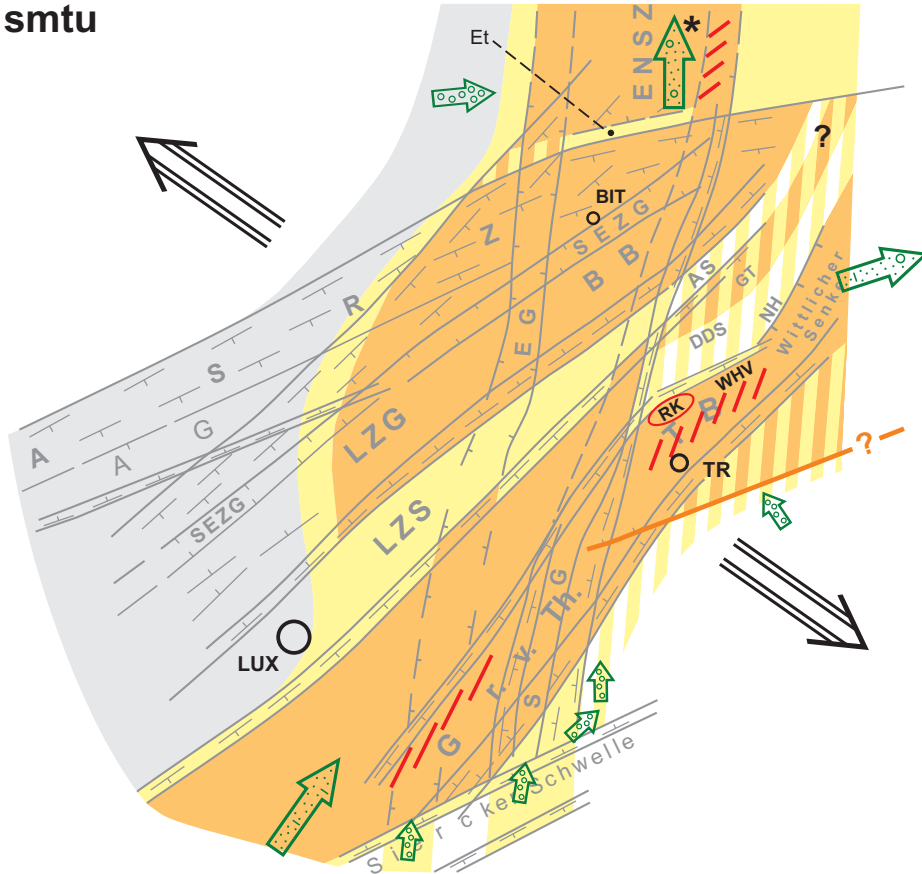
Die maximal ausgebildete su-Mächtigkeit im Bereich des zentralen Spezialgrabens des Trierer Beckens ist (noch) nicht bekannt. Fehlende Tiefbohrungen und die starke Tektonisierung dieser Region erschweren dies. Das Säulenprofil Trier von MADER (1985a; vgl. Teil II: Abb. 21b) bildete immerhin schon einen ca. 160 m mächtigen unteren Abschnitt ab, der dem Unteren Buntsandstein entspricht.

Einen indirekten Hinweis auf den strukturellen Südrand des früheren Trierer Beckens liefert wohl das kleine permische Rhyolithvorkommen bei Veldenz (WAGNER et al. 2012: S. 71). Dort südlich des Mittelmosel-Tales, an einer der südwestlich von Bernkastel-Kues vorkommenden WSW-ENE-streichenden Großstörungen, hatte es also schon im höheren Rotliegend zu einem Magma-Aufstieg kommen können. Dies weist darauf hin, dass es sich um eine bedeutendere, tief reichende Bruchstruktur handelt. Sie liegt auch im mittleren Teil einer ganzen Schar eng benachbarter, parallel verlaufender Bruchlinien im Unterdevon des nördlichen Hunsrücks. Genau in deren streichender West-Fortsetzung existiert dann im Nord-Saargau eine langgestreckte variszisch streichende Abschiebungslinie im triassischen Deckgebirge (PETERS 1985). Diese ist in der Abb. 27 dargestellt worden. Es ist gut möglich, dass sie im Absenkungsmuster des Unteren Buntsandsteins eine Rolle gespielt hat (Teil II: S. 116f.).

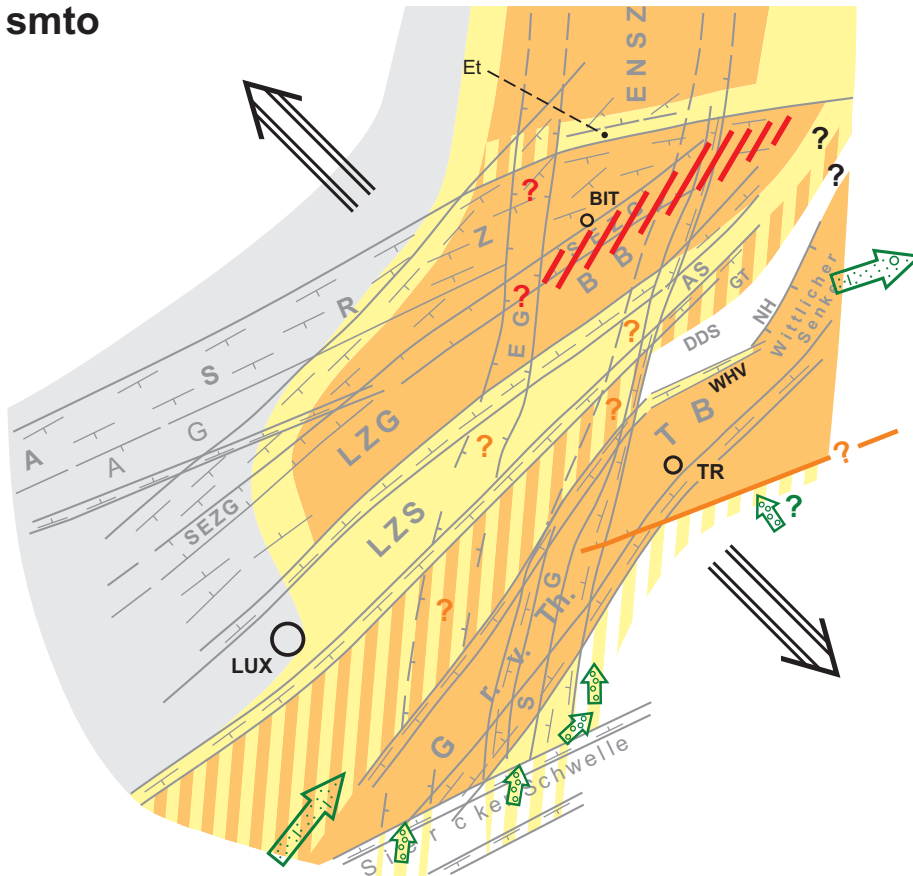
Zurück zum strukturellen Hochgebiet am Nordrand des Trierer Beckens. Auf der Deimlinger Devonschwelle, bei Daufenbach, ist eine (lokal variierende) reduzierte su-Mächtigkeit festzustellen (Teil II: Abb. 23b). Das stärkere Relief im damaligen Rückland wird dort auch durch eine besondere Fazies der unteren Profilabschnitte dokumentiert. Fluviale Geröllsandsteine verzahnen sich mit Schuttströmen („debris flows“, LICHTENSCHIEDT 1999).

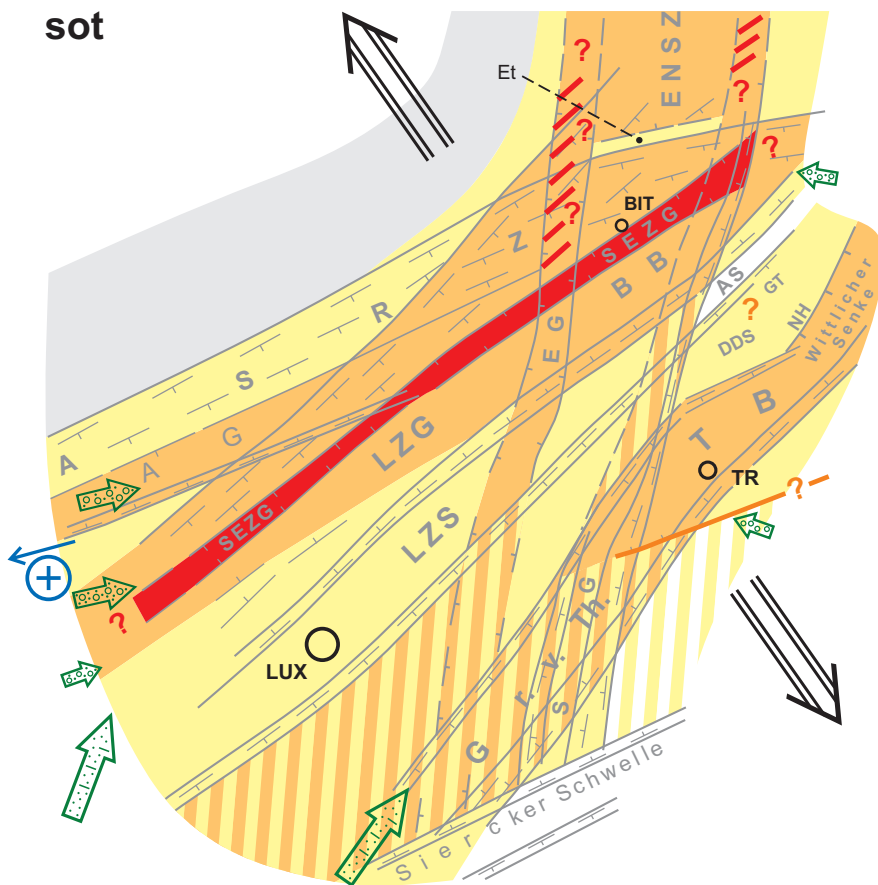
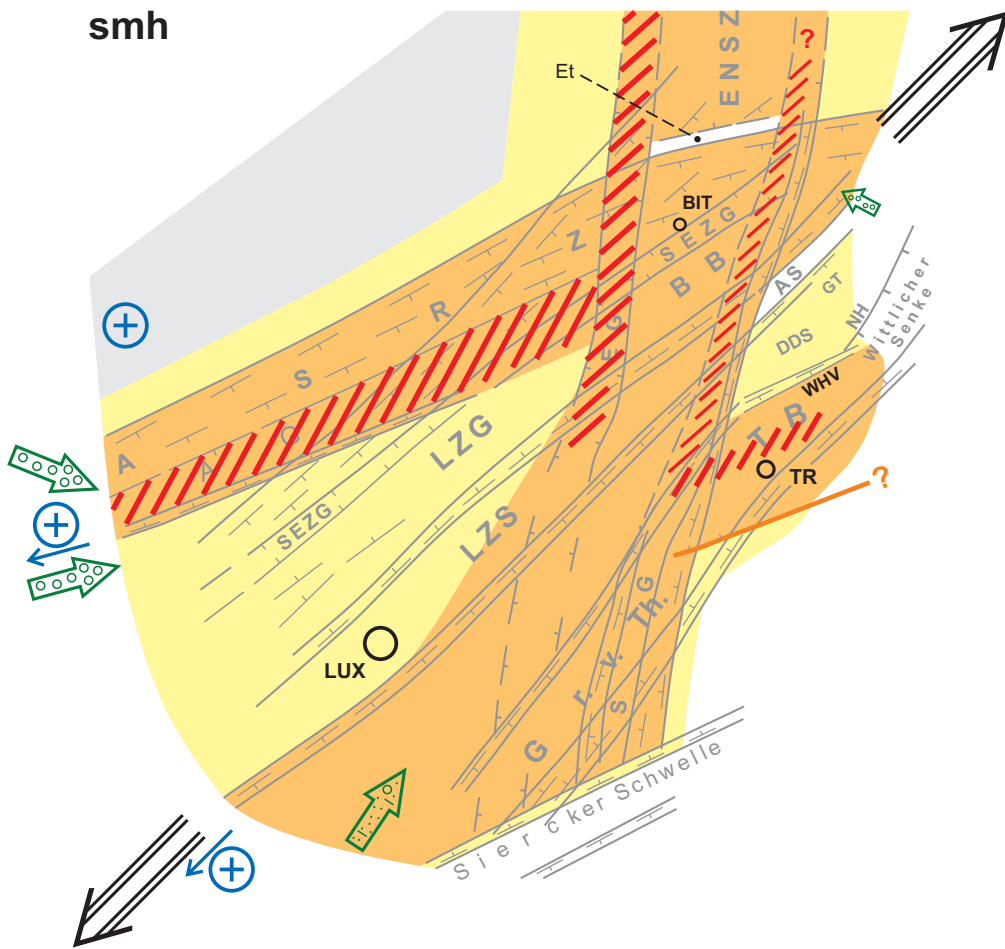
Nördlich der Hochstruktur des Naurather Horstes schloss sich der von SCHRADER (1981, 1990) benannte Gladbacher Trog an (Abb. 27 und 28). Auch dort ist noch Unterer Buntsandstein anzutreffen. Mit nur noch 30–40 m ist er aber deutlich weniger mächtig als im Trierer Becken. Basal erscheint ein rinnenhaft an- und abschwelliges Basiskonglomerat, das durch eingearbeitetes

smtu

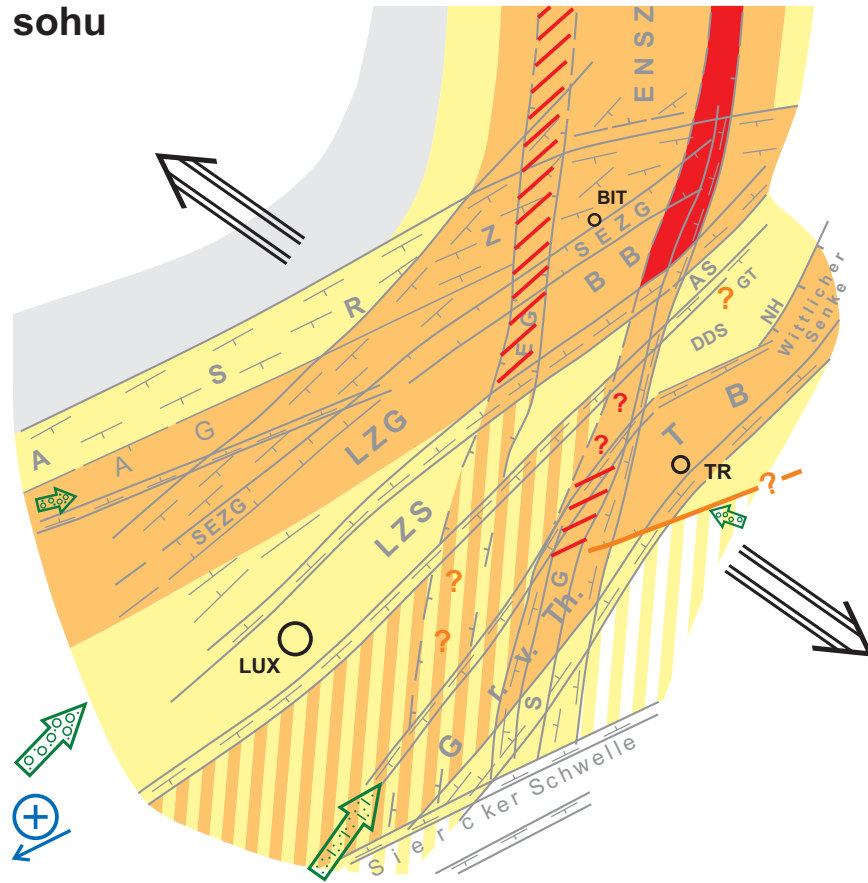


smt0

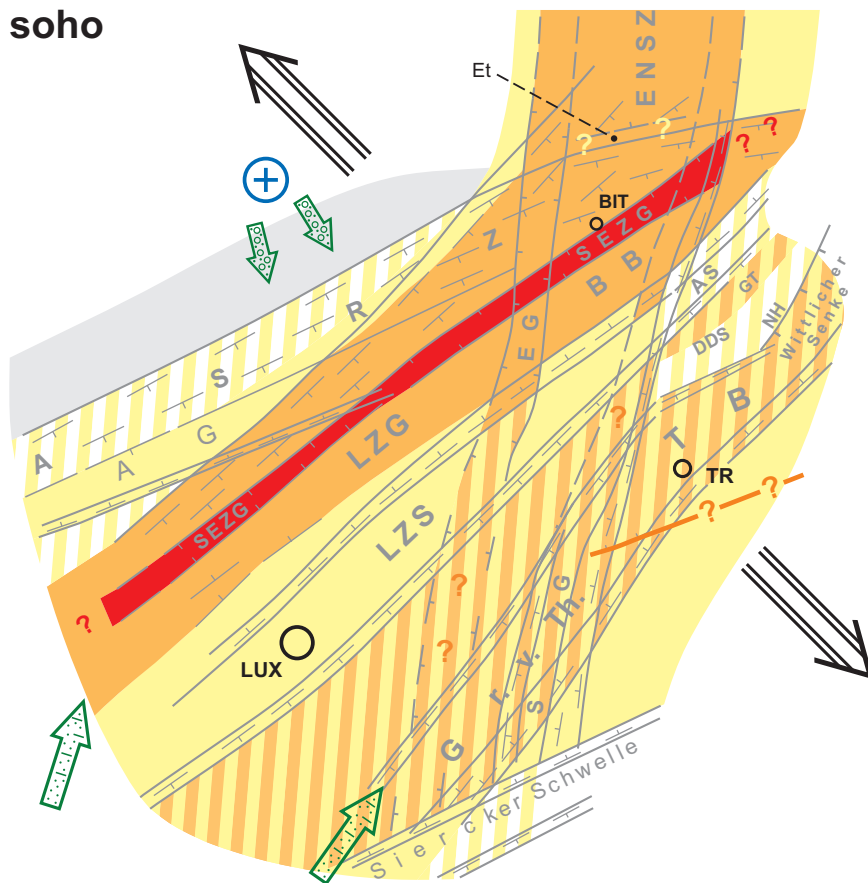




sohu



soho



Offenbar existierte der Senkungsraum des Bitburger Beckens im Unteren Buntsandstein noch nicht. Ob beim relativ schnellen nordwärtigen Auskeilen des Unteren Buntsandsteins eine synsedimentär mobile variszisch streichende südwärtige Abschiebung am Nordrand des „Bitburg-Kasseler Senkungsfeldes“ (Abb. 25) beteiligt war, lässt sich derzeit noch nicht festlegen. Der tektonische und stratigraphische Kenntnisstand ist in dieser wenig kartierten Region noch relativ gering.

Nördlich des ehemaligen su-Beckenrandes existiert eine große Schichtlücke, die immerhin das ganze Perm und den Unteren Buntsandstein umfasst. In dieser Zeitspanne war die Nordregion ein erosiv zertaltes Hochgebiet, kein Sedimentationsbecken. Bei St. Thomas im oberen Kylltal, weit im Norden, sind von KATTAWI (1969) mindestens 30 m tiefe Paläotäler beschrieben worden. Darin lagert erst das mehrere Meter mächtige Basalkonglomerat des Tieferen Mittleren Buntsandsteins dem Devon auf.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass im Unteren Buntsandstein wohl keine rheinischen Strukturelemente synsedimentär mobil waren, wohl aber variszisch streichende (WSW-ENE) und – vor allem im Südteil der Trier-Luxemburger Bucht – diagonal streichende (Südwest-Nordost). Variszisch ausgerichtete Beckenkonturen und Spezialbecken sind ja auch aus dem Pfälzer Buntsandstein bekannt. Das genannte Subsidenzmuster lässt auf eine NNW-SSE-orientierte Dehnungsbeanspruchung zu dieser Zeit schließen (Abb. 29). Eine dadurch hervorgerufenen Krustenextension hätte sich unter (Re-)Mobilisierung alt-angelegter (vgl. DITTRICH 1989) variszischer und diagonalen Bruchstrukturen im paläozoischen Sockel abspielen können.

7.3.2 Die Beckenkonfigurationen des Mittleren und Oberen Buntsandsteins

Tieferer Mittlerer Buntsandstein (smt)

Im stratigraphischen Abschnitt Tieferer Mittlerer Buntsandstein wird hier der Mittlere Buntsandstein unterhalb der H-Diskordanz (s5/s6-Diskordanz) zusammengefasst, es ist also der sm ohne die Äquivalente der Solling-Formation (s6; Tab. 3 und Teil I: Abb. 3).

Auch zu dieser Zeit herrschte im östlichen Trierer Becken noch ein deutlicher ENE-Gradient. Dies ergaben die gut dokumentierten Schrägschichtungsmessungen von PAAS (1993: Abb. 32) nördlich von Schweich. Sie betreffen den „sm2a“, der dem Biewer-Konglomerat des basalen smt entspricht. Es wurde eine Nordost- bis ENE-Ausrichtung der Vorschüttung nachgewiesen. Dasselbe galt für die Messwerte im „sm3a“ bei PAAS, die in den deutlich schräggeschichteten Felszonen des Kieselkonglomerates (sKK) im höheren smt erhoben wurden. Sämtliche Messlokalitäten liegen noch im Trierer Becken, also diesseits der Wittlicher Hauptverwerfung, im südlichen Vorfeld des Naurather Horstes. Offenbar herrschte dort immer noch eine Drainage des Flusssystemes in östliche Richtung. Die Bedeutsamkeit variszisch streichender Strukturen („Bitburg-Kasseler Senkungsfeld“) war also im Wechsel su/sm nicht zum Erliegen gekommen. Auch der womöglich variszisch ausgerichtete Spezialtrog des „Ramsteiner Kessels“ im unmittelbaren Vorfeld der Wittlicher Hauptverwerfung (vgl. Kap. 7.3.1) war immer noch mobil. Das Biewer-Konglomerat des basalen smt weist dort seine bisher bekannte Maximalmächtigkeit von 56 m auf.

Wahrscheinlich erreichten die nordostwärts ziehenden Ströme des smt nach wie vor das rechtsrheinische Germanische Becken. Tatsächlich vollzieht sich dort in der Hessischen Senke auch

in den basalen Abschnitten der Volpriehausen-, der Detfurth- und der Hardeggen-Formation eine deutliche lokale Kornvergrößerung. Diese setzt im Nord-Süd-Schnittprofil von LEPPER et al. (2013: Abb. 4.4-3) im Großraum von Kassel unvermittelt ein und schwächt sich dann nach Norden allmählich wieder ab.

Für das hier untersuchte Trier-Luxemburger Becken ist also festzuhalten, dass das östliche Trierer Becken nach wie vor eine Subsidenzzone darstellte, als westlicher Teil des Moseltroges. Weil das triassische Deckgebirge dort stark erodiert ist, kann dies nicht mehr anhand von hohen Mächtigkeitwerten rekonstruiert werden, sondern nur noch mit dem regionalen Faziesmuster und mit den erwähnten Strömungsrichtungen. Eine gewisse Mächtigkeitzunahme zum inneren Trierer Becken hin zeichnet sich aber immer noch ab. Im randlich positionierten Arbeitsgebiet von PAAS (1993) nördlich von Schweich ist der smt denn auch 30–60 m mächtig (Teil II: Abb. 23b).

Höhere Vergleichswerte stehen erst weiter westlich zur Verfügung, in Gebieten, die regional-geologisch schon zur Trierer Bucht gehören, wo die Trias weniger stark abgetragen ist. Bei Trier etwa ist der smt deutlich mächtiger als im Nordosten (Teil II: Abb. 23b). Dies gilt vor allem, wenn man nicht nur das stark tektonisch verkürzte klassische „Universitätsprofil“ zum Vergleich heranzieht (Teil II: S. 112; DITTRICH 2011a: S. 31), sondern das aus Bohrungen zusammengestellte Profil Trier–Aach (Teil II: Abb. 23b: über 192 m smt). Offenbar hatte die Region nordwestlich von Trier in becken-dynamischer Hinsicht eine völlig andere Wertigkeit als die östliche Randregion südlich des Naurather Horstes. Sie befand sich schon weiter im Bereich des zentralen Trier-Luxemburger Beckenraumes. Dort wirkten nun, im Mittleren Buntsandstein, auch rheinisch streichende Strukturelemente bei der Ausgestaltung des Subsidenzmusters mit. Ein breites rheinisches Krustefeld westlich der Deimlinger Devonschwelle begann sich abzusenken (Abb. 29). Infolgedessen spaltete sich das von Süden kommende große Flusssystem auf in einen nordostwärts zur Hessischen Senke fließenden Teil und einen nach Norden ziehenden Teil. Der letztgenannte Teil zog – strukturell durch rheinische Grabenzonen geschient – durch die Eifeler Nord-Süd-Zone. Die Abflussrichtung nach Norden, zur Nordeifel und nach Holland, ist im Tieferen Mittleren Buntsandstein erstmals verwirklicht worden. Dabei ist auch der Großteil des Bitburger Beckens erstmals als Ablagerungsraum erschlossen worden. In dieser markanten Umgestaltung der Beckenkonfiguration bilden sich die tektonischen Bewegungen im zeitlichen Umfeld der V-Diskordanz ab (s2/s3-Diskordanz; Tab. 3). Die entsprechende Diskordanzfläche bildet sich am Naurather Horst deutlich ab (SCHRADER 1981: Abb. 27, 1990: Profil e: Grenze „smt4/smt5“).

Sogar das Ablagerungsmilieu differierte etwas von dem des Unteren Buntsandsteins. Äolische Transportmechanismen, die im su noch vernachlässigbar gering bzw. nicht nennenswert dokumentiert waren, spielten im Gefügeinventar des smt nunmehr eine gewisse, wenn auch nicht sehr große Rolle.

Im strukturell vorgezeichneten Untiefebereich der Deimlinger Devonschwelle (DDS in Abb. 27) und des Naurather Horstes fand die Aufspaltung der von Südwesten und SSW kommenden „gallischen“ Materialströme statt. In der Schwellenregion bildete sich die etwas tonreichere Fazies, die bereits von WEILER (1972) an dieser Stelle vermerkt worden ist (Teil II: Abb. 19 und Kap. 6.1). Es existierte dort eher eine Stillwasserfazies im Lateralbereich. Die Mächtigkeiten sind vergleichsweise gering (Teil II: Abb. 23b). SCHRADER (1981) notierte aus dieser Region im basalen smt einige Meter mächtige, sehr dunkelrote Konglomerate („Obere Konglomerate“). Sie repräsentieren das Basiskonglomerat des Mittleren Buntsandsteins (Biewer-Konglomerat, Tab. 3). In ihrer Petrographie bildet sich eine Aufarbeitung und Beimischung des in der Nähe

noch anstehenden permischen „Rötelschiefers“ ab. Im höheren smt nördlich des Naurather Horstes erscheinen dann eher weiche, schluffreiche Sandsteine. Sie gehören zur schon erwähnten niederenergetischen Lateralfazies dieser Region.

In der Senkungsachse des Ramsteiner Troges (Abb. 28: RK, „Ramsteiner Kessel“) im Süden häuften sich demgegenüber hochenergetisch vorgeschüttete tonarme Sandsteine an. Die entsprechenden Ströme zogen nach ENE und dann – am Südrand des Naurather Horstes – nach Nordosten, so wie es der Verlauf der alt-angelegten Wittlicher Hauptverwerfung vorgab.

Ein anderes Absenkungsmuster dokumentiert sich am Nordwestrand des Naurather Horstes. In einer dort auskartierten NNE-gerichteten Rinnenfüllung ließ sich eine nördliche Schüttungsrichtung einmessen (ASHRAF & STETS 1978: Abb. 8 und S. 22). Sie weist zur diagonalen Kleinstruktur des Gladbacher Troges hin (GT in Abb. 27 und 28).

Nördliche Schüttungsrichtungen (Nord bis NNE) sind generell charakteristisch für den smt der Trier-Bitburger Bucht und der Eifeler Nord-Süd-Zone. Dies ist durch Hunderte von Schrägschichtungs-Messungen unterschiedlicher Bearbeiter (vor allem von D. MADER; vgl. auch Kap. 1.1) festgestellt worden. Das Abflussgeschehen nach Norden steht außer Frage.

Die Mächtigkeits- und Faziesmuster des smt belegen aber ein Wechselspiel von rheinischen und diagonalen Senkungsstrukturen. Es bilden sich die beiden rheinischen Großstrukturen der Echterbacher und – vor allem – der Saargauer Grabenzone ab, die im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet den Senkungsraum der Eifeler Nord-Süd-Zone strukturell ausgestalteten (Abb. 27 und 29; Teil II: Abb. 21 und 23). Zur Saargauer Grabenzone ist anzumerken, dass sie im Kartenbild der Trierer Bucht heute nur schwach in Erscheinung tritt. In der Trias – auch im Muschelkalk und Keuper – ist sie jedoch häufig synsedimentär nachgezeichnet worden (vgl. DITTRICH 1989, im Druck a, c). Durch die starke känozoische Absenkung im Westen und Südwesten ist ihre alt-angelegte westliche, nach Osten absetzende Randzone tendenziell ausgeglichen strukturell maskiert worden. Dies gilt für den (noch vergleichsweise schlecht auskartierten) Nordosten der Trierer Bucht und deren Zentralbereich. Im (namengebenden) Saargau ist diese Grabenzone heute noch relativ gut erkennbar.

Gemeinsam mit den zwei rheinischen Senkungsstrukturen waren auch diagonale Großstrukturen mobil. Im Nord- und Mittelteil des Untersuchungsgebietes waren dies der Luxemburger Zentralgraben und die Luxemburger Zentralschwelle. Damals formten sie das Bitburger Becken und die Auwer Schwelle aus. Nach ENE schloss sich eine schwächer entwickelte diagonale Senkungszone an, es ist der schon erwähnte Gladbacher Trog (Abb. 27). Insgesamt resultierte ein in verschiedene Teilschollen aufgegliederter Beckenbereich, in dem es zu einer regional differenzierten Absenkung kam.

Diese regional unterschiedlich starke Beckenabsenkung bildet sich sowohl in den Mächtigkeitsmustern als auch in den Faziesverteilungen des smt ab (Teil II). Ein Beispiel dafür, wie sich die Interferenz rheinischer und diagonalen Hoch- und Tiefstrukturen auswirkte, ist das Gebiet Ehlenz-Biersdorf im NNW (Teil II: S. 48f). Der basale Mittlere Buntsandstein ist hier durch Bohrungen und Tagesaufschlüsse relativ gut bekannt. Die Nachzeichnung diagonalen Trogachsen in der großräumigen Mächtigkeitsverteilung der Trier-Bitburger Bucht ist recht ausführlich im Kapitel 7.1 (S. 82f. mit Abb. 19) dargelegt worden. Sie zeigte sich schon in den Isopachendarstellungen von WEILER (1972, 1991); später konnte sie in weiten Teilen bestätigt werden (Kap. 7.2.2 und 7.2.3).

Bezeichnend ist auch die Ausgestaltung der relativ gut rekonstruierbaren Westgrenze der smt-Verbreitung (Teil II: Abb. 21b). Gegenüber ihrer ersten Rekonstruktion durch Lucius (1941) lässt sie sich heute etwas genauer fixieren. Einzelheiten dazu sind bereits in den Kapiteln 7.2.2 und 7.2.3 dargelegt worden. Interessant sind die Verhältnisse in der westlichsten Südeifel. Die in Teil I (S. 35) genannte Angabe zur smt-Verbreitungsgrenze entlang der Orte Gentingen–Körperich–Sinspelt–Utscheid ist etwas zu modifizieren. Statt Gentingen ist Bettel zutreffender (Teil II: S. 71). Der untere Teil der Konglomeratabfolge in der Forschungsbohrung Roth (DITTRICH & NORBISRATH 2006: „Faziesinheit 1“) ist nämlich noch dem erosiv freigelegten und oben gekappten Basalkonglomerat des smt zuzurechnen. Der primäre Außenrand der smt-Verbreitung war dort also noch nicht erreicht worden. Ursprünglich folgte er dem ausgedehnten Senkungsbereich des Luxemburger Zentralgrabens, noch mit leichter Überlappung seiner strukturellen Randzone. Die geschwungene Form der heutigen smt-Außengrenze im Bereich des mittleren Sauer-Tales erklärt sich durch sekundäre Schichtausfälle unterhalb der dort ausgedehnt rinnenförmigen Erosionsfläche der hangenden „H-Diskordanz“ (s5/s6-Diskordanz) mit ihrer eigenen Geometrie (vgl. Abschnitt smh). Die kleine Unsicherheit der Linienführung weiter südlich, bei Mersch, resultierte aus der ungewissen stratigraphischen Zuordnung der 3,8 m Violettfazies (vgl. Teil II: S. 94) an der Basis des dortigen Buntsandstein-Bohrprofils. Es kann sich um die Violettschichten des höchsten smt handeln (mehr dazu weiter unten) oder – weniger wahrscheinlich – schon um Höheren Mittleren Buntsandstein (smh, Tab. 3).

Die Ostgrenze des damaligen Beckenraumes lag weit östlich des heutigen Verbreitungsgebietes. Sie ist heute nicht mehr genau festzulegen. Im Nordosten, wo sich die Trogachse des Bitburger Beckens auswirkte, reichen hohe smt-Mächtigkeiten noch weit über die engere Eifeler Nord-Süd-Zone hinaus (Teil II: Abb. 23).

Eine Reaktion auf die im frühen Mittleren Buntsandstein beginnende Absenkung der Eifeler Nord-Süd-Zone war zunächst die Einschüttung von groben Materialkontingenten aus den Randzonen im Westen und Osten. Im Norden der Trierer Bucht sind in den alten preußischen Geologischen Kartenblättern etwa 10–20 m mächtige basale Konglomerate verzeichnet. Auf dem nördlichen Blatt 5905 Kyllburg, im oberen Kylltal nördlich St. Thomas, treten 6–7 m mächtige Konglomerate zutage („Konglomerate von St. Thomas“, KATTAWI 1969, MADER 1979). Typisch sind eingelagerte große, wenig gerundete Komponenten. Immer bestehen sie aus wenig weit transportiertem Gesteinsmaterial des unmittelbar benachbarten Grundgebirges (Teil II: S. 70). Gesichert ist auch, dass die Basisfläche des smt durch ein prä-existierendes Paläorelief uneben ausgestaltet war.

Und wie war der Südteil des Trier-Luxemburger Beckenraumes konfiguriert? Sicher ist, dass der Hauptstrom des Sandmaterials nach wie vor von Süden her zugeführt wurde. Er ist Glimmer- und Feldspat-reich und entstammt den kristallinen Liefergebieten des „Gallischen Landes“ (Kap. 6). Auch lothringische Fazieskarten (BOURQUIN et al. 2006: Fig. 7) machen dies wahrscheinlich. Wirksam war wohl der Trog des diagonalen Grabens von Thionville. Die große smt-Mächtigkeit im südluxemburgischen Bohrprofil Mondorf passt dazu (Teil II: Abb. 21b: 182,75 m). Sie verdeutlicht aber auch, dass der Westrand der smt-Verbreitung dort noch weit entfernt war. Wahrscheinlich lag er im Bereich der heutigen Großstörung der „Faille de Luxembourg“, der strukturellen Südost-Grenze der Luxemburger Zentralschwelle (Teil II: Abb. 21). Diese Position passt auch zur smt-Außengrenze bei BOURQUIN et al. (2006: Buntsandstein-Zyklen B3 und tiefer B4). Die Beobachtung, dass die Beckengrenze des smt die laterale Ausdehnung der Großgrabenstruktur des eigentlichen Grabens von Thionville deutlich überlappte, lässt sich auch an seinem

Ostrand bestätigen. Die Region des südlichen Saargaus, wo im Südteil von Blatt 6405 Freuden- burg die grobklastische „Fazies von Kastel“ ausgebildet ist (STETS 1995), entspricht strukturell einem Gebiet weit jenseits des Grabens von Thionville und jenseits der Saargauer Grabenzone (Kap. 7.2.3). In dieser Randzone, wo eher wenig „gallisches“ Sedimentmaterial aus Südwesten hinkam (Kap. 6.2), dominierte in der Grobfraction der quarzitischer Verwitterungsschutt der Siercker Schwelle (Kap. 6.5). Trotzdem war dieser Bereich offenbar noch in die Beckensubsidenz einbezogen, im Nordwestteil von Blatt 6405 Freudenburg ist schon mächtiger Tiefer Mittlerer Buntsandstein erhalten geblieben (Teil II: Abb. 21).

Eine interferierende Absenkung der rheinisch streichenden Saargauer Grabenzone ist wahr- scheinlich. Im nördlichen Saargau deutet sie sich dadurch an, dass die smt-Mächtigkeit über die etwa 6 km lange Nord-Süd- bzw. schwach NNE-SSW-ausgerichtete Strecke zwischen den Bohrlokationen Albachtal und Mannebachtal in etwa gleich bleibt (Teil II: Abb. 23b; Abb. 24). Die Absenkung des südlichsten Abschnitts der Saargauer Grabenzone könnte dabei mitgewirkt haben, dass größere Mengen von grobem Quarzschutt aus dem Taunusquarzit-Zug der Sier- cker Schwelle nach Norden befördert wurden. Rheinisch „geschiente“ fluviatile Strömungen können quarzitisches Verwitterungsmaterial in das Trierer Becken gebracht haben. Die Struk- tur der Saargauer Grabenzone würde dann im Mittleren Buntsandstein die alt-eingeführte „Lothringer Furche“ in der Süd-Fortsetzung der Eifeler Nord-Süd-Zone (SCHRÖDER 1952; STETS 2013: „Lothringen-Quersenke“ in Abb. 8.5.2-1) repräsentieren. Wahrscheinlich ist auch, dass die im Westen gelegene Echternacher Grabenzone – die zweite rheinische Großstruktur der Eifeler Nord-Süd-Zone (Abb. 27) – ebenfalls synsedimentär mobil gewesen ist (Abb. 29). Diese Trogstruktur, deren synsedimentäre Mobilität im späteren Buntsandstein und auch in mehreren Zeitabschnitten des Muschelkalks und des Keupers nachgewiesen ist (DITTRICH 1989, im Druck a, b, c), könnte sich auch im smt schon nach Süden hin fortgesetzt haben. Sie kann zu der hohen smt-Mächtigkeit bei Mondorf beigetragen haben (Teil II: Abb. 23).

Zu Beginn des Mittleren Buntsandsteins war die Zusammensetzung der Sande anders als zuvor. Aus dem Gebiet nördlich von Schweich liegen dazu einige Ergebnisse von sedimentpetrogra- phischen Untersuchungen an Dünnschliffen vor (PAAS 1993: Tab. 9). In der untersten Probe des Mittleren Buntsandsteins ist das Kornmaterial deutlich reifer als zuvor. Es ist reicher an Quarzen und ärmer an Feldspat. Statt 8,4 % Feldspat wie im höchsten Unteren Buntsandstein waren nur noch 3,8 % enthalten. Immerhin 60,6 % Monoquarze wurden vermerkt. Davon war etwa die Hälfte einer metamorphen Beanspruchung ausgesetzt gewesen; dies zeigte sich im Ausmaß der undulösen Auslöschung. Veränderte Lieferbedingungen bilden sich ab. Der skizzierte petro- graphische Befund korrespondiert also mit dem veränderten Mächtigkeitsmuster. Zu den „be- währten“, zuvor schon aktiven kristallinen Liefergebieten im fernen Süden waren nun offenbar andere hinzugekommen. Wahrscheinlich sind auch ältere Sedimentdecken aufgearbeitet wor- den. Insgesamt dokumentieren sich die tektonischen Umstellungen im zeitlichen Umfeld der V-Diskordanz (s2/s3-Diskordanz).

Die anfängliche paläogeographische Situation schwächte sich dann allmählich wieder ab. In den beiden höheren smt-Proben steigerten sich die Gehalte an Feldspat wieder. Statt 3,8 % Feldspat erscheinen 16,3 % und dann 21,2 %. Statt 1,4 % Magmatit-Gesteinsbruchstücke sind es schließ- lich 3,4 %. Die erwähnte anfängliche Dominanz von Monoquarzen nimmt ab, erst auf 48 %, dann auf 36,5 %. Bei den Polyquarzen deutet nunmehr die Beschaffenheit der Subkorngrößen darauf hin, dass der (weit) überwiegende Teil dieser Körner aus Magmatiten stammte. Die gera- den Subkorngrößen überwogen die suturierten bzw. ausgelenkten. In der letzten Probe, im stra-

tigraphischen Niveau des Kieselkonglomerates (Tab. 3), zeigte sich dabei ein Mengenverhältnis von 4:1. Es bildet sich wohl eine allgemeine Beckenerweiterung im Mittleren Buntsandstein ab. Das Einzugsgebiet änderte sich, allmählich wurden immer mehr kristalline Liefergesteine erfasst. Dies kann zum einen durch eine zunehmende süd- und SSW-westwärtige Erweiterung des Einzugsgebietes geschehen sein, als auch durch die lokale Unterschneidung von regional vorhandenen Rotliegend-Überdeckungen (Abb. 26).

Auch im Norden der Trier-Luxemburger Bucht ist eine Beckenausweitung im Verlauf des smt festzustellen. In den äußersten Randzonen im Osten und im Nordwesten greifen die Densborn-Schichten unmittelbar auf den Devonsockel über.

Dazu passt auch, dass im smt des unteren Kylltals zwei zusätzliche Konglomerat-Einschaltungen mit einem sehr Quarz-reichen Geröllspektrum auftreten (Teil I: S. 32). Das dortige Trierer Becken wurde wohl zusätzlich aus dem Hunsrück-Hochgebiet im Südosten beliefert. Von dort konnte ausgewittertes Gangquarz-Material eingespeist werden.

Die zuvor geschilderte Beckenentwicklung im smt verlief allerdings diskontinuierlich. Die abrupte Vorschüttung des Kieselkonglomerates markiert ein eigenes paläotektonisches Ereignis. Es handelte sich dabei nämlich um eine auffällig frische Schüttung. Dies erweist sich zum einen im abrupt gestiegenen Geröllaufkommen, in den auftretenden Geröllarten und -größen (Teil I: S. 32, Teil II: S. 71 und 100) und im sehr weiten nordwärtigen Vorgreifen dieser Grobschüttung. Bezeichnend sind auch hohe Feldspat- und Glimmergehalte (Kap. 6.2 und 6.3) und die oben genannten kompositionellen Befunden von PAAS (1993). Zudem sind mehr Sedimentit-, Magmatit- und Metamorphit-Gesteinsbruchstücke enthalten als zuvor (Teil II: S. 63).

Der vom Kieselkonglomerat (sKK) eingeleitete höhere Teil des smt wird hier neu benannt als smto (Tab. 3). In diesem Abschnitt der Schichtenfolge bildet sich vor allem im Nordosten der Trier-Luxemburger Bucht ein verändertes Absenkungsmuster ab. Eine Sichtung der vorhandenen Mächtigkeitswerte und Faziesbefunde zeigt folgendes.

In sämtlichen Profilen im Norden, im erweiterten Bereich des Bitburger Beckens, existieren eher mächtige smto-Abschnitte. Der bisher bekannte Maximalwert (ca. 110 m) trat in der Bohrung TB5 bei Spangdahlem auf (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007: Tab. 3). Immer übersteigt der smto-Wert denjenigen des smtu. Dies gilt für das Säulenprofil Nr. 7 (Biersdorf–Niederweiler) von MADER (1985a, b: 30–40 m smto), für die Bohrung 5904–27 bei Ehlenz, für alle Bohrungen der Region Beilingen–Spangdahlem und vielleicht auch für die Bohrung Oberweis. Dort waren bei der Endteufe schon obere, kornverfeinerte Abschnitte vom fluviatilen Vorschüttungsereignis des Kieselkonglomerates erfasst worden (Teil II: S. 49, 55, 108). Demzufolge lässt sich eine smto-Mächtigkeit von 75 bis 80 m abschätzen. Die dortige Gesamtmächtigkeit des smt ist noch nicht bekannt, sie dürfte aber nicht unbeträchtlich sein (Teil II: S. 108). Das Profil liegt am Nordwestrand des Bitburger Beckens, aber auch im Einflussbereich der rheinischen Echternacher Grabenzone. Die prägnante Grobfazies des Kieselkonglomerates bei Biersdorf–Niederweiler (MADER 1985a, b: Säulenprofil Nr. 7) könnte die Flussrinnen-anziehende akzentuierte Subsidenz der Echternacher Grabenzone abbilden. Der immerhin 71 m mächtige smto weiter im Norden (südlich von Balesfeld, Bohrung 5905–24) zeigt eine deutliche Absenkung des engeren Eifeler Nord-Süd-Zonen-Bereichs.

Im äußeren Nordost-Teil des Bitburger Beckens ist es wohl zu einer erheblichen Beckenausweitung gekommen. Die smto-Mächtigkeiten im Großraum Spangdahlem sind zwei- bis knapp

über dreimal größer als die des smtu. Eine synsedimentäre Mobilität der variszisch streichenden Bruchzone am Südrand der Etteldorf-Schwelle und des Manderscheid-Sattels könnte dazu beigetragen haben. Dies steigerte die regionale Subsidenz; die Wirkung der diagonalen Auwer Schwelle wurde abgeschwächt. Überdies ist der Einfluss rheinischer Richtungselemente hier im Nordosten nicht mehr so klar wie noch im smtu. Eine stratigraphische Gleichsetzung des hiesigen smtu-Abschnitts mit dem Unteren Buntsandstein, wie es bei WAGNER et al. (2012) vermutet worden war, ist aufgrund von lithofaziellen Gegebenheiten (Schichtungs- und Farbcharakter) wenig wahrscheinlich. Dies hatten die Bohrkern-Aufnahmen der typisch entwickelten Densborn-Schichten im Flughafen-Areal von Spangdahlem gezeigt (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007).

Weiter im Süden, im mittleren Kylltal, ist die Situation anders. Dort stehen im Bohrprofil Looskyllermühle („Bohrung 9d“, heute: 6005–47; Abb. 23b: Profil LH) nur noch 57 m smto einem 50 m mächtigen smtu gegenüber. Die Randlage an der Auwer Schwelle und damit auch der Südostrand des Bitburger Beckens bilden sich hier wieder deutlich ab.

Zu den smto-Mächtigkeiten im Bereich des Trierer Beckens ist folgendes bekannt. Die Kontinuität der Schichtenfolge im „Trierer Universitätsprofil“ (NEGENDANK 1983, WAGNER et al. 2012) ist in diesem stratigraphischen Bereich durch Abschiebungen verfälscht (Teil II: S. 112), die Verhältnisse dort sind dementsprechend uneindeutig. Im Bohrprofil „60b“ im Tal des Aacher-Bachs westlich vom Altenhof bei Trier (LGB-Bohrarchiv-Nr. 6205–1102; Bohrprofil AA in Abb. 23b) nimmt der smto 41 m der dortigen smt-Abfolge von (weit?) mehr als 192 m ein. Er ist hier also deutlich weniger mächtig als der smtu. Dieser Befund passt näherungsweise auch zur Dimension der smto-Werte weiter im Nordosten. Dort, im unteren Kylltal, hatten WAGNER et al. (2012: S. 100) nur 6 m Kieselkonglomerat („smC4“) und 12–15 m Mürbsandsteine („smP4“) registriert. Im dortigen Kylltal-Typusprofil von MADER (1985a, b) sind etwa 30 m smto abzulesen. Das bisher bekannte Mächtigkeitsmaximum dieser Region liegt im Trogbereich des Trierer Beckens bei Aach. Dort sind in der Bohrung 6205–1104 („Aufschlussbohrung 60d“) 53 m smto durchteuft worden. Am äußersten Nordostrand des Trierer Beckens, im Arbeitsgebiet von PAAS (1993) zwischen Naurath und Schweich, sind hingegen nur noch einige Meter smto erhalten geblieben. Hier ist es schon im Zeitraum des Mittleren Buntsandsteins zu starker erosiver Kappung und Unterschneidung gekommen (Teil II: S. 115; vgl. auch Kap. 7.3.4). Weiter im Südwesten, im süd-luxemburgischen Gesamtprofil Mondorf, ließ sich die smto-Mächtigkeit aus der historischen Adelheid-Bohrung ableiten (Teil II: Kap. 7.2.2), die bei der Endteufe den höheren (?) Teil des Kieselkonglomerates durchörterte. Von insgesamt 182,75 m smt bei Mondorf entfallen demnach bloß etwas mehr als 51 m auf den smto. Generelle Eigenschaften des dortigen Kieselkonglomerates sind ein auffälliger Dolomit- und Glimmer-Reichtum sowie Feldspat-Gehalte und nur kantengerundete und zum Teil auch sehr grobe Gerölle.

Interessant ist auch die spezielle Betrachtung der faziellen Prägnanz der Violettschichten (sVS) im obersten smto (Tab. 3). Im Spangdahlem-Kernprofil TB 5 sind immerhin noch 6,73 m mächtige, deutlich entwickelte Violettschichten vorhanden. Die Typusprofil-Darstellungen von MADER (1985a, b) aus der nördlichen Trierer Bucht und aus dem Oberbettinger Triasgebiet liefern ebenfalls Informationen dazu. Die Profile 2, 6, 7, 8 und 9 weisen in diesem stratigraphischen Niveau – damals allerdings von MADER noch als das der Violetten Grenzzone fehl-eingestuft (Teil I: S. 53) – eine Violettfazies von bis zu 15 m Mächtigkeit aus. Dies betrifft die Gebiete, die strukturell im nordöstlichen Bitburger Becken und in der engeren Eifeler Nord-Süd-Zone liegen. Aufgrund der generellen nordwärtigen lateralen Kornverfeinerung im Untersuchungsgebiet

(Teil II: Kap. 6.1) könnten in den äußersten Nord-Profilen (Nr. 2, 8 und 9) auch tiefere Schichtabschnitte des smto in einer feinkörnigen Violettfazies entwickelt sein. Die von WAGNER et al. (2012: S. 100) erwähnten Faziesmerkmale im obersten smto nördlich von Daufenbach lassen wohl auf eine synsedimentäre Wirksamkeit des diagonalen Gladbacher Troges schließen. Mit einigen violetten oder violett gefleckten Sedimenteinschaltungen im höchsten Abschnitt „smP4“ der „Parallelgeschichteten Sandsteine“ klingt dort die Fazies des sVS an.

Die ältere These in Teil I (S. 55), dass die Violettschichten nur im Norden der Trier-Luxemburger Bucht vorkommen, ist nach heutigem Wissensstand unzutreffend gewesen. Vielmehr zeigt diese Schichteinheit eine weitaus größere Süd- und Südwest-Verbreitung als es in Kap. 3 zunächst beschrieben worden war. Die systematische stratigraphische und lithofazielle Bewertung luxemburgischer Bohrungen, wie sie inzwischen vorliegt (Teil II: Kap. 7.2.2), war damals noch nicht komplett durchgeführt worden. Inzwischen ergab sich dazu folgendes:

Im mittelluxemburgischen Bohrprofil Mersch ist die Zuordnung der basalen 3,8 m des dortigen Buntsandsteins zum sVS faziell und stratigraphisch naheliegend. Es handelt sich um bunte Silt- und Sandsteine mit Dolomitkonkretionen, die die Konglomerate des smh unterlagern. In diesen Gesteinsabfolgen kommen auch Spuren von ehemaligem Anhydrit und ein eingekieselter zuckerkörniger Dolomit (Teil I: S. 94) vor. Es könnte sich hier um eine späte (transgressive?) Bildung des smto handeln, die über den vormaligen Beckenrand übergriff (Kap. 8). Auch im Bohrprofil der Adelheidquelle in Mondorf zeigte sich der sVS sehr Dolomit-reich. Beide Profile, Mersch und Mondorf, liegen jeweils in einer diagonalen Trogachsen-Position (Teil II: Kap. 7.2.2), nämlich im Luxemburger Zentralgraben und im (erweiterten) Graben von Thionville.

Bei allen Auswertungen von sVS-Profilen ist immer zu berücksichtigen, dass heute nur noch Rest-Mächtigkeiten erfasst werden können. Die regionale erosive Kappung sowie lokale rinnenhafte Unterschneidungen unterhalb der H-Diskordanz (Grenze smto/smh; vgl. dazu Kap. 7.3.4) haben schon in der Untertrias zu deutlichen Verfremdungen des ursprünglichen sVS-Mächtigkeitsmusters geführt.

Fasst man nun die angeführten Ergebnisse zum Absenkungsmuster des smt zusammen, so zeigt sich folgendes: Die Extensionsrichtung (die Dehnungsbeanspruchung) war gegenüber derjenigen im Unteren Buntsandstein verändert. Sie war im Gegenuhrzeigersinn etwas verdreht; es deutet sich nun eher eine WNW-ESE-Ausdehnung an. Alle drei Richtungssysteme, das rheinische, das diagonale und – etwas schwächer – das variszisch streichende (vgl. DITTRICH 1989) waren im Untersuchungsgebiet synsedimentär mobil (Abb. 29). Das „Anspringen“ des rheinischen Richtungssystems, seine erstmalige Aktivierung im Mesozoikum, lieferte den tektonischen Hintergrund für die Beckenumgestaltungen im zeitlichen Wechsel Unterer/Mittlerer Buntsandstein und damit für die V-Diskordanz (s3/s3-Diskordanz). Überdies war die effektive Dehnung damals wohl recht stark. Die tektonische Mobilisierung und die nachfolgende Absenkung betraf das breite rheinische Krustenfeld der alt angelegten Eifeler Nord-Süd-Zone; seitliche Randstreifen wurden mit-erfasst. Die quer verlaufenden Schwellenzonen aus den streichenden Härtlingszügen des Schiefergebirges konnten nun leichter fluvial überwunden werden. Durch die interferierende Mobilisierung der diagonalen Großstruktur des Luxemburger Zentralgrabens kam es im Norden zur Herausbildung des Bitburger Beckens. Infolgedessen dehnte sich der Trier-Luxemburgische Beckenraum stark nach Nordwesten hin aus. Die im vorhergehenden Unteren Buntsandstein verwirklichten Beckengrenzen wurden dort sehr weit überschritten. Ähnliches vollzog sich im luxemburg-lothringischen Süden des linksrheinischen Beckenraumes.

In einem zweiten Schritt ist es dann zu einer noch stärkeren Akzentuierung des Bitburger Beckens gekommen. Im oberen smt (smt_o in Tab. 3 und Abb. 29), bei der Ablagerung der Oberen Densborn-Schichten und der Violettschichten, senkte es sich stärker ab als das Trierer Becken. Diese stärkere Mobilisierung der diagonalen Strukturrichtung kann wohl einem eigenen tektonischen Ereignis zugeschrieben werden, wie es sich auch in der frischen Materialvorschüttung des Kieselkonglomerates ausdrückte.

Höherer Mittlerer Buntsandstein (smh)

Im Abschnitt Höherer Mittlerer Buntsandstein wird hier der Mittlere Buntsandstein oberhalb der H-Diskordanz (s₅/s₆-Diskordanz) zusammengefasst. Es handelt sich um die hiesigen Äquivalente der rechtsrheinischen Solling-Formation (s₆; Tab. 3 und Teil I: Abb. 3).

Die strukturell kontrollierte Veränderung der Trier-Luxemburgischen Beckenkonfiguration vom Tieferen (smt) zum Höheren Mittleren Buntsandstein (smh) ist von DITTRICH & NORBISRATH (2006) und DITTRICH & LICHTENSCHIEDT (2007) ausführlich behandelt worden. Die dort dargelegten Beobachtungen und Ausdeutungen sollen hier nur kurz rekapituliert werden. Überdies werden sie durch aktuellere Befunde im Süden und Südwesten des Beckens ergänzt und erweitert.

Die Sedimentation des unteren und mittleren smh vollzog sich bei deutlich höherer Reliefenergie als zuvor. In allen Teilen der Trier-Luxemburger Bucht ist eine grobklastische Abfolge entwickelt. Es handelt sich um die Äquivalente des saarpfälzischen Hauptkonglomerates (sHK), nämlich die Konglomeratische Serie (sKS) im Bitburger Becken und das Grobkonglomerat und die Geröllsandsteine (sGK + sGS) im Trierer Becken (Tab. 3). Interessant ist, dass sich ein deutlich abweichendes Absenkungsmuster abbildet. Das Becken weitete sich stark nach Westen hin aus, durch die veränderten Gefällsverhältnisse traten im westlichen Ardennenbereich neue, andersartige Liefergebiete in Erscheinung. Anfangs kam es zu flächenhafter Abtragung, häufig ist eine tiefgreifende linienhafte Erosion nachzuweisen. Es erscheinen eigenständige, teilweise auch räumlich getrennte Rinnenfüllungen. Bei den Sedimenten lässt sich eine West-Fazies, eine Nordost-Fazies und eine Süd- bzw. Südwest-Fazies unterscheiden (Kap. 6.5). Die geröllanliefernden Flüsse folgten weitgehend den strukturell vorgegebenen Trogachsen. Sie zogen in die nördliche Trierer Bucht und von dort weiter nach Norden durch die Eifeler Nord-Süd-Zone ins innere Germanische (bzw. Mitteleuropäische) Becken. Eine Anbindung an die hessische Solling-Formation im inneren Germanischen Becken durch den Moseltrog nach ENE ist nun nicht mehr zu belegen.

Im Nordwesten des Trier-Luxemburger Beckens sind die Verhältnisse sehr deutlich. Eine synsedimentäre Mobilität der variszisch (WSW-ENE) streichenden Ardennen-Südrandzone hatte eingesetzt („Oesling-Randflexur“, vgl. DITTRICH & NORBISRATH 2006). Südlich davon, in der Trogachse des Attert-Grabens (Abb. 27 und 29), existiert ein mächtiger und auch sehr grobklastischer smh. Das Geröllmaterial umfasst ardennische Quarzite oder quarzitisches Sandsteine und Gangquarze (Kap. 6.5). Die Herkunft von Westen und Nordwesten wird durch Schüttungsmessungen gestützt. Es wurde langfristig grobe Geröllfracht angeliefert. Eine derartig intensive und weit reichende Zufuhr von Westen hatte es vorher nicht gegeben. Die neue Beckengrenze greift weit über diejenige des smt über. Der diagonal streichende Nordwestrand des Bitburger Beckens war nicht mehr wirksam.

Die erosive Natur der stratigraphischen Grenze smt/smh ist offenkundig. Dort wo sehr mächtige smh-Abfolgen erscheinen, fallen liegende Schichtabschnitte aus. Vor allem die geringmächtigen Violettschichten (sVS) sind häufig unterschritten, auch große Teile des smt_o (Obere Densborn-

Schichten, Mürbsandsteine, Tab. 3) können fehlen (vgl. Kap. 7.3.4). Unterhalb der mächtigen smh-Rinnenfüllung der westlichen Südeifel, in der Forschungsbohrung Roth, fehlte sogar alles oberhalb des smt-Basalkonglomerates. Die Kappung bzw. Unterschneidung des smt in dieser Region ist der Grund der ostwärtigen „Delle“ in der in Abb. 21b (Teil II) dargestellten Außenlinie der smt-Verbreitung. Im Nordwesten, im Hochgebiet nördlich der (heutigen) Störungsstaffel der variszischen Ardennen-Südrandzone (Abb. 27), kam es nachweislich zu einer „kräftigen Abtragung“. WIEBEL (1968: S. 169) hatte von dort, aus der Region Folschette–Bettborn, eine scharfe Diskordanzfläche zwischen den devonischen Tonschiefern und den auflagernden (smh-)Konglomeraten beschrieben. Er benannte dort eine flachwellige „prä-triassische Fast-Ebene“, deren „Amplitude“ etwa 5 m beträgt. Es manifestiert sich die H-Diskordanz (s5/s6-Diskordanz).

In den zentraleren Beckenbereichen, wo der Grenzbereich smt/smh nur durch Bohrungen bekannt ist, zeigen beigemischte devonische Klasten die Einschneidung in das Liegende an. Dies gilt etwa für Bohrung Echternacherbrück (LGB-Bohrarchiv-Nr. 6104–87) und die Bohrung „60b“ (6205–1102) im Biewertal bei Trier. Darin führten die Grobklastika des tieferen smh zahlreiche Tonschieferklasten und solche aus dunklen paläozoischen Feinsandsteinen. Das Material entstammte wohl Gebieten im Westen, wo der Devonsockel zunächst noch freilag oder nur wenig von smt-Sedimenten eingedeckt war (Teil II: Abb. 21b).

Sehr auffällige Rinneneinschneidungen sind von MADER (1981b: Tafeln 1+2) beschrieben und abgebildet worden. Bei Biersdorf (südliches Blatt 5904 Waxweiler) war eine ungewöhnlich steile und schmale Rinne in äolischen Sandsteinen des smt erschlossen. Gefüllt ist sie mit Konglomeraten des smh („Usch-Schichten“, Tab. 3). Teile der smh-Kornpopulation entstammten dem Liegenden. Zwei Varietäten der Quarzkörner mit unterschiedlichen Rundungsgraden und Einschlüssen belegten dies (MADER 1981b: S. 395). Die gute Rundung der dortigen Kieskomponenten ist dem Antransport aus dem westluxemburgischen bzw. belgischen Liefergebiet im WSW zuzuschreiben.

Im Nordwest-Teil der Trier-Luxemburger Bucht ist die Wirksamkeit variszisch streichender Strukturelemente offensichtlich. Im Norden und im Mittelteil ist sie zumindest wahrscheinlich. Dort, wo genauere Daten vorliegen, zeigt sich eine entsprechende Beeinflussung der smh-Mächtigkeiten und der faziellen Prägnanz der Grobschüttungen. Am östlichen Nordrand der Ardennen-Südrandzone, auf der Etteldorf-Schwelle, fehlt der smh (Teil II: S. 106f.). Dies gilt zumindest für das Hochgebiet zwischen der Echternacher und der Saargauer Grabenzone (Abb. 27). Weiter südlich, auf der variszischen Hochstruktur der Deimlinger Devonschwelle finden sich nur noch Restausläufer vom Grobkonglomerat. Aus der Umgebung von Daufenbach beschrieb LICHTENSCHIEDT (1999) einige Meter unterhalb der Violetten Grenzzone geringmächtige Konglomerate und Geröllschnüre mit bis 8 cm großen Quarzit- und Quarzgeröllen in bunter, stark dolomitischer Matrix, die in mehrere Einzelschüttungen aufgegliedert sind. Lokal sind diese groben Konglomerate noch mehrere Meter tief rinnenhaft in fein parallelgeschichtete Sandsteine des Liegenden eingeschnitten. Die Aufschlussbedingungen und die intensive Bruchtektonik dieses Gebietes erschweren jedoch die sichere Deutung der stratigraphischen Stellung dieser Grobschüttungen. Etwas weiter südöstlich, im Arbeitsgebiet von PAAS (1993) in der äußeren nördlichen Randlage des Trierer Beckens, kam es ebenfalls zu starker Einschneidung in das Liegende. Dort sind die wenig verfestigten, also leicht erodierbaren Mürbsandsteine (Tab. 3) lokal gekappt oder unterschritten; örtlich zeigen sich sogar Einschnitte in die Felszone des Kieselkonglomerates (Teil II: S. 115; vgl. Kap. 7.3.4). Sämtliche Mächtigkeitsangaben im östlichen Trierer Becken liegen im Bereich von 20–40 m. Dies gilt im Arbeitsgebiet von PAAS (1993, Teil II: Abb. 23b), für das Säulenprofil 13 bei MADER (1985a, b: ca. 20 m) und für das Biewertal (WAGNER et al. 2012).

Die zwei rheinisch streichenden Grabenzonen im Südteil der Eifeler Nord-Süd-Zone (Abb. 27) schienten den Materialtransport nach Norden. Am äußeren Nord- und Nordwestrand der Trierer Bucht konnten Konglomerate des smh in der GK 50 flächig ausgehalten werden (DITTRICH 2011a). Dies ging nicht zuletzt auf die Kartiererergebnisse von KATTAWI (1969) zurück. Vereinzelt lassen sich auch direkte Belege für eine Mobilität rheinischer Strukturen auffinden. Lokal erhaltene auffällig mächtige Tonabfolgen im höheren smh etwa deuten auf überdurchschnittliche Subsidenz (Teil I: S. 41, Teil II: S. 50). Manchmal bildete sich auch eine lenkende Funktion dieser Trogachsen für glimmerführendes südstämmiges Sedimentmaterial ab (Teil II: S. 56).

Am Nordostrand des Trier-Luxemburger Beckens (Region Spangdahlem–Beilingen) wird die Existenz eines östlichen Hochgebietes durch die petrographische Beschaffenheit der smh-Abfolgen deutlich. Das Ardennen-Liefergebiet im Westen war weit entfernt. Die Fazies dort ist deutlich geröllarmer und vergleichsweise arm an Quarziten (Kap. 6.5). Wenig gerundete Gangquarzgerölle sind charakteristisch. Es zeigt sich eine zunehmende Abtragung des devonischen Grundgebirges im (Südosten und) Osten. Gelegentliche Anklänge an eine Schwemmfächer-Fazies (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007) belegen die Reliefenergie des Rücklandes am erweiterten Ostrand der Saargauer Grabenzone, dasselbe gilt für eine ungefähr Ost-West-ausgerichtete Entwässerungsrinne im basalen smh bei Spangdahlem. Der westwärtige Faziestrend im höheren smh (Violette Grenzschichten, sVGS) dieser Region passt auch dazu.

Über die genaue Beckenkonfiguration im Südteil der Trier-Luxemburger Bucht und ihren strukturellen Aufbau ist nur wenig bekannt. Sicher ist jedoch zweierlei. Zum einen gelangte ein gewisses Sandkorn-Kontingent von stark zerkleinerten magmatischen und metamorphitischen Gesteinsbruchstücken und von Glimmerpartikeln nach Norden. Dies ergaben makroskopische Beobachtungen und einige wenige Schliffbefunde in den Spangdahlem-Bohrungen (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007: Tab. 2). So zeigen die Monoquarze, die dort bis 60 % der Sandkörner ausmachen können, teils gleichmäßige, teils undulöse Auslöschung; sie waren zum Teil also einer hohen Druckbeanspruchung unterworfen. Zum anderen ist sicher, dass im östlichen und südlichen Saargau keine oder nur cm- bis dm-mächtige grobklastische smh-Gesteine vorhanden sind. Erst im Norden erscheinen deutlicher entwickelte Konglomerate, so etwa in der Albach-Bohrung 6305–44 und – etwas abgeschwächt – auch noch im Mannebachtal (Teil II: Abb. 23). Es bildet sich so der Graben von Thionville ab. Dazu passt auch die Lage des bisher bekannten smh-Mächtigkeitsmaximums von 65 m oder sogar 70 m (Teil II: Abb. 23b: Bohrprofil AA; WAGNER & DITTRICH 2010: Profilschnitt A-A', DITTRICH 2011a: Profilschnitt A-B). Die betreffende Region zwischen Aach und Trier liegt inmitten des Grabens von Thionville. Offenbar ist hier der vorgegebene Trogbereich von einer mächtigen grobklastischen Talfüllung nachgezeichnet worden (vgl. Kap. 7.3.4 und 8).

Die Senkungszone des Grabens von Thionville (i.w.S.) gewährleistete die Zufuhr von etwas „gallischem“ Sandmaterial aus dem Süden. Dahingehend interessant sind die faziellen Gegebenheiten vom französischen Buntsandstein-Zyklus B4, wie sie von BOURQUIN et al. (2006: Fig. 7) dargestellt worden sind. Im Süden dieses Ablagerungsraumes breitete sich weitflächig das „Conglomérat principal“ aus. Auch dort war es wohl zu einer relativen Anhebung des Rücklandes gekommen (mehr dazu in Kap. 7.3.4 und 8). Nach NNE hin reichte dann nur noch eine verfeinerte Fazies mit schwach geröllführenden Sandsteinen bis an die lothringisch-luxemburgische Grenze heran. Die westliche Beckengrenze wurde dort verzeichnet, wo entlang der heutigen „Faille de Luxembourg“ die strukturelle Südost-Grenze der diagonalen Luxemburger Zentralschwelle ver-

läuft. Die diesbezüglichen Verhältnisse entsprechen also denen des vorhergehenden smt. Nach Norden wurde die westliche Außenlinie der B4-Sedimentverbreitung kurioserweise noch weiter nach Norden fortgeführt, obwohl dort in Luxemburg jegliche Datenpunkte und Faziessignaturen fehlen. Die Linie reicht bis ins Tal der unteren Sauer, etwas westlich von Echternach. Dies erinnert unweigerlich an die Echternacher Grabenzone (Abb. 27). In struktureller Hinsicht deutet sich in dieser Linienführung der Übergang von diagonalen zu rheinischen Strukturelementen an, die das Absenkungsmuster beeinflussten. Die hier vorgelegten, eigenen Auswertungen zeigten das Gleiche (Abb. 29).

Weiter im Norden bildet sich die diagonale Strukturrichtung wohl noch einmal ab, nämlich am Nordwestrand der Auwer Schwelle. Dies zeigt sich nämlich im Mächtigkeitsmuster mehrerer smh-Profile der Region Beilingen–Spangdahlem (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007: S. 125; vgl. auch Teil II: Abb. 23b). Im tieferen Teil handelte es sich wohl um Rinnenfüllungen.

Eine besonders akzentuierte Absenkung des Bitburger Beckens und des Luxemburger Zentralgrabens im smh ist nach den bekannten Mächtigkeitswerten nicht wahrscheinlich (Teil II: Abb. 21b und 23b). Aufgrund der rinnenhaften Ausbildung der Vorkommen sind die in Bohrungen erfassten Mächtigkeitswerte generell einer gewissen Zufälligkeit unterworfen; systematische Auswertungen sind schwierig. Konkrete Rinnenstrukturen können nur im (Nah-)Bereich der smh-Ausbissgebiete sicher rekonstruiert werden.

Auffällig ist allerdings die erbohrte große smh-Mächtigkeit bei Echternach (Echternacherbrück: 51 m). Wahrscheinlich bestätigt sie die oben schon erwähnte Sedimentations-kontrollierende Wirksamkeit der rheinischen Echternacher Grabenzone. Die Wichtigkeit von NNE-SSW bzw. Nord-Süd-Strukturen ergibt sich auch aus der nicht näher lokalisierten Mächtigkeitsangabe von bis zu 70 m smh („Usch-Schichten“) in der „Westeifel“ bei MADER (1985a: Tab. 2). Mit dieser Bezeichnung war damals ja die engere Region der Eifeler Nord-Süd-Zone umschrieben worden. Das entsprechende Gebiet umfasst die nördliche Trierer Bucht sowie das Oberbettinger und das Stadtkyller Buntsandsteinvorkommen.

Eine tragfähige Synthese der Ergebnisse zur Beckenkonfiguration des Höheren Mittleren Buntsandsteins (smh) ist schwierig. Das wirkmächtigste Element war wohl der anfangs sehr starke Reliefgradient nach Nordosten, der großräumig zu Denudation und linienhafter Taleinschneidung geführt hat. Angesichts der überregionalen Vorschüttungsmuster könnte dies von Hebungen im Westen und Südwesten des französisch-luxemburgischen Randbeckens flankiert gewesen sein (vgl. Kap. 7.3.4).

Will man das Beckenmuster des smh hinsichtlich des damals wirksamen Stressfeldes ausdeuten, so kommt keine Dehnungsrichtung in Frage, die Nordwest-Südost orientiert ist. Das diagonale Bitburger Becken war nämlich nicht besonders mobil, auch der südliche Graben von Thionville trat eher moderat in Erscheinung. Wichtig waren vor allem die beiden rheinischen Grabenstrukturen und die Eifeler Nord-Süd-Zone im Allgemeinen (Abb. 29). Auch variszische Hochgebiete zeichnen sich ab, die Ardennen, die kleine Etteldorf-Schwelle und die Deimlinger Devonschwelle. Die Senkungszone des östlichen Trierer Beckens war nun nicht mehr besonders aktiv. Im Süden trennte ein sehr breites Hochgebiet im Bereich der Siercker Schwelle (i.w.S.) die Trier-Luxemburgischen Grobsedimente von den saarpfälzischen Hauptkonglomerat-Zügen (MÜLLER 1954, MÜLLER & KONZAN 1989, DITTRICH 2016a). Das Gesamtbild deutet auf eine Extension in Nordost-Südwest-Richtung (Abb. 29, Kap. 7.3.3 und 7.3.4).

Oberer Buntsandstein (so)

Zu Beginn des Oberen Buntsandsteins kam es zu einem deutlichen Umschwung der Paläogeographie und zu einer südwestwärtigen Ausweitung des Beckenraumes. Grundzüge dieser Entwicklung, die für den gesamten so gelten, werden hier vorangestellt. Spezielle Eigenheiten von Einzelabschnitten des Oberen Buntsandsteins werden in den nachfolgenden Teilkapiteln behandelt.

Wie schon im Abschnitt zum smh dargelegt, waren durch die tektonischen Bewegungen im zeitlichen Umfeld der H-Diskordanz (s5/s6) am Ardennen-Südrand erstmals variszisch streichende Strukturelemente in Erscheinung getreten (DITTRICH & NORBISRATH 2006: Kap. 7). Im Oberen Buntsandstein Nordwest-Luxemburgs galt dieser Grundzug der Beckengestaltung auch noch. Die Betonung des Ardennengebietes als Hochgebiet war nun aber noch deutlicher. Im Mächtigmuster trat die Ardennen-Südrandzone als dessen südliche Strukturgrenze klarer in Erscheinung (Kap. 7.2.2; Abb. 27). Das Sedimentationsgeschehen zeichnete den absinkenden Attert-Graben stärker nach. Die Richtungsrosen der Vorschüttung belegen eine östliche Transportrichtung, mit einem gewissen Pendeln nach Südosten und Nordosten. Ein gallo-ardennisches Liefergebiet im Westen steht auch wegen der kompositionellen Zusammensetzung des klastischen Sedimentmaterials fest.

Die wichtigste Neuerung im Oberen Buntsandstein war, dass nicht nur die Ardennen-Region im Nordwesten, sondern auch die variszisch streichende Siercker Schwelle im Süden als klar definierter Bereich verminderter Subsidenz in Erscheinung trat. Auf saarländischem Gebiet ist deren damaliger Schwellencharakter offenkundig (MÜLLER 1954: Karten 2+4, 1984, MÜLLER & KONZAN 1989: Abb. 13). Weiter westlich könnte dies auch noch gelten, vor allem jenseits des interferierenden diagonalen Grabens von Thionville. Da die Siercker Schwelle strukturell einen Teil des Hunsrück-Südrandes bildet, ist eine West-Fortsetzung innerhalb des variskischen Gebirgsgürtels wahrscheinlich. In der Abb. 25 bildet sie die äußerste West-Spitze der „Hunsrück-Taunus-Schwelle“; gemeinsam mit der Großheit des Rhenoherynikums müsste ihre Alt-Anlage im paläozoischen Untergrund des Pariser Beckens zunächst nach WSW und dann nach Westen weiter ziehen. Als moderate Schwellenzone kann sie das südwestluxemburgische Buntsandstein-Becken stärker geprägt haben, als es bisher bekannt war. Noch bei Mondorf sind ja die so-Mächtigkeiten mit 55,75 m nicht besonders hoch (Teil II: Abb. 21b). In der Abb. 20 nach SCHINTGEN & FÖRSTER (2013) im Teil II zeigt ein Mächtigkeitsvergleich im Süden jedenfalls, dass südöstlich des Wertes von 135,3 m (bei Bois ch  t  ) wieder höhere Werte auftreten (145 m? und 283 m, bei Amn  ville und St. Michel). Es existiert also eine relativ geringe Buntsandstein-Mächtigkeit in der erweiterten Verlängerung der Siercker Schwelle. Das genaue Ausmaß und die Nord-Ausdehnung eines derartigen Zwischen-Minimums sind derzeit mangels Bohrdaten noch nicht bestimmbar. Auch ist in der Darstellung von T. SCHINTGEN durch die Aufsummierung von Oberem und tieferem Buntsandstein vieles unkenntlich geworden.

Eine stratigraphisch stärker differenzierte Darstellung der Verhältnisse im Süden findet sich bei BOURQUIN et al. (2006). Dort ist nach Bohrbefunden die Verbreitung der französischen Zwischenschichten rekonstruiert worden (Fig. 8: „Couches intermédiaires“, Buntsandstein-Zyklen B5+B6). Nach WNW hin fällt die verzeichnete Verbreitungsgrenze mit einer tektonischen Struktur zusammen. Es ist der Südostrand einer schmalen, leistenförmigen Horstscholle, die mit 58  -Streichen unmittelbar südlich von Verdun verläuft (G  LY & HANOT 2014: Kartenbeilage). In der Darstellung von BOURQUIN et al. lag die nordwestliche Au  ngrenze der Zwischenschichten im Bereich dieser Hochstruktur. Auf den ersten Blick könnte dies eine tektonische Kontrolle

des Sedimentationsgeschehens implizieren. Von dort nach Nordosten hin ist die B5+B6-Verbreitungsgrenze dann bis an den Hunsrück-Südrand verlängert worden. So resultierte eine sehr auffällige gerade Linie über eine Strecke von etwa 130 Kilometern (Abb. 26).

Diese bis an den Südrand der Siercker Schwelle durchgezogene Verbreitungsgrenze ist aber zweifellos unzutreffend. Zumindest handelte es sich dabei sicherlich nicht um eine primäre Beckengrenze. In Luxemburg und in der Trierer Bucht sind ja noch weitflächig Zwischenschichten vorhanden und zwar in erheblichen Mächtigkeiten. Auch ist die südliche Provenienz ihres Glimmer- und Feldspat-reichen Sedimentmaterials gesichert. Von BOURQUIN et al. (2006) war allerdings nicht realisiert worden, dass es trotz der Schwelle einen Anschluss nach Norden gegeben haben kann und durchaus auch gegeben hat. Entsprechende Beschreibungen der Mächtigkeitsverhältnisse und der Lithofazies im Norden – beispielsweise von LUCIUS (1941, 1948; vgl. auch Abb. 21b), NEGENDANK (1983), WAGNER (1989) und LGB (2005) – waren innerhalb des deutschen Sprachraumes publiziert worden und infolgedessen außen vor geblieben. Auch die alte lothringische Bohrung Longwy (Abb. 21a) mit ihren grobklastischen Zwischenschichten ist von BOURQUIN et al. nicht berücksichtigt oder stratigraphisch anders interpretiert worden (Teil II: S. 61). Markierte Datenpunkte (Tiefbohrungen) mit Zwischenschichten fehlen jedenfalls im erweiterten Dreiländereck Frankreich-Belgien-Luxemburg.

Der 58°-streichende Horst von Verdun kann bloß eine jüngere Hebungsstruktur sein, auf der die Abfolgen des höheren Buntsandsteins und des tieferen Unteren Muschelkalks (BOURQUIN et al. 2006: Fig. 8: B5, B6 und B7) erodiert wurden und heute fehlen. In Abb. 26 kann man diesen Horstbereich erkennen. Es ist der dünne weiße Streifen ohne Rotliegend-Überdeckungen. Eine kausale strukturelle Beziehung (genetische Verwandtschaft) zur „flacher streichenden“ Siercker Schwelle am Hunsrück-Südrand besteht jedoch nicht.

Kombiniert man nun die Befunde in Ost-Frankreich mit denen im Untersuchungsgebiet, so ergibt sich folgendes: Offenbar wurde der Westbereich der Siercker Schwelle strukturell durchsetzt und örtlich in seiner Schwellenfunktion abgemindert. In dieser Weise wirkte sich vor allem die diagonal streichende Senkungszone des Grabens von Thionville aus, genauso wie es schon im vorhergehenden Buntsandstein generell der Fall gewesen war. Darauf deutete das südluxemburgische Bohrprofil Mondorf (Teil II: S. 119). Im inneren Trierer Becken zeigt sich die Subsidenz des Grabens von Thionville in den hohen so-Mächtigkeiten im Bohrprofil Aach-Altenhof (Teil II: Abb. 23b: Profil AA) und in den – im Detail veralteten – Isopachen-Darstellungen von WEILER (1991; Teil II: Kap. 7.1 mit Abb. 19). Die Position und Ausdehnung dieser Grabenzone ist in der Abb. 26 in etwa an der roten Fläche der von GELY & HANOT (2014) vermuteten Rotliegend-Verbreitung bis hin zur Wittlicher Senke erkennbar.

Sicher ist, dass im Oberen Buntsandstein des Trier-Luxemburger Untersuchungsgebietes sowohl variszisch streichende als auch diagonal streichende Strukturelemente synsedimentär aktiv waren. Durch diese strukturelle Interferenz konnte die Hochzone des verlängerten Hunsrück-Südrandes überwunden und der nördlich angrenzende Trier-Luxemburgische Beckenraum – wie schon zuvor – miteinbezogen werden. Südstämmiges Sedimentmaterial konnte dadurch nicht nur nach Westen zur Pfälzer Mulde (Lothringen-Pfalz-Senke) hin, sondern auch nach Norden abströmen.

Im Materialbestand der Trier-Luxemburgischen so-Sandsteine werden „gallische“ kristalline Liefergebiete sehr deutlich abgebildet. Dies betrifft vor allem die Glimmer, die in den Sand- und

Silt-Tonsteinen der Südeifel und des nördlichen Saargaus so prominent in Erscheinung treten (Kap. 6.2). Auch die Feldspatgehalte zeigen dies an (Kap. 6.3). Die polykristallinen Quarzkörner zeigen sowohl glatte Subkorn Grenzen als auch auch suturierte (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007: Tab. 2). Nicht nur magmatische, sondern auch metamorphe Ursprungsgesteine bilden sich ab. Im Bohrprofil Mondorf wird dies durch die völlige Quarz-Dominanz bei den Geröllen bestätigt und durch „großglimmerige“ Sandsteine. Dies passt zum Gesteinsbestand aus Gneisen und Glimmerschiefern, wie er von POMEROL (1974) für den damaligen Gebirgsgürtel der Parisischen Kordilliere (Abb. 26: „Cordillère Parisienne“) im französischen Rückland dargestellt worden ist. Ausgedehnte granitische Gebiete existierten im fernen Südwesten und im Großraum Chaumont im SSW. Die weiß gelassenen, noch unerforschten Gebiete in der Sockel-Karte bergen ein weiteres Potenzial für saure Plutonite und Metamorphite (vgl. Abb. 26). Die starke Erweiterung des französischen so-Beckenraumes nach Westen ist ja den Darstellungen von BOURQUIN et al. (2006) zweifelsfrei zu entnehmen. Dementsprechend wurden auch deutlich weiter westlich gelegene Liefergebiete angeschnitten und abgetragen.

Quarzgänge haben sicherlich auch eine wichtige Rolle als Ursprungsgesteine gespielt. Sie können sowohl aus den genannten kristallinen Gebieten als auch aus solchen mit verwitternden Tonschiefer-Abfolgen abgeleitet werden. Auf abgespülte Verwitterungsbildungen ehemaliger Tonschiefer deuten die im so-Gestein nachgewiesenen Tonminerale Illit, Chlorit und Kaolinit (Kap. 6.4). Sowohl in den zentraleren Bereichen von Hunsrück und Eifel im Osten als auch am ehemaligen (belgisch-französischen) Beckenrand im Westen sind damals rhenohertzynische Tonschiefer-Serien weitflächig zutage getreten (Abb. 26). Aus ihnen lassen sich Milchquarz-Gerölle von abgetragenen ausgewitterten Quarzgängen ableiten. Der Taunusquarzit des zunehmend eingedeckten Westteils der Siercker Schwelle ist hingegen kaum mehr ab- und eingetragen worden (Kap. 6.5).

Zurück zur Beckenkonfiguration des Oberen Buntsandsteins. Der innere Teil der Trier-Luxemburger Bucht ist damals von diagonalen Großstrukturen ausgestaltet worden. Vor allem die Senkungszone des Luxemburger Zentralgrabens wirkte sich aus. Die Mächtigkeitsverteilungen belegen dies. Auf deutschem Gebiet zeichnen sie deutlich das Bitburger Becken nach (Teil II: Abb. 19, 21, 23). In Luxemburg wird dies durch die hohe so-Mächtigkeit des Bohrprofils Koerich bestätigt (Kap. 7.2.2: Abb. 21 und 22). Der Vergleich mit dem so-Wert in der westluxemburgischen Tiefbohrung Reberg zeigte, dass sich der Beckenraum im Bereich des Luxemburger Zentralgrabens nach Südwesten hin schnell verschmälerte (Kap. 7.2.2). In der dortigen Außenzone des Beckens konzentrierte sich die Subsidenz auf die Spezialstruktur des Südeifeler Zentralgrabens (Abb. 27: SEZG). Diese schmale langgestreckte diagonale Bruchstruktur, die am Nordwestrand des Luxemburger Zentralgrabens angesiedelt ist und von der Kylltal-Region im Nordosten bis nach Südwest-Luxemburg durchzieht, ist offenbar ein sehr wichtiges Strukturelement des unterlagernden paläozoischen Sockels. Seine akzentuierte synsedimentäre Mobilität lässt sich auch noch im Keuper (DITTRICH 2011a: S. 34, bestätigt durch neuere Bohrbefunde bei Metterich) und dann auch bis in das Känozoikum hin nachweisen (DITTRICH 2014). In der gravimetrischen Karte bei SCHINTGEN & FÖRSTER (2013: Fig. 3) ist diese diagonale streichende Lineation ebenfalls gut erkennbar. Durch eine hell- bis mittelblau getönte Zone negativer Schwere-Werte zeichnet sie sich als schmale Trogachse ab. Ihre erstmalige Individualisierung als Trogstruktur ist zeitlich im Oberen Buntsandstein anzusiedeln. Auffällig ist auch die enorme fazielle Prägnanz des Schichtabschnitts der VG2 im Nahbereich des Südeifeler Zentralgrabens (Tab. 3; Teil II: S. 45f.). Eine sehr tonreiche, stillaquatische VG2 ist dort entwickelt (Teil II: S. 50 und 90f.; vgl. auch Kap. 8).

Es stellt sich nun die Frage, in wieweit die Senkungszone des diagonal streichenden Südeifeler Zentralgrabens die westliche Beckengrenze in Luxemburg beeinflusst hat. Die seinerzeit von Lucius (1941) angenommene Westgrenze des Oberen Buntsandsteins ist in der Abb. 21b (Teil II) eingetragen. Lucius hatte dafür eine einfache rheinische Ausrichtung vermutet. Gegenüber der für den Mittleren Buntsandstein verzeichneten Westgrenze war sie bloß weiter nach Westen verschoben, um 24 km. Im Buntsandstein-Ausbissbereich nördlich des Attert-Tales zog sie zwischen Bettborn und Folschette durch. Diese so-Außenlinie kann so sicher nicht mehr aufrecht erhalten bleiben. Auch weiter westlich davon existieren noch Grobsedimente des Oberen Buntsandsteins. Dies gilt für die Randfazies in Nordwest-Luxemburg und für die Region der lothringischen Bohrung Longwy (vgl. Teil II: S. 61). Die Zahlenwerte bei Koerich und Longwy (113 m bzw. >57 m) machen eine deutlich westlichere, auf belgischem Gebiet (Abb. 24) verlaufende so-Beckengrenze wahrscheinlich. Die exakte Lage und Ausformung ist noch ungewiss, weil entsprechende Tiefbohrungen fehlen. Die sehr überschlägig protokollierte, generell aber eher feinklastische so-Lithofazies im auffallend mächtigen Koerich-Profil (Teil II: Abb. 22) legt nahe, dass der Beckenrand dort damals nicht sehr nahe lag. Eine deutliche südwestliche Ausbuchtung, die die Trogachse des Südeifeler Zentralgrabens umrundete, ist anzunehmen.

Ein weiteres wichtiges Element in der Beckenkonfiguration des so war die diagonale Luxemburger Zentralschwelle (Abb. 27). In Mittel-Luxemburg, wo nur wenig Mächtigkeitsdaten vorliegen, deutet sie sich bei einem Vergleich der so-Werte der Bohrprofile Mondorf, Reberg und Koerich an (Teil II: Abb. 21). Das so-Minimum auf der Schwelle selbst ist noch unbekannt, weil Bohrpunkte dort fehlen. Auf deutschem Gebiet, wo recht viele Mächtigkeitsdaten zur Verfügung stehen, zeichnet sich diese große Schwellenzone am Südostrand des Bitburger Beckens sehr klar ab (Teil II: Abb. 19, 23b, S. 111). Die verminderte Subsidenz lässt sich auch lithofaziell nachvollziehen. In der dortigen Kylltal-Region sind die Zwischenschichten und der dort sehr untypisch ausgebildete Voltziensandstein (Tab. 3) meist nicht voneinander abzutrennen (mehr dazu im Abschnitt zum soho). Auffällige Glimmeranreicherungen bei Spangdahlem dokumentieren einen weniger stark durchströmten Seitenbereich des Flusssystemes (Teil II: S. 57f.).

Ein enormer Glimmerreichtum kennzeichnet übrigens auch den Bereich der Deimlinger Devon-schwelle (Abb. 27). Diese variszisch streichende Hochstruktur, die zwischen der Siercker Schwelle im Süden und dem erweiterten Ardennenrand im Nordwesten und Norden (Etteldorf-Schwelle) positioniert ist, zeichnete sich gleichfalls durch eine verminderte Absenkung aus. Dies wird durch die Mächtigkeiten (Teil II: Abb. 23) und die Lithofazies belegt.

Trotz der genannten „querliegenden“ Schwellenzonen gelangte süd- und südwest-stämmiges „gallisches“ Sedimentmaterial bis in die Eifeler Nord-Süd-Zone hinein und dann noch weiter nach Norden. Dies allein weist schon darauf hin, dass es sich bei diesen strukturell vorgezeichneten Hochzonen um Bereiche handelt, die nur statistisch, also gemittelt über lange Zeiträume hinweg, in ihrer Absenkung zurückblieben. Im Ganzen betrachtet konnte das Flusssystem durchaus darüber hinweg kommen. Die durchschnittliche Sedimentationsrate war dort allerdings geringer und die Wahrscheinlichkeit für eine etwas geringere Korngröße der abgelagerten Sandsedimente höher.

Vor allem „gallische“ Glimmerplättchen segelten im Wasserstrom nach Norden. In der nördlichen Trierer Bucht reicherten sie sich in teilweise recht eindrucksvoller Weise an. Dies zeigte sich vor allem im mittleren Drittel der Zwischenschichten (HEITEL 1979). Stark Glimmer-belegte dünne Sandstein-Scheiben aus den Bohrkernen der Autobahntrasse bei Bickendorf waren deko-

rative und begehrte Mitbringsel (H. HEITEL, schriftl. Mitt. Januar 2019). Sollte sich die dort abgeleitete überraschend hohe Zwischenschichten-Mächtigkeit von 165 m bewahrheiten (Teil II: S. 107), so muss dort eine spezielle rheinische Trogachse im Bereich der Echternacher Grabenzone angenommen werden (Abb. 27). Die Mächtigkeitswerte der dazu randlich gelegenen Bohrung Oberweis bestätigen dies wohl (Teil II: Abb. 21).

Hohe so-Mächtigkeiten im nördlichsten Teil der Trierer Bucht sind auch von Balesfeld (>132 m), aus dem Buschbachtal/Seinsfeld (>135 m) und aus den Erläuterungen zum GK25-Blatt 5905 Kyllburg (LEPPLA 1908: 130–140 m) bekannt geworden. Die Isopachenkarte von WEILER (1991; Teil II: Abb. 19) mit ihrer bis unter 50 m reduzierten so-Mächtigkeit in dieser Region war sicherlich unzutreffend gewesen. Stattdessen zeichnet sich dort im Norden des Untersuchungsgebietes eine Absenkung der Eifeler Nord-Süd-Zone in voller Breite ab. Dies förderte den direkten Anschluss des Flusssystemes an das Germanische bzw. Mitteleuropäische Becken im Norden, und auch gewisse fazielle Anklänge an ein marin-tidales(?) Milieu (Teil I: Abb. 2, Kap. 4.1; vgl. auch Kap. 8).

Die jeweilige syndimentäre Betonung der beiden individuellen Grabenzonen des rheinischen Richtungssystems (Echternacher und Saargauer Grabenzone) ist nicht immer gut zu belegen. Über die gesamte Zeitspanne des Oberen Buntsandsteins war sie wohl auch nicht immer gleich stark ausgeprägt. In den nachfolgenden Abschnitten dieses Kapitels wird mehr dazu angeführt werden.

Tieferer Oberer Buntsandstein (sot)

Dieser hier neu benannte stratigraphische Abschnitt umfasst die tieferen Zwischenschichten. Im Trierer Becken und im Saargau werden sie als Untere Zwischenschichten bezeichnet (LGB 2005: soZ1; bei WAGNER et al. 2012: so1a; in Luxemburg: so1u). Im Bitburger Becken und in der inneren Eifeler Nord-Süd-Zone gilt in Anlehnung an MADER (1979–1992) dafür der Name Malbergweichschichten (soZM; Tab. 3).

Nach der überwiegend feinklastischen Sedimentation im späten smh (Violette Grenzschiefer, sVGS, bzw. Violette Grenzzone, VG1) wirkte sich der tektonische Puls am Beginn des sot mit einer verstärkten Vorschüttung grobklastischer Sedimente aus. Mehr oder weniger geröllführende Sandsteine wurden abgelagert. Noch im nordöstlichen Untersuchungsgebiet, bei Spangdahlem, sind die unteren Bänke kompakt, hart, mittel- bis großdimensional schräggeschichtet und gut bis sehr gut sortiert (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Es zeigt sich das energiereiche Sedimentationsgeschehen am Beginn des Oberen Buntsandsteins.

Im Trierer Becken und im nördlichen Saargau wurden Gangquarze von Osten und Südosten zugemischt. Die auffälligste Grottschüttung kam jedoch aus Westen, vom rheinisch ausgerichteten gallo-ardennischen Westrand des Beckens. Der variszisch streichende Attert-Graben südlich der Ardennen-Südrandzone (Abb. 27) zeichnete sich sehr klar ab. Dort sind die Unteren Zwischenschichten stark konglomeratisch entwickelt, mit groben Geröllen (Teil II: S. 75). Anders ist es in Südwest-Luxemburg. In der dortigen Bohrung Rebiert ist nur ein schwaches so1-Basiskonglomerat ausgebildet. Die Materialzufuhr der Einschüttung von Westen bildet sich hier aber in hohen Chloritgehalten im tieferen Oberen Buntsandstein ab (Kap. 6.4). Im dortigen Hinterland wurde vor allem frischer, unverwitterter Tonschiefer abgetragen. Die Kaolinit-Gehalte sind eher gering (Teil II: S. 67).

Vom (Nord-)Westrand nach Osten ins Becken hinein nimmt die Geröllführung des sot deutlich ab (Bohrungen Mersch und Diekirch). Dort kam es zu einer Vermischung mit den von Frankreich her zugeführten Sedimenten mit ihrer kristallinen Prägung. Die verzahnte Faziesgrenze

zwischen der ardennischen „Marginalfazies“ und dem „gallischen“ Materialkontingent mit viel Glimmer und Feldspat (Kap. 6.3) war nachweislich Südwest-Nordost (diagonal) ausgerichtet (Teil II: S. 75f.). Sie zeichnet genau die Randzone des Luxemburger Zentralgrabens nach. Die Subsidenz dieser Großstruktur ist auch durch die Mächtigkeiten des Oberen Buntsandsteins belegt (Abschnitt so). Spezielle Befunde zum sot ergeben sich, wenn man die Mächtigkeitsanteile von soZM und soZK innerhalb der Zwischenschichten differenziert (Teil II: S. 119f.). Dann erweist sich die wesentliche Bedeutung des Südeifeler Zentralgrabens zu dieser Zeit. Im Bereich dieser diagonalen Spezialstruktur ist der soZM (sot) mächtiger als der soZK, was sonst ganz entschieden nicht der Fall ist. Es existierte dort also eine Trogstruktur, die die Ablagerung von vergleichsweise mächtigen Malbergweich-Schichten ermöglichte und später auch ihre Erhaltung unterhalb der Erosionsdiskordanz soZM/soZK (sot/soh).

Eine moderate synsedimentäre Mobilität der diagonalen Großstruktur des Grabens von Thionville führte zur lokalen Abschwächung der Siercker Schwelle im Süden. Die fluviatilen Ströme konnten diese Schwellenzone überwinden und „gallisches“ Sandmaterial nach Norden bringen. Angesichts der generellen West-Erweiterung des so-Beckenraumes in Frankreich sind im Südwesten des Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebietes weitere fluviatile Zufuhrwege wahrscheinlich.

Die diagonale Luxemburger Zentralschwelle stellte damals keine absolute paläogeographische Barriere dar, sondern nur einen Bereich mit etwas verminderter Absenkung und mit einer geringeren Erhaltungswahrscheinlichkeit der Sedimente. Am nordöstlichen Außenrand des Trier-Luxemburgischen Beckens trat sie im sot aber als beckeneinschnürender Sporn mit einem etwas höheren Hinterlands-Relief in Erscheinung. Im Vergleich zu den Kyllburg-Schichten sind die Malbergweich-Schichten (sot) dort auffällig geringmächtig (Teil II: S. 121: bei Spangdahlem). Es zeigt sich sehr deutlich die Lage am Rande der Auwer Schwelle (Luxemburger Zentralschwelle, Abb. 27). In den (höheren) soZM-Sandsteinen der Spangdahlem-Bohrungen können bis zu 40 % des Kornguts aus Tonschieferklasten bestehen (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2006: Tab. 2). Vereinzelt strukturlose Sandsteinpartien könnten distale Teile von Schlammstrom-Ablagerungen vom Hinterland gewesen sein, die sich mit fluviatilen Ablagerungen verzahnen. Ein Teil der Quarzkörner ist noch eckig; oft zeigen sich glatte Korngrenzen und eine gleichmäßige optische Auslöschung. Anteilig stammen sie wohl aus aufgearbeiteten Quarzgängen des rhenohertzynischen Rücklandes im Osten (und Südosten). Auch die eingelagerten Quarzgerölle (bis 2 cm) können noch eckig sein.

Die Materialmischung von klastischen Sedimenten aus (Nord-)Westen, Osten und aus dem fernen Südwesten zog nach Norden, bei allmählicher Kornverfeinerung. Im Nordteil der Trierer Bucht haben Gerölle weitestgehend ausgesetzt, Feinsande dominieren. Tonige Abschnitte – teilweise sehr mächtig – spielen weitflächig eine große Rolle (Kap. 6.1). Einzelne Strömungsrinnen bringen noch etwas Geröllmaterial nach Norden. Sie sind wohl an stärker absinkende rheinisch streichende Trogachsen geknüpft. Im Westen wird dies durch die von MADER (1979) notierte grobklastische Ausnahmefazies der basalen Malbergweich-Schichten nahegelegt, die am unmittelbaren Westrand der Echternacher Grabenzone zutage trat (Osthang des Ritscheberges bei Oberweiler). Sollte die erstaunliche Gesamtmächtigkeit der Zwischenschichten im Autobahntrassen-Typusprofil von HEITEL (1979) zutreffen (Teil II: S. 107), so könnten nordwestlich von Bickendorf möglicherweise 78 m sot abgeleitet werden. Dies würde dann eine sehr deutliche Subsidenz im Nord-Abschnitt der Echternacher Grabenzone abbilden. Eine solche Größenordnung ist aber sonst derzeit noch nicht sicher zu bestätigen. Die Subsidenz und stärkere Durch-

strömung der zweiten rheinischen Senkungszone, der Saargauer Grabenzone, lässt sich ableiten aus dem faziellen Westtrend der soZM-Basisschüttung der Region Beilingen–Spangdahlem. Im höheren soZM sind überdies im mittleren Kylltal und im Ostteil von Blatt 5905 Kyllburg starke Vertonungen festgestellt worden. Es ist dies der Bereich der Saargauer Grabenzone (Teil II: S. 50). Diese Tonakkumulationen könnten eine starke Absenkung bei ruhiger distaler Sedimentation abbilden, die weit abseits der inzwischen abgeklungenen gallo-ardennischen Gerölleinschüttungen von Westen her stattfand.

Die Skizze der Beckenkonfiguration des frühen Oberen Buntsandsteins (soT, Abb. 29) verdeutlicht das Nebeneinander aller drei Richtungssysteme (variszisch, diagonal, rheinisch; vgl. Abb. 27). Alle diese Strukturrichtungen waren mobil und interferierten. Große Mengen „gallischer“ Glimmer und auch eine gewisse Menge Feldspat konnten so die Siercker Schwelle (i.w.S.) überwinden und nach Norden in die Eifeler Nord-Süd-Zone gelangen. Die Ausweitung des Beckenraumes nach Westen und Südwesten kam zustande durch vertikale Relativbewegungen entlang der (variszischen) Ardennen-Südrandzone und des (diagonalen) Südeifeler Zentralgrabens. Auch in Frankreich fand eine deutliche Beckenausweitung nach Westen statt. Ursächlich für die beschriebenen Schollenbewegungen kann eine im Wechsel sm/so neu einsetzende, relativ starke Krustendehnung mit einer Nordwest-Südost-Richtung gewesen sein. Wahrscheinlich existierte eine gewisse Nord-Abweichung von der exakten Nordwest-Südost-Richtung (Kap. 7.3.3).

Höherer Oberer Buntsandstein (soH)

Dieser stratigraphische Abschnitt umfasst die höheren Zwischenschichten und den Voltziensandstein. Erstere werden im Trierer Becken und im Saargau als Obere Zwischenschichten bezeichnet (LGB 2005: soZ2, Tab. 3; bei WAGNER et al. 2012: so1b; in Luxemburg: so1o). Im Bitburger Becken und in der inneren Eifeler Nord-Süd-Zone gilt dafür in Anlehnung an MADER (1979–1992) der Name Kyllburg-Schichten (soZK; Tab. 3). Der Voltziensandstein heißt in allen linksrheinischen Gebieten gleich, nur das Symbol dafür ist unterschiedlich (LGB 2005: soZ; in Luxemburg und bei WAGNER et al. 2012: so2); der seinerzeit von MADER (1979) geprägte Begriff Erdorf-Schichten ist kaum noch gebräuchlich.

Aufgrund von beekendynamischen Eigenheiten des Voltziensandsteins (i.w.S.) muss der Höhere Obere Buntsandstein (soH) im Folgenden noch weiter untergliedert werden, in einen unteren soH (soHu) und in einen oberen (soHo, Tab. 3). Die Benennung dieser Einheiten bleibt hier auf ihr Symbol beschränkt, da dies mit Worten nicht mehr elegant auszuformulieren ist.

Der **soHu** umfasst die Kyllburg-Schichten bzw. die Oberen Zwischenschichten inklusive der VG3. Höhere Abschnitte im Topbereich der Intermediärzone (IMZ, Tab. 3) sind nach ihrer beekendynamischen Charakteristik schon den soHo zuzurechnen.

Das Einsetzen der Kyllburg-Schichten im westlichen, nordwestlichen und nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes war ein markantes Ereignis. Es kam zu einer Kornvergrößerung, die Sandkörner sind weniger gut gerundet. Die Mächtigkeiten der fluviatilen Einzelzyklen sind wesentlich höher als zuvor. Die Glimmergehalte hatten deutlich zugenommen, das „gallische“ Korngut der Sandsteine entstammte nun vermehrt auch metamorphen Liefergebieten (Kap. 6.2 und 6.3). Die Gesteinsabfolgen enthalten sehr mächtige und kompakte Sandsteinpakete.

Die Gerölleinschüttung wies nun ein anderes Muster auf als zuvor. Das Gros der Extraklasten wurde nicht mehr von (Nord-)West-Luxemburg her eingeschüttet, sondern von Südwesten her.

Dies zeigten die Bohrprofile im breiten Senkungsbereich des Luxemburger Zentralgrabens (Abb. 27). Es sind die west-luxemburgischen Bohrungen Rebiery und Mersch (Teil II: S. 77) und das lothringische Bohrprofil Longwy (Abb. 21 in Kap. 7.2.2). Im Rebiery-Bohrkern erscheinen viel eckige Gangquarz- und abgeplattete Quarzitzerölle. Das Material entstammt nicht-kristallinen rhenoherynischen Grundgebirgsarealen (vgl. Abb. 25, 26, 27). Bei Longwy ist der soZK in einer sehr groben Proximalfazies ausgebildet (vgl. Teil II: S. 61). Das Liefergebiet ist am (südlichen) Westrand des luxemburg-lothringischen Beckenraums zu suchen. Dort lag das devonische Grundgebirge damals noch weitflächig frei. In Abb. 26 befindet sich das Bohrprofil Longwy inmitten des kleinen, mit einem Fragezeichen versehenen (hier in Abrede gestellten) Rotliegend-Vorkommens. Die Region der Bohrung Koerich (Teil II: Abb. 21) wurde von den Geröllvorschüttungen aus Südwesten nicht mehr erfasst: sie lag etwas abseits der Zufuhrwege.

Das feinere, sandige Material der sohu-Gesteine ist wohl von Südwesten abzuleiten, aus der weiter entfernten Parisischen Kordilliere mit ihren Gneisen und Glimmerschiefern (Abb. 26). Dies dokumentiert sich nicht nur in den Feldspat- und Glimmergehalten des Sandkornguts (Teil II: S. 57f. und 64f.), sondern auch in der häufig auftretenden undulösen Auslöschung in den monokristallinen Quarzkörnern, die auf eine metamorphe Druckbeanspruchung von Gebirgsbereichen im Herkunftsgebiet hindeutet (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007).

Das im soZM (sot) noch so wichtige Liefergebiet im Nordwesten am gallo-ardennischen Außenrand des Beckens hatte nun an Bedeutung verloren. Zwar fand immer noch eine (moderate) ardennische Geröllzufuhr statt, sie reichte aber nicht mehr sehr weit nach Südosten und Osten (Kap. 6.5).

Am südlichen Westrand der erweiterten Eifeler Nord-Süd-Zone sammelten sich schließlich die Materialkontingente vom Beckenrand im WSW und vom Ardennen-Hochland im Nordwesten. Vermischt mit zusätzlichem Sandmaterial vom Gallischen Land im fernerem Südwesten zogen sie gemeinsam nach Norden.

In der zentralen Trier-Luxemburger Bucht und weiter im Osten kamen kaum Gerölle an (Kap. 6.5). Vor allem im Ausbissbereich des östlichen Saargaus ist kein klarer sohu-Puls mehr erkennbar, weder ein konkret zu fixierendes Grenzniveau des verstärkten Glimmer-Einsetzens noch eine deutliche Kornvergrößerung. Das grobklastische Vorschüttungsereignis des soZK hat sich dort am äußersten Südost-Rand des Trier-Luxemburgischen Teilbeckens offenbar kaum ausgewirkt (Teil II: S. 78). Dies bestätigt, dass die Gerölleinschüttung zu dieser Zeit nicht von Süden oder SSW kam, sondern von (West-)Südwesten. Der Osten wurde durch die diagonal streichende Luxemburger Zentralschwelle etwas abgeschirmt (Abb. 27), hier wurde weiterhin vor allem glimmerhaltiges gallisches Sandmaterial abgelagert (Kap. 6.2). Eine gewisse Einschüttung von Hinterlandsmaterial (aus Südosten) zeigt sich hier bloß durch deutlich gesteigerte Kaolinit-Gehalte in den soh-Sandsteinen (Kap. 6.4).

Das neue Liefergebiet im WSW passt prinzipiell zur deutlichen westwärtigen Beckenausweitung in Frankreich, wie sie von BOURQUIN et al. (2006: Fig. 8) dargestellt worden ist. Dort im französischen Verbreitungsgebiet, auch ganz im Westen, waren die Zwischenschichten (Couches intermédiaires, Zyklen B5+B6) als eine Silt- und Ton-dominierte Fazies generalisiert worden. Eine dem Hinterland vorgelagerte Proximalfazies kann dies nicht sein. Sie kennzeichnet auch nur das Gebiet südlich des (jüngeren?) Horsts von Verdun (vgl. dazu Abschnitt zum gesamten so). Der primäre Beckenrand ist wohl noch weiter nördlich und westlich zu suchen, in dem Gebiet, wo

keine Daten (Bohrpunkte) vorlagen. Insofern können auch keine Aussagen zum Umschlag soZM/soZK (sot/soh) getroffen werden. Die in der Verbreitungskarte von B5+B6 flächenhaft als dominierend dargestellte Silt-Ton-Fazies erinnert faziell eher an die Malbergweich-Schichten des sot, die genaue Beschaffenheit der höheren Zwischenschichten bleibt ungewiss.

Anders ist die Datenlage in Nordost-Lothringen. Dort hat innerhalb der Zeitspanne der Buntsandstein-Zyklen B5+B6 nachweislich ein Umschlag des Sedimentationsgeschehens stattgefunden. Dies erweist sich in einem lithostratigraphischen Längsprofil entlang der Bohrprofile Saulcy 1 und Johansweiler, die immerhin 40 km voneinander entfernt liegen. Innerhalb des Zyklus B6 ist es dort überregional zu einer deutlichen Kornvergrößerung gekommen und zum Einsetzen weitaus massigerer Bankabfolgen (BOURQUIN et al. 2006: Fig. 2). Eine Korrelation mit dem Wechsel sot/soh liegt nahe. Ein tektonisches Ereignis im Grenzniveau Malbergweich-/Kyllburg-Schichten ist aus dem Buntsandstein der Eifel schon lange bekannt. Von MADER (1979–1992) war dies ja immer wieder hervorgehoben worden. Von BOURQUIN et al. (2006) ist dieser Umschwung im Zyklus B6 jedoch nicht thematisiert worden, obwohl in ihrem Schriftenverzeichnis die beiden englischsprachigen Publikationen MADER (1983) und MADER & TEYSSEN (1985) aufgeführt sind.

Aus dem skizzierten Sedimentationsgeschehen und der Fazies- und Mächtigkeitsverteilung des sohu lässt sich folgendes Subsidenzmuster ableiten. Die Absenkung im inneren Trier-Luxemburger Becken fokussierte nicht mehr so stark auf die Spezialstruktur des Südeifeler Zentralgrabens, stattdessen erfasste sie vermehrt den Bereich des weitaus breiteren Luxemburger Zentralgrabens in seiner Gesamtheit (Abb. 27; Kap. 7.2.3). Vormalige Rand- und Schwellenzonen in der Umgebung wurden stärker in die Senkung einbezogen, vor allem im Osten und Nordosten. Dies erweist sich deutlich in der Außenzone bei Spangdahlem. Dort steht ein nur etwa 30 m mächtiger sot einem immerhin etwa 120–125 m mächtigen soh (soZK+soV) gegenüber.

Im Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone im Norden zeichnet sich nun eine sehr prägnante, breite, rheinische Trogstruktur ab. Innerhalb der Zwischenschichten ist der soZK dort etwa zwei bis drei Mal so mächtig wie der soZM (sot; Teil II: S. 120). Dies könnte auch ein Hinweis darauf sein, dass der Zeitabschnitt des sohu deutlich länger währte als der des sot (mehr dazu in Teil IV: Kap. 8). Die Subsidenz im Eifeler Nord-Süd-Zonen-Bereich war jedenfalls nicht unbedeutend. Die absoluten sohu-Mächtigkeiten sind dort noch recht hoch. Nach einer Tabelle von MADER (1985a: Abb. 2) erreichen sie 90 m (Spalte „Westeifel“), im Typusprofil Kyllburg-St. Thomas (MADER 1984: Abb. 2) erscheinen 100 m. Die in Teil II (S. 121) erwogene Zahlenangabe von 165 m soZK bei Bickendorf im Nordwesten der Trierer Bucht trifft nicht zu, dieser Wert gilt vielmehr für die gesamten Zwischenschichten (soZM+soZK). Dort im Einflussbereich der rheinischen Echternacher Grabenzone könnten aus dem Typusprofil von HEITEL (1979) möglicherweise 87 m sohu abgeleitet werden. Auch die grobe Lithofazies in dieser Region (bei Ehlenz) könnte einen solchen Spezialtrog andeuten (Teil II: S. 79). Grobsande und geringe Gerölmengen könnten dadurch weiter nach Norden gelangt sein, wo sonst eine eher mittel-(bis fein-)sandige Abfolge vorherrscht, in die sich nicht unerhebliche Profilanteile mit Feinsedimenten einschalten (Kap. 6.1).

Die Subsidenzrate zur Ablagerungszeit der Kyllburg-Schichten in der „Westeifel“ begünstigte die Entstehung von vergleichsweise mächtigen fluviatilen Zyklen. MADER (1981, 1982) nannte dafür Werte zwischen 2 und 8 m, es seien jedoch auch Zyklen-Mächtigkeiten von mehreren Dekametern (!) möglich. Temporär waren also erhebliche Rinnentiefen verwirklicht. Auf zeitweise

sehr starke Strömungen deuten horizontalgeschichtete Sandsteine mit Strömungstreifung des Oberen Fließregimes, die insbesondere in den Kyllburg-Schichten vorkommen (MADER 1981b). Überdies erscheinen viele unvollständige, oben gekappte fluviatile Zyklen. Die gesamten Beobachtungen und dazu noch das gesamte Ausmaß der Sand-Vorschüttung machen Hebungen und eine dementsprechende Reliefenergie im Hinterland wahrscheinlich. Es etablierte sich ein großes, dauerhaftes Flusssystem nach Norden (NNE) hin.

Interessant in diesem Zusammenhang sind die kompositionellen Befunde aus dem Oberen Buntsandstein der Nordeifel. In den Schwermineral-Spektren der dortigen Zwischenschichten bildet sich ein markanter Liefergebietswechsel ab (RIBBERT 1995; „krasser Wechsel“). Während im sandig-konglomeratischen unteren Teil („so 1u“) gut gerundete Turmaline dominieren, erscheinen im (tonig-)schluffig-sandigen oberen Teil („so 1o“) weit überwiegend Zirkone. Im tieferen „so 1o“ kommen nach einem graduellen Anstieg zunächst 94 % Zirkone vor, nach oben hin nehmen sie wieder ab. Die weniger häufig auftretenden Turmaline (4,5–14 %) sind im höheren Oberen Buntsandstein deutlich frischer, weniger gerundet als zuvor. Ribbert führte aus, dass im sm- und „so 1u“ mit dem Abtragungsschutt aus dem westlich angrenzenden Paläozoikum noch keine großen Mengen von Zirkonen angeliefert werden konnten. Demgegenüber hätte dann im „so 1o“ ein „Ferntransport“ von Sedimentmaterial stattgefunden. Offenbar ist dort in der Nordeifel in den höheren Zwischenschichten – im sohu – ein neues Liefergebiet zum Zuge gekommen. Angesichts der generellen Feinkörnigkeit der Sedimente ist dieses Hinterland wohl recht weit im Süden zu suchen. Es könnte sich dabei um die Parisische Kordilliere gehandelt haben. Deren sandiges Abtragungsmaterial mit seiner kristallinen Prägung wurde durch den Luxemburger Zentralgraben erst in Südwest-Nordost-Richtung antransportiert und dann durch die Eifeler Nord-Süd-Zone nach Norden (Abb. 26 und 27). Auf den lateralen Untiefebereichen im Osten (Luxemburger Zentralschwelle?, Auwer Schwelle, Deimlinger Devonschwelle) und am Südende der Eifeler Nord-Süd-Zone setzten sich große Teile der mitgebrachten Glimmerfracht selektiv ab (Kap. 6.2). Dieser Vorgang und die Vermischung mit den praktisch glimmerfreien Materialkontingenten aus anderen, rhenoharzynischen Gebieten führten zu einer deutlichen Reduktion der Glimmergehalte nach Norden hin.

Variszisch streichende Hochgebiete zeichneten sich auch im sohu ab, zu diesem Thema können die einleitenden Ausführungen zum gesamten Oberen Buntsandstein herangezogen werden. Dort ist auch schon die moderate Absenkung des Grabens von Thionville im Südosten erwähnt worden. Dies gilt auch für den sohu. Im Umfeld des Mannebachtal-Bohrprofis, im östlichen Nord-Teil des Saargaus (Teil II: Abb. 23b), lässt sich eingrenzen, dass die sohu-Mächtigkeit irgendwo zwischen 36 und knapp 50 m liegt. Bei Mondorf – näher an der Siercker Schwelle – sind es nur noch 22,4 m. Die so-Gesamtmächtigkeit im nördlichsten Saargau mit ihrer schnellen Mächtigkeitszunahme von Ost nach West (Teil II: S. 119) deutet wiederum auf eine rheinische Trogachse hin, kontrolliert durch die Saargauer Grabenzone. Angesichts der deutlichen Subsidenz rheinischer Strukturelemente im Norden (Eifeler Nord-Süd-Zone) wäre es plausibel, dies auch im Süden vor allem dem sohu-Profilabschnitt zuzuschreiben. Im Süd-Saargau passt dazu die eklatant geringe sohu-Mächtigkeit im sehr weit östlich gelegenen Profil Freudenburg (PETERS 1985: 2,3 m Obere Zwischenschichten).

Die Richtung der krustalen Extension im sohu ist wohl gegenüber derjenigen des sot ein kleines Stück weit im Gegenuhrzeigersinn rotiert (Abb. 29). Rheinische Richtungselemente sind etwas stärker mobilisiert worden. Dies zeigt sich sehr deutlich ganz im Norden, in schwächerem Ausmaß in der zentralen Südeifel (Teil II: S. 50) und dann wieder im Südosten, im Saargau. Insgesamt

dokumentiert sich aber immer noch eine vertikaltektonische Mobilität aller drei Richtungssysteme. Im Südwestteil der Trier-Luxemburger Bucht bewirkte die weitflächige Absenkung des Luxemburger Zentralgrabens eine Verstärkung des Reliefgradientens zum Beckenrand im (West-) Südwesten, sodass von dort grober Verwitterungsschutt eingetragen werden konnte. Überdies führte eine weiträumige (relative) Anhebung noch weiter im Südwesten zu einer starken Betonung der Parisischen Kordilliere als kristallines, weitgehend hochmetamorphes Liefergebiet. Von dort kam ein Großteil des Sand- und Siltmaterials, das dann bis in die innere Eifeler Nord-Süd-Zone und nachweislich auch noch bis in die Nordeifel gelangte.

Der Abschnitt des **soho** umfasst im Wesentlichen den Voltziensandstein oberhalb der VG3 (Tab. 3). Am luxemburgischen Nordrand des Untersuchungsgebietes kommen höhere Teile der Intermediärzone hinzu (vgl. Teil I: S. 48ff.), die dort konglomeratisch und Dolomit-reich entwickelt sind („Basiskonglomerat des so2“). Die Mächtigkeitsverteilung und das Faziesmuster des soho zeigt wieder eine sehr deutliche Akzentuierung diagonaler Struktureinheiten, vor allem im Nordwest- und Nordostteil des Untersuchungsgebietes.

In früheren Jahren (NEGENDANK 1983) ist der Voltziensandstein der Trierer Bucht als Resultat einer sehr ausgeglichenen („deltatischen“, vgl. dazu Teil I: S. 51f.) Sedimentation aufgefasst worden. Seine Mächtigkeiten sollten im Raum Trier und im Saargau konstant 20–25 m betragen. WAGNER (1989) schloss sich auf der Grundlage seiner Kenntnis der west-luxemburgischen Randfazies (WAGNER 1982) dem an. Unterhalb der ersten Dolomikritbank des Unteren Muschelkalks sollte in der gesamten Eifeler Nord-Süd-Zone („Eifeler Depression“) ein nahezu gleichmäßig um etwa 20 m mächtiger Voltziensandstein entwickelt sein. Zu den Untersuchungsergebnissen von D. MADER (1985a) stand dies allerdings in deutlichem Widerspruch. Für die „Südeifel“ hatte dieser nämlich generalisierte Mächtigkeitswerte des Voltziensandsteins von 20–45 m tabelliert und für die „Westeifel“ – gemeint war damit nur das Oberbettinger Triasgebiet (vgl. MADER 1979: Tab. 1) – sogar 20–60 m. Solche deutlichen Mächtigkeitschwankungen ließen bereits auf eine differentielle Beckenabsenkung schließen. Bohrungsbefunde waren bei MADER allerdings noch außen vor geblieben (vgl. Teil II: S. 45f. und 81). Spätere flächenhafte Revionskartierungen und die systematische Auswertung von Bohrprofilen und allen verfügbaren Literatur- und Archivbefunden in der Trierer Bucht (LGB & LUWG 2010, DITTRICH 2011a) sowie ergänzende Recherchen im Saargau und in Luxemburg (Teil II) vermittelten dann eine weitflächigere und regional differenzierte Kenntnis der Mächtigkeitsverteilungen. Es ergab sich, dass innerhalb des diagonalen Luxemburger Zentralgrabens und insbesondere im Bereich des Südeifeler Zentralgrabens soV-Mächtigkeiten von bis zu 40 m verwirklicht sind. Am Ausbissrand im äußersten Nordwesten der deutschen Südeifel treten nur Werte von 20–22 m auf. Von dort aus ließ sich in allen einzelnen Diplom-Kartiergebieten auf den TK25-Blättern 6103 Wallendorf, 6003 Mettendorf und 6004 Oberweis (Abb. 24; Indexkarte und Einzelzitate in DITTRICH 2011a) eine schnelle soV-Mächtigkeitszunahme nach Südosten feststellen. Die bei MADER (1985a) genannte Mächtigkeitsdimension der Südeifel kann also in etwa nachvollzogen werden.

In Bohrprofilen erfolgte die stratigraphische Abgrenzung des Voltziensandsteins nicht nur nach der Fazies der Sandsteine, sondern auch anhand der Identifikation des VG3-Leithorizontes. Dies galt auch in der detailliert protokollierten Kernbohrung Oberweis (LGB-Bohrarchiv-Nr. 6004–7, vgl. WEILER 1972). Darin erfolgte in revidierter Grenzziehung gegenüber H. WEILER (und LGB 2005 und DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007: S. 124) die soV-Abgrenzung zwischen 26,25 und 61,20 m Teufe, woraus sich nunmehr eine Mächtigkeit von 34,95 m ergab. Dies entspricht in etwa dem

Zahlenwert des ca. 36,5 m mächtigen soV der wenig weiter südlich gelegenen Spülbohrung bei Bettingen (Bohrung 6004–58). Beide Profile befinden sich im nordwestlichen Randbereich des Südeifeler Zentralgrabens.

Eine soV-Mächtigkeit von bis zu 40 m oder darüber hinaus war von NEGENDANK (1983: S. 69) und nachfolgend dann auch von WAGNER et al. (2012: S. 122) nicht mehr in Erwägung gezogen worden. Der von ihnen verfasste geologische Führer behandelte nicht nur die unmittelbare Trierer Region, sondern auch noch das schon im Bereich des Bitburger Beckens gelegene mittlere Kylltal. Von dort wurde eine fazielle Besonderheit der höchsten Zwischenschichten hervorgehoben (im höchsten „so1b“, S. 118). Beschrieben wurde ein etwa 20 m mächtiger so1b-Werkstein, der dem „so2“-Werkstein faziell ebenbürtig sei. Betont wurde die Gleichartigkeit bzw. starke Ähnlichkeit der Körnung, Schichtung, Bankung, des Bindemittels und der Glimmerführung dieses Sandsteins. Nach meiner Deutung ist auch dies noch Voltziensandstein, der hier insgesamt etwa doppelt so mächtig ist wie bei Trier. Dies entspricht auch dem stratigraphischen Zugang von D. MADER und dem ursprünglichen Zugang bei NEGENDANK (1974: Abb. 13b und S. 50: 40–45 m).

Die beiden Seitenflanken des diagonalen Luxemburger Zentralgrabens zeichnen sich sowohl durch reduzierte Mächtigkeiten als auch durch die jeweilige Lithofazies des Voltziensandsteins als Beckenrand- bzw. als Schwellenzone sehr deutlich ab. Im Nordwesten, in den Gebieten der untersten Alzette und der mittleren Sauer in Luxemburg ist unterhalb der soV-Werksteinzone ein markantes Basiskonglomerat entwickelt. In der Bohrung Bettendorf erscheint ein 6 m mächtiger sandig-konglomeratischer Bereich. Bei Ingeldorf ist es ein Profilabschnitt von mehr als 10 m mit einzelnen Fein- bis Grobkonglomeraten und mit Dolomitbröckelbänken (MADER 1984). In der Bohrung Reisdorf zeigte sich ein 1,76 m mächtiges, markantes Basiskonglomerat mit meist wenig gerundeten Quarzitgeröllen etwa bis 4 cm Größe und kleineren eckigen Quarzen. Diese erst vor wenigen Jahren abgeteufte Kernbohrung machte deutlich, dass das in Nord- und Nordwest-Luxemburg ausgewiesene „Basiskonglomerat des so2“ ein Stück weit (4,14 m) unter der eigentlichen Werksteinzone des Voltziensandsteins endet (DITTRICH et al. in Vorb.). Streng genommen ist es also noch in der Intermediärzone der oberen Zwischenschichten anzusiedeln (IMZ in Tab. 3). Wegen der strukturtiefen, stärker absinkenden Beckenposition des Reisdorf-Profiles und der dort erhöhten Mächtigkeiten war dies gut erkennbar gewesen.

Insgesamt wird deutlich, dass es im höheren soH – am Beginn des soH – zu einer relativen Anhebung des ostardennischen Außenbereichs des Luxemburger Zentralgrabens und zur örtlichen Herausbildung einer groben Proximalfazies gekommen ist. Diese Vorschüttung kam nicht aus dem äußersten Nordwesten Luxemburgs oder von Westen aus Belgien, wie es in früheren Zeitabschnitten des Buntsandsteins zeitweise der Fall gewesen war (smh bzw. sot). Stattdessen wird ihre nördliche Provenienz im regionalen Faziesmuster deutlich abgebildet (Teil II: S. 79f.). Sie breitete sich dort aus, wo die vertikaltektonisch mobile Zone des diagonalen Luxemburger Zentralgrabens ardennisches Gebiet tangiert und frisch „anschneidet“ (Abb. 27). Eine im äußeren Nordwest-Teil von Blatt 6004 Oberweis im soV auskartierte Strömungsrinne in Nordwest-Südost-Richtung (Teil II: S. 80) bestätigt dieses Muster. In dieser östlichen Region und dann auch am Westrand der Eifeler Nord-Süd-Zone sind im Voltziensandstein schon nicht mehr viele Gerölle enthalten.

Die in vorhergehenden Zeiten mobile, variszisch streichende Ardennen-Südrandzone mit dem vorgelagerten Attert-Graben hat im soH an Bedeutung verloren. Dort erscheint nur ein mäßig grober bzw. ein recht feinkörniger Voltziensandstein. Die Mächtigkeiten liegen dort rela-

tiv gleichmäßig um die 20 m (WAGNER 1989). Ein markantes Basiskonglomerat ist dort nicht entwickelt. In der im Attert-Graben gelegenen Bohrung Bettborn ist unter der Werksteinzone allerdings noch eine 4,5 m mächtige „Dolomitbröckelzone“ vorhanden. Es handelt sich um eine lockere, z.T. feinklastische Wechselfolge mit zwei geröllhaltigen Dolomitbröckelbänken (WAGNER 1982). Die soho-Mächtigkeit bemisst sich dort also auf (knapp) 25 m.

Im erweiterten Umfeld der diagonalen Trogachse des Südeifeler Zentralgrabens werden die maximalen Mächtigkeiten erreicht. Dies zeigte sich in Bohrprofilen bei und etwas westlich von Bitburg und „im schwarzen Bornerwalde“ auf Blatt 5906 Manderscheid, wo schon GREBE (1894) einen 40 m mächtigen Voltziensandstein auskartiert hatte. Die Werksteinzone (soVW) ist dort faziell nur noch als „feinkörniger Tonsandstein“ ausgebildet. Auffällig mächtige Ausprägungen der Lettenregion, also eine überdurchschnittlich starke Vertonung des soV, sind auch bei Bitburg mehrfach erbohrt worden. Durch dieses feinere Korn war eine etwas stärkere Kompaktierung der abgelagerten Sedimente möglich. In der Bohrung 6005–60 bei Bitburg wird die Vorschüttung des soho-Basiskonglomerates noch durch basal grobkörnige Sandsteine vertreten.

Weit im Südwesten im Südeifeler Zentralgraben, in der westluxemburgischen Tiefbohrung Koerich, ist ein immerhin noch 27 m mächtiger Voltziensandstein durchteuft worden. Dort im Süden erscheinen Gerölle nur noch sehr untergeordnet (Teil II: S. 91). Der Vergleichswert in der südlicheren Rebiert-Tiefbohrung von nur noch 18,1 m (Teufe 645,1–663,2 m) belegt die Mächtigkeitsreduktion jenseits der Trogachse. In der noch weiter randlich gelegenen lothringischen Bohrung Longwy im Südwesten wurden nur noch 17 m Voltziensandstein ausgewiesen (L. VAN WERVEKE in LUCIUS 1948: Tab. Nr. I).

Nach Südwesten hin schließt sich strukturell die Luxemburger Zentralschwelle bzw. die (deutsche) Auwer Schwelle an. Darauf ist am Ostrand der Trierer Bucht wieder eine spezielle Randfazies entwickelt. Ein klarer Fazieswechsel Zwischenschichten/soV-Werksteinzone vollzieht sich dort nicht. In der entsprechenden Kylltalregion weisen selbst noch Aufschlüsse, die nur wenige Meter unterhalb des Unteren Muschelkalks liegen, nach wie vor typische soZ-Merkmale auf. Es kommen immer noch fluviatile Kleinzyklen mit Dolomitbröckelbänken, geröllführenden Sandsteinen, feineren Stillwassersedimenten, punktuellen Dolomit-Zementen und Violetten Horizonten vor (OEHMS 2006). Es offenbart sich eine geringere Senkungstendenz und die Nähe eines östlichen Hinterlandes. Wasserreiche Flussläufe, die kompakte Sandbänke abgelagerten, haben diese relative Schwellenzone eher gemieden.

Die südöstliche Außenregion der Schwelle dokumentiert sich dann im Bohrprofil Kostermühle östlich von Welschbillig (Abb. 23b: Profil Km), wo der Voltziensandstein schon wieder 40 m mächtig ist. Der benachbarte diagonale Gladbach-Trog bildet sich ab (Abb. 27). Noch weiter südöstlich schließt sich dann das Gebiet der Deimlinger Devonschwelle an. Auch in dieser Schwellenregion existiert die oben geschilderte Problematik einer nicht praktikablen lithofaziellen Abgrenzbarkeit vom Voltziensandstein und den Zwischenschichten (LICHTENSCHIEDT 1999).

Der Glimmergehalt im Voltziensandstein ist generell sehr hoch, wenn man von den ardennischen Einschüttungen im Norden einmal absieht. Mehr oder weniger dicht mit Glimmern belegte Schichtflächen von Feinsandsteinen und glimmerstaubige Überflutungssedimente im höheren Teil prägen das typische Erscheinungsbild. Die fluviatile Anbindung an das Liefergebiet der Parisischen Kordilliere mit ihren Gneisen und Glimmerschiefern ist offenkundig. Die Ver-

breitungskarte von BOURQUIN et al. (2006: Fig. 8C) zeigt, dass sich der südlothringische Beckenrand zum Buntsandstein-Zyklus B7 hin noch einmal um mehrere Kilometer weit nach Westen verschoben hat. Der untere (transgressive) Teil des dort ausgehaltenen Zyklus B7 – sein oberer (regressiver) Teil reicht weit in den Muschelkalk hinein –, entspricht dem Voltziensandstein des Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebietes. Der darunter lagernde Leithorizont des VG3 ist als mehrere Meter mächtige Tonsteinabfolge deutlich identifizierbar (vgl. BOURQUIN et al. 2006: Fig. 2: Bohrung Johansweiller). In der Verbreitungskarte des unteren Zyklus B7 (Fig. 8C) ist südlich des Horsts von Verdun (siehe dazu Abschnitt zum so) generell eine sandige Fazies indiziert. Auf dem Horst selbst setzt sie aus – wohl aufgrund sekundärer Abtragung. Die primäre Beckengrenze verlief dort wohl vom äußersten westlichen Vorkommen in Lothringen aus nach Norden (NNE), zunächst etwa 10–15 km westlich der belgisch-luxemburgischen Grenze entlang, um dann am Ardennenrand in eine nordöstliche Richtung abzdrehen bis hin zum rheinischen Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone (Abb. 26). Innerhalb dieses Beckenraums fanden die glimmerreichen Sandströme aus dem südwestlich gelegenen „Gallischen Land“ ihren Weg nach NNE. Selbst in der nordwest-luxemburgischen Bohrung Bettborn kommen in so2-Sandsteinen größere Hellglimmerplättchen vor (WAGNER 1982: S. 53). Über die erweiterte Siercker Schwellenregion hinweg gelangten sie durch Zuwege zum südwestlichen Luxemburger Zentralgraben und durch den Graben von Thionville. Im südluxemburgischen Adelheid-Profil in Mondorf trat im tiefen so2 „großglimmeriger“ grober Sandstein auf. Bei Hinzunahme von oberen Teilen des dortigen IMZ-Bereichs ergeben sich dort 24,55 m soho (Teufe 460,25–484,80 m). Unter dem eigentlichen Voltziensandstein (so2) erscheint nämlich – ähnlich wie am Nordrand des Beckens – ein Dolomit-reicher sandiger 2,8 m-Abschnitt mit einzelnen Quarzgeröllen. Dieser könnte eine schwache Erhöhung des Reliefgradienten zum Hunsrück-Südrand im damaligen Süden, Südosten und Osten abbilden.

Die Materialanlieferung vom belgischen Beckenwestrand selbst spielte nun kaum noch eine Rolle. Eine gewisse Neueinschüttung von klastischem Material von den dortigen rhenoherynischen Devonschiefern zeigt sich allerdings im Tonmineralspektrum der Gesteine. Im obersten Viertel des bloß 44,4 m mächtigen Oberen Buntsandsteins der Bohrung Rebiere sind darin die Chlorit-Gehalte deutlich erhöht (WAGNER 1982, 1989: etwa 25 % des Tonbestands).

Zusammenfassend gilt, dass die Akzentuierung einer Trogachse im weiteren Bereich des Südeifeler Zentralgrabens und die relative Anhebung seiner Außenzonen für das Subsidenzmuster des soho bezeichnend waren (Abb. 29). Der Graben von Thionville im Südostteil des Untersuchungsgebietes war deutlich weniger mobil. Die Bedeutung variszisch streichender Strukturelemente war vergleichsweise gering. Die Ardennen-Südrandzone, der Attert-Graben und die Deimlinger Devonschwelle traten nicht besonders deutlich in Erscheinung. Kleine Teile der Siercker Schwelle im Südosten ragten zwar noch als Klippen hervor, es ist dort aber ein deutliches Übergreifen der soho-Sedimentation über fehlenden oder sehr geringmächtigen älteren Buntsandstein zu verzeichnen (PETERS 1985: Profil Freudenburg). Die westliche Fortsetzung der Siercker Schwelle fungierte kaum noch als paläogeographische Barriere; die Anbindung an das „gallische“ Liefergebiet im Südwesten war gut. Die rheinische Eifeler Nord-Süd-Zone senkte sich zweifellos ab, der direkte Anschluss an das Beckeninnere im Norden war gewährleistet. Unklar bleibt, ob das Ausmaß der dortigen „axialen“ Absenkung tatsächlich so stark war, wie es das von D. MADER in der „Westeifel“ registrierte Mächtigkeitsmaximum von 60 m annehmen lässt. In der schon stark Korn-verfeinerten Distalfazies des nur reliktsch erhaltenen Oberen Buntsandsteins bei Oberbettingen könnte es – eventuell auch aufgrund von unerkannter Störungstektonik – zu Ansprache- und Abgrenzungsproblemen gekommen sein.

Aus alledem könnte man eine geringfügige Rückrotation der krustalen Extensionsrichtung ableiten. Die deh nende Beanspruchung verlief nun wohl wieder in der eigentlichen Nordwest-Südost-Richtung. Die erneute, schwache Beckenausweitung im französischen Südwesten passt dazu.

7.3.3 Grundzüge und Ursachen der regionalen Beckenentwicklung

Ein kurzes Kapitel soll nun die im Vorhergehenden dargestellten Ergebnisse zu den jeweiligen Beckenkonfigurationen und krustalen Spannungsfeldern zusammenfassend umreißen und auch kausal bewerten. Längere Trends und besondere, Hiatus-artige Umschwünge sollen benannt werden. Dadurch kann eine gewisse hierarchische Abstufung der aufgezeigten tektonischen Ereignisse erfolgen.

Bezogen auf die variskische Orogenese stellte die frühe Trias eine Zeit mit postorogener Abkühlung, Kontraktion und resultierender, lang anhaltender Absenkung der Erdkruste dar (EISBACHER 1996: S. 326). Ein neuer, post-permischer Beckenraum entwickelte sich. Immer größere Areale wurden in das Germanische (oder besser noch: Mitteleuropäische) Becken mit einbezogen. Diese fortschreitende, wenn auch nicht immer kontinuierlich ablaufende Ausweitung des nordwestlichen, westlichen und südwestlichen Beckenrandes ist im Untersuchungsgebiet gut nachzuvollziehen. Sie wird im Folgenden skizziert.

Die Ablagerung des Unteren Buntsandsteins im Graben von Thionville und im Trierer Becken beendete die lange Hochgebietsphase dieser Region, die über die allerhöchsten Abschnitte des Rotliegend (spätes Unterperm) und über den ganzen Zechstein (Oberperm) hinweg angedauert hatte (STETS 2004). Ein Fehlen von Äquivalenten der Calvörde-Formation (s1-Folge) ist möglich, bisher aber nicht sicher zu beweisen (STETS 2013).

Im Wechsel Unterer/Mittlerer Buntsandstein (s2-/s3-Folge) weitete sich dann der Trier-Luxemburgische Beckenraum ganz entscheidend aus. Erstmals wurden der gesamte Bereich des Bitburger Beckens und die Eifeler Nord-Süd-Zone mit abgesenkt. Die Entwässerung zum Germanischen (bzw. Mitteleuropäischen) Becken erfolgte nicht mehr ausschließlich nach ENE und Nordosten durch das Trierer Becken und seine östliche Fortsetzung („Bitburg-Kasseler Senkungsfeld“, Kap. 7.3.1), sondern nun auch und vor allem nach Norden bzw. NNE. Für diese völlig neue Beckenkonfiguration war wahrscheinlich ein deutlich verändertes krustales Spannungsfeld verantwortlich, nämlich eines mit relativ starker WNW-ESE-Dehnung (mehr dazu in Kap. 7.3.4).

Tatsächlich wurde nämlich die Beckenentwicklung nicht bloß durch unspezifische allmähliche Abkühlung und dadurch verursachte Absenkung der Erdkruste gesteuert. Stattdessen spielten vor allem auch eine untertriassische Plattentektonik und die dadurch induzierten großräumigen krustalen Stressfelder eine Rolle. Die Trias war ja die „break-up phase of Pangea“, in der es global zu einer Reorganisation der Kontinentalplatten kam (ZIEGLER 1982). Dehnungsbeanspruchungen setzten an, erste Riftsysteme entstanden. Im Untersuchungsgebiet führte dies dazu, dass sich die Kruste ausweitete, indem alt angelegte Bruchzonen im permisch-devonischen Sockel reaktiviert wurden und etwas nachgaben. So konnten sich gewisse vertikale Relativbewegungen abspielen (Abb. 30). Die größte Hauptnormalspannung σ_1 (Sigma 1) wirkte in der Vertikalen ein, in der Richtung der Gravitation. Der Beckenboden differenzierte sich langsam, allmählich

bildeten sich Tröge und Schwellen heraus. Über den Grad der Aktivität oder Inaktivität der verschiedenen beckengestaltenden Elemente entschieden die jeweilige Orientierung und graduelle Charakteristik des überregionalen krustalen Stressfeldes. Über die Zeitspanne der unteren Trias hinweg variierten diese Parameter. Demzufolge variierten auch Form und Akzentuierung der jeweiligen Senkungsfelder im Trier-Luxemburgischen Randbecken.

In der untertriassischen Beckengeschichte des Untersuchungsgebietes herrschte ein Stressfeld, dessen Hauptnormalspannungen σ_1 , σ_2 und σ_3 so orientiert waren, dass die schwächste Kraft (der „minimum principal stress“, σ_3) in der Horizontalen einwirkte. In dieser σ_3 -Richtung konnte die „gestresste“ Kruste etwas ausweichen, im Effekt entsprach dieses Szenario einer Dehnungsbeanspruchung. In dieser Richtung fand Extension, also eine extensive Verformung statt, mit schwacher Abschiebungstektonik im Untergrund und weiträumiger (flexureller) Differenzierung der Beckenboden-Absenkung an der damaligen Erdoberfläche.

Im Unteren Buntsandstein erfolgte diese Extension in einer etwas Nord-tendierenden Nordwest-Südost-Richtung; eine (N)NW-(S)SE-Richtung lässt sich rekonstruieren (ca. 145–150°, Tab. 4; mehr dazu in Kap. 7.3.4). Im frühen Mittleren Buntsandstein – bei der Ablagerung des smtu – kam es demgegenüber zu einer WNW-ESE-Extension. Auf den ersten Blick könnte man daraus eine Rotation des Stressfeldes im Gegenuhrzeigersinn ableiten. Angesichts der tektonostratigraphischen Ergebnisse in Norddeutschland (vgl. dazu Kap. 7.3.4: Text zur Q-Diskordanz) ist dies jedoch wenig wahrscheinlich. Ein mehr oder weniger kontinuierlicher Übergang des Stressfeldes zu demjenigen des frühen sm fand wohl nicht statt. Stattdessen ist für die s3-Folge – für die Zeit der Ablagerung des smtu am Beginn des Mittleren Buntsandsteins – von einem (ruckartigen?) Neu-Ansetzen einer WNW-ESE-Dehnung auszugehen. Die Zeugnisse der damaligen plattentektonischen Umstellungen verbergen sich im Untersuchungsgebiet in der erweiterten Schichtlücke im stratigraphischen Bereich der Q- und der V-Diskordanz (Tab. 4).

In der s4-Folge, im Gefolge der erneuten tektonischen Ereignisse im zeitlichen Umfeld der D-Diskordanz, war dann eine West-Ost-Extension wirksam (Tab. 4). Im Untersuchungsgebiet fehlen Sedimente der s4-Folge (vgl. Kap. 7.3.4: Text zur Harsberg-Diskordanz). Die Rekonstruktion dieser Dehnungsbeanspruchung basiert auf dem Subsidenzmuster in der Hessischen Senke (siehe letzten Abschnitt von Kap. 7.3.4). Möglicherweise hat nun tatsächlich eine Rotation des

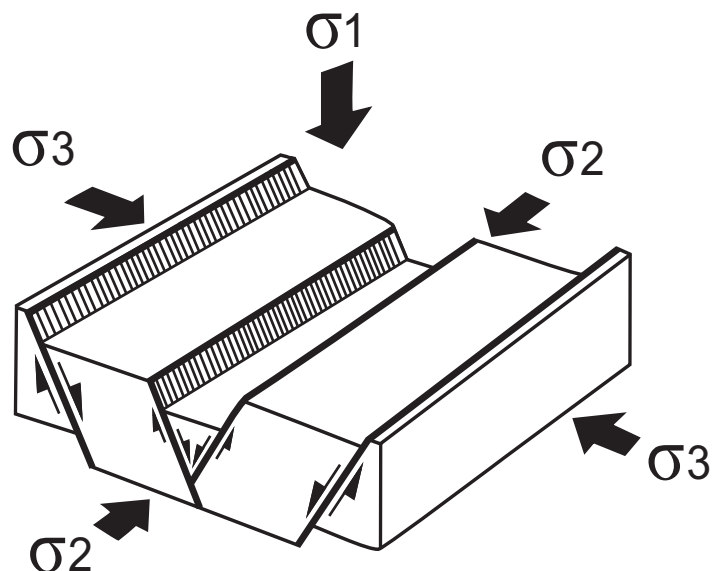


Abb. 30: Krustales Spannungsfeld mit sehr geringer kompressiver, de facto dehnender Beanspruchung. Es herrscht ein extensives Regime, es kommt zu Abschiebungstektonik und Grabenbildung. Gezeigt wird die Anordnung der drei Hauptnormalspannungen σ_1 (die stärkste), σ_2 (die mittlere) und σ_3 (die schwächste; Ausschnitt aus DITTRICH 2014: Abb. 86 nach LETOUZEY 1986, vereinfacht).

Stressfeldes im Gegenuhrzeigersinn stattgefunden. Wenn ein solches Spannungsfeld mit West-Ost-Dehnung auch im Untersuchungsgebiet wirksam gewesen ist – was anzunehmen ist –, dann könnten (geringmächtige) Sedimente der s4-Folge früher einmal in der Eifeler Nord-Süd-Zone existent gewesen sein. Angesichts der nicht sehr großen heutigen smt-Gesamtmächtigkeit in der „Westeifel“ (vgl. MADER 1985a: Abb. 2) von einigen Zehner Metern, die ihrerseits noch stratigraphisch aufzuteilen sind in s3-, s4- und s5-Äquivalente, ist deren Erhaltung jedoch sehr unwahrscheinlich. Ob in den Bereichen der rheinischen Echternacher und Saargauer Grabenzone im tief versenkten Bitburger Becken noch s4-Relikte existieren, ist unklar, da derart tief reichende Bohrprofile fehlen. Vermutlich ist aber im s4 von vergleichsweise schwacher Subsidenz und auch von einer zwischenzeitlich verminderten Beckenausdehnung auszugehen. Dies zeigt der Vergleich mit den Gegebenheiten in der Pfalz und in Hessen (Kap. 7.3.4).

Der Trier-Luxemburgische Ablagerungsraum der s5-Folge (des smto) erweiterte sich dann wieder, über die älteren Beckenränder hinweg. Im Nordosten des Untersuchungsgebietes ist dies wahrscheinlich und auch im gallischen Einzugsgebiet (Kap. 7.3.2). Vor allem der höchste smto, der Schichtabschnitt der Violettschichten (sVS) könnte eine Phase der Beckenausweitung markieren (Teil II: S. 100). Derartiges deutet sich im Profil der mittelluxemburgischen Kernbohrung Mersch an. Dort im Südwest-Teil der Trogachse des Luxemburger Zentralgrabens (Bitburger Beckens) ist es wohl der höchste smto, der auf den devonischen Sockel übergreift. Die generelle Prägnanz des Bitburger Beckens mit seiner (diagonalen) Südwest-Nordost-Trogachse macht eine recht exakte Nordwest-Südost-Extensionsrichtung wahrscheinlich. Mit dem Subsidenzmuster der Hardeggen-Formation in der Hessischen Senke ist dies im Einklang (letzter Abschnitt von Kap. 7.3.4). Die Rotation des überregionalen Stressfeldes im Gegenuhrzeigersinn war offenbar abgebrochen. Die Dehnungsbeanspruchung setzte wieder neu an, und zwar in der früher schon verwirklichten Nordwest-Südost-Richtung. Erneut konnten alle drei Richtungssysteme gleichzeitig mobilisiert werden.

Die Ablagerung des Höheren Mittleren Buntsandsteins (smh, s6-Folge) folgte dann einem völlig anderen Szenario. Zum einen ging sie mit einer sehr deutlichen West- und Südwest-Erweiterung des linksrheinischen Beckenraumes einher. Das westliche Luxemburg wurde erstmals zum Sedimentationsraum (Teil II: Abb. 21b). Im Detail war die Beckenausgestaltung völlig anders als zuvor. Diagonale Strukturen spielten nur noch eine geringe Rolle. Auch war das Baselevel (die Erosionsbasis) anfangs stark erniedrigt. Es manifestierten sich die starken tektonischen Ereignisse im Zusammenhang mit der H-Diskordanz (s5/s6-Diskordanz). Wahrscheinlich herrschte nunmehr eine Dehnungsbeanspruchung in Nordost-Südwest-Richtung (mehr dazu in Kap. 7.3.4).

Im Grenzbereich sm/so (S-Diskordanz, Tab. 4) hat dann wohl eine recht schnelle und deutliche Umorientierung des Stressfeldes stattgefunden. Überdies waren die beiden horizontalen Hauptnormalspannungen σ_2 und σ_3 ihrem Betrag nach wohl deutlich verschieden. Diese neue starke Dehnungsbeanspruchung ermöglichte im sot die erstmalige Mobilisierung der schmalen, langgestreckten Sockelfuge des Südeifeler Zentralgrabens (Kap. 7.3.2, Abb. 29). Für den gesamten Oberen Buntsandstein ist wieder eine Nordwest-Südost-Extension zu rekonstruieren. Allerdings gab es über die Gesamtdauer hinweg gewisse Schwankungen. So zeigt sich im sot eine leichte, Nord-tendierende Abweichung von der Nordwest-Südost-Richtung (145°?) und im sohu eine West-tendierende Abweichung (125°?). Erst im soho war dann wohl die eigentliche Nordwest-Südost-Richtung von etwa 135° verwirklicht (Tab. 4). Im Zuge dieser zweifachen Veränderung des Subsidenzmusters kam es zu einer stetigen West- und Südwest-Erweiterung des Becken-

Subgruppe	Folge	Unterfolge	Formation / Subfm. im inneren Becken	Tektonische Ereignisse im inneren Becken	Schichtenfolge Pfälzer Mulde*	Tektonostrat. Trier-Luxbg.**	Extensionsrichtung ^Δ
Oberer Buntsandstein	s7-Folge	s7-4-Uflg.	Röt-4-Subfm.	<p>G-Diskordanz Hebung, Bruchtektonik? K-Diskordanz [⊙]</p> <p>S-Diskordanz (Bruchtektonik, Hebung) [Rifting]</p> <p>H-Diskordanz (Rifting, Bruchtektonik, Hebung, Salzbeugung) [schwache Faltung]</p>	Volziensandstein	soho	↗↘ ↗↘ ↗↘ ↗↘
		s7-3-Uflg.	Röt-3-Subfm.		Zwischenschichten	sohu	
		s7-2-Uflg.	Röt-2-Subfm.		untere	sot	
		s7-1-Uflg.	Röt-1-Subfm.		Violette Grenzzone Hauptkonglomerat	smh	
Mittlerer Buntsandstein	s6-Folge		Solling-Formation	<p>Hb-Diskordanz ^{⊙⊙}</p> <p>D-Diskordanz (Rifting, Bruchtektonik)</p> <p>V-Diskordanz (Rifting, Bruchtektonik) Q-Diskordanz (Rifting, Bruchtektonik)</p>	Obere Felszone	smtu	↗↘ ↔↔ ^{ΔΔ} ↗↘
	s5-Folge		Hardegsen-Formation		Obere Felszone	smtu	
	s4-Folge		Detfurth-Formation		Obere Felszone	smtu	
	s3-Folge		Volpriehausen-Formation		Obere Felszone	smtu	
Unterer Btsdst.	s2-Folge		Bernburg-Formation	<p>V-Diskordanz (Rifting, Bruchtektonik) Q-Diskordanz (Rifting, Bruchtektonik)</p>	Schlossberg-Sch. Rehberg-Schichten	su	↗↘
	s1-Folge		Calvörde-Formation		Trifels-Schichten	su	

Tab. 4: Tektonische Ereignisse (Diskordanzen) im inneren Germanischen Becken, im Vergleich mit denen im linksrheinischen Buntsandstein (nach RÖHLING et al. 2018, ergänzt nach LGB 2005, DITTRICH 2016b und neueren Befunden; Unterer Buntsandstein verkürzt und vereinfacht verzeichnet; *: Schichtglieder und Diskordanzen (regional wechselnde Schichtausfälle darunter nicht vollständig dargestellt), **: Tektonostratigraphie des Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebietes mit den regionalen tektonischen Ereignissen und den davon abgetrennten beckenodynamisch homogenen Einheiten, zu speziellen Richtungen der jeweiligen kristallinen Dehnungsbeanspruchung, Südwest-Teil des Beckens, vgl. Text, [⊙] = Harsberg-Diskordanz nach DITTRICH 2016b, ^Δ: hier rekonstruierte Richtungen der jeweiligen kristallinen Dehnungsbeanspruchung, runde Pfeile: Rotationsrichtung des Stressfeldes, ^{ΔΔ}: nach dem Subsidenzmuster in der Hessischen Senke, vgl. Text).

raums (Kap. 7.3.2). Am Ende des Buntsandsteins, im soho (Votziensandstein i.w.S.), war die untertriassische Beckenausdehnung am weitesten fortgeschritten. Im Unteren Muschelkalk setzte sie sich dann fort.

Insgesamt betrachtet zeigt sich die besondere Bedeutung der Südwest-Nordost-Extension in der Untertrias. In ihrer „reinsten“ Form bildet sich diese in der s5-Folge und dann wieder in der s7-4-Unterfolge ab (Tab. 4), angenähert auch in der s3-Folge und in den Unterfolgen s7-1 bis s7-3. Ein dementsprechendes Stressfeld mit σ_3 in Nordwest-Südost-Richtung und σ_2 in Nordost-Südwest-Richtung (vgl. Abb. 30) entsprach wohl der plattentektonischen Gesamtkonstellation zur Zeit der Buntsandstein-Sedimentation. Dies bedeutet auch, dass es damals zu einer gewissen „Einspannung“, einem schwachen „Andruck“ in Nordost-Südwest-Richtung kam. Die s6-Folge stellte allerdings eine – im geologischen Wortsinn – „kurze“, aber prägnante Ausnahmesituation dar, mit gänzlich andersartigen Plattenbewegungen (H-Diskordanz!). Derartige zeitliche Differenzierungen in den untertriassischen Riftzonen West-, Mittel-, Nord- und Nordosteuropas zu verifizieren, wäre sicherlich interessant. Die u.a. von ZIEGLER (1982, 1990: Anlage 20) verzeichneten Riftzonen streichen nämlich sowohl in Nordost-Südwest-, als auch in Nordwest-Südost-Richtung. Entscheidend ist, welche von ihnen in welchen Buntsandstein-Folgen aktiv waren. Weitergehende Recherchen dazu übersteigen aber den regionalen und zeitlichen Rahmen dieser Untersuchung.

7.3.4 Vergleich der hier rekonstruierten tektonischen Ereignisse und Subsidenzmuster mit denen des saarpfälzischen und des rechtsrheinischen Buntsandsteins

Anmerkungen zur Methodik

Im hier bearbeiteten proximalen Randbecken am Westrand des Mitteleuropäischen Gesamtbeckens (Teil I: Abb. 2) ist ein völlig anderer methodischer Ansatz zur Identifikation von Diskordanz-Niveaus innerhalb der Buntsandstein-Abfolge zur Anwendung gekommen, als es im inneren (Germanischen) Becken üblicherweise der Fall war. Dort in Nord- und Mitteldeutschland, in den weitflächig durchhaltenden Bankfolgen relativ feinkörniger Sand-, Silt- und Tonsteine, war in Logprofilen eine hochauflösende laterale Korrelation von Schichtabschnitten möglich. Einzelabfolgen oder spezielle Horizonte konnten viele Zehner oder sogar Hunderte Kilometer verfolgt werden. An und auf alten Schwellenzonen zeigten sich in einzelnen Niveaus deutliche Schichtausfälle. So ließen sich mehrere Diskordanzen identifizieren und in ihrem regional wechselnden Ausmaß quantifizieren (vgl. dazu etwa RÖHLING 1991). Eine große Anzahl von geophysikalisch vermessenen (Tief-)Bohrungen gewährleistete eine hohe Auflösung und Sicherheit der Rekonstruktion.

Ganz anders in der Trier-Luxemburger Bucht. Log-Korrelationen sind dort kein geeignetes Mittel zur Fixierung von tektonischen Ereignissen. Die Sedimentabfolgen sind weitgehend grobklastisch. Sie sind mittel- oder grobsandig, häufig geröllführend oder sogar insgesamt konglomeratisch. Die jeweiligen Fining-upward-Zyklen, oben oft erosiv gekappt, können fluviatil-autozyklischen lokalen Zufälligkeiten unterworfen sein. Auch können die Gamma-Logs durch die Petrographie der im Bohrprofil zufällig durchteuften Klasten beeinflusst werden. Vor allem aber sind Bohrprofile nicht überall verfügbar, in manchen Regionen sehr selten oder gar nicht, auch sind sie nicht systematisch geophysikalisch vermessen worden.

Deshalb ist hier anders verfahren worden. Die klassischen Diskordanzen mit Schichtausfällen in Rand- und Schwellenzonen sind ja im Wesentlichen der Ausdruck von tektonischen Ereignissen.

Verschiedenartige Schollenbewegungen, regionale Hebungen und Senkungen oder sogar Rifting-Ereignisse haben so ihre Spuren hinterlassen. Meist sind dabei andere Beckenkonturen und andere interne Absenkungsmuster entstanden. In den Randbereichen konnte es zu verstärkten oder/und zu anders zusammengesetzten Materialeinschüttungen kommen. Andere Liefergebiete wurden aktiviert. Solche Parameter können im Untersuchungsgebiet ohne weiteres bestimmt werden. Räumlich wechselnde Materialeinschüttungen und großräumig veränderte Mächtigmuster sind wichtige Hinweise auf tektonische Ereignisse. Deren Zeitlichkeit – deren stratigraphische Position – müsste derjenigen der Diskordanzen im rechtsrheinischen Beckenraum vergleichbar sein. Allerdings können auch Unterschiede der Auflösungsgenauigkeit existieren.

Der früh- und spät-variskisch deformierte Untergrund der Trier-Luxemburger Bucht war durch verschiedene Bruchrichtungen zerstückelt. Bei überregional angreifenden kontinentalen Spannungsfeldern konnte dieser Krustenbereich zwischen den großen Blöcken der Ardennen, der Eifel und des Hunsrücks variabel reagieren. Wechselnde Schollenfelder senkten sich ab, woanders kam es zu relativer Anhebung. All das hat im Sedimentrekord Spuren hinterlassen.

Zur Bewertung der Ereignisse stehen bei uns in der Trier-Luxemburger Bucht nicht so vorbildliche, auf großen Datenmengen basierende Isopachenkarten zur Verfügung, wie es in der Hessischen Senke der Fall ist (DERSCH-HANSMANN 2013, mehr dazu am Ende dieses Kapitels). Dort konnten sie für den Mittleren Buntsandstein sogar nach den einzelnen Formationen aufgeschlüsselt erarbeitet werden. Ganz anders ist die Situation im Untersuchungsgebiet. Hier existieren in manchen strukturtiefen Regionen nur Einzelwerte, die lediglich eine nicht näher spezifizierte Senkungsregion anzeigen. Daraus allein wäre die Ausformung und genaue Natur der umgebenden Senkungsstruktur nicht abzuleiten gewesen. Sehr wesentlich dafür waren die Vorarbeiten der letzten Jahrzehnte. Dabei haben umfangreiche Untersuchungen zur Lokalisierung und Klassifikation von Bruchzonen im variskisch deformierten Untergrund der Trier-Luxemburger Bucht stattgefunden, die sich ihrerseits in das überlagernde mesozoische Deckgebirge durchgepaust haben (Dissertation DITTRICH 1989 und weitere Auswertungen). Verschiedene strukturelle Großeinheiten hatten sich ableiten lassen. Nachfolgend war untersucht worden, ob und in wieweit sich derartige Strukturen – Hoch- und Tiefzonen – in der höheren Trias syndimentär ausgewirkt und abgezeichnet haben. Im Muschelkalk und vor allem im Keuper – in dem eine sehr feine fazielle Abbildungs-genauigkeit existierte – ließ sich das recht gut bewerkstelligen. Diese stratigraphisch jüngeren und hier nur einige Meter oder Zehnermeter mächtigen Schichteinheiten stehen auch noch sehr weit innen in der Trier-Luxemburger Großmulde oberflächlich an, oder sie waren durch mitteltiefe Bohrungen leicht zu erfassen und zu durchteufen gewesen. Die vorhandene Datenbasis war daher umfangreich und sehr weitflächig gewesen. Die alt-angelegten und in der höheren Trias mehr oder weniger stark mobilen tektonischen Einheiten konnten so in ihren Konturen relativ gut rekonstruiert werden. Bei langjährigen Kartierkampagnen, mit gezielten Forschungsbohrungen, systematischen Archivbohrungs-Ansprachen und mit faziellen Spezialauswertungen im rheinland-pfälzischen Anteil der Trier-Luxemburger Bucht konnte der Kenntnisstand zum strukturellen Aufbau und zum syndimentär-tektonischen Geschehen in der Trias allmählich weiter verfeinert werden (u.a. DITTRICH 2005, et al. 1998, 2005, LGB & LUWG 2010, WAGNER & DITTRICH 2010, DITTRICH im Druck a, c). Die Summe dieser Ergebnisse erlaubte eine weitaus bessere Rekonstruktion von mittel- und obertriassischen Absenkungsmustern, als es 1989 noch der Fall gewesen war. In der vorliegenden Untersuchung (Teil II und III) ist dies schließlich auch für den mächtigen, stratigraphisch komplexen und zum Teil tief versenkten Buntsandstein angegangen worden. Die einzelnen Beckenkonfigurationen seiner Teilabschnitte konnten nunmehr relativ gut angenähert werden.

Diskussion älterer Interpretationen von D. Mader (1979–1992)

Der zuvor geschilderte räumlich-geometrische Zugang mit einer Schollen- und Bruchlinien-bezogenen Rekonstruktion der verschiedenen Absenkungsmuster im gesamten Buntsandstein ist ein neuer methodischer Ansatz für den Buntsandstein des Untersuchungsgebietes. In einfacherer Form war etwas Ähnliches bereits von MADER (1985b) angegangen worden. In einer englischen Veröffentlichung zur Paläogeographie und zur „paläotektonischen Signifikanz“ von Buntsandstein-Konglomeraten, wie es im langen Titel extra angekündigt war, waren „paläotektonische Sequenzen“ nur kurz erwähnt worden. Zu deren Erklärung wurden ganz allgemein (nicht einzeln benannte) „uplift events“ in (nicht näher spezifizierten oder differenzierten) Liefergebieten vermerkt (S. 55). Danach sei es jeweils zu einer kontinuierlichen Relieferniedrigung des Hinterland-Reliefs gekommen. Sogar Zeiten völliger tektonischer Ruhe nach einer finalen Einebnung („peneplanation“) wurden als Möglichkeit genannt. Neben diesem mono-kausalen tektonischen Deutungsansatz sind keine anderen Steuerungsfaktoren wie etwa Veränderungen des überregionalen Baselevels oder des Klimas erwogen worden.

Zur Skizzierung der Beckenentwicklung hatte MADER (1985b: S. 54) schematisierte Verbreitungs- und Fazieskarten des smt („Karlstal-Schichten“), des smh, des soV und des Muschelsandsteins (mu) dargestellt. Darin war immer nur von longitudinalen Faziesgürteln entlang eines rheinisch ausgerichteten Westrandes der Eifeler Nord-Süd-Zone ausgegangen worden. Damals geschah dies noch in Anlehnung an LUCIUS (1941, 1948) und in Unkenntnis der westluxemburgischen Tiefbohrungen. Pauschalisierend wurde angenommen, dass in der Südeifel im Buntsandstein allgemein ein nordwärtiger „axialer Hauptsedimentstrom“ mit einer „axial-longitudinalen Sedi-mentanlieferung aus dem distalen Hauptabtragungsgebiet“ stattgefunden habe (MADER 1985a: Text zu Abb. 4). Die umfangreichen Befunde von WEILER (1972) zur Südwest-Nordost (diagonal) ausgerichteten Konfiguration des Bitburger Beckens (und weiter im Süden; vgl. Teil II: S. 81f.) hatten dabei keine inhaltliche Berücksichtigung gefunden.

Überdies meinte MADER (1985b: S. 1), im Verlauf des Buntsandsteins einen kontinuierlichen Süd-west-wärtigen „Shift“ der Herkunftsgebiete grober Klastika erkennen zu können. Allerdings hat sich diese Aussage auf ein Eifeler Untersuchungsgebiet bezogen, das nach Süden hin bloß etwa bis Trier reichte. Darin waren die jeweils angedeuteten Liefergebiete immer an einem rheinisch ausgerichteten westlichen Beckenrand positioniert worden. Südwest-Luxemburg und Lothringen waren damals noch unberücksichtigt geblieben.

In Hinblick auf die zeitliche Dichte der Erfassung waren die Ausdeutungen von MADER (1985b) besonders problematisch. Nach den „Usch-Schichten“ (smh; damals stratigraphisch noch als die untere Einheit der insgesamt dreiteiligen Zwischenschichten interpretiert, vgl. MADER 1979) war nämlich erst wieder der Voltziensandstein in seiner Faziesverteilung abgebildet und ausgewertet worden. Die dazwischen angesiedelten, sehr aussagekräftigen beiden Teileinheiten der heute nur noch zwei-teiligen Zwischenschichten (soZM und soZK) sind erstaunlicherweise ausgelassen worden; eine Darstellung ihrer flächenhaften Faziesverteilungen fehlte. Auf diese Weise ist das deutliche regionale „Umspringen“ der damaligen Liefergebiete (vgl. Kap. 6.5 und Abb. 29) unerkannt und bei der Gesamtausdeutung unberücksichtigt geblieben.

Einzelne kurze Darlegungen zur Einwirkung tektonischer Prozesse auf das Sedimentationsgeschehen des Eifeler Buntsandsteins waren schon in früheren Publikationen von D. MADER enthalten gewesen. Bei MADER (1983: S. 55) etwa wurden vier „Megazyklen“ (megacycles) abgetrennt, die jeweils von Hebungsbewegungen initiiert worden seien. Der erste davon sollte

den „Mittleren Buntsandstein“ umfassen. Wegen vielfältiger Unsicherheiten der damaligen stratigraphischen Korrelation Pfälzer und Eifeler Schichteinheiten sind die Aussagen dazu – zu Trifels-, Rehberg- und (damals noch drei-teiligen) Karlstal-Schichten – nicht wirklich klar und nicht hinreichend genau auf die hiesigen Darlegungen übertragbar. Der zweite Megazyklus sollte an der Basis des „Oberen Buntsandsteins“ beginnen, womit damals die „Usch-Schichten“ gemeint waren, also der smh. Der dritte sollte die Kyllburg-Schichten umfassen, der vierte den Voltziensandstein bis in den Unteren Muschelkalk hinein. Jeweils am Beginn der vier Megazyklen sei durch tektonische Hebungen in den Liefergebieten ein starkes Relief generiert worden. Diese Aussagen blieben ganz allgemeiner Natur, konkrete örtliche oder kausale Details wurden nicht genannt. Nachfolgend sei bei tektonischer Ruhe das neue Relief eingeebnet worden („erosional downcutting during tectonical quiescence“). Die zwei erstgenannten Ereignisse seien von großer Bedeutung für die megazyklische Entwicklung gewesen (S. 55: „main resets“), die zwei nachfolgenden vergleichsweise untergeordnet („minor recurrences“).

Der Deutungsansatz der hier vorgelegten Untersuchung ist anders. Demnach war die die tektonische Einwirkung nicht auf singuläre Ereignisse beschränkt. Auch wird nicht bloß eine anfängliche ruckartige vertikale Neubelebung des Hinterlands-Reliefs angenommen, sondern ein generell verändertes kontinentales (und sich weiter veränderndes) Spannungsfeld. Dieses hat dann über längere Zeit in ähnlicher Art eingewirkt und im Beckenraum langsame vertikale Relativbewegungen verursacht. Dadurch ist es zur (statistischen) Nachzeichnung von Trogachsen und Schwellenzonen gekommen. Völlige „tektonische Ruhe“ war wohl kaum je verwirklicht, die regional differenzierte Subsidenz war mehr oder weniger dauerhaft wirksam. Konkrete synsedimentär aktive Störungen waren auch von MADER (1983: S. 57) in Abrede gestellt worden („non-fault-related downsinking of the basin floor“). Unbestritten ist, dass die Eifeler Nord-Süd-Zone schon variskisch angelegt worden ist, als langgestreckte Einsenkung der damaligen Faltenachsen (Achsendepression, MEYER 2013). In der Trias senkte sie sich dann eher ruhig und mehr oder weniger flexurell ab. D. MADER war damals – in Übertragung älterer Publikationen aus dem Bereich des Saxothuringikums (und Moldanubikums) in Frankreich – von einem recht „stabilen intrakratonischen Environment“ ausgegangen. Dies kann aber sicher nicht auf das Untersuchungsgebiet übertragen werden. Der rhenoheryzynische Untergrund der Trier-Luxemburger Bucht war nicht ganz so starr und unflexibel wie die südlichen, ihrerseits kristallinen und stärker konsolidierten Gebirgsbereiche der Varisziden (Saxothuringikum und Moldanubikum). Auch hat die alt-angelegte „Quersenkens“-Struktur der Eifeler Nord-Süd-Zone sicher dazu beigetragen, dass das hiesige devonisch-permische Unterlager auf die wechselnden Spannungsfelder der Untertrias vergleichsweise differenziert reagieren konnte. Es war eben kein starres „intrakratonisches Environment“.

Parallelisierung und Diskussion der einzelnen Diskordanzen

Die **Q-Diskordanz** markiert im inneren Germanischen Becken die Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein. Sie unterlagert den Quickborn-Sandstein, der in den Tabellen von LEPPER et al. (2013) und RÖHLING et al. (2018) als Quickborn-Subformation zwischen der liegenden Q- und der hangenden V-Diskordanz ausgewiesen wurde. Der stratigraphische Rang dieser bis (über) 90 m mächtigen Schichtpartie ist strittig (Subformation? Formation?). Sedimente dieses Alters sind nur im zentralen Teil des Norddeutschen Beckens erhalten geblieben (LEPPER et al. 2013: S. 96). Für den erweiterten Proximalbereich, so auch für das Untersuchungsgebiet, ist diese Diskordanz unerheblich, sie „verschwindet“ unter der V-Diskordanz. Die in Kap. 7.3.3 erwogene Rotation des kontinentalen Stressfeldes über diese Zeitspanne hinweg (Tab. 4) lässt sich bei Berücksichtigung der Ergebnisse von RÖHLING (2013: Abb. 8.1.5.1-5) nicht aufrechterhalten.

Das dort ermittelte Mächtigmuster des Quickborn-Sandsteins zeigt nämlich eine deutliche, langgestreckte Trogform mit ESE-WNW-Ausrichtung, was eine eher Nord-Süd-verlaufende Dehnungsbeanspruchung nahelegt (NNE-SSW?). Offenbar besteht eine tektonostratigraphische Eigenständigkeit dieses Abschnitts. Ein Formations-Rang des norddeutschen Quickborn-Sandsteins (TIETZE & RÖHLING 2013: Tab. 7.3-1, RÖHLING 2013: Tab. 8.1.3-1) ist also plausibel.

Die im Germanischen Becken ausgewiesene **V-Diskordanz** liegt im Untersuchungsgebiet zwischen den Einheiten su und smt (bzw. smtu, Tab. 4). Überlagert wird sie von den ausgedehnten Grobsedimenten des Biewer-Konglomerates (sBK) im Trierer Becken und des Basalkonglomerates (sBlk, Tab. 3) im Bitburger Becken. In der Pfalz leitet die wechselnd geröllführende Sandsteine der Karlstal-Felszone (sKF) den Mittleren Buntsandstein ein (LGB 2005). Die Milieuänderung sowie die Umgestaltung und Erweiterung des Beckens ist in allen linksrheinischen Regionen sehr deutlich. DACHROTH (2013: S. 501f + 512) beschrieb diese Umstellungen großräumig für die „Lothringen-Pfalz-Senke“. Anstelle von V-Diskordanz ist dabei der Lokal-Begriff „Saar-Diskordanz“ verwendet worden, in Anlehnung an DACHROTH (1988). Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet setzte oberhalb der V-Diskordanz erstmals eine fluviatile Entwässerung nach Norden durch die Eifeler Nord-Süd-Zone ein (Kap. 7.3.2). Auch individualisierte sich nun das Bitburger Becken als ausgedehnter neuer Senkungsraum.

Die **D-Diskordanz** trennt im inneren Germanischen Becken die Volpriehausen- von der Detfurth-Formation (Tab. 4). Auch in der Pfalz ist sie nachgewiesen, am Top der Oberen Karlstal-Schichten (sKo). In strukturtiefen Teilen der Pfälzer Mulde – etwa im Trogachsenbereich der Nordpfälzer Teilmulde auf Blatt 6611 Hermersberg (DITTRICH 2015a) – liegen über der D-Diskordanz die unteren Abschnitte der Oberen Felszone, die der Detfurth-Formation entsprechen (DITTRICH 2016b: Tab. 1, RÖHLING et al. 2018: Abb. 6). Unterhalb der Diskordanzfläche sind die Oberen Karlstal-Schichten unterschiedlich stark gekappt, in Abhängigkeit von der Distanz zur Senkungsachse zeigen sich verschiedene Ausprägungen der Abtragung und Resedimentation (DITTRICH 2016b: S. 175f). Die jüngsten sKo-Abfolgen mit ihrer sogenannten Wallhalben-Fazies – wahrscheinliche Äquivalente der rechtsrheinischen Aviculaschichten – sind nur noch in der oben genannten Trogachse erhalten geblieben (DITTRICH 2015a: S. 21f.). Im noch proximaler gelegenen Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet sind solche Äquivalente bisher nicht zu identifizieren gewesen, möglicherweise fehlen sie in einer größeren Schichtlücke. Die D-Diskordanz liegt dort über der Geröllarmen Wechselfolge (im Trierer Becken) bzw. über den Unteren Densborn-Schichten (im Bitburger Becken). In beiden Fällen handelt es sich meist um orangestichige, nur wenig verfestigte und weitestgehend feinschichtig ausgebildete Sandsteinserien („parallelgeschichtete Sandsteine“ bei NEGENDANK 1983; smP1 bis smP3 bei WAGNER et al. 2012; vgl. auch Teil I: S. 32), die den Oberen Karlstal-Schichten ähnlich sind.

Die **Harsberg-Diskordanz** ist eine Diskontinuität zwischen der s4- und der s5-Folge, die im rechtsrheinischen Germanischen Becken bislang nicht ausgewiesen worden ist (Tab. 4). Hinweise auf eine Diskordanz im Grenzbereich Detfurth-/Hardeggen-Formation bestehen allerdings auch dort. Von TIETZE & RÖHLING (2013: S. 251f.) waren einzelne Argumente für eine Diskordanz an der Basis der s5-Folge in mehreren rechtsrheinischen Gebieten angeführt und diskutiert worden. Allerdings waren die angeführten Gegebenheiten möglicherweise noch nicht ausreichend abgesichert und beweiskräftig, da die Einführung einer solchen Diskordanz im Beckeninneren schließlich unterblieb. Es gilt aber, dass die Auswirkungen von umgestalteten Beckenkonturen in Randbereichen naturgemäß stärker zum Tragen kommen. Diskordanzen können hier deutlicher erkennbar sein, durch Schichtlücken und/oder durch die Aktivierung andersartiger Liefergebiete.

Linksrheinisch, in der Pfälzer Mulde, ist die Harsberg-Diskordanz innerhalb der Oberen Felszone (sOF) von DITTRICH (2016b) ausführlich beschrieben und neu benannt worden. In den Erläuterungen zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016 ist sie dann auch vermerkt worden (RÖHLING et al. 2018: Abb. 6). Ihr Name ersetzt den Begriff „Trulbe-Diskordanz“ aus dem stratigraphischen Schema von DACHROTH (2013: Abb. 8.6-1; Abb. 33), dessen Herleitung in mehrfacher Hinsicht vage und fehlerbehaftet war (vgl. Ausführungen bei DITTRICH 2016b: S. 179). Der neue Begriff bezieht sich auf eine kleine pfälzische Ortschaft, die einem konkret dokumentierten Aufschluss der Oberen Felszone mit entsprechenden stratigraphischen Hinweisen am nächsten liegt. In weiten Teilen der Pfalz fällt die s4-Folge unter der „Harsberg-Diskordanz“ aus. Im Bereich alter Trogachsen sind noch mehrere Meter mächtige, oben diskordant gekappte Relikte davon erhalten geblieben. Es sind basal relativ geröllreiche, nach oben hin verfeinernde Sandsteine, die unterhalb der sOF-typischen „Kugelfels“-Abfolge („Kugelfelszone“) lagern, abgetrennt durch eine unregelmäßig ausgestaltete Diskordanzfläche (DITTRICH 2016b: Abb. 6). Die „Kugelfelsen“ sind Äquivalente der unteren Hardeggen-Formation (s5-Folge); ihr auffälliges Erscheinungsbild ist in einer speziellen Publikation umfassend beschrieben und genetisch ausgedeutet worden (DITTRICH 2016a). DACHROTH (2013) war hingegen von einem völligen Fehlen von Äquivalenten der Detfurth-Formation (s4-Folge) innerhalb einer großen Schichtlücke ausgegangen. Zu den Darstellungen von DITTRICH (2003: Tab. 1) und LGB (2005: Tab. 24a), wo für die pfälzische Oberen Felszone schon eine Reichweite über die s4- und s5-Folge hinweg angenommen worden war, hatte dies im Widerspruch gestanden.

Eine s4-s5-Reichweite der Oberen Felszone gilt nur für vollständigere Trogachsenprofile. Im Nordflügel der Pfälzer Mulde (bzw. der Nordpfälzer Teilmulde) und in anderen pfälzischen und (elsass-)lothringischen Schwellen- und Randregionen vereinigen sich die D- und die Harsberg-Diskordanz zu einer umfassenderen Schichtlücke (Tab. 4). Dies ist wohl auch im (nord-)westlicher angesiedelten, proximalen Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet der Fall. Die s4-Folge fehlt hier. Die Neuschüttung des Kieselkonglomerates mit ihrem frischeren Abtragungsmaterial ist erst der s5-Folge zuzuschreiben (smtu, rechtsrheinisch: Hardeggen-Formation). Mit einem veränderten, lebhafter ausgeprägten Subsidenzmuster überlagert der smtu die Abfolgen des smtu, die das Äquivalent der rechtsrheinischen Volpriehausen-Formation darstellen (s2-Folge).

Die Mächtigkeitsverteilung der rechtsrheinischen Hardeggen-Formation dokumentiert eine auffällig starke Subsidenz und eine Mobilisierung der Beckentröge (TIETZE & RÖHLING 2013: S. 254f.; vgl. auch DERSCH-HANSMANN 2013: Abb. 8.2-2 und -3). Dabei ist es zu einer „kräftigen Aggradation der fluviatilen Fazies“ gekommen, welche sich „aus der Subsidenz-bedingten Akkomodation und dem kompensierenden Sedimenteintrag mit steigendem Base-level“ ergeben hätte. Diese Schilderung bei TIETZE & RÖHLING passt gut zu den Verhältnissen im Bitburger Becken, wo ein auffällig mächtiger smtu entwickelt ist (Kap. 7.3.2). Die dortige Proximalfazies ist allerdings durch ein gröberes Korngut und vermehrt abgebildete äolische Umlagerungsprozesse gekennzeichnet.

Ein anderes Charakteristikum der Hardeggen-Formation ist die Häufigkeit von „Paläoböden“, die den hier beschriebenen Violetten Horizonten gleichzusetzen sind (vgl. Kap. 1.4). Nach TIETZE & RÖHLING (2013: S. 253) treten sie im höheren Bereich der Formation häufiger auf. Dies entspricht durchaus den Gegebenheiten in der westlichen und nördlichen Pfälzer Mulde. Dort lässt sich in der (höheren) Oberen Felszone eine deutliche laterale Faziesdifferenzierung von den WSW-ENE-streichenden Trogachsen hin zu den Außenzonen beobachten. In Senkungsbereichen erscheint die typische kompakte Felszonen-Fazies, abseits davon – auf Schwellen und

in seitlichen Randregionen – dominieren lockere Abfolgen von violettstichigen tonig-siltig-sandigen Stillwassersedimenten, die recht hohe Dolomitanteile in Form von Sandstein-Zementen, Knollen und Krusten enthalten können (LGB 2005: S. 148, DITTRICH 2015a: S. 29, 2016a: S. 87). Das von DACHROTH (1988: S. 294, 2018: S. 503, Tab. 8.6-1) extra beschriebene Vorkommen von „Henninger Schichten“ in den Vogesen ist in diesen Kontext zu stellen. Diese oft violettrot-gefärbten schluffreichen Abfolgen sind eine typische Lateralfazies des höheren, die s5-Folge vertretenden Abschnitts der Oberen Felszone.

In der Pfälzer Mulde („Lothringen-Pfalz-Senke“) bleiben die s5-Mächtigkeiten relativ gering. Die gesamte Obere Felszone – mit s4- und mit s5-Anteilen – erreicht hier maximal 27 m. Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet ist das anders. Dort sind die s5-Mächtigkeiten generell deutlich höher. Im Bitburger Becken können sie bis (weit?) über 110 m betragen (smt). Dies kann verursacht worden sein durch die gute mechanische Reaktionsmöglichkeit auf die damals einwirkende Nordwest-Südost-Dehnungsbeanspruchung. Im rhenohertzynischen Devonsockel des Untersuchungsgebietes waren nämlich schon deutliche Südwest-Nordost-Bruchlinien vorgezeichnet (vgl. dazu Blatt CC 6302 Trier, ZITZMANN & GRÜNIG 1987). Im permisch-saxothuringischen Sockel der nördlichen Pfalz war das anders (DITTRICH 2015b: Abb. 4 bis 6, 2016a: Kap. 2.1). Dort sind in der Untertrias – noch vor dem starken oberoligozänen Kompressionsereignis – „diagonal“ streichende Südwest-Nordost-Bruchlinien nicht angelegt gewesen. Das Spannungsfeld der s5-Folge (Tab. 4) konnte daher weniger gut ansetzen und insgesamt keine so starke Extension (Trogbildung) bewirken. Ungeachtet dieser Mächtigkeitsunterschiede gibt es aber eine auffällige fazielle Gemeinsamkeit der unteren s5-Sandsteine der Pfalz und der Trierer Bucht. Es sind dies die „Kugelfelsen“ (Teil I: S. 63f., Abb. 7). Diese erscheinen übrigens auch in der thüringischen Proximalfazies der Hardeggen-Formation, nämlich im Vorland der Böhmisches Masse (mehr dazu bei DITTRICH 2016a: S. 180).

Die **H-Diskordanz** ist zweifellos eine ganz entscheidende Diskontinuität im Germanischen Buntsandstein (RÖHLING 1991). Dies gilt im rechtsrheinischen ebenso wie im linksrheinischen Raum. Ihre Schichtausfälle auf beckeninternen Schwellen in Mittel- und Norddeutschland sind beträchtlich (Tab. 4). Im südwestdeutschen Beckenrandbereich vollzogen sich Hebungen im elsässisch-lothringischen Raum (DACHROTH 1988: S. 319). Auch am belgischen Westrand des Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebietes dokumentiert sich ein erhöhter Reliefgradient. Auffällig grobklastische Vorschüttungen setzten ein. Die Gesteinseinheiten über der H-Diskordanz repräsentieren die s6-Folge (früher: „Solling-Folge“) des höchsten Mittleren Buntsandsteins. Namentlich umfassen sie das Hauptkonglomerat und die Violette Grenzzone (VG im Sinne von MÜLLER 1954) bzw. das „Conglomérat principal“ und die „Zone-limite violette“. Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet ist es die smh-Abfolge mit ihren Schichtgliedern der Konglomeratischen Serie (sKS) und der Violetten Grenzschichten (sVGS) im Bitburger Becken sowie des Grobkonglomerats (sGK), der Geröllsandsteine (sGS) und der Violetten Grenzschichten (sVGS) im Trierer Becken (Tab. 3). Nähere Ausführungen dazu finden sich bei DITTRICH & NORBISRATH (2006).

Die markante Relieferhöhung am Beginn der s6-Folge geht nachweislich nicht nur auf tektonische Vorgänge in den Hinterländern zurück. Im linksrheinischen Beckenraum sind nämlich deutliche Resultate einer zwischenzeitlich stark erniedrigten Erosionsbasis zu beobachten. In proximalen Beckenbereichen, wo die s5- und die s6-Folge in einer fluviatilen Konglomerat- und Sandsteinfazies entwickelt sind, lässt sich folgendes feststellen: Die größeren Flussläufe schnitten sich mehrere Meter bis einige Zehnermeter tief ein und zwar dort, wo sie gerade verliefen.

Ältere, im s5 noch synsedimentär tektonisch kontrollierte Tiefzonen wurden dadurch oft nachgezeichnet, betont und im Sedimentrekord konserviert, durch „ererbte“ Flusstäler. Es fand eine linienhafte Taleinschneidung statt, verbunden mit Denudation in den Nachbargebieten.

Das Hauptkonglomerat – bzw. die smh-Abfolge – verfüllt Talrinnen bis 30 m Tiefe (DACHROTH 2013: in der „Lothringen-Pfalz-Senke“); entsprechende Rinneneinschneidungen mit steilen Flanken sind von MADER (1981b) aus der nördlichen Trierer Bucht abgebildet und beschrieben worden (Kap. 7.3.2). Die in der sonstigen Trierer Bucht mehrfach angetroffenen, punktuell erbohrten smh-Mächtigkeiten zwischen 45 bis 65 m (Teil II: Abb. 23b) lassen auf nicht unbeträchtliche Rinneneinscheidungen im Basisbereich schließen. In der Pfälzer Mulde sind die Ereignisse bei günstigen Aufschlussbedingungen genauer nachvollziehbar. Die liegende Obere Felszone (sOF) ist lokal teilweise, weit überwiegend oder auch vollständig erosiv unterschritten worden. Davor hatte es schon zu einer gewissen diagenetischen Verfestigung der ursprünglich recht mächtigen sOF-Sandsteine kommen können. Dies zeigten die detaillierten Skizzen und Studien von BACKHAUS (1974) am Drachenfels in der Nordost-Pfalz. Große, kaum gerundete sOF-Gerölle im Hauptkonglomerat (sHK) und eine am sHK-Rinnenrand herausgerodete deutliche „Kliffhohlkehle“ belegen die Zeitlücke zwischen dem liegenden, schon verfestigten sOF und dem hangenden sHK. Die Kugelbildungen in den geringmächtigen – lokal auch unterschrittenen – Relikten der Oberen Felszone deuten auf deren Zuordnung zur (frühen) s5-Folge. Der Drachenfels-Berg liegt südlich des ehemaligen Trogachsenbereichs der Nördlichen Pfälzer Teilmulde. Ähnliches gilt für das saarländische Aufschlussprofil Niederwürzbach (Blatt 6709 Blieskastel, DACHROTH 1988: Abb. 14). Dort, im westlichen Trogachsenbereich (vgl. DITTRICH 2016a: Abb. 4), zeigt sich ein rinnenhaft eingetieftes Hauptkonglomerat. Es hat die Obere Felszone gekappt, eventuell bis auf einen nur noch 1 m mächtigen Rest von „Kristallsandstein“. Im Hauptkonglomerat kommen Gerölle von aufgearbeiteten Violetten Horizonten und Karneolen vor, die durchaus dem dortigen höheren sOF in nordwestlicher Lateralfazies entstammen können (DITTRICH 2016a: S. 87; Teil I: Kap. 4.4).

Auch im Untersuchungsgebiet existieren Hinweise auf eine solche rinnenhafte Unterschneidung der Felszone im Liegenden. Sie betreffen das Trierer Becken, wo die s5-Folge (Kieselkonglomerat, Mürbsandsteine, lokal auch noch reliktsche Violettschichten, Tab. 3) nicht ganz so mächtig ist, und dort auch noch eine nördliche Randposition (nördlich von Schweich). Die höheren s5-Sedimente sind gekappt und das smh-Konglomerat hat sich rinnenhaft in die Felszonen-Sandsteine des Kieselkonglomerates (sKK) eingetieft. Dadurch sind beide Grobschüttungen im Kartiergebiet von PAAS (1993) zur sandig-konglomeratischen Sammeleinheit des dortigen „sm3a“ vereinigt (Tab. 3: Konglomeratregion, sKR; mehr dazu in Teil II: S. 115).

Die im Sedimentrekord belegten Abfolgen der linksrheinischen s6-Folge sind Äquivalente der mittleren und höheren Solling-Formation. Sie konnten sich erst dauerhaft ablagern und erhalten, als die beckenweite Erosionsbasis (das Baselevel, Kap. 8) wieder anstieg und dann wieder deutlich höher lag. Die ältere Angabe bei LGB (2005: S. 146), wo für das Hauptkonglomerat noch eine tiefere „Solling-Folge“ vermutet worden war, ist dahingehend zu korrigieren. Für die späte s6-Folge dokumentiert sich linksrheinisch ein wesentliches Übergreifen über die bisherigen Beckengrenzen des Buntsandstein-Beckens. Für die „Lothringen-Pfalz-Senke“ benannte DACHROTH (2013: S. 503) ein „erosionsdiskordantes“ Übergreifen auf Obere Felszone und Obere Karlstal-Schichten und zu den Randbereichen hin dann auch auf die Karlstal-Felszone, den Unteren Buntsandstein (Unterer Vogesensandstein), auf das Rotliegend und schließlich auf das tiefgründig verwitterte kristalline Grundgebirge der Südwest-Vogesen. Auflagerungswinkel von

bis zu 10 % (nicht Grad) wurden angegeben. Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet weitete sich das Becken nun erstmals bis an die belgisch-luxemburgische Grenze nach Westen hin aus (Teil II: S. 96f. und Abb. 21b). Ähnliches geschah wohl auch weiter südlich, in Lothringen. Neue Liefergebiete wurden angeschnitten; dies zeigt sich u.a. im Komponentenspektrum (HENRICH 1962, DACHROTH 1988, DITTRICH 2015a: S. 33).

Ein durchgreifender Bewegungsakt im zeitlichen Wechsel s5/s6 bildet sich also nicht nur rechtsrheinisch, sondern auch im linksrheinischen Buntsandstein-Becken ab. Das – relativ schwer zu rekonstruierende – neue, anders konfigurierte Absenkungsmuster der Trier-Luxemburger Bucht hatte bereits auf ein überregionales Stressfeld mit Südwest-Nordost-ausgerichteter Dehnung schließen lassen (Kap. 7.3.3). Das Subsidenzmuster der Solling-Formation in der Hessischen Senke bestätigt dies (letzter Abschnitt dieses Kapitels). Im erweiterten Proximalbereich des Germanischen Beckens werden Rekonstruktionen des Absenkungsmusters durch die starken Mächtigkeitsschwankungen des smh erschwert, bedingt durch die rinnenhafte Ablagerung des Hauptkonglomerats und seiner Äquivalente. Auch ist die Datenbasis regional recht gering. Eine weitere Komplikation resultiert aus dem Phänomen der „ererbten Täler“. Diagonal streichende Stukturen, nämlich Teilbereiche des Grabens von Thionville, des (westlichen) Trierer Beckens und der Auwer Schwelle, zeichneten sich im s6 wahrscheinlich nur noch „posthum“ ab. Bei der anfänglichen Baselevel-Erniedrigung verblieben die sich eintiefenden Flüsse ja erst einmal dort, wo sie gerade entlangliefen. Später dann suchten und fanden die Flussläufe Kompromisse zwischen den althergebrachten Tälern und den im s6 dann eher betonten, völlig anders konfigurierten Senkungszone. Ein recht kompliziertes, auf den ersten Blick erratisches Verbreitungsmuster bildete sich heraus. Der überregionale Gefällsgradient wies nach Nordosten.

In der westlichen Pfalz, auf den GK25-Blättern 6811 Pirmasens-Süd, 6711 Pirmasens-Nord (KONRAD 1979 bzw. 1975) und 6611 Hermersberg (DITTRICH 2015a), sind die Konglomeratstränge des Hauptkonglomerates (sHK) vergleichsweise gut auskartierbar gewesen. Wechselnd günstige Aufschlussbedingungen in den Hanglagen und vor allem aber die weitflächige tektonische Versenkung des betreffenden stratigraphischen Bereichs führten allerdings dazu, dass das Verbreitungsmuster nicht lückenlos zu rekonstruieren ist. Eine Nachzeichnung WSW-ENE („variszisch“, erzgebirgisch) streichender Trogachsen ist nicht generell zu beobachten. Auffällig ist die Häufung von sHK-Vorkommen im Süden, während sie an der westlichen Nordflanke der gesamten Pfälzer Mulde nur vereinzelt auftreten. Interessant ist eine Beobachtung im Südwestteil von Blatt 6611 Hermersberg. Dort fehlen jegliche s6-Vorkommen jenseits der Nordwest-Südost (herzynisch) streichenden „Querstörungszone West“ (DITTRICH 2015a, 2015b). Diese im Untergrund alt-angelegte Bruchzone könnte damals eine Hochstruktur abgegrenzt haben. Zur rekonstruierten Dehnungsrichtung in der s6-Folge würde dies passen.

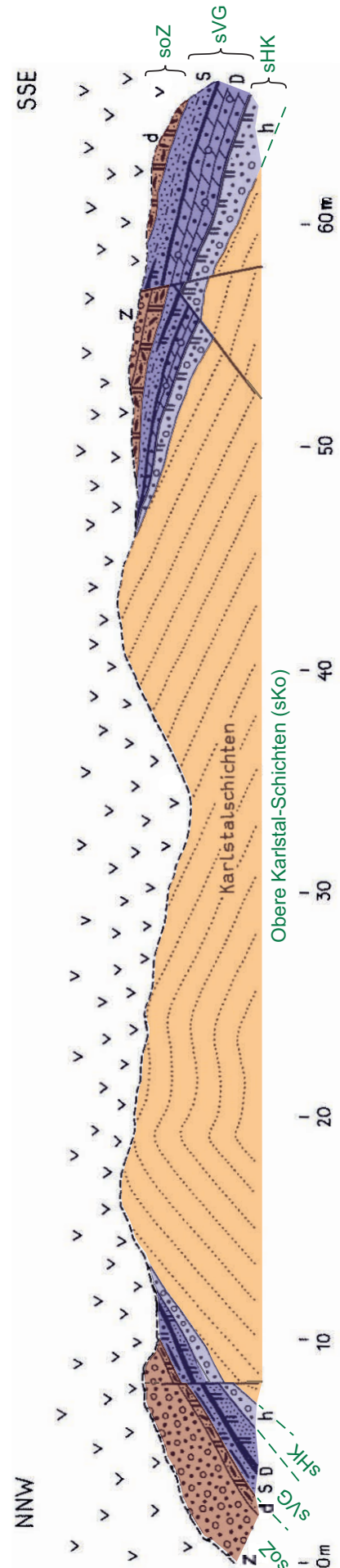
Noch aussagekräftiger ist der eindrucksvolle Aufschluss am Kreuzberg bei Oeting/Forbach im saarländisch-lothringischen Grenzgebiet (GK25-Blatt 6807 Emmersweiler, UTM 32U 348442 5449430), der schon bei ELIE DE BEAUMONT (1828: S. 123f.) Erwähnung gefunden hatte. Er ist von DACHROTH (1972: Abb. 1, 1988: Abb. 11) in Form einer detaillierten Aufschlusskizze abgebildet worden (Abb. 31). Von DACHROTH (1967: S. 215) war er noch als Typlokalität der sogenannten „Lothringer Faltung“ an der Basis des (damals so ausgewiesenen) Oberen Buntsandsteins benannt worden. Entsprechendes wurde auch noch in der Darstellung bei DACHROTH (1988) vermerkt, dort aber mit der neuen Bezeichnung „Lothringer Diskordanz“. Tatsächlich zeigt der Aufschluss aber das tektonische Geschehen vor und bei der Ablagerung des Hauptkonglomerates und der Violetten Grenzzone. Er bildet also die H-Diskordanz ab und die Art der Auflagerung der s6-Folge.

Abb. 31: Schichtlagerung in einem Straßenaufschluss bei Oeting/Forbach (nach DACHROTH 1972: Abb. 1 bzw. 1988: Abb. 11, „Oetingen“, R 25 67 150, H 54 49 500; farbig abgesetzt und ergänzt mit den Symbolen der aktuell gültigen pfälzischen Buntsandstein-Stratigraphie (in Grün), vgl. Tab. 3.

Symbolik im Original: h = Hauptkonglomerat, D = Dolomithorizont, S = sandige Lagen, teilweise violett, d = dolomitische Bröckelbank, Z = Konglomerat der Zwischenschichten; senkrechte Doppelstriche: Violettfärbung). Nach MÜLLER & SCHRÖDER (1960) bildet die „Untere Dolomitbröckelbank“ die Basislage der Zwischenschichten (UDBB, vgl. Teil I: S. 41). Weitere Darlegungen im Text.

Was genau ist zu erkennen? Die Oberen Karlstal-Schichten (sKo, s3-Folge) sind sattelartig aufgefaltet worden. Die drei verzeichneten Kleinstörungen stehen damit kinematisch nicht in Zusammenhang, sie sind erkennbar jüngerer Datums und für unsere Betrachtung unerheblich. Die Obere Felszone (s4- + s5-Folge) fehlt völlig. Die winkeldiskordant auf- bzw. anlagernden Einheiten des Hauptkonglomerates (sHK) und der Violetten Grenzzone (sVG) repräsentieren die (höhere) s6-Folge. Diese ist in Fazies und Einzel-Mächtigkeiten beiderseits des Sattels etwas unterschiedlich entwickelt (detaillierte Angaben bei DACHROTH 1972: S. 122). Es offenbart sich ein prä- und synsedimentäres Geschehen. Anhand der vermerkten Ausrichtung der Aufschlusswand lässt sich ableiten, dass zunächst eine starke kompressive Einengung etwa in Nordwest-Südost-Richtung stattgefunden hat. Das schon erwähnte stark erniedrigte Baselevel im frühen s6 hat den Abtrag älterer Einheiten begünstigt. Im Sattelbereich sind wahrscheinlich zuvor noch vorhandene Vertreter der Oberen Felszone erosiv gekappt worden, ebenso die oberen Partien der Oberen Karlstal-Schichten. Danach kam es von beiden Seiten her zum sedimentären Aufgreifen (Onlap) unter graduellem Auskeilen. Der Diskordanzwinkel beträgt 4 bzw. 6° (DACHROTH 1972). Ganz offenkundig war hier auch später im s6 dort noch eine kleine Schwelle vorhanden gewesen.

Alles dies passt zum starken Bewegungsakt im stratigraphischen Bereich der H-Diskordanz, für den im rechtsrheinischen Germanischen Buntsandsteinbecken neben Bruchtektonik u.a. auch Hebung angegeben wurde (Tab. 4). Überdies passt es zur hier rekonstruierten



Ausrichtung des damaligen Stressfeldes. Neu ist allerdings der Befund, dass es hier im südlichen Vorfeld des großen Saarbrücker Sattels (Saarbrücken-Schwelle) zunächst nicht nur zur Beckenboden-Extension (Abb. 29 und 30), sondern – zumindest kurzfristig – auch zum kompressiven tektonischen Zusammenschub gekommen ist. Die stärkste Hauptnormalspannung σ_1 war demnach horizontal ausgerichtet, ebenso wie σ_2 . Es existierte also eine Stressfeld-Konstellation, die das Szenario a bei LETOUZEY (1986) kennzeichnet (Abb. 32). Da bei sämtlichen anlagernden Einzelschichten – selbst beim dolomitischen Horizont „D“ – eine Mächtigkeitsverringering zum Sattelfirst hin existiert, ist es höchst unwahrscheinlich, dass diese Falte erst später entstand. Bei den ähnlich ausgerichteten jüngeren kompressiven Ereignissen in der Unterkreide und im Plio-Pleistozän (DITTRICH 2015b: Abb. 8 und 25) kann sie allerdings sekundär stärker akzentuiert worden sein. So erklärt sich dann auch das deutliche gegensinnige Einfallen der Schichtabschnitte über der Diskordanz im heutigen Aufschlussbefund.

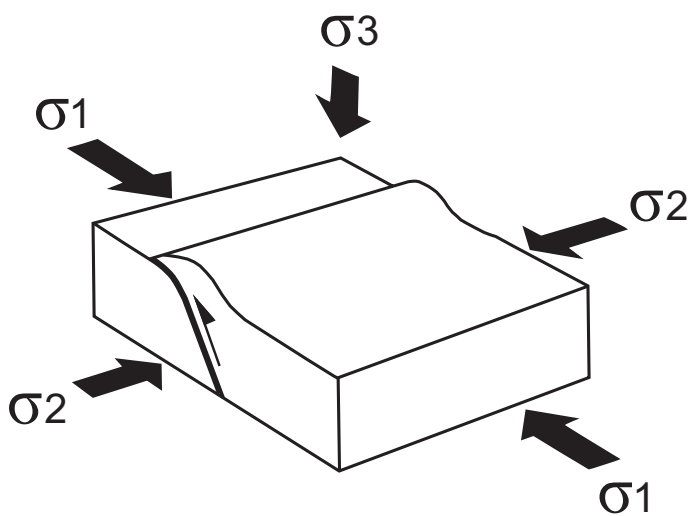


Abb. 32: Kompressives krustales Spannungsfeld, in dem es auch zu Verfaltungen kommen kann. Gezeigt wird die Anordnung der drei Hauptnormalspannungen σ_1 (die stärkste), σ_2 (die mittlere) und σ_3 (die schwächste; Ausschnitt aus DITTRICH 2014: Abb. 86, nach LETOUZEY 1986, gespiegelt).

Generell ist zu beobachten, dass die Sedimente der allerhöchsten s6-Folge dann noch etwas weiter übergriffen. Eine abermalige Beckenerweiterung ist erkennbar. Dies gilt für die Violette Grenzzone in der Pfalz und im Saarland und auch für die Violetten Grenzschichten in der Trier-Luxemburger Bucht, die dort immerhin noch Mächtigkeiten von bis zu 19 m einnehmen können (Teil I: S. 41). Es sind Dolomit-reiche und häufig violett-gefärbte oder gebleichte Gesteinsabfolgen, die in normaler Weise sukzessive aufsedimentiert worden sind, dies allerdings bei besonderen Milieubedingungen. Es handelt sich nicht bloß um in-situ-entstandene Verwitterungsbildungen von Substraten des höchsten Mittleren Buntsandsteins („Böden“). Dieser „revolutionären“ Umdeutung des Faziesphänomens der Violetten Horizonte (Violetten Zonen) war in Teil I dieser Gesamtuntersuchung ein ausführliches eigenes Kapitel gewidmet worden (Kap. 1.4). Die Evaporit-reiche Lithofazies dieser oft eher feinklastischen Serien und ihr erweitertes Aufgreifen (Onlap) bilden das weiter angestiegene Baselevel der ausgehenden s6-Folge ab (vgl. Teil I: Abb. 3; mehr dazu in Kap. 8). Das Verbreitungsgebiet der Grobschüttungen des Hauptkonglomerates und seiner Äquivalente wurde in Rand- und Schwellenzonen überschritten (MÜLLER & SCHRÖDER 1960: S. 249 u., DACHROTH 1967: S. 211, MÜLLER & KONZAN 1989: Abb. 12; Teil II: S. 43).

Die im rechtsrheinischen Beckenbereich ausgehaltene **S-Diskordanz** liegt nicht exakt an der sm/so-Grenze, bezogen auf die Grenze Solling-/Röt-Formation. Sie erscheint ein wenig

tiefer (Tab. 4). Der süddeutsche Leithorizont VH2b ist aber noch unterhalb der Diskordanz angesiedelt (RÖHLING & TIETZE 2013: S. 257). Er entspricht der linksrheinischen VG1 im obersten smh (Tab. 3). Rechtsrheinisch lagern oberhalb der Diskordanz siltig-tonige Abfolgen der hessischen Stammen-Schichten bzw. der Thüringische Chirotheriensandstein. In der groben Proximalfazies des Trier-Luxemburgischen Randbeckens folgt darüber die unterschiedlich stark geröllführende Basisschüttung der Zwischenschichten bzw. des Tieferen Oberen Buntsandsteins (sot, Kap. 7.3.2). Im Bereich der erosiven, etwas unregelmäßig und rinnenhaft ausgeformten sot-Basis sind feinstratigraphische Details nicht nachvollziehbar. Die Violette Grenzzone (VG1) im Liegenden kann weitgehend erhalten geblieben, von oben her gekappt oder lokal auch völlig unterschritten sein. Darüber beginnen dann die metermächtigen fluviatilen Zyklen der Zwischenschichten (vgl. Teil I: S. 38). In diesem Basisbereich des Oberen Buntsandsteins noch nach geringfügigen sm-Äquivalenten zu suchen, ist nicht praktikabel. Insofern wird die S-Diskordanz in der hier untersuchten Beckenrandzone als sm/so-Diskordanz behandelt.

Sowohl im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet als auch im Saarland und in der Pfalz dokumentieren die Abfolgen oberhalb der S-Diskordanz (sm/so-Diskordanz) eine veränderte Beckenkonfiguration. MÜLLER (1966: S. 837) beschrieb den Kontakt Mittlerer/Oberer Buntsandstein als Erosionsdiskordanz, überlagert von einem „kräftigen Aufarbeitungshorizont, der vielfach bereits verfestigtes Material des Untergrundes in großen Geröllen enthält“. MÜLLER & KONZAN (1989: S. 30) betonten dann, dass der saarländische Obere Buntsandstein diskordant über dem Mittleren liegt. Abermals, wie schon bei MÜLLER (1954: S. 193) wurde notiert, dass es vor der Ablagerung der Zwischenschichten zu (tektonischen) Bewegungen gekommen sei. Für den Bereich der Nord-Süd-ausgerichteten „Lothringer Querfurche“ wurde dies von von MÜLLER (1954: S. 196) folgendermaßen präzisiert: „Die Auflagerung des Oberen Buntsandsteins ist am Ostrand der Quersenke regressiv, am W-Rand dagegen transgressiv.“. Weiterhin zeige der Nordrand des Merziger Beckens ebenfalls eine regressive Auflagerung des so. In diesen Sätzen und in der prägnanten Isopachenkarte der saarländischen Zwischenschichten (MÜLLER 1954: Karte 2) offenbart sich ein andersartiges Absenkungsmuster als zuvor. Dies gilt auch im weiter westlich gelegenen französischen Beckenbereich (Kap. 7.3.2: Abschnitte so und sot). MÜLLER (1966: S. 838) hatte bereits ein Absinken westlicher Randmassive beschrieben; die erkennbare wesentlich weitere Verbreitung des Oberen Buntsandsteins nach Westen würde einer ersten Einsenkung des (späteren) Pariser Beckens entsprechen.

Östlich der „Lothringer Querfurche“ existierte nunmehr ein sehr breites Hochgebiet, welches den Hunsrück nach Süden hin erweiterte und das schon am Saarbrücker Sattel (MÜLLER 1954: S. 196: „Lothringer-Saarbrücker-Pfälzer-Sattel“) begann. Das Gebiet des heutigen Saar-Nahe-Berglandes war damals ein Hochgebiet. Ähnlich wie am Ardennen-Rand im Nordwesten (Kap. 7.3.2: Abschnitt so) hatte sich die so-Sedimentation im Saarland (zu Beginn) stärker auf variszisch (erzgebirgisch) streichende Trogachsen konzentriert. Auch in den pfälzischen Zwischenschichten ist im unteren Teil eine Nachzeichnung der WSW-ENE-streichenden Nördlichen Pfälzer Teilmulde als Trogachse erkennbar, faziell und bei den Mächtigkeiten. Der Obere Buntsandstein (s7-Folge) greift auch erneut auf die alte herzynische Hochscholle westlich der „Querstörungszone West“ im Südwest-Teil von Blatt 6611 Hermersberg über. In der Schichtlücke darunter fehlen die s6-Folge und die höchsten Abschnitte der Oberen Felszone (obere s5-Folge); die H- und die S-Diskordanz fallen hier zusammen.

Im **Oberen Buntsandstein** des Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebietes haben sich drei verschiedene becken-dynamisch homogene Einheiten unterscheiden lassen. Es sind dies der Tieferere Obere Buntsandstein (sot) und der Höhere Obere Buntsandstein mit seinen – mit Worten nicht mehr elegant zu benennenden – Untereinheiten sohu und soho (Tab. 3 und 4). Dies impliziert die Existenz von zwei trennenden Diskordanzen im Oberen Buntsandstein. Die augenfälligere der beiden ist diejenige im Grenzbereich sot/soh, zwischen den Malbergweich- und den Kyllburg-Schichten. Es hätte also erst einmal nahe gelegen, dieses deutliche Ereignis mit der einzigen im rechtsrheinischen Oberen Buntsandstein verzeichneten Diskordanz gleichzusetzen, der G-Diskordanz. Aufgrund von biostratigraphischen Befunden in Ost-Luxemburg kommt dies jedoch nicht in Frage. Gemeint ist die palynostratigraphische Einstufung von grauen Tonsteinproben aus dem VG2-Horizont der Bohrung Reisdorf. Diese ließen sich anhand eines sehr reichen Palynomorphenbestandes zweifelsfrei als sehr früher Röt 2 datieren (S. FEIST-BURKHARDT in DITTRICH et al. in Vorb.). Die die VG2 unterlagernden Malbergweich-Schichten repräsentieren demzufolge den Röt 1 (s7-1-Unterfolge, Tab. 4). Die in mächtigen Trogprofilen unmittelbar über der VG2 entwickelte Diskordanz sot/soh ist also wohl im tieferen Teil der s7-2-Unterfolge angesiedelt. Darüber lagern die bis etwa 100 m mächtigen Kyllburg-Schichten (vgl. Teil II: Kap. 7.2.4), die den Röt 2 und den Röt 3 vertreten könnten. Es ist nicht plausibel, die sot/soh-Diskordanz der weitaus jüngeren G-Diskordanz gleichzusetzen, die erst an der Röt 3/Röt 4-Grenze erscheint.

In der sot/soh-Diskordanz bildet sich also ein anderes Ereignis ab. Dessen Auswirkungen sind in Lothringen, in Luxemburg, in der Trierer Bucht und in der Eifeler Nord-Süd-Zone nachweisbar (Kap. 7.3.2). In der Stratigraphie des (rechtsrheinischen) germanischen Buntsandsteins ist eine entsprechende Diskordanz noch nicht ausgewiesen. Unter Bezugnahme auf die Kyllburg-Schichten im Hangenden soll sie hier – mit einem noch nicht anders belegten Buchstaben – als K-Diskordanz neu benannt werden (Tab. 4).

Vor der weiteren Beschreibung der tektonostratigraphischen Gegebenheiten des Oberen Buntsandsteins soll hier zunächst noch etwas weiter ausgeholt werden. Der saarpfälzische Beckenbereich spielt dabei nämlich argumentativ eine wichtige Rolle.

Der Band (die „Monographie“) mit den lithostratigraphischen Beschreibungen des gesamtdeutschen Buntsandsteins ist vor wenigen Jahren nach jahrzehntelangen Vorarbeiten endlich erschienen (DSK 2013). Die Verfasserin war daran nur in sehr geringem Ausmaß beteiligt gewesen. Ihre landesamtliche Mitarbeit in der Buntsandstein-Arbeitsgruppe der Perm-Trias-Subkommission war wegen der gleichzeitig nötigen Zuarbeit zu den jeweiligen Monographien des Zechsteins, Muschelkalks und Keupers – jeweils für weite südwestdeutsche (und luxemburgische) Gebiete, die über die rheinland-pfälzischen Landesgrenzen hinausgingen – aus schlichten Zeitgründen nicht im dafür erforderlichen Umfang möglich gewesen. Für den Buntsandstein-Band, dessen Fertigstellung und Herausgabe ursprünglich noch vor der Internationalen Trias-Tagung 1998 (!) in Halle angestrebt wurde, sind die Regionalkapitel für die Eifel und den Saargau und für die (erweiterte) Pfälzer Mulde von J. STETS/Bonn bzw. von W. DACHROTH/Heidelberg übernommen worden. Der ursprünglich recht ambitionierte Zeitplan erwies sich dann jedoch als unhaltbar. Ergebnisse zur rechts-/linksrheinischen Buntsandstein-Korrelation und zum Anschluss der Eifeler und Trierer Buntsandstein-Stratigraphie sind dann zwischenzeitlich durch DITTRICH (2003, 2004) und LGB (2005) vorgelegt worden.

Der schließlich erschienene Beitrag von DACHROTH (2013) legte seinen Schwerpunkt auf saarländische und (elsass-)lothringische Gegenheiten. Er behandelte aber auch die pfälzische Bunt-

sandstein-Schichtenfolge. Enthalten waren zahlreiche tektono- bzw. zyκλοstratigraphische Interpretationen, die aus den langjährigen Aufschlussbearbeitungen des Autors im erweiterten saarländisch-pfälzisch-elsässischen Zechstein- und Buntsandstein-Gebiet resultierten (vgl. DACHROTH 1967, 1988); Bohrbefunde und Mächtigmuster waren dabei nur sehr untergeordnet bzw. kaum berücksichtigt worden. Eine derartige Methodik birgt jedoch gewisse diagnostische Unsicherheiten. Die vertikale Reichweite von Geländeaufschlüssen ist beschränkt und sie liegen weit auseinander. Ihre Einbindung in das stratigraphische Gesamtprofil ist aufgrund von Faziesänderungen und nicht-auskartierter Lokaltektonek nicht immer vollständig klar. Vereinzelt kann es dabei zu Fehleinschätzungen gekommen sein. Insbesondere die tektonostratigraphische Tabelle 8.6-1 mit ihren überaus zahlreich ausgewiesenen Diskordanzen und Zyklen wirft Fragen auf (Abb. 33).

Eine der Unklarheiten betrifft das sogenannte Zwischenschichtenkonglomerat, dem ein eigener Zyklus zugeschrieben wurde, nämlich der unterste von vier bei DACHROTH ausgewiesenen tektonostratigraphischen Röt-Zyklen. Nach Ansicht der Verfasserin ist dessen Existenz anzuzweifeln. Das dabei umgesetzte Konzept einer Vierteilung des Oberen Buntsandsteins durch drei Diskordanzen war wohl vom gedanklichen Ansatz einer Zuordnung aller vier Röt-Unterfolgen (s7-1 bis s7-4) zu einem eigenen tektonischen Zyklus getragen worden. Die stratigraphische Dreiteilung der Eifeler Zwischenschichten durch den DACHROTH-Schüler D. MADER in dessen Dissertation 1979 hat dabei eventuell auch eine Rolle gespielt. Allerdings sind die damaligen „Usch-Schichten“ an der soZ-Basis der Westeifel inzwischen als Hauptkonglomerat-Äquivalente, also als Mittlerer Buntsandstein erkannt worden (s6-Folge, vgl. dazu LGB 2005, DITTRICH & NORBISRATH 2006, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007, STD 2016; Tab. 2, 3 und 4).

Tatsächlich kann die hangende (saarländische) St. Barbara-Diskordanz in der Tabellenspalte „Pfälzische Gliederung“ identisch sein mit der darunter verzeichneten „Lothringer Diskordanz“. Letztere ist übrigens nicht diejenige in der Abb. 31 nach DACHROTH (1988). Auf die Problematik einer inkonsistenten stratigraphischen Bedeutung dieses Begriffs in den Arbeiten von W. DACHROTH ist bereits bei DITTRICH (2016b: Tab. 1, vgl. auch RÖHLING et al. 2018: Abb. 6) verwiesen worden. Eine „Lothringer Diskordanz“ wurde nämlich mal an der Basis der Oberen Felszone (dem „Kugelfelshorizont“, DACHROTH 1988: Abb. 10), mal an der Basis des Hauptkonglomerats (DACHROTH 1988: Abb. 11) und zuletzt dann an der Basis der dreigeteilten Zwischenschichten vermerkt (DACHROTH 2013; Abb. 33). Ein Problem bei der Zählweise der Violetten Grenzzonen kommt hinzu. Die klassische VG im Sinne von MÜLLER (1954) – über dem Hauptkonglomerat und am Top des Mittleren Buntsandsteins – ist ja später, als weitere derartige Niveaus (VG2 und VG3) ausgehalten worden waren, als VG1 benannt worden. So hielten es z.B. NEGENDANK (1974: Abb. 13b, 1983) und MÜLLER & KONZAN (1989: Abb. 12). In der tektonostratigraphischen Tabelle von DACHROTH (2013) hingegen erscheint die VG1 überraschenderweise nicht im Niveau der „Zone-limite violette“ der französischen Gliederung (über dem „Conglomérat principal“ und unter den „Couches intermédiaires inférieures“), sondern höher, im höchsten Zwischenschichtenkonglomerat-Zyklus. Auf diese Weise ist zur eigentlichen (ursprünglich definierten) VG bei Dachroth eine „VG1“ als zusätzliches, jüngeres Niveau hinzugekommen.

Diesen Einstufungen kann die Verfasserin nicht folgen. Ihrer Meinung nach ist das „Zwischenschichtenkonglomerat“ kein eigener tektonostratigraphischer Zyklus. Die Buntsandstein-Schichtenfolgen in der nördlichen und der südlichen Trogachse der Pfälzer Mulde – auf den Blättern 6611 Hermersberg (DITTRICH 2015) und 6712 Merzalben (ROHN & KASSEBEER 2003) etwa – zeigen keinen zusätzlichen Zyklus innerhalb der Zwischenschichten (vgl. dazu auch KONRAD 1973: Abb. 2).

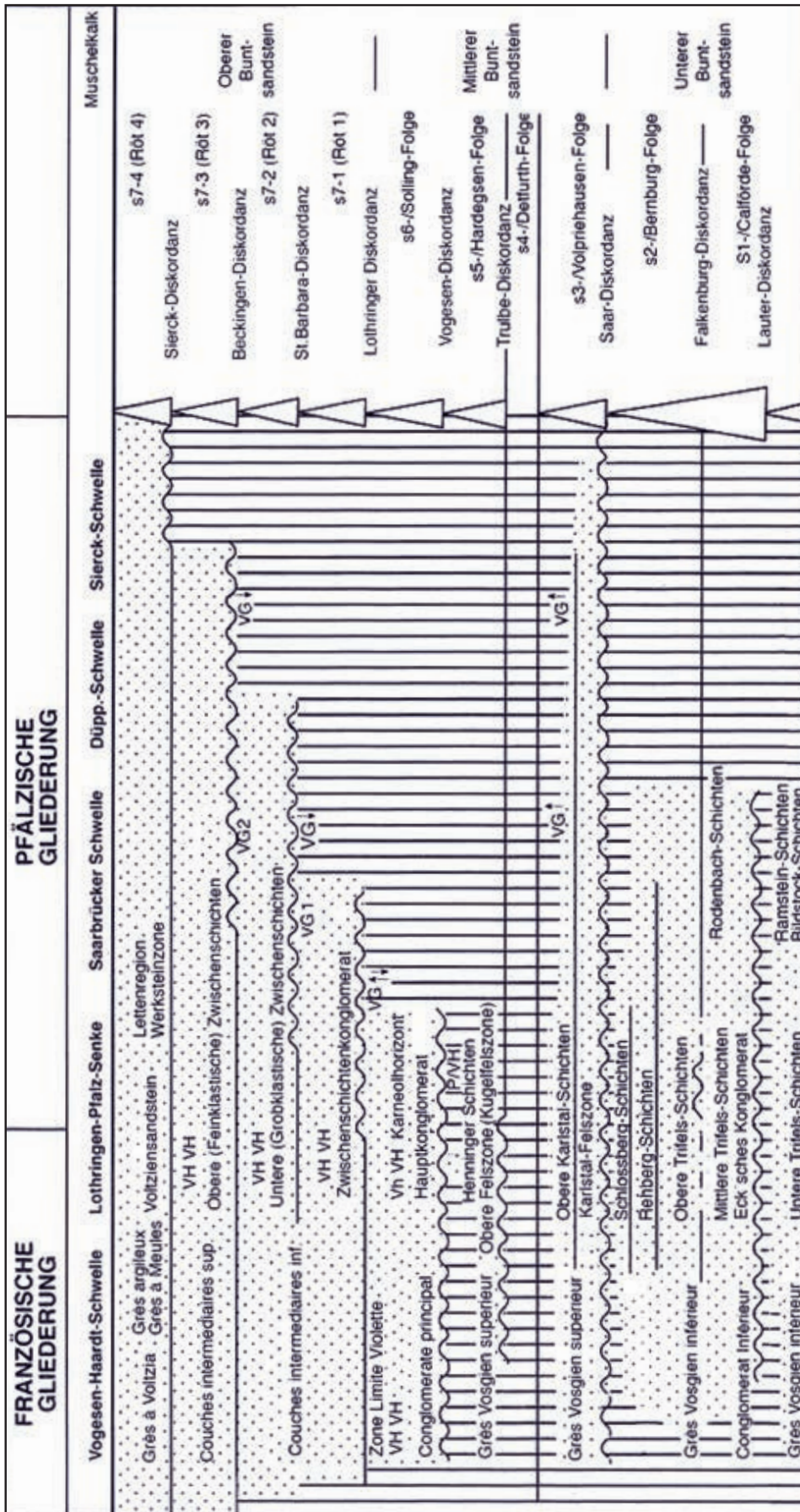


Abb. 33: Unveränderte Reproduktion des Buntsandstein-Anteils (ohne die Zechstein-Schichtglieder) von Tab. 8.6-1 in DACHROTH (2013). Diskussion der Inhalte im Text.

In der allgemein gebräuchlichen pfälzischen Stratigraphie (LGB 2005) ist er auch nicht enthalten. Dasselbe gilt im Saarland (Saargemünd-Zweibrücker Mulde, Bliesgau, Merziger Mulde und Raum Saarlouis, MÜLLER & KONZAN 1989: Abb. 2), wo die Zwischenschichten bloß in typischer Weise zweigeteilt sind (so1u + so1o). Selbst die detaillierten zyklustratigraphischen Untersuchungen von BINDIG & BACKHAUS (1995) mithilfe der Architektur-Element-Analyse wiesen in den linksrheinischen Zwischenschichten nur zwei Makrozyklen aus, und einen weiteren im Voltziesandstein.

Betrachtet man nun das bei DACHROTH (2013: Abb. 8.6-6) abgebildete Beleg-Profil für einen „Zwischschichtenkonglomerat-Zyklus“ am Scheidter Berg bei Saarbrücken (vgl. auch DACHROTH 1972: S. 126-129), so erkennt man folgendes. Diskordant über Oberen Karlstal-Schichten lagert dort ein etwa 3,5 m mächtiger smh (s6-Folge), mit einem fehlenden oder äußerst schwach entwickelten Hauptkonglomerat und einer prägnanten, Dolomit-reichen und Karneol-führenden Violetten Grenzzone. Darüber lagern drei fluviatile Kleinzyklen der Unteren Zwischschichten, insgesamt 5,3 m mächtig. Sie sind unterschiedlich entwickelt, immer aber in typischer Weise von Violetten Horizonten abgeschlossen (vgl. Teil I: S. 38). Der oberste davon besteht bloß aus 30 cm mächtigem violetten Sand, er repräsentiert nicht die VG1 – wie von DACHROTH (2013) vermerkt –, sondern nur irgendeinen Violetten Horizont innerhalb der Zwischschichten (soZ). Darüber setzt sich die zyklische soZ-Sedimentation fort; die an der Grenzfläche verzeichnete Diskordanz hat eher fluviatil-autozyklischen Charakter. Die von DACHROTH dort eingetragene „St. Barbara-Diskordanz“ ist in ihrer Wertigkeit als überregionale Diskontinuitätsfläche nicht nachvollziehbar. Diese Rolle kommt bloß der 5,3 m tiefer verzeichneten „Lothringen-Diskordanz“ zu. Es handelt sich dabei um die S-Diskordanz (sm/so-Diskordanz).

Generell sind von DACHROTH (2013: S. 505) für den „Zyklus des Zwischschichtenkonglomerats“ 5–20 m Mächtigkeit veranschlagt worden und für die Grobklastischen Zwischschichten 8–15 m. Beides zusammen umfasst aber die Unteren Zwischschichten (soZ1, sot, Tab. 3; MÜLLER & KONZAN 1989: so1u). Selbstverständlich können im tieferen Teil dieser stratigraphischen Einheit auch einzelne Karneolgerölle aus der älteren, unterlagernden und im Norden damals weitflächig anstehenden Violetten Grenzzone aufbereitet und eingebettet worden sein (vgl. DACHROTH 1988: S. 320), genauso wie „Dolomitbröckel“ und violette Sandsteinfragmente. Die Beckenkonfigurationen und die Gefällsgradienten im Bereich der Saarbrücken-Schwelle der (späten) s6- und der (frühen) s7-Folge unterschieden sich ja. Ein so gleichmäßiges, schrittweise fortschreitendes Übergreifen auf das Hochgebiet im Nordwesten, wie es in der Abb. 33 dargestellt ist, fand in dieser Kontinuität nicht statt. Vor allem die s6-Folge durchbrach diese Kontinuität (vgl. auch Tab. 4).

Ein „Zwischschichtenkonglomerat-Zyklus“ ist nicht wirklich belegt. Ein solcher, den gesamten Röt 1 (s7-1-Unterfolge) beinhaltender früher so-Zyklus unterhalb der Unteren Zwischschichten als angebliches Röt 2-Äquivalent (Abb. 33) würde – wenn er denn in der Pfalz existent wäre – eine entsprechend große Schichtlücke im gesamten Trier-Luxemburger Untersuchungsgebiet bedeuten. Diese würde dann den ganzen Röt 1 umfassen. Dies ist jedoch eher wenig wahrscheinlich, nicht zuletzt wegen der oben angeführten palynostratigraphischen Befunde. Auch STETS (2013) hatte sich in seinem linksrheinischen Korrelationsschema (Abb. 8.5.2-1) gegen diese Deutung entschieden.

Interessante paläogeographische bzw. beckendynamische Rückschlüsse ergeben sich bei einem Vergleich der saarländischen Abfolge mit der Lithofazies der lothringischen Zwischschichten,

wie sie in einer Fazieskarte von BOURQUIN et al. (2006: Fig. 8A: Buntsandstein-Zyklen B5+B6) verzeichnet wurde. Die darin dargestellte, von siltigem Tonstein dominierte Fazies bis unmittelbar südlich der Siercker Schwelle und auch noch weiter östlich im Saarland ist ganz offenkundig falsch. Es hatten dort im Norden des Darstellungsgebietes keinerlei Datenpunkte von Bohrungen vorgelegen, eine Berücksichtigung der zahlreichen (deutschsprachigen) Geländebeschreibungen in den weiträumigen saarländischen Ausbissgebieten war offenbar auch unterblieben. Etwas weiter südlich, in der Region Forbach im saarländisch-lothringischen Grenzgebiet, hatten aber sehr wohl Bohrprofil-Informationen vorgelegen. Dort könnte die dargestellte Signatur für siltige Tonsteine – nach den Texten von BOURQUIN et al. treten basal auch Sandsteine auf – durchaus ihre Berechtigung gehabt haben, ebenso wie die in den weiten lothringischen Landstrichen mit zahlreichen Datenpunkten weiter westlich.

Dies lässt folgende Ausdeutung zu. Der saarländische Faziesbereich der Unteren (Grobklastischen) Zwischenschichten (so1u) stellt also eine relativ engräumige Proximalzone südlich des erweiterten Hunsrücks dar. Die groben Klastika säumen den Südrand des Saarbrücker Sattels (vgl. MÜLLER 1954: Karte 2: Isopachen des so1; MÜLLER & KONZAN 1989: Abb. 13: Isopachen des gesamten so). Der Hunsrück, die Siercker Schwellenzone und weite Teile des östlichen Saar-Nahe-Berglandes waren ein Hochgebiet. Offenbar sind von Norden oder Nordosten, aus dem Rheinischen Massiv i.w.S., Gerölle zugeführt worden. Diese Vorschüttungssituation entspricht in ihrem Reliefgradienten genau derjenigen der Unteren Zwischenschichten (so1u) in West-Luxemburg, wo am Südsaum der WSW-ENE-streichenden Ardennen-Südrandzone ardennische Konglomeratschüttungen eingebracht wurden. Hier im linksrheinischen Süden wiederholt sich also das Faziesmuster des sot des westlichen Trier-Luxemburger Untersuchungsgebietes. Eine Einschüttung von Norden her hatte sich auch schon in zwei von P. WURSTER (vor 1968) ermittelten Schüttungspfeilen des saarländischen Buntsandsteins dokumentiert (LGB 2005: Abb. 62, DITTRICH 2016a: Abb. 1). Sie zeigten eine Südost-gerichtete Materialzufuhr vom Südwestrand der Rheinischen Insel aus in die Pfälzer Mulde; stratigraphisch waren sie allerdings nicht näher spezifiziert worden.

Die Schichteinheit der Unteren (Grobklastischen) Zwischenschichten wurde vor allem im nordost-lothringischen und saarländischen Bereich ausgehalten (MÜLLER & SCHRÖDER 1960: S. 249). In der Pfälzer Mulde (Rheinland-Pfalz) lässt sich eine Zweigliederung der Zwischenschichten mit einer sauber definierten Abtrennung eines unteren gröberklastischen Abschnitts kaum je durchführen. Die stratigraphische Buntsandstein-Tabelle bei LGB (2005: Tab. 24b) hatte sich damals maßgeblich an saarländischen Gepflogenheiten orientiert. Das tektonisch induzierte Vorschüttungsereignis über der S-Diskordanz (smh/sot; Tab. 4) verliert aber nach Osten zum Rhein hin an lithofazieller Relevanz.

Nachfolgend soll die hier neu eingeführte **K-Diskordanz** näher diskutiert werden. Sie ist nur in linksrheinischen Beckenbereichen erkennbar. Der abrupte Wechsel des Sedimentationsgeschehens innerhalb der Zwischenschichten, am Beginn der Kyllburg-Schichten, war schon von MADER (1981b) auf ein (nicht näher spezifiziertes) tektonisches Ereignis mit vertikalen Schollenrelativbewegungen zurückgeführt worden. Bei MADER (1981b) war dafür eine „erneute tektonische Verstellung im Liefergebiet“ notiert worden. Bei MADER (1992: Tab. 46) ist dieses Ereignis dann als „weak paleotectonic event“ gekennzeichnet worden. Bei Berücksichtigung des deutlich veränderten Liefergeschehens (Kap. 6.5) und der generell etwas abweichenden Beckenkonfiguration (Abb. 29) ist dieses linksrheinische Ereignis allerdings etwas höher einzuschätzen.

Der von DACHROTH (2013) nach einer west-saarländischen Lokalität gewählte Begriff „Beckingen-Diskordanz“ ist dafür weniger passend. Dieser bezieht sich ja auf eine Region, wo der sohu („Obere (Feinklastische) Zwischenschichten“) im Allgemeinen feinkörniger ausgebildet ist als der darunter liegende sot („Untere (Grobklastische) Zwischenschichten“). Zudem ist bei Beckingen die stratigraphische Einstufung des basalen Teils der dortigen Zwischenschichten als so1o (sohu) – wie es von DACHROTH (2013) angenommen wurde – nicht gesichert. Nach MÜLLER (1954: S. 187) sind nämlich die grobklastischen unteren Zwischenschichten dort in der Merziger Mulde generell vergleichsweise geröllarm. Insofern bleibt die korrekte zeitliche Einordnung der von DACHROTH (2013: S. 505) genannten „tektonischen Verstellung an einer Verwerfung“ bei Beckingen ungeklärt. Bei den von DACHROTH (1972: S. 122) als höhere Zwischenschichten angesprochenen geringmächtigen, glimmerreichen und dunkelrotbraunen Feinsandsteinen, die die besagte Verstellung erosionsdiskordant überlagern, könnte es sich auch um Sedimente der höheren s6-Folge handeln; gemäß der Tafel 2 bei DACHROTH (1972: Bild 3 und 4) bleibt deren Mächtigkeit gering. In diesem Fall ist die abgebildete syngenetische Aufschiebung mit ihrer Sprunghöhe im Dezimeter-Bereich im Zeitraum zwischen der s3-Folge (Obere Karlstal-Schichten) und der höheren s6-Folge (Violette Grenzschichten) angelegt worden, andernfalls zwischen der s3-Folge und der (höheren?) s7-Folge. Die Raumlage dieser tektonischen Beanspruchung ist aus den übermittelten Informationen nicht abzuleiten. Eine kompressive Einengung im Zuge der H-Diskordanz würde allerdings gut zu den oben dargelegten Ausdeutungen bei Oeting passen (Abb. 31 und 32).

Insgesamt ist also die Definition und die Beschreibung einer K-Diskordanz unter den Kyllburg-Schichten (soZK) des nördlichen Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebietes stratigraphisch konkreter und insofern zuverlässiger. Dort markiert die soZK-Basis eine Diskordanz mit einer gewissen Schichtlücke im Liegenden. Der metermächtige Leithorizont der VG2 ist darunter nicht immer überall erhalten geblieben. Nachgewiesen ist er vor allem in den etwas weniger strukturtiefen Bereichen des Bitburger Beckens. Dort ist er vor einer erosiven Kappung bewahrt gewesen, da sich die energiereichen fluviatilen Rinnen des einsetzenden soZK vor allem auf die Trogachsen konzentrierten. In den etwas randlicheren Gebieten war der VG2-Horizont geschützt durch eine hinreichende, aber nicht besonders starke Subsidenz.

Die damalige Einschüttung grober Klastika kam von (West-)Südwesten. In Frankreich erfolgte auch eine deutliche Beckenausweitung nach Westen. Durch die diagonal streichende Luxemburger Zentralschwelle (Abb. 27) wurde das Geröllmaterial nach Nordosten gelenkt, der Ostteil des Untersuchungsgebietes wurde davon weitgehend abgeschirmt (Abb. 29). Dies gilt für den östlichen Saargau und für das sonstige Saarland südlich der Siercker Schwelle. Hier wurde vor allem gallisches Sandmaterial abgelagert. Ganz im Süden, im luxemburgischen Bohrprofil Mondorf (Adelheid-Quelle) sind bloß noch (mechanisch ausselektierte?) Quarz-dominierte Geröll-Einlagerungen belegt.

Die **G-Diskordanz** unterhalb der (thüringischen) Gleina-Subformation der Röt-Formation tritt im inneren rechtsrheinischen Becken auf Schwellenbereichen mit Profildefiziten von bis zu 60 m in Erscheinung (TIETZE & RÖHLING 2013: S. 259). Das entsprechende tektonische Ereignis kann im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet dem beckendynamischen Umschwung sohu/soho gleichgesetzt werden. Auf ihrer S. 261 ordneten TIETZE & RÖHLING der G-Diskordanz in mehreren Gebieten des rechtsrheinischen Buntsandstein-Beckens nur „relativ schwache Hebung und damit verbundene Erosion“ zu. Im Untersuchungsgebiet, wo in nördlichen luxemburgischen Randregionen an der Basis des sohu zwischen 6 und (etwas) über 10 m mächtige Konglomerat-

durchsetzte Abfolgen vorkommen, ist der entsprechende Eindruck deutlicher. Hier ist es zu einer konkret nachweisbaren Änderung der Beckenkonfiguration gekommen (Kap. 7.3.2, Abb. 29, Tab. 4). In der Darstellung von DACHROTH (2013) wird dieses Ereignis durch die sogenannte „Sierck-Diskordanz“ abgebildet (Abb. 33). In ihr bildet sich das Aufgreifen des Voltziensandsteins auf Teilbereiche der Siercker Schwelle ab.

Vergleich der hier ermittelten Subsidenzmuster mit denen der Hessischen Senke

In der Hessischen Senke sind die Subsidenzmuster des Unteren Buntsandsteins, diejenigen aller vier Folgen des Mittleren Buntsandsteins und das des Oberen Buntsandsteins (s7-Folge, Röt-Formation) gut bekannt (DERSCH-HANSMANN 2013: Abb. 8.2-1, -2, -3 und -11). Die regional unterschiedliche Absenkung jeder dieser Einheiten ist durch Isopachenkarten und einzelne ergänzende Faziessignaturen sehr gut dokumentiert. Die diesem Kartenwerk zugrunde liegende Datenbasis war beträchtlich.

In ihrer Charakteristik als große, im Norden vor allem rheinisch ausgerichtete Senkungszone, die sich nach Süden hin stärker differenziert und nach Südwesten hin einen Anschluss an das linksrheinische Teilbecken der Pfälzer Mulde findet, ist die Hessische Senke ein ideales Vergleichsobjekt für das Trier-Luxemburgische Untersuchungsgebiet. Beide Senkungszone querten das rhenohertzynische Schiefergebirge, jeweils links und rechts des Rheinischen Massivs (Teil I: Abb. 2). Ihre jeweiligen rheinischen Nord-Trogachsen waren die Eifeler Nord-Süd-Zone im Westen und der Reinhardswald-Trog im Osten.

Es ist also interessant, zu überprüfen, ob und in wieweit die im Untersuchungsgebiet rekonstruierten (als wahrscheinlich anzunehmenden) Extensionsrichtungen (Kap. 7.3.3, Abb. 29) auch die Subsidenzmuster in der Hessischen Senke prägten. Da krustale Stressfelder ja meist auf großräumige Plattenbewegungen zurückgehen und überregional wirksam sind, sollten Parallelentwicklungen erkennbar sein.

Dies ist tatsächlich der Fall. Im Folgenden soll dies näher erläutert werden. Für den **Unteren Buntsandstein** ist im Untersuchungsgebiet eine (N)NW-(S)SE-Dehnung ermittelt worden. In Hessen waren zu dieser Zeit große Becken und Schwellen mit deutlich „diagonal“, also Südwest-Nordost ausgerichteten Achsen wirksam (Abb. 8.2-1 nach T. REISCHMANN). Das breite Becken bei und nordöstlich von Fulda nahm bis (weit) über 300 m mächtige Sedimentabfolgen auf. Der rheinische Trog bei Kassel ganz im Norden war existent, aber eher unscharf konturiert. Das Gesamtbild kann genetisch ohne weiteres auf die oben genannte synsedimentäre Extensionsrichtung zurückgeführt werden. Die Einmündung des „Bitburg-Kasseler Senkungsfeldes“ vom Trierer Becken her, die lithofaziell durchaus ihren Niederschlag fand (Kap. 7.3.1), ist in der unvollständig dargestellten su-Mächtigkeit in Nordwest-Hessen (noch?) nicht unmittelbar erkennbar. Dies könnte der dortigen Datenbasis zuzuschreiben sein, die nicht zuletzt wegen der flächenhaften Erosion auf dem angehobenen heutigen Schiefergebirgs-Block eingeschränkt ist.

Im beginnenden Mittleren Buntsandstein, im smtu, war im Untersuchungsgebiet wegen der neu einsetzenden Subsidenz der Eifeler Nord-Süd-Zone und der Aktivierung des Bitburger Beckens eine WNW-ESE-Extension anzunehmen gewesen. Diese Situation findet ihre Entsprechung im Absenkungsmuster der hessischen **Volpriehausen-Formation** (smV; Abb. 8.2-2A, nach W. TIETZE). Die Fulda-Senke hat sich in ihren Konturen verändert und auch stärker an den rheinischen Trog nördlich von Kassel angeschlossen. Mit smV-Mächtigkeiten von über 200 m ist er

sehr markant entwickelt. Auch weist er nach Norden weit über hessisches Gebiet hinaus. Die Einmündung des „Bitburg-Kasseler Senkungsfeldes“ könnte sich in der Ausbuchtung der 150 m-Isopache andeuten.

Die in Hessen vergleichsweise geringmächtige **Detfurth-Formation** (smD; Abb. 8.2-2B, nach W. TIETZE), die im Süden des Landes nur noch um die 50 m mächtig ist, fehlt im Untersuchungsgebiet. Dort und auch fast in der gesamten Pfalz fällt sie in einer Schichtlücke unterhalb der von DITTRICH (2016b) ausführlich beschriebenen Harsberg-Diskordanz aus (Tab. 4). Vergleichende Betrachtungen zur damaligen Beckenkonfiguration können daher nicht vorgenommen werden. Das in Hessen realisierte Subsidenzmuster des smD mit seiner relativ einfach ausgeformten, etwa Nord-Süd-orientierten Trogachse bildet eine Ost-West-Extension ab, der höchstwahrscheinlich eine Ost-West-ausgerichtete Dehnungsbeanspruchung zugrundelag.

Das eher lebhaft konfigurierte Becken der mächtigen **Hardeggen-Formation** (smH; Abb. 8.2-2C, nach W. TIETZE) bestätigt einen Wandel des Spannungsfeldes. Im Untersuchungsgebiet war für diese Zeit (smt0) eine ungefähr Nordwest-Südost ausgerichtete Extension rekonstruiert worden. Die Diagonalrichtung war hochmobil – vor allem im Norden (Bitburger Becken) –, daneben zeichneten sich rheinische (Eifeler-Nord-Süd-Zone) und variszisch streichende Richtungselemente ab. Auch das Subsidenzmuster in der Hessischen Senke ist sehr vielfältig. In Nord-Hessen interagierte der rheinische Reinhardswald-Trog mit diagonalen Elementen in seinem Nordteil (DERSCH-HANSMANN 2013: Abb. 8.2-3C) und im Südteil (Abb. 8.2-2C). Die im Raum Kassel dokumentierte smH-Mächtigkeit von bis zu 230 m (TIETZE & RÖHLING 2013: S. 254) ist einem Überlagerungsbereich beider Strukturrichtungen zuzuschreiben. Ähnliches vollzog sich wohl im norddeutschen Glückstadt-Graben, wo gleichfalls hohe smH-Mächtigkeiten abgelagert wurden und auch (unter der H-Diskordanz) erhalten geblieben sind (vgl. dazu LEPPER et al. 2013: Abb. 4.4-3, -5 und S. 105, RÖHLING & LEPPER 2013: Abb. 3.4-2). Etwa 60–70 km südöstlich von Kassel bildet sich in einer besonders sandigen Randfazies und einer leichten Auswölbung der 100 m-Isolinie wohl die Einmündung und Sedimentzufuhr des „Bitburg-Kasseler Senkungsfeldes“ ab (Kap. 7.3.2). In Mittel- und Südhessen deuten sich an drei Stellen WSW-ENE („variszisch“) streichende Strukturen an, allerdings nur schwach. Das Gesamtbild ähnelt durchaus der strukturellen Situation im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet.

Für den höheren Mittleren Buntsandstein (smh) war im Untersuchungsgebiet eine Südwest-Nordost-Extensionsrichtung als wahrscheinlich erachtet worden. Ältere Trogachsen waren aber noch erkennbar gewesen (vgl. Text zur H-Diskordanz oben in diesem Kapitel). Mit den Daten aus der Hessischen Senke kann dies nun bestätigt werden. In der dortigen Isopachenkarte der **Solling-Formation** (smS; Abb. 8.2-2D, nach W. TIETZE) sind im Süden (zwei Mal) und im Osten, sehr schwach auch im Nordosten, insgesamt also drei bis vier Mal Nordwest-Südost-Richtungen erkennbar. Auffällig ist dies vor allem bei Darmstadt und nordöstlich von Fulda. Es handelt sich dabei um völlig neue, zuvor (und danach) nicht verwirklichte Muster. Ihre Herausbildung geschah wohl im Gefolge der nun angreifenden andersartigen Dehnungsbeanspruchung (Südwest-Nordost). Die Absenkung des rheinisch streichenden Gesamttroges der Hessischen Senke war zu dieser Zeit vergleichsweise schwach.

Für einen Vergleich der Subsidenzmuster des Oberen Buntsandsteins (Folge s7) steht aus der Hessischen Senke nur eine einzige Isopachenkarte, nämlich die der gesamten **Röt-Formation** zur Verfügung (soR; DERSCH-HANSMANN 2013: Abb. 8.2-11, nach T. REISCHMANN). Im Begleittext dazu (S. 403) wurde vermerkt, dass der Übergang vom Mittleren zum Oberen Buntsandstein

eine „Zeit abklingender tektonischer Spannungen“ sei. Die damalige Paläogeographie solle „in großen Zügen den aus dem Mittleren Buntsandstein überlieferten Mustern“ folgen. Dem kann hier inhaltlich jedoch keineswegs gefolgt werden. Bei genauerer Betrachtung der hessischen Isopachenkarte zeigen sich große Abweichungen des Subsidenzmusters von demjenigen der unterlagernden Solling-Formation und auch von denen des vorhergehenden Buntsandsteins. Genau so wie im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet dokumentiert sich offenbar ein tektonisches Ereignis, eine mechanische Reaktion auf ein verändertes kontinentales Spannungsfeld. Die Extension war nunmehr wieder Nordwest-Südost-ausgerichtet, völlig anders als in der s6-Folge zuvor (Kap. 7.3.2 und 7.3.3, Tab. 4). In Ermangelung nahegelegener, deutlich reliefierter und petrologisch unterschiedlich beschaffener Liefergebiete konnte sich dieser Wechsel in Hessen bloß nicht so offenkundig manifestieren wie in den linksrheinischen Proximalbereichen des Beckens. Ein wesentliches Element der Beckenkonfiguration des s7 in der Trier-Luxemburger Bucht war die akzentuierte Abbildung WSW-ENE (variszisch) streichender Strukturen. Dies betraf etwa die Siercker Schwelle, aber auch die Senkungszone des Attert-Grabens. Dasselbe zeigt sich in Hessen. Dort fallen an mehreren Stellen WSW-ENE-Schwellen und -Tröge auf. Auch existieren dort an größeren, komplexer ausgeformten Teilbecken WSW-ENE-ausgerichtete Randzonen, an denen eine schnelle Mächtizunahme verzeichnet worden ist. Auch in Hessen waren offenbar „variszisch“ streichende tektonische Strukturen hochmobil.

Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet war die Beckenkonfiguration des frühen Oberen Buntsandsteins (sot, Tab. 3 und 4, Abb 29) durch eine auffällig schmale Trogachse im Bereich des „diagonal“ orientierten Südeifeler Zentralgrabens gekennzeichnet. Auch dies findet seine Entsprechung in der hessischen Isopachenkarte. Ein sehr schmaler langgestreckter Trog in Südwest-Nordost-Richtung erscheint dort, welcher über die hessisch-thüringische Landesgrenze hinausreicht. Im Abbildungstext wird dazu notiert, dass dort bei Eschwege besonders eng-räumige Mächtigkeitsvariationen auftreten. Das Streichen und die geringe Breite dieser Trogachse entsprechen der Form derjenigen im Untersuchungsgebiet.

Im Grenzbereich sm/so hatte es wohl eine ruckartige Umorientierung der Dehnungsbeanspruchung gegeben, welche sich im Sedimentrekord in der S-Diskordanz manifestierte. Nach allen diesbezüglichen Tabellen im Buntsandstein-Band (DSK 2013) und dann auch bei RÖHLING et al. (2018: Abb. 1) kam es damals zu Bruchtektonik und Hebung. Angesichts der zuvor genannten schmalen und langgestreckten Spezialtröge rechts und links des Rheinischen Massivs könnte eventuell auch schwaches Rifting notiert werden (Tab. 4). Die angreifende Nordwest-Südost-Dehnung war jedenfalls stark, am luxemburgischen und nordfranzösischen Südwestrand weitete sich das Gesamtbecken deutlich aus. Wahrscheinlich sind zu dieser Zeit alt angelegte Sockelfugen im variskisch deformierten Grundgebirge remobilisiert und vertikaltektonisch akzentuiert worden.

Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet haben sich im Oberen Buntsandstein drei becken-dynamisch homogene Abschnitte unterscheiden lassen. Ihr jeweiliges Spannungsfeld differenzierte ein wenig (Kap. 7.3.3, Abb. 29, Tab. 4). Die undifferenzierte Isopachenkarte der gesamten Röt-Formation in Hessen kumuliert diese einzelnen Subsidenzmuster. Interessant ist aber, dass sich auch im linksrheinischen Nord-Süd-Profilsschnitt von TIETZE & RÖHLING (2013: Abb. 7.3-3) drei verschiedene Beckenmuster im Oberen Buntsandstein abzeichnen. Nach der unterschiedlichen Geometrie ihrer Fazies- und Mächtigkeitsverteilungen unterscheidet sich dort der „so1“ (Röt 1) vom Doppelpack „so2“+„so3“; der „so4“ ist dann abermals verschieden. Die Parallelen zu den hier abgeleiteten Einstufungen des sot, des sohu und des soho in Tab. 4 sind offensichtlich.

In wieweit dabei Meeresspiegelschwankungen – eustatische Gegebenheiten bzw. Veränderungen des Baselevels – und/oder klimatische Veränderungen eine zusätzliche Rolle gespielt haben, wird in Kap. 8 im vierten und letzten Teil dieser Gesamtpublikation untersucht und diskutiert werden.

Schriften

- ASHRAF, A. R. & STETS, J. (1978): Das Oberrotliegende und der Mittlere Buntsandstein bei Gladbach in ihren Beziehungen zum paläozoischen Sockel und zur Wittlicher Senke (SW-Eifel, Rheinisches Schiefergebirge). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **6**: 5-34, 8 Abb., 1 Taf.; Mainz.
- BACKHAUS, E. (1974): Limnische und fluviatile Sedimentation im südwestdeutschen Buntsandstein. – *Geol. Rdsch.*, **63**: 925-942, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1994): Der Einfluß der Tektonik und des skythisch-anischen Meeresspiegelanstiegs auf die Faziesgliederung des Oberen Buntsandsteins im Germanischen Triasbecken. – *Z. dt. geol. Ges.*, **145**: 325-342, 6 Abb.; Hannover.
- BINDIG, M. & BACKHAUS, E. (1995): Rekonstruktion der Paläoenvironments aus den fluviatilen Sedimentkörpern der Röt-Sandstein-Fazies (Oberer Buntsandstein) Südwestdeutschlands. – *Geol. Jb. Hessen*, **23**: 69-105, 31 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- BOURQUIN, S., PERON, S. & DURAND, M. (2006): Lower Triassic sequence stratigraphy of the western part of the Germanic Basin (west of Black Forest): Fluvial system evolution through time and space. – *Sedimentary Geol.*, **186**: 187-211, 11 Fig.; Amsterdam (Elsevier).
- DACHROTH, W. (1967): Stratigraphie und Tektonik im Hauptbuntsandstein des östlichen Saarlandes. – *Annales Univ. Sarav.*, **5**: 173-218; Saarbrücken, Berlin (Borntraeger).
- (1972): Der obere Buntsandstein im Saarland. – *Oberrhein. Geol. Abh.*, **21**: 117-144, 7 Abb., 1 Taf.; Karlsruhe.
- (1988): Genese des linksrheinischen Buntsandsteins und Beziehungen zwischen Ablagerungsbedingungen und Stratigraphie. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **70**: 267-333, 17 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.
- (2013): Der Buntsandstein der Lothringen-Pfalz-Senke. – S. 487-513, 6 Abb., 1 Tab., In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland XI – Buntsandstein*. – *Schr.-R. dt. Ges. Geowiss.*, **69**: 657 S.; Hannover.
- DERSCH-HANSMANN, M., LEPPER, J., RAMBOW, D., TIETZE, K.-W. & WENZEL, B. (2013): Der Buntsandstein in der zentralen Hessischen Senke. – S. 385-419, 21 Abb., 1 Tab., In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein*. – *Schr.-R. dt. Ges. Geowiss.*, **69**: 657 S.; Hannover.
- DITTRICH, D. (1989): Beckenanalyse der Oberen Trias in der Trier-Luxemburger Bucht. Revision der stratigraphischen Gliederung und Rekonstruktion der Paläogeographie. – *Publ. Serv. Géol. Lux.*, **XVI**, 223 S., 6 Abb., 6 Tab., 8 Anl.; Luxembourg.
- (1993): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Luxemburg 1 : 25.000 Blatt Nr. 11 Grevenmacher und Blatt Nr. 13 Remich. – *Publ. Serv. Géol. Lux. Bul.*, **16**: 51 S., 3 Abb., 2 Tab.; Luxembourg.
- (1996): Unterer Buntsandstein und die Randfazies des Zechsteins in der nördlichen Pfälzer Mulde (Exkursionen C1 am 11. und C2 am 12. April 1996). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **78**: 71-94, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- (2003): Stratigraphische Gliederung des Pfälzer Buntsandstein. – In: ROHN, J. & KASSEBEER, W.: *Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000. Blatt 6712 Merzalben. Erläuterungen*. 3 S., 1 Tab.; Mainz (Landesamt für Geologie und Bergbau).

- DITTRICH, D. (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.
- (2005): Der Keuper des Trier-Bitburger Beckens. S. 259-264, 1 Abb., 1 Tab. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper. – Courier Forsch.-Inst. Senck., **253**: 296 S. 64 Abb., 50 Tab., 2 Taf., Frankfurt a. M., Stuttgart (Schweizerbart).
 - (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).
 - (2011b): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil I. – Mainzer geowiss. Mitt., **39**: 7-86, 36 Abb.; Mainz.
 - (2014): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil IV. – Mainzer geowiss. Mitt., **42**: 27-98, 20 Abb., 2 Tab.; Mainz.
 - (2015 a): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000. Blatt 6611 Hermersberg. Erläuterungen. 114 S., 38 Abb., 11 Tab., 1 Strukturkt.; Mainz (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz).
 - (2015b): Känozoische Scher- und Dehnungstektonik im Pfälzerwald und mesozoische Vorbeanspruchungen. – Mainzer geowiss. Mitt., **43**: 99-184, 27 Abb., 1 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.
 - (2018a): 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.
 - (2018b): Die Pfalz im Erdmittelalter. – S. 32-37, 11 Abb., 1 Tab., In: GEIGER, M. (Hrsg.): Die Landschaften der Pfalz entdecken – Geotouren für Familien. – 225 S.; Landau (Verlag Pfälzische Landeskunde).
 - (im Druck a): Der Muschelkalk in der Trierer Bucht. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland. Muschelkalk. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **91**, 37 S., 25 Abb., 1 Tab.; Hannover.
 - (im Druck b): Der Muschelkalk in Luxemburg und Belgien. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland. Muschelkalk. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **91**, 14 S., 2 Abb.; Hannover.
 - (im Druck c): Die gallo-ardennische Randfazies der Trias in der Südeifel und in Luxemburg. – In: HAUSCHKE, N., BACHMANN, G. H. & FRANZ, M. (Hrsg.): Trias. Aufbruch ins Erdmittelalter. – ca. 40 S., 26 Abb.; München (Pfeil).
 - (in Vorb): Marine Signale im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht? Teil IV: Sequenzstratigraphische Gesamtausdeutung. – Mainzer geowiss. Mitt., **48**; Mainz.
- DITTRICH, D., HIMMERKUS, J. & KOBE, E. (1998): Stratigraphische und sedimentologische Ergebnisse der Forschungsbohrung Dockendorf im Zentrum der Trier-Bitburger Mulde (Oberer Muschelkalk, Keuper, Unterer Lias). – Mainzer geowiss. Mitt., **27**: 159-212, 22 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Mainz.

- DITTRICH, D., KLÖSGEN, M. & PANKNIN, A. (2005): Gipskeuper und ardennisch geprägter Schilfsandstein in der Forschungsbohrung Kranzbach/Bollendorf (Südeifel) – Neue Befunde zum Faziesmuster. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **33**: 245-294, 24 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- 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. & LICHTENSCHIEDT, E. (2007): Buntsandstein des östlichen Bitburger Beckens aus Kernbohrungen bei Spangdahlem (Südeifel). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **35**: 81-134, 20 Abb., 3 Tab.; Mainz.
- DITTRICH, D., COLBACH, R. & FEIST-BURKHARDT, S. (in Vorb.): Oberer Buntsandstein und Unterer Muschelkalk der Kernbohrung Reisdorf – Stratigraphie, Lithofazies und Palynologie mit Rückschlüssen auf die Paläogeographie. – *Publ. Serv. Géol. Lux.*; Luxembourg.
- DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (Hrsg.) (2013): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. – *Schr.-R. dt. Ges. Geowiss.*, **69**: 657 S.; Hannover.
- EISBACHER, G. H. (1996): Einführung in die Tektonik. – 2. Aufl., 374 S., 329 Abb.; Stuttgart (Enke).
- ÉLIE DE BEAUMONT, L. (1828): Observations géologiques sur quelques Terrains secondaires du Système des Vosges (Observations géologiques sur les différentes formations qui, dans le système des Vosges, séparent la formation houillère de celle du lias). – Nachdruck von Auszügen der *Annales des Mines*, 2. Série, **1827 + 1828** (1: 393-468, 2: 3-82), 199 S., 3 Taf.; Paris (Imprimerie Huzard).
- 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).
- GÉLY, J.-P. & HANOT, F. (Hrsg., 2014): Le Bassin parisien. Un nouveau regard sur la géologie. – 229 S., zahlr. Abb. und Tab., 1 Anl.; Paris (AGPB).
- HEITEL, H. (1979): Vergleich zweier Buntsandsteinprofile am SE- und NW-Rand der Bitburger Triasmulde. – *Clausthaler geol. Abh.*, **30**: 62-73, 3 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
- HENRICH, H. W. (1962): Sedimentpetrographische Untersuchungen im Buntsandstein des Saarlandes und angrenzender Gebiete. – *Annales Univ. sarav.*, **X(3)**: 134 S., 5 Abb., 12 Tab., 1 Taf., 2 Ktn., Saarbrücken.
- 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.).
- KONRAD, H. J. (1973): Zur Gliederung des höheren Buntsandsteins der Pfalz. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **2**: 35-44, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Mainz.
- (1975): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6711 Pirmasens-Nord. Erläuterungen. 67 S., 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Mainz (Geologisches Landesamt).
- (1979): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6811 Pirmasens-Süd. Erläuterungen. 63 S., 1 Abb., 3 Tab.; Mainz (Geologisches Landesamt).
- 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. Geowiss.*, **69**: 657 S.; Hannover.
- LEPPLA, A. (1908): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25 000, Blatt („Kilburg“) Kyllburg Nr. 5905, mit Erläuterungen. – 31 S.; Berlin (Kgl. preuss. geol. Landesanstalt).
- LETOUZEY, J. (1986): Cenozoic paleo-stress pattern in the Alpine Foreland and structural interpretation in a platform basin. – *Tectonophysics*, **132**: 215-231, 9 Fig.; Amsterdam (Elsevier).
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau) (Hrsg.) (2005): Geologie von Rheinland-Pfalz: 400 S., 162 Abb., 36 Tab., 3 Anl.; Stuttgart (Schweizerbart).

- LGB & LUWG (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz & Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz) (Hrsg.) (2010): Hydrogeologische Kartierung Bitburg–Trier. – 134 S. Erl., 35 Abb., 7 Tab., 19 Anl.; Mainz.
- LICHTENSCHIEDT, E. (1999): Zur Geologie der Umgebung von Daufenbach unter besonderer Berücksichtigung des „Devonaufbruches“ an der Deimlinger Mühle (Südeifel, Trier-Bitburger Senke). – Dipl.-Kart. + Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 81 S., 49 Abb., 5 Tab., 5 Anl.; Bonn – (unveröff.).
- LUCIUS, M. (1941): Beiträge zur Geologie von Luxemburg. Die Ausbildung der Trias am Südrande des Öslings. – Publ. Serv. Géol. Lux., III: 3-275, 11 Abb., 2 Taf.; Luxembourg.
- (1948): Erläuterungen zu der Geologischen Spezialkarte Luxemburgs. Das Gutland. – Publ. Serv. Géol. Lux., V: 405 S., 30 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Luxembourg.
- MADER, D. (1979): Stratigraphie und Faziesanalyse im Buntsandstein der Westeifel. – Diss. Univ. Heidelberg, 293 S., 96 Abb., 8 Taf., 2 Anl.; Heidelberg.
- (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.
 - (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). – Sedimentary Geology, 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.
 - (1985a): 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.
 - (1985b): Fluvial conglomerates in continental Red Beds of the Buntsandstein (Lower Triassic) in the Eifel (F.R.G.) and their palaeoenvironmental, palaeogeographical and palaeotectonic significance. – Sediment. Geol., 44: 1-64, 15 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Amsterdam (Elsevier).
 - (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 (Elsevier).
- MEYER, W. (2013): Geologie der Eifel. – 4. Aufl., XIV + 704 S., 157 Abb., 12 Tab., 8 Taf., 1 Beil.; Stuttgart (Schweizerbart).
- 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.
- (1966): Über stratigraphische Fragen im linksrheinischen Buntsandstein. – Z. dt. Geol. Ges., 115 (1963): 836-839; Hannover.
 - (1984): Oberrotliegendes und Trias über Devon am Hunsrücksüdrand (Exkursion E am 26. und 27. April 1984). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 66: 77-84, 7 Abb.; Stuttgart.

- MÜLLER, E. M. & SCHRÖDER, E. (1960): Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **88**: 246-265, 3 Abb., Wiesbaden.
- MÜLLER, E. M. & KONZAN, H. P. (1989): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes (mit Beiträgen von H. ENGEL und A. МИНН). – 46 S., 14 Abb.; Saarbrücken (Geologisches Landesamt des Saarlandes).
- NEGENDANK, J. F. W. (1974): Trier und Umgebung. – Slg. geol. Führer, **60**, 1. Aufl., 116 S., 21 Abb., 5 Tab., 3 Ktn., 1 Anl.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- (1983): Trier und Umgebung. – Slg. geol. Führer, **60**, 2. Aufl., 195 S., 29 Abb., 6 Tab., 3 Taf., 2 Anl.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- OEHMS, S. (2006): Geologische Kartierung in der Trier-Bitburger Bucht im Raum Beilingen–Speicher (Blatt 6005 Bitburg, Südeifel). – Dipl.-Kart. Univ. Bonn, 60 S. + Anh., 21 Abb., 3 Anl.; Bonn. – (unveröff.).
- PAAS, N. (1993): Zur Permotrias im südlichen Meulenwald bei Föhren (SW-Eifel, Rheinisches Schiefergebirge). – Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 116 S., 64 Abb., 10 Tab., 2 Anl.; Bonn – (unveröff.).
- PETERS, F. (1985): Zur Geologie der Umgebung von Tawern/Saar unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentpetrographie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins. – Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 116 S., 64 Abb., 10 Tab., 2 Anl.; Bonn – (unveröff.).
- PFLUG, H. D. (1959): Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. – Freiburger Forschungsh., **C 71**: 1-110, 13 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- POMEROL, Ch. (1974): Le bassin de Paris. – In: DEBELMAS, J. (Hrsg.): Géologie de la France. Vol. 1: Vieux massifs et grands bassins sédimentaires: 230-258, Fig. 97-114; Paris (Doin).
- RIBBERT, K. H. (1995): Der Buntsandstein der Mechernicher Trias-Senke. – Mainzer geowiss. Mitt., **24**: 237-252, 5 Abb., 2 Taf.; Mainz.
- RITTER, J. R. & CHRISTENSEN, U. R. (Hrsg., 2007): Mantle Plumes – A Multidisciplinary Approach. – 501 S., 157 Abb., Berlin, Heidelberg (Springer).
- RÖHLING, H-G. (1991): A Lithostratigraphic Subdivision of the Lower Triassic in the Northwest German Lowlands and the German Sector of the North Sea, Based on Gamma-Ray and Sonic Logs. – Geol. Jb., **A 119**: 3-24, 1 Abb., 12 Taf.; Hannover.
- (2013): Der Buntsandstein im Norddeutschen Becken – regionale Besonderheiten. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 269-384, zahlreiche Abb., 1 Tab. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.
- 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. 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).
- ROHN, J. & KASSEBEER, W. (2003): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000. Blatt 6712 Merzalben. Erläuterungen. – 88 S., 31 Abb., 5 Tab., 1 Strukturkt.; Mainz (Landesamt für Geologie und Bergbau).
- SCHINTGEN, T. & FÖRSTER, A. (2013): Geology and basin structure of the Trier-Luxembourg Basin – implications for the existence of a buried Rotliegend graben. – Z. dt. Ges. Geowiss., **164**: 615-637, 7 Abb., 2 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHRADER, E. (1983): Ein Sedimentationsmodell der Trias in der Eifeler Nord-Süd-Zone. Untersuchungen zur Granulometrie, Mikrofazies und Tongeologie sowie Betrachtungen zum naturräumlichen Potential der Nord-Eifel. – Diss. RWTH Aachen, 300 S.; Aachen.

- SCHRADER, F. (1981): Zur Geologie der Umgebung von Heckenmünster (SW-Eifel, Rheinisches Schiefergebirge). – Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 91 S., 28 Abb., 11 Anl.; Bonn – (unveröff.).
- (1990): Gliederung, Lagerung und Verbreitung von Rotliegend und Mittlerem Buntsandstein im östlichen Trierer Raum. – Z. dt. geol. Ges., **141**: 49-59, 5 Abb.; Hannover.
- SCHRÖDER, E. (1952): Die Trierer Bucht als Teilstück der Eifeler Nord-Süd-Zone. – Z. dt. geol. Ges., **103** (1951): 209-215, 3 Abb.; Hannover.
- SCHRÖDER, J. (1964): Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Mosel (Tommels-Konzerbrück) und Saar (Könen-Mündung). – Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 55 S., 17 Abb., 1 Taf., 2 Anl.; Tübingen – (unveröff.).
- STD 2002 (Stratigraphische Tabelle von Deutschland). – Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2002); Potsdam (GeoForschungsZentrum).
- STD 2016 (Stratigraphische Tabelle von Deutschland). – Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2016); Potsdam (GeoForschungsZentrum).
- STETS, J. (1990): Ist die Wittlicher Rotliegend-Senke (Rheinisches Schiefergebirge) ein „pull-apart“-Becken? – Mainzer geowiss. Mitt., **19**: 81-98, 8 Abb.; Mainz.
- (1995): Die Rolle der „Quarzschwelle von Mettlach-Sierck“ im Mittleren Buntsandstein des Saargaus (Südwestliches Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **24**: 217-236, 7 Abb.; Mainz.
- (2004): Geologische Karte der Wittlicher Rotliegend-Senke 1: 50 000. Erläuterungen. – 82 S., 7 Abb., 1 Anl.; Mainz (Landesamt für Geologie und Bergbau).
- (2013): Buntsandstein im Trier-Bitburg-Becken und dessen Umfeld (Südwest-Eifel und West-Hunsrück). – S. 467-486, 3 Abb., 1 Tab., In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.
- TIETZE, K.-W. & RÖHLING, H.-G. (2013): Sequenz-, Base-level- und Zyklus-Stratigraphie im Buntsandstein. Ein Statusbericht. – S. 233-268, 4 Abb., 1 Tab., In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.
- WAGNER, B. & DITTRICH, D. (2010): Profilschnitte A–A' bis F–F'. – In: LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau) & LUWG (Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz) (Hrsg.) (2010): Hydrogeologische Kartierung Bitburg–Trier. – 134 S., zahlr. Abb., 7 Tab., 19 Anl.; Mainz.
- WAGNER, H. W., KREMB-WAGNER, F., KOZIOL, M. & NEGENDANK, J. F. W. (2012): Trier und Umgebung. Geologie der Süd- und Westeifel, des Südwest-Hunsrück, der unteren Saar sowie der Maarvulkanismus und die junge Umwelt- und Klimageschichte. – Slg. geol. Führer, **60**, 3. völlig neu bearb. Aufl., 396 S., 170 Abb., 13 Tab., 1 Kte.; Stuttgart (Borntraeger).
- 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.
- WALTER, R. (2007): Geologie von Mitteleuropa. – 7. Aufl., X + 511 S., 184 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- WEILER, H. (1972): Ergebnisse von Bohrungen im Buntsandstein im Raume Trier–Bitburg. – Mainzer geowiss. Mitt., **1**: 198-227, 10 Abb.; Mainz.
- (1991): Das Grundwasser in der Bitburger Trias-Mulde, Beschreibung eines Aquifers, neue Ergebnisse. – Mainzer geowiss. Mitt., **20**: 9-42, 16 Abb., 3 Tab.; Mainz.
- WIENECKE, K. (1983): Strukturelle Untersuchungen im Mesozoikum der Eifeler Nord-Süd-Zone. – Diss. Univ. Bonn, 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. (Hrsg.) (1987): Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt CC 6302 Trier; Hannover (BGR).
- ZÖLLER, L. (1983): Neotectonic movements at the southern and western boundary of the Hunsrück Mountains (Southwestern part of the Rhenish Massif). – In: FUCHS, K., VON GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History. S. 89-92, 2 Abb.; Berlin, Heidelberg (Springer).

Manuskript eingegangen am 28.6.2019

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