

Kugelfelsen und Röhrenhöhlen als besondere Phänomene des Pfälzer Buntsandsteins

DORIS DITTRICH

Kurzfassung: Die Kugelbildungen in der pfälzischen Oberen Felszone („Kugelfels-horizont“) und die Röhrenhöhlen stehen beide in einem genetischen Zusammenhang mit der linksrheinischen Randlage des saar-pfälzischen Buntsandsteins. Dort dominierte in der Untertrias ein grobklastischer fluviatiler Randsaum, der einige Male von sehr seichten, salinar vorkonzentrierten Wässern geflutet wurde, wodurch das chemische Milieu der Porenwässer im Sedimentkörper verändert und angereichert wurden. Diese Wässer konnten bei Meeresspiegelhochständen kurzzeitig aus dem Beckenzentrum im Norden und Nordosten in die proximalen Beckenrandbereiche vordringen. Insbesondere die weit durchhaltenden stratigraphischen Niveaus von Violetten Horizonten (Zonen) – auch und vor allem die Violette Grenzzone am Top des Mittleren Buntsandsteins – markieren Hochstandsereignisse des fernen Meeres. Es handelt sich dabei nicht in erster Linie um Sedimentationsunterbrechungen. Die klastische Vorschüttung vom Gallischen Land im Südwesten wurde synsedimentär tektonisch gesteuert, alt angelegte Senkungsbereiche mit erzgebirgischem Streichen (WSW-ENE) bilden sich ab.

Kugelfelsen treten in mehreren stratigraphischen Niveaus des Unteren und Mittleren Buntsandsteins auf. Zusammenhänge mit temporären, karbonatisch-salinaren Beeinflussungen sind jeweils vorhanden. Der in der Beckenrandregion vorgegebene fluviatile Sedimentkörper wurde dabei frühdiagenetisch überprägt. Die Kugelbildungen gehen auf inzwischen ausgewitterte Karbonatgehalte zurück. Sie entstanden schon in der Untertrias, in einem frühen Stadium der Diagenese, als phreatische Calcretes bzw. Dolocretes. Es sind Grundwasser-Bildungen mit typischen anorganischen Alpha-Gefügen.

Die Röhrenhöhlen bzw. die einzelnen Röhrenstrukturen sind die Resultate einer Sandstein-Verkarstung im zeitlichen Grenzbereich Spätmesozoikum/Frühkänozoikum, bei (sub-)tropischem Klima. Sie entstanden bei der Quarzlösung durch saure, Huminstoff-reiche Grundwässer. Bei bevorzugter Auflösung der Quarzzemente kam es zur Sandkorn-Vereinzelung (Arenitisierung), zum Ausspülen von Röhren (Piping) und zur Entwicklung eines zum Altrhein im Osten gerichteten Karstsystems. An den Röhrenwandungen bildeten sich im Grundwasserbereich Kiesel-, Eisen- und Huminsäurekrusten. Bei einer genaueren Betrachtung und Bewertung aller von Röhrenhöhlen bekannten, recht komplexen Fakten, lässt sich dafür ein widerspruchsfreies genetisches Gesamtmodell entwickeln.

Die einzelnen Röhrenstrukturen folgten damaligen Kluftrichtungen. Dadurch konservierten sie das Abbild eines alten Strukturinventars. Dies wurde vor allem von der erzgebirgischen WSW-ENE-Richtung dominiert, die vom variskisch deformierten Unterlager durchgepaust war. Röhrenhöhlen-Korridore zeichnen alte, erzgebirgisch ausgerichtete Tiefschollen nach. Hinweise auf das Entstehungsalter dieser Karstformen ergeben sich aus der statistischen Verteilung der Röhren-Längsachsen-Richtun-

gen. Vergleicht man diese mit den für Südwest-Deutschland bekannten tektonischen Deformationsereignissen, so lässt sich ein Entstehungszeitraum zwischen spätester Oberkreide und frühestem Eozän einengen. Auf diese Weise ergeben sich Hinweise auf die Ausgestaltung des linksrheinischen Deckgebirges vor der tertiären Oberrheingraben-Tektogenese.

Abstract: The spherical forms in the Obere Felszone (Middle Buntsandstein) and the tube-shaped caves of Palatinate were caused resp. influenced by the border situation of the Buntsandstein left of the Rhine. During Lower Triassic a coarse fluvial marginal facies dominated there. Several times this region has been flooded by very shallow pre-concentrated saliferous waters. Thereby the chemical environments of the porewaters in the sediment body were changed and enriched. During wide-ranging highstands of the sea level these waters could intrude briefly from the northern and northeastern center to the (proximal) marginal zones of the Palatinate basin. Especially the very expansive stratigraphic units of violet horizons or zones and mainly the Violette Grenzzone at the top of Middle Buntsandstein indicate highstands of the far off sea. They were not primarily caused by interruptions of sedimentation. The clastic sedimentation from the Gallic Land in the Southwest was controlled by slow synsedimentary tectonic movements, old WSW-ENE striking troughs are documented.

Rocks with spherical segregations appear in several stratigraphic units of Lower and Middle Buntsandstein. Connections with temporary carbonatic-hypersaline influences exist. The fluvial sediment succession which existed in the marginal area has been overprinted by this during early diagenesis. The sphere-shaped structures resulted from carbonate contents which have been washed out in the meantime. They already generated during Lower Triassic, as phreatic calcretes resp. dolocretes. They represent groundwater-produced formations with typical inorganic Alpha fabrics.

The tube-shaped caves resp. the individual tube structures resulted from the karstification of sandstones. This happened under (sub-)tropical climatic conditions, which existed during late mesozoic/cenozoic times. They generated by dissolution of quartz, caused by acidic groundwaters, rich in humins. Quartz-cements were dissolved preferentially. This caused a singularization of the sand grains (arenitization) and a rinsing of tubes (piping). A karstic system developed, directed to the old precursor of the Rhine River. At the tube walls silcretes and iron- resp. humin-crusts were precipitated by groundwaters. By valuation of all facts known about the tube-shaped caves, being quite complex, a consistent model can be generated.

The individual tubes followed the joint sets which existed at that time. An old structural inventory was conserved by this. It was dominated by the WSW-ENE-direction. This had been traced from the basement which was deformed during the variscan orogeny. Corridors of tube-shaped caves follow old WSW-ENE striking, narrow downthrown blocks in the underlying basement. The age of these karstification forms can be deduced from the statistical distribution of directions of the tube axes. The development phase can be reconstructed by comparing these old directions with the tectonic deformation phases known from southwestern Germany. The resulting time span is latest Upper Cretaceous till early Eocene. Moreover some informations concerning the structural state of the palatinian mountains before the evolution of the Upper Rhine Graben system can be gained.

Inhalt

1. Einführung
2. Rahmenbedingungen bei der Entstehung des Pfälzer Buntsandsteins
 - 2.1. Die tektonischen Gegebenheiten
 - 2.2. Die paläogeographische Situation am Südwestrand des Germanischen Beckens
 - 2.2.1. Die klastische Vorschüttung vom Gallischen Hinterland
 - 2.2.2. Temporäre marine Einflüsse und die besondere paläogeographische Bedeutung von Violetten Horizonten bzw. Zonen
3. Kugelfelsen
4. Röhrenhöhlen
 - 4.1. Generelle Charakteristika der Röhrenhöhlen
 - 4.2. Ältere Deutungsansätze
 - 4.3. Die genetische Erklärung durch Sandsteinkarst
 - 4.4. Alterseinstufung der Entstehungsprozesse
 - 4.5. Röhrenförmige Strukturen in anderen stratigraphischen Niveaus
5. Ausblick

Schriften

1. Einführung

Die hier vorgelegte Arbeit ist eine überarbeitete und ergänzte Version der Darlegungen bei einem Vortrag und einer Exkursion anlässlich der Jahrestagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins im April 2014 in Kaiserslautern (DITTRICH 2014a+b). Aufgrund der Relevanz des Themas für die rheinland-pfälzische Regionalgeologie sollen die damals erarbeiteten Ergebnisse und Deutungen hier in einer eigenen Publikation dargestellt werden.

Für die Vergleichbarkeit mit vorliegenden Geologischen Karten und Publikationen werden in dieser Publikation die Koordinaten als Rechts- und Hochwerte und nicht als UTM 32-Werte angegeben.

2. Rahmenbedingungen bei der Entstehung des Pfälzer Buntsandsteins

Eine allgemeine Einführung in den pfälzischen Buntsandstein findet sich bei LGB (2005) und DITTRICH (2013). Zur Ausdeutung der beiden im Titel genannten Phänomene sollen hier einige spezielle Faktoren beschrieben werden, die für ihre Entstehung wesentlich waren.

2.1. Die tektonischen Gegebenheiten

Der Pfälzerwald liegt im Bereich der variskischen Einheit der Mitteldeutschen Kristallinschwelle, welche die Nordhälfte des Saxothuringikums aufbaut (LGB 2005: Abb. 4). Dementsprechend war der Untergrund des pfälzischen Buntsandsteinbeckens in mehrfacher Hinsicht durch die variskische Gebirgsbildung strukturell vorgeprägt. Er war von tiefreichenden Bruchzonen zerstückelt. Zwei grundlegend verschiedene Bruchrichtungen sind erfassbar (DITTRICH 2015b). Die erste ist die erzgebirgische WSW-ENE-Richtung (50 bis 70°). Sie bildet die Auf- und Überschiebungsbahnen im unterlagernden Sockel ab, welche durch die starke Devon- bis Karbon-zeitliche kompressive Beanspruchung entstanden sind (vgl. LGB 2005). Die zweite Bruchrichtung des Sockels ist die herzynische Nordwest-Südost-Richtung (135 bis 160°). Zu diesem System gehören große Querstörungszonen, die dem gravitativen Kollaps nach der variskischen Orogenese entstammen. Sie sind als ausgleichende Transferstörungen beim Abwärtsgleiten der großen listrischen Abschiebung der

Hunsrück-Südrand-Störung aufgerissen (LGB 2003, 2005). Dabei fungierten sie teilweise als Blattverschiebungen und teilweise als Schrägabschiebungen. Mehrere dieser herzynisch streichenden Querstörungen sind dann auch in oberkarbonisch-permischer Zeit synsedimentär mobil gewesen (vgl. STOLLHOFEN 1998).

Später dann, in der frühen Trias, beeinflussten schwache Bewegungen dieser alt angelegten Bruchfugen im Untergrund die Sedimentation des Buntsandsteins. Die Mächtigkeitsverteilungen und die Faziesmuster wurden dadurch gesteuert. Durch geringe vertikale Relativbewegungen entstanden langgestreckte Flexurzonen, die das Sedimentationsbecken in Spezialbecken und Schwellen differenzierten. Auch das Ausmaß von Schichtlücken wurde von den damals mobilen Strukturelementen beeinflusst.

Im heutigen Deckgebirge sind die alt angelegten Bruchlinien des tieferen Sockels an durchgepausten Abschiebungen, Scherzonen und lokalen Kluftrichtungsmaxima erkennbar. Durch entsprechend detailgenaue Geländeaufnahmen und Gefügemessungen können sie nachvollzogen werden (DITTRICH 2015a+b). Die herzynischen Querstörungen treten an der heutigen Erdoberfläche als markante Einzelabschiebungen oder als mehr oder weniger komplexe Querstörungszonen in Erscheinung. Diese umrahmen kilometerbreite Krustenstreifen ohne merkliche strukturelle Beeinflussung durch herzynische Bruch- oder Klufflächen. Die Vertikalversätze solcher Störungen schwanken oft zwischen Metern und Zehnermetern, der Maximalversatz liegt bei 100 bis 135 m (Störungszone von Donsieders–Clausen, DITTRICH 2015b). Lokale synsedimentäre Bewegungen der durchgepausten Querstörungen sind bisher für den Zechstein, den tieferen Unteren und den Oberen Buntsandstein nachgewiesen worden. Die Streichwerte dieser Bruchlinien schwanken zwischen 120 und 145°, seltener auch bis 163°. Die Richtung 128 bis 139° überwiegt bei weitem.

Die erzgebirgisch streichenden Sockelstörungen treten im oberpermisch-triassischen Deckgebirge der Pfälzer Mulde vor allem als Abschiebungslinien in Erscheinung. Sehr prägnant ist die lang gestreckte Störungslinie Hornbach–Nünschweiler–Donsieders, die die TK25-Blätter 6810, 6710 und 6711 in 64 bis 74°-Ausrichtung durchzieht (DITTRICH 2015b: Abb. 4). Ihre östliche Fortsetzung auf Blatt 6712 Merzalben und 6612 Trippstadt verläuft dann in 70°-Richtung (DITTRICH 2015b: Abb. 4 und 16). Stellenweise handelt es sich um ein „Störungsbündel“ (KONRAD 1983). Auf rheinland-pfälzischem Gebiet kann diese NNW-absetzende Bruchzone über 36 km hinweg verfolgt werden, im angrenzenden Saarland kommen (mindestens) noch etwa 4 km hinzu. Südlich davon erstreckt sich ein alt angelegtes strukturelles Hochgebiet in der Region Mausbach–Rodalben–Leimen. Es untergliedert die Gesamtstruktur der Pfälzer Mulde in eine Südliche und eine Nördliche Pfälzer Teilmulde bzw. -senke (LGB 2005: Kap. 2.5.3.; DITTRICH 2015b).

Die heutige Achse der Pfälzer Mulde als Gesamtheit verläuft entlang der Linie Zweibrücken–Grünstadt. Diese flach eingemuldete, Nordost-Südwest-streichende Senkungsstruktur entspricht nicht genau der primären Trogachse bzw. der spätmesozoischen strukturellen Tiefenzone. Vielmehr sind die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse durch die vielfältige känozoische Horizontal- und Vertikaltektonik maskiert worden (DITTRICH 2015b). Aufgrund dessen streicht der heutige Verlauf etwas „steiler“, etwa mit 55°. Die alt angelegte Senkungsstruktur hingegen zieht mit etwa 65° (62 bis 68°), mit erzgebirgischem Streichen, von Saargemünd–Zweibrücken nach Bad Dürkheim (DITTRICH 2014a, 2015b). Das schwache Abtauchen der heutigen Muldenachse nach Südwesten ist der känozoischen Absenkung des Pariser Beckens zuzuschreiben.

Das Gebiet von Blatt 6611 Hermersberg, von dem in den nachfolgenden Kapiteln noch oft die Rede sein wird, liegt im Bereich der alt angelegten Nördlichen Pfälzer Teilsenke. Schwach zeichnen sich dort mehrere parallelverlaufende, erzgebirgisch streichende Spezialstrukturen ab, Hoch- und Tiefschollen (DITTRICH 2015a). Im heutigen Deckgebirge zeigen sie sich durch entsprechende Abschiebungslinien oder aber durch auffällige WSW-ENE-streichende Störungs-Abschnitte in sonst anders verlaufenden Abschiebungslinien. Hinzu kommen lokale Ausprägungen der Schichtlagerung, die als Abweichungen vom südwestlichen Generaleinfallen dieser Region auffallen. Weitere Hinweise ergeben sich aus den regionalen Kluftmustern. Einige Kluffrosen zeigen eine ausgeprägte WSW-ENE-Richtung, andere nur nachrangige erzgebirgische Kluftrichtungsmaxima.

Eine ergänzende Beobachtung zu den alt angelegten erzgebirgisch streichenden Bruchlinien auf Blatt Hermersberg stammt aus einem Seitental des Queidersbachs westlich von Linden (Gemarkung Eimerbachhalde). Dort konnte eine auffällig lineare WSW-ENE-Aneinanderreihung von großen Ameisenhügeln beobachtet werden. Dies ist deshalb von Bedeutung, da Ameisen vorzugsweise oberhalb von tiefreichenden tektonischen Bruchfugen siedeln. Dort herrschen für diese Insekten offenbar sehr günstige Lebensbedingungen (Gasaustritte? Wärmetransport?). Dies ist aus zahlreichen Untersuchungen bekannt (vgl. etwa SCHREIBER et al. 2009). Bei Linden könnte sich eine variskisch vorgeprägte Sockelstörung in das Deckgebirge durchgepaust haben (vgl. auch Kap. 4.3.).

Die Streichwerte der alt angelegten erzgebirgischen Richtungselemente in der Pfälzer Mulde schwanken zwischen 60 und 77°, meist erscheinen Werte zwischen 62 und 68°.

2.2. Die paläogeographische Situation am Südwestrand des Germanischen Beckens

Zur Verdeutlichung der paläogeographischen Situation des linksrheinischen, pfälzischen Untersuchungsgebietes wird hier eine Darstellung von WURSTER (1968) reproduziert (Abb. 1). Es handelt sich um eine veraltete, geradezu historische Abbildung. Dennoch ist sie sehr anschaulich, weil sie schematisierte Mächtigkeitslinien mit Faziessymbolen und mit Schüttungspfeilen kombiniert. Dadurch bildet sich das Wechselspiel von der dominanten klastischen Vorschüttung vom Gallischen Land im Südwesten und dem vorgelagerten hypersalinar-marinen Wasserkörper im Nordosten und Norden ab. Die weiträumige paläogeographische Nachbarschaft des Meeres wird in der Abbildung indirekt angedeutet durch die Verbreitung des Röt-Salinars des Oberen Buntsandsteins. Eine solche existierte aber auch im Unteren und vor allem im Mittleren Buntsandstein. Zeitweise kam es zu flachgründigen Ingressionen aus der Tethys im Osten und wohl auch von Norden her in das Germanische (bzw. Mitteleuropäische) Becken.

2.2.1. Die klastische Vorschüttung vom Gallischen Hinterland

Wegen der Nähe zum damaligen Liefergebiet des Gallischen Landes im Südwesten ist der pfälzische Buntsandstein als relativ grobklastische Proximalfazies ausgebildet. Mittel- bis Grobsande mit wechselnden Gehalten an Geröllen dominieren. Tonige Ablagerungen fehlen fast völlig. Im Unteren und Mittleren Buntsandstein sind vor allem aride Flussläufe und Dünenlandschaften dokumentiert. Fossilien sind demgemäß äußerst selten. Der Obere Buntsandstein ist vorwiegend sandig, partienweise auch geröllführend ausgebildet. In feineren Sedimentpartien und vor allem im obersten Abschnitt sind darin einzelne Fossilfunde möglich.

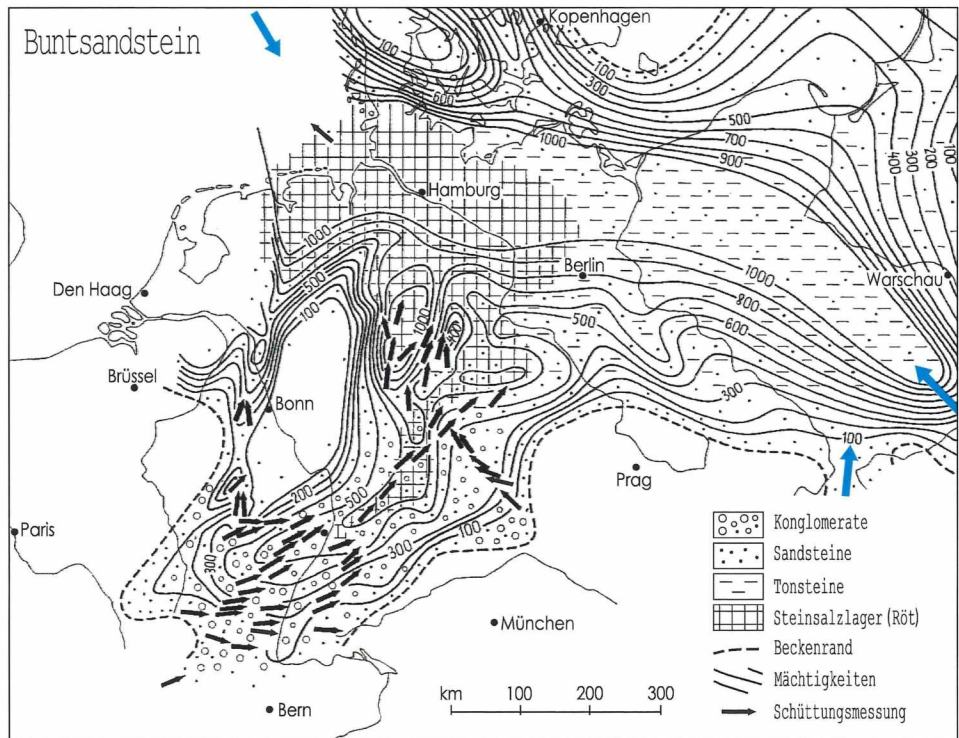


Abb. 1: Paläogeographie des Buntsandsteins (aus: WURSTER 1968; Isopachenverläufe im Detail veraltet; Ergänzungen: L = Landau, blaue Pfeile = Zutrittswege des Weltmeeres nach BECKER 2005).

Insgesamt besteht ein deutlicher Unterschied zu den rechtsrheinischen Buntsandstein-Abfolgen in Hessen und Niedersachsen. Die dortigen Gesteinsserien sind weit aus distaler, Liefergebiets-ferner abgelagert worden und deutlich feinkörniger (Abb. 1). Nur gelegentlich sind dort auch mal äolisch sedimentierte Sandsteine dokumentiert.

Die neuere, offiziell seit 2009 geltende stratigraphische Gliederung des Buntsandsteins unterscheidet zwischen Folgen und Formationen. Die Folgen, s1 bis s7 (Tab. 1), repräsentieren definierte Zeitabschnitte („Zeitscheiben“), die Formationen beinhalten den jeweils überlieferten Gesteinsbestand. Die fachlich abgestimmte Ausweisung von Formationen durch die Deutsche Stratigraphische Kommission (Subkommission Perm-Trias) ist im linksrheinischen Buntsandstein noch nicht erfolgt. Im rechtsrheinischen Bereich hingegen, im nordöstlichen Hauptbecken, besteht eine Abfolge von definierten Formationen, die die Buntsandstein-Schichtenfolge des Beckeninneren aufbaut. In der jeweils gebräuchlichen regionalen Nomenklatur wird allerdings noch nicht immer konsequent zwischen Folgen und Formationen unterschieden (vgl. DSK 2013).

Ein weiteres wesentliches Merkmal der grobkörnigen pfälzischen Buntsandstein-Abfolgen ist die Lückenhaftigkeit der sedimentären Überlieferung. Die Gesamtmächtigkeiten sind hier niedriger als in den weiter innen gelegenen Beckenbereichen. Dies gilt vor allem für den Mittleren Buntsandstein.

Tab. 1: Gliederung des Buntsandsteins in der Pfalz und in den nordöstlich angrenzenden rechtsrheinischen Gebieten (*: lokal nicht ausgebildet oder erodiert, ^Δ: rechts-/linksrheinische Korrelation noch ungesichert, vgl. auch DITTRICH 2016).

Pfalz (linksrheinisch)			Folge	rechtsrheinisches Germanisches Becken		
Oberer Btsdst.	soV	Voltziensandstein	s7	Röt-Formation	soR	
	soZ	Zwischenschichten				
Mittlerer Buntsandstein	sVG	Violette Grenzzone*	s6	Solling-Formation	smS	
	sHK	Hauptkonglomerat*				
	sOF	Obere Felszone	s5	H-Diskordanz	Hardeggen-Fm. ^Δ	smH
			s4		Detfurth-Fm. ^Δ	smD
	sKo	Obere Karlstal-Schichten	s3	D-Diskordanz	Volpriehausen-Fm.	smV
sKF	Karlstal-Felszone					
Unterer Buntsdst.	sS	Schlossberg-Schichten	s2	V-Diskordanz	Bernburg-Formation	suB
	sR	Rehberg-Schichten				
	sT	Trifels-Schichten				
			s1		Calvörde-Formation	suC

Seit vielen Jahrzehnten schon werden im Buntsandstein des Germanischen (bzw. Mitteleuropäischen) Beckens eine V-, eine D- und eine H-Diskordanz ausgehalten (Tab. 1). Es sind dies stratigraphische Niveaus innerhalb der Schichtenfolge, in denen weiträumig teilweise recht erhebliche Schichtausfälle existieren. Die angeführten Diskordanzen befinden sich unterhalb der Volpriehausen-Formation (neuere Bezeichnung: s2/s3-Diskordanz, DSK 2002), unter der Detfurth-Formation (s3/s4-Diskordanz) und – vor allem – unterhalb der Solling-Formation (s5/s6-Diskordanz). Derartige „Fehlstellen“ im kontinuierlichen Sedimentbericht (geological record) treten deshalb auf, weil in bestimmten Zeitabschnitten das Ausmaß der Erosion das der Sedimentation übertraf. In den weniger stark abgesenkten Randzonen eines Beckens kann dies naturgemäß häufiger vorkommen. So sind von DACHROTH (2013b: Abb. 8.6-1) im nordwestlichen und südlichen Bereich der „Lothringen-Pfalz-Senke“ und im Bereich der „Nordvogesen-Haardt-Schwelle“ (DSK 2013: Abb. 3.4-2) sogar 9 Diskordanzen innerhalb des Buntsandsteins angenommen worden. In solchen Fällen sind ursprünglich abgelagerte terrestrische Sedimente anschließend wieder abgetragen worden. Nachfolgende Schichten liegen dann mit einer Schichtlücke über dem Liegenden; manchmal ist auch ein kleiner Winkel ausgebildet, zwischen der (ursprünglich horizontalen) Schichtung des Liegenden und der Auflagerungsfläche (Winkeldiskordanz).

Wichtig für die Kontinuität einer Sediment-Erhaltung ist nicht nur die Subsidenz des Beckenbodens sondern auch die Höhenlage der überregionalen Erosionsbasis (base level bzw. Baselevel). Liegt dieses Niveau relativ hoch, in Zeiten eustati-

scher Meeresspiegelhochstände etwa, so ist die Erhaltungsfähigkeit von Sedimenten recht groß, auch noch in den Randzonen des Beckens. Zeiten mit hoch liegendem Baselevel und damit auch geringerem Reliefgradienten und ausgeglicheneren Flusslängsprofilen sind daher in den lückenhaften Profilen des (saar-)pfälzischen Randbeckens vorzugsweise sedimentär dokumentiert, vor allem in den stärker absinkenden lokalen Trogachsen. Dieser Fakt wird bei nachfolgenden Darlegungen noch von Wichtigkeit sein.

Besonders starke Vorschüttungen von grobem Verwitterungsschutt des Gallischen Landes dokumentieren sich im tiefen Unteren, im basalen und höheren Mittleren und dann wieder im Oberen Buntsandstein.

Zunächst war dies der Fall in der Unteren und der Mittleren Einheit der Trifels-Schichten (sTUE + sTME), die stratigraphisch dem Unteren und Oberen ECKSchen Konglomerat der Schwarzwald-Region entsprechen (LGB 2005, DITTRICH 2014b). In der Pfalz lagerten sich zu dieser Zeit wechselnd geröllreiche Sande ab. Die weitaus mächtigeren Sandsteine der mittleren und oberen Trifels-Schichten hingegen (Obere Einheit, sTOE) sind vergleichsweise arm an Geröll. Die auflagernden Rehberg-Schichten bestehen dann aus einem vielfachen Wechsel von „Felszonen“ und „Dünnschichten“. Diese beiden Faziesbegriffe benennen zum einen gut zementierte fluviatile Sandsteine, mehr oder weniger stark schräggeschichtet und geröllführend, und zum anderen weichere, wenig zementierte sandig-siltig-tonige Abfolgen von äolischer oder stillaquatischer Genese. Die Dünnschichten umfassen sowohl Dünen sands – meist sind bloß die Dünenfüße erhalten – als auch feinklastische Sedimente der mehr oder weniger stark aquatisch geprägten Zwischendünenbereiche („interdunes“), wo sich temporär seichte Wasserpfützen halten konnten. Die den Unteren Buntsandstein abschließenden Schlossberg-Schichten bestehen weit überwiegend aus Dünnschichten, in die sich nur selten und lokal härtere, fluviatil abgelagerte Felsbänke von vergleichsweise geringer Mächtigkeit einschalten.

Zu Beginn des Mittleren Buntsandsteins veränderte sich dann das Landschaftsbild. Die eher massiv ausgebildete und sehr harte Karlstal-Felszone entstand in einem wasserreichen Flusssystem, in dem es zur hochenergetischen Transport von Sanden mit wechselnden Geröllgehalten kam. Die auflagernden Oberen Karlstal-Schichten entsprechen lithofaziell und genetisch den Schlossberg-Schichten. Danach hinterließ ein neues Flusssystem die geröllführenden Sandsteine der Oberen Felszone. Anschließend, vor der Ablagerung des Hauptkonglomerates, erniedrigte sich die Erosionsbasis (das Baselevel). Der Reliefgradient erhöhte sich und es kam zur Einschneidung von Talrinnen, die anschließend – im Zuge einer wieder ansteigenden Erosionsbasis – mit fluviatilem Geröllsediment verfüllt wurden. Diesen speziellen Bildungsbedingungen ist es zuzuschreiben, dass das Hauptkonglomerat nicht in allen Regionen der Pfalz ausgebildet ist. In vielen Profilen fehlt es in einer Schichtlücke (vgl. DITTRICH 2014b: Halt 3 + Abb. 3). Die nachfolgende Violette Grenzzone (sVG) ist durch geringmächtige Feinsedimente gekennzeichnet. Auch dieses Schichtglied fehlt in einigen Gebieten, weil es dort nicht abgelagert bzw. gebildet wurde (Kap. 2.2.2.) oder weil es nachfolgend, zu Beginn des Oberen Buntsandsteins, gleich wieder abgetragen wurde.

Die Schichtenfolgen des Oberen Buntsandsteins sind in linksrheinischen Gebieten nicht in der tonig-sulfatisch-halitischen Fazies der Röt-Formation entwickelt (Tab. 1), sondern grobklastisch. Die in der Pfalz vorherrschende Sandfazies, teilweise geröllführend, vereinzelt auch tonig, lagerte sich in größerer Nähe zum Gallischen Liefergebiet ab. Das Klima war etwas feuchter und lebensfreundlicher geworden, in den Flusslandschaften kam es daher nicht mehr zur Bildung von äolisch geprägten Sedimenten.

Die Absenkung des pfälzischen Beckenraumes verlief ungleichmäßig. Phasen stärkerer und schwächerer Subsidenz wechselten sich ab. Regionale Trogachsen bildeten sich heraus, in deren Umfeld besonders mächtige und vergleichsweise geröllreiche Buntsandstein-Sedimente zur Ablagerung kamen. Dies zeigen die flächenhaften Mächtigkeitsmuster der einzelnen Schichtglieder und die lateralen Faziestrends. Eine südliche und eine nördliche Pfälzer Teilsenke bildeten sich darin ab (Kap. 2.1.).

Wichtig für die vorliegende Untersuchung ist die nördliche Pfälzer Teilsenke. Ihre Existenz erweist sich schon deutlich im pfälzischen Mächtigkeitsmaximum der Trifels-Schichten (sT) von mehr als 150 m, wie es am Bahnhof Karlstal auf dem GK25-Blatt 6612 Trippstadt erbohrt wurde (R 34 05 640, H 54 71 100, LGB & LfW 2004). Diese hohe sT-Mächtigkeit steht Werten von 110 bis 120 m bei Landstuhl und etwa 90 m im südpfälzischen Raum Dahn–Annweiler gegenüber. Im Bereich dieser erzgebirgisch streichenden Trogachse ist der sT-Basisbereich stark geröllführend. Der Abschnitt der höchsten Trifels-Schichten (sTOE2, Kaiserslauterner Sandstein) ist dort auch besonders mächtig (mehr dazu in Kap. 3.). Die Rehberg-Schichten sind im Bereich der Trogachse gleichfalls abschnittsweise durch eine auffällig starke Geröllführung gekennzeichnet. Nachgewiesen wurde dies durch Kernbohrungen nördlich der Erlenmühle im Arnbach-Tal auf Blatt 6611 Hermersberg (DITTRICH 2015a). Gerölle bis hin zur Grobkiesfraktion kommen dort vor. Die sonst weitgehend äolisch abgelagerten Schlossberg-Schichten (sS) zeigen im Trogachsenbereich eine stärkere aquatische Prägung. Dunkelrote Ton-Schluff-Einschaltungen kommen recht häufig vor. Abschnittsweise sind auch mächtige Sandsteine mit schwacher oder sogar starker Geröllführung eingeschaltet. Eine stärker aquatisch beeinflusste (limnisch-fluviatile) Sonderfazies zeigten sowohl Bohrungen im Arnbach-Tal (Blatt 6611 Hermersberg, DITTRICH 2015a) als auch die untersten 36,5 m der Schlossberg-Schichten im Bohrprofil am Bahnhof Karlstal (Blatt 6612 Trippstadt, LGB & LfW 2004). In der Wüstenlandschaft dieser Zeit bevorzugten die sedimentanliefernden Ströme – episodische, kurzlebige Flussrinnen – das Gebiet der stärker absinkenden regionalen Beckenachse. Zudem hielten sich dort offenbar über längere Zeit auch größere flachgründige Pfützen mit stehendem Wasser, wo sich Ton- und Schluffpartikel (u.a. aus Staubstürmen) absetzen konnten. Die bekannten sS-Mächtigkeitsmaxima, 84 bis 98 m, belegen diese Trogachse, lateral zeigt sich eine Abnahme bis auf 50 m (DITTRICH 2015a). Die Karlstal-Felszone zeigt ihr bisher bekanntes Mächtigkeitsmaximum ebenfalls in dieser Achsenposition (39,8 m bei Käshofen, Blatt 6610 Homburg, HEITALE 2001). Lateral reduziert sie sich auf 30 m. Entsprechendes gilt für die oberen Karlstal-Schichten. Ein Maximum von 73,5 m im Achsenbereich bei Queidersbach (Blatt 6611 Hermersberg, DITTRICH 2015a) steht dem Minimum von 35 bis 40 m am Nordwestrand der Pfälzer Mulde gegenüber (bei Homburg, LGB 2005).

Die obere Felszone (sOF), die das vorwiegende Thema der nachfolgenden Kapitel sein wird, erreicht ihr Mächtigkeitsmaximum von bis zu 27 m westlich, nordwestlich und nordöstlich von Linden. Auch diese Region liegt im Bereich der genannten Trogachse auf Blatt 6611 Hermersberg. Generell ist dort eine typisch fluviatile, sandig-geröllführende, harte, morphologisch prägnante Felszone entwickelt. In unmittelbarer Achsenlage, in einem Seitental 2 km nordöstlich von Neumühle (R 33 97 720, H 54 69 030), sind darin auch mehrfach übereinander folgende, dm-tief eingeschnittene Rinnen entwickelt, die basal mit ungewöhnlich geröllreichem Sedimentmaterial verfüllt sind (DITTRICH 2015a: S. 37). Am äußersten Nordwestrand ihres heutigen Verbreitungsgebietes auf Blatt Hermersberg ist die obere Felszone in einer nur noch 9,5 m mächtigen Schwellen- bzw. Randfazies entwickelt. Diese ist durch eine feinere Kör-

nung, durch vermehrt vorkommende Stillwassergefüge und – vor allem – durch eine deutliche evaporitische Prägung charakterisiert (Kap. 2.2.2.). Dies konnte in Profilen bei Bann und im Hörnchenbergtunnel der Autobahn A 62 südlich von Landstuhl beobachtet werden (SCHIFFEL 1988, GARZ 1999, DITTRICH 2014b: Halt 3). Die Glimmergehalte sind relativ hoch. Die faziellen Beobachtungen von HEITALE (2001) auf Blatt 6610 Homburg passen ebenfalls dazu. Dort treten in der Region Martinshöhe–Langwieden im sOF-Profil nur noch geringmächtige Felsbänke auf, dafür aber mehrere mächtige Einschaltungen von sandig-schluffig-tonigen Überflutungssedimenten.

Eine solche Kornverfeinerung nach Nordwesten hin entspricht dem Faziestrend, den auch schon die Untere und Mittlere Einheit der Trifels-Schichten (sTUE, sTME) gezeigt hatten. Die dortige Region in der Nordwest-Flanke der Pfälzer Mulde lag abseits der fluviatilen Ströme, welche durch die damalige Trogachse kanalisiert wurden.

Auch die Anordnung der Konglomeratstränge des stratigraphisch nachfolgenden Hauptkonglomerates wurde durch alt-angelegte Tiefschollen vorbestimmt. Ausführliche Beschreibungen dazu lieferte DITTRICH (2015a).

Abgelagert wurde das Hauptkonglomerat (sHK) in einem eingeschnittenen fluviatilen Rinnensystem mit relativ starker Strömung. Am Anfang hatten wohl regionale Hebungen im Hinterland gestanden. Infolgedessen kam es zu einer Neuschüttung, anders zusammengesetztes, frisches Sedimentmaterial wurde angeliefert (HENRICH 1962, DACHROTH 1967, DACHROTH 1988: S. 316). Gerölldurchmesser von bis zu 15 cm können auftreten. Die schlecht sortierte Grundmasse ist grobsandig bis feinkiesig. Es fällt auf, dass die Komponenten der Feinkiesfraktion deutlich schlechter gerundet sind als die größeren Gerölle. Letztere entstammen wohl aufgearbeiteten älteren Sedimenten der Randregion. Genauere lithologische Beschreibungen lieferten ROHN & KASSEBEER (2003), ROHN & CLAUSS (2006) und DITTRICH (2015a). Generell ist eine Abnahme der Geröllführung zum Top hin beobachten. Die Farbe der Gesteine variiert zwischen dunkelrotbraun und dunkelrotviolett, stark verwitterte, entfestigte Bereiche sind gebleicht oder hellrot.

In der Pfälzer Mulde ist das Hauptkonglomerat in einem rinnenhaft eingetieften Talsystem zwischen dem Raum Nordvogesen–Südpfalz und dem nördlichen Spessart verbreitet. Lokal hat es sich weit in die Obere Felszone eingeschnitten. Am Drachenfels östlich von Weidenthal (im östlichen Pfälzerwald) liegt es bei örtlicher Unterschneidung der durch Kugelfelsbildungen gekennzeichneten Oberen Felszone sogar direkt den feinschichtigen Sandsteinen der Oberen Karlstal-Schichten auf (BACKHAUS 1974; Tab. 1). Auch im Nordostteil des Profilschnitts Niederwürzbach (DACHROTH 1988: Abb. 14) ist erkennbar, dass das Hauptkonglomerat eine dort noch reliktdisch vorhandene Obere Felszone („Kristallsandstein“ bei DACHROTH) unterschneidet. Diese Lokalität auf Blatt 6709 Blieskastel liegt in einer vergleichbaren geotektonischen Position (Achsenlage) wie der Drachenfels. Im lothringischen Profil Oetingen/Forbach lagert das Hauptkonglomerat winkeldiskordant den Oberen Karlstal-Schichten auf (DACHROTH 1988: Abb. 11). Pfälzische Hauptkonglomerat-Vorkommen erscheinen maßgeblich im Süd-Teil der Pfälzer Mulde (Südliche Pfälzer Teilsenke). Im Norden sind bloß schmale Konglomerat-Stränge vorhanden oder es ist eine Schichtlücke ausgebildet (DITTRICH 2015a).

Entsprechend wechselhaft sind die lokalen Mächtigkeiten. Auf Blatt Hermersberg kann das Hauptkonglomerat oft etwas über 10 m, lokal auch bis 15 m (18 m?) mächtig sein. Regional, vor allem im Nordwest-Teil des genannten Blattgebietes, fehlt es völlig. Im Gebiet um den Drachenfels, im Osten des Pfälzerwaldes, sind bis 15 m auskartiert worden (SPECHT 1986). Der Bereich der Trogachse (Käshofen–)Neumühle–Kricken-

bach, die sich wohl bis in die dortige Region Weidenthal fortsetzt, ist nicht nur durch Maximalmächtigkeiten gekennzeichnet, sondern auch durch eine deutliche Schrägschichtung der Geröllsandsteine und Konglomerate. Diese Schrägschichtung ist manchmal auffällig großdimensional und weiträumig. Es dokumentiert sich ein bedeutender ehemaliger Strömungskanal im Bereich der alten WSW-ENE-Senkungsachse. Ein zweiter, ebenfalls tektonisch kontrollierter Konglomerat-Strang verläuft parallel dazu im Südosten von Blatt Hermersberg.

Das nächst jüngere Schichtglied der Violetten Grenzzone (sVG) ist deutlich feinkörniger. Es umfasst nur wenige Meter relativ feinklastische, glimmerreiche bunte Sedimente, in Sand- bis Tonfraktion (tonige Schluffsteine, Sandsteine). Auch einzelne Gerölle können enthalten sein. Diese Abfolgen sind teilweise geschichtet, teilweise ungeschichtet und stark entfestigt, sodass es sich partienweise nur noch um ein Gemisch von Ton, Schluff und Sand handelt. Die ursprünglich vorhandenen Dolomitgehalte sind oftmals weggelöst worden, Karneole sind regional recht häufig (Kap. 2.2.2.). In manchen Gebieten, vor allem im Nordwest-Teil der Pfälzer Mulde liegt die Violette Grenzzone über der Schichtlücke des ausfallenden Hauptkonglomerates direkt der Oberen Felszone auf. In anderen Gebieten überlagert sie sogar die Oberen Karlstalschichten (vgl. auch DACHROTH 1988: Abb. 12 und DACHROTH 2013b). Auch in solchen Gebieten ist das Einsetzen von (vereinzelt) Geröllen ein petrographisches Merkmal der Violetten Grenzzone (MÜLLER 1954: S. 181; mehr dazu in Kap. 2.2.2.).

Zu Beginn des Oberen Buntsandsteins bildete sich dann eine veränderte Beckenkonfiguration heraus. Dabei kam es auch zu einer synsedimentären Mobilität von Nordwest-Südost streichenden Querstörungen (vgl. Kap. 2.1.). Dies zeigte sich im Südwest-Teil von Blatt 6611 Hermersberg (DITTRICH 2015a+b). Südwestlich der dortigen „Querstörungszone West“ sind sämtliche Vorkommen von Hauptkonglomerat und Violetter Grenzzone – und auch noch die oberen Partien der Oberen Felszone – erosiv unterschritten und aufgearbeitet worden. Die Zwischenschichten sind dort mächtiger und in den unteren Abschnitten vergleichsweise geröllreich entwickelt. Ein hochenergetisches Ablagerungsregime bildet sich ab. Offenbar ist die Senkungszone von den fluviatilen Strömen der tieferen Zwischenschichten bevorzugt angesteuert und durchflossen worden.

MÜLLER (1966: S. 837) charakterisierte den Kontakt Mittlerer / Oberer Buntsandstein als Erosionsdiskordanz, überlagert von einem „kräftigen Aufarbeitungshorizont, der vielfach bereits verfestigtes Material des Untergrundes in großen Geröllen enthält“. Überdies notierte er ein Absinken westlicher Randmassive. Die erkennbare wesentlich weitere Verbreitung des Oberen Buntsandsteins nach Westen entspräche einer ersten Einsenkung des (späteren) Pariser Beckens (S. 838). Das Mächtigkeitsmuster der saarländischen Zwischenschichten (MULLER 1954: Karte 2) belegt eine deutliche Nachzeichnung erzgebirgisch streichender Strukturen. Eine Überlagerung durch eine weitere herzynische Querstörung (vgl. Kap. 2.1.) könnte sich in der Mächtigkeitsverteilung im Raum Forbach-Saargemünd andeuten.

Generell bestehen die Zwischenschichten aus relativ unreifem Sedimentmaterial. Bei veränderter Paläogeographie mit einem höheren Reliefgradienten kam es zur Abtragung neuer Areale des Gallischen Hinterlandes und zur Vorschüttung von frischem Verwitterungsmaterial. Im energiereichen verflochtenen Flusssystem der Zwischenschichten wurden die liegenden Feinsedimente der Violetten Grenzzone flächenhaft gekappt und in ihrer Mächtigkeit reduziert. In der Westpfalz sind davon heute nur noch maximal 3 m erhalten geblieben. Im Saarland und im Umfeld der Vogesen können noch deutlich höhere Mächtigkeiten auftreten (Kap. 2.2.2.).

Neben der besonders prominenten Trogachse Käshofen–Neumühle–Krickenbach, welche den Mittelteil von Blatt Hermersberg durchzieht und bis ins Saarland nachweisbar ist, existieren noch andere, weiter südlich gelegene Achsen. Eine davon streift noch die Südost-Ecke des Blattgebietes Hermersberg. Auch diese alt angelegte Tiefenzone ist nicht nur strukturell (Kap. 2.1.), sondern auch durch erhöhte Mächtigkeitswerte gekennzeichnet. Aufgrund der Datenlage ist dies zumindest für den Mittleren Buntsandstein belegbar.

2.2.2. Temporäre marine Einflüsse und die besondere paläogeographische Bedeutung von Violetten Horizonten bzw. Zonen

Ein relativ verbreitetes Phänomen im pfälzischen Buntsandstein ist eine reliktsch erkennbare frühdiagenetische karbonatisch-evaporitische Überprägung der Flusssedimente. In mehreren Horizonten dokumentiert sich so eine hohe Salinität des früheren Porenwassers. Im Mittleren Buntsandstein im Nordwestteil der Pfälzer Mulde zeigt sich dies vor allem abseits der fluviatilen Ströme, welche durch die damalige Trogachse kanalisiert wurden. Karbonatisch-evaporitisch überprägte Schichtpartien mit hohen Dolomitgehalten sind hier in größerem Ausmaß unerodiert erhalten geblieben. Im Unteren Buntsandstein sind die so genannten „Pseudomorphosen“ weit verbreitet. Diese gehen auf ehemalige nestartige Dolomitzemente zurück (Kap. 3.).

Ein anderer Hinweis auf eine gewisse Salinität im Ablagerungsraum des pfälzischen Buntsandsteins sind reliktsche Salzgehalte der Sandsteine. Geringe Reste sind trotz der lange anhaltenden Grundwasser-Durchströmung des gut permeablen Buntsandstein-Gebirges erhalten geblieben. Sie zeigen sich als Salz-Ausblühungen (Effloreszenzen) in den felsbildenden Einheiten des Unteren und Mittleren Buntsandsteins. Nach Untersuchungen von FRENTZEL (1963), ROHN & VOLKER (2003) und SCHWEIGSTILOVA (2015) handelt es sich dabei um Sulfate, mit den Kationen von Ca, K, Na, selten auch von Mg, und um Chloride (Halit, Sylvit). Die nachgewiesenen Sulfatphasen waren Gips, Syngenit, Arcanit, Glaserit, Thenardit und Mirabilit. Manchmal traten sie in enger Vergesellschaftung mit Kali-Alaun auf ($\text{KAl}(\text{SO}_4)_2 \times 12 \text{H}_2\text{O}$).

Die genannten Phänomene lenken das Augenmerk auf den im Norden der ehemaligen Buntsandstein-Landschaft existierenden seichten salinaren Wasserkörper. Es handelte sich um einen Ausläufer des Weltmeeres, der zeitweise über nördliche oder/und östliche Zuflusswege Zugang fand (Abb. 1). Bei eustatischen Hochständen etwa – oder bei verstärkter Absenkung des Kontinentalbereiches – konnte er sich episodisch weit über die Plattform der Flusslandschaft ausbreiten.

Im Nordosten des Beckens bestand eine Verbindung zur Tethys, über die Ostkarpatische Pforte und eventuell auch schon über die oberschlesisch-mährische Pforte. Eine neuere sequenzstratigraphische Analyse des ostdeutsch-polnischen Mittleren Buntsandsteins (BECKER 2005: Abb. 35+36) hat einen deutlichen Anstieg des Baselevels in der mittleren Detfurth-Formation (Detfurth-Wechselfolge) und in der mittleren und oberen Solling-Formation aufgezeigt. Das Baselevel (die Erosionsbasis) war dort im Osten sicherlich nahezu gleichbedeutend mit dem Meeresspiegelniveau. In diesem Bereich des Mitteldeutschen Beckens kommen in der Detfurth-Formation mächtige Karbonate vor, welche im mittleren Profilbereich auch Glaukonit und planktonische Organismen führen können (Acritarchen-Gattung *Michrhystridium*). Weiter südwestlich, in der Thüringen-Westbrandenburg-Senke (bei Halle), sind im mittleren und oberen Teil der Detfurth-Formation küstennahe, lagunäre und litorale Sedimente anzutreffen. Ähnliches gilt für die obere Solling-Formation, in der im Osten abschnittsweise Küsten-Sedimente vorkommen (BECKER 2005).

Generell gilt, dass im germanischen Buntsandstein rechtsrheinischer Gebiete vielfältige Faziesmerkmale auftreten können, die auf ein vorgelagertes Meer hindeuten. In manchen stratigraphischen Niveaus kommen marine bzw. lagunäre oder brackische Indikatoren vor. Petrographisch, sedimentologisch und paläontologisch dokumentieren sich seichte marine Flachwasserbereiche, Gezeiten- oder Sebkhafächen und Lagunen. Auch schon im hier näher behandelten Unteren und Mittleren Buntsandstein umfasst dieses Spektrum der Belege marin-tidale Gefüge wie Prielrinnen, bipolare Schüttungsrichtungen, Linsenschichtung und Hummocky-Schrägschichtung (WYCISK 1984, RADIES & TIETZE 1998, DERSCH-HANSMANN et al. 2013). Hinzu kommen massige Anhydritbänke (PUFF & RADZINSKI 2013), Magnesit-Gehalte (DACHROTH 1988), Kalkalgenmatten (LANGBEIN 1974) und andere organogene Laminarstrukturen (Biolaminite). Sedimentäre Faziesmerkmale des lagunären, evaporitischen und brackischen Milieus wurden von MADER (1982: Tab. 2+3) bei der Beschreibung des mitteleuropäischen Unteren und Mittleren Buntsandsteins als teilweise recht häufig notiert, marine und tidale Merkmale können ebenfalls vertreten sein. Paläontologisch findet dies seinen Niederschlag in den Spurenfossilien *Diplocraterion parallelum* (bzw. *Corophioides*), *Phycodes triadicum* (LEPPER & UCHMANN 1995), *Rhizocorallium* und der Samelform *Planolites* (MADER 1982) sowie in Panzerresten, Fährten und Ruhespuren von Limuliden (WYCISK 1984). Überdies erscheinen Foraminiferen (UTECH 1960, LANGBEIN 1992, BACKHAUS 1996) und marine oder brackisch-marine Acritarchen (RADIES & TIETZE 1998, BACKHAUS et al. 2013). An Fischen kommen Strahlenflosser (*Saurichthys*) bzw. Palaeonisciden (*Gyrolepis*) sowie Lungenfische vor (*Ceratodus*, vgl. MADER 1982: Tab. 2; BACKHAUS 1996). Hinzu treten einige Muschelgattungen und -arten und schließlich sogar medusenartige Fossilfunde im Unteren Buntsandstein (MÜLLER 1969).

Die vorgenannten Hinweise bleiben allerdings auf spezielle Niveaus beschränkt. Es ist sicherlich nicht so, dass die Rotserien (!) des Buntsandsteins generell marinen Charakter hätten. Jedoch ist in geologischen Zeiträumen – der germanische Buntsandstein überdeckt immerhin 8 Mio Jahre (DSK 2002) – zweifellos von erheblichen Positionsschwankungen der Küstenlinie auszugehen. Einzelne Phasen mit eustatischen Hochständen und solche mit einer stärkeren relativen Absenkung des Germanischen Beckens waren durch episodisches süd- und südwestwärtiges Vordringen mariner Wässer gekennzeichnet.

Nachfolgend sollen nun fazielle Fernsignale des vorgelagerten marin-lagunären Wasserkörpers im Buntsandstein Südwest-Deutschlands aufgesucht und beschrieben werden. Dabei wird für den Mittleren Buntsandstein ein stratigraphischer und fazieller Vergleich zwischen den rechtsrheinischen Schichtenfolgen in Hessen, Thüringen und Süd-Niedersachsen und denen der Pfalz und des angrenzenden Saarlands gezogen. Für den Unteren Buntsandstein wird dieses Thema erst am Ende von Kap. 3 behandelt; der Obere Buntsandstein wird in dieser Publikation weitgehend außen vor gelassen.

Zum Verständnis der nachfolgenden Texte muss allerdings erst noch das besondere Faziesphänomen violettgefärbter Silt- und Sandsteine kurz erläutert werden. Die violette Farbe dieser Gesteine geht nach mineralogischen Untersuchungen auf eine ungewöhnliche Korngröße, Kornform und Verteilung des Hämatits zurück (HEIM 1970, LANGBEIN 1974, BACKHAUS & HEIM 1995). Es erscheinen dünntafelige, pseudo-hexagonale Hämatitmodifikationen. Die betreffenden Kristalle sind größer als gewöhnliche Hämatite; durch bloßes Zerreiben im Porzellanmörser können sie jedoch in rotbraune Farbpigmente umgewandelt werden. In den violett gefärbten Sedimenten haben Prozesse stattgefunden, die das Größenwachstum des Hämatits befördert haben. BACK-

HAUS & HEIM (1995) hatten dies mit veränderten hydrologischen Verhältnisse bei gelegentlichen flachgründigen Vorstößen des Meeres in die südwestlichen Randbereiche des Germanischen Beckens erklärt. Die chemischen und physikalischen Gegebenheiten der Porenwässer wurden nämlich dadurch beeinflusst. Die Ablagerungen des fluviatil-terrestrischen Sedimentationsraumes konnten in solchen Phasen mit hochstehendem („gestautem“) Grundwasser chemisch und mineralogisch verändert werden. Angesichts der weiten Verbreitung von „Violetten Zonen“ und ihrer stratigraphischen Horizontbeständigkeit – ungeachtet ihrer Geringmächtigkeit – kann es sich dabei auch um eustatische Signale, also um Zeugnisse von beckenweiten Hochstandsereignissen handeln (mehr dazu später, bei der Darstellung der Violetten Grenzzone am Ende dieses Kapitels).

Zurück zum pfälzischen Buntsandstein. Die Karlstal-Felszone (sKF, Kap. 2.2.1.) repräsentiert den basalen Mittleren Buntsandstein und damit ein Äquivalent der (unteren) Volpriehausen-Formation (Tab. 1). Die mächtigen Oberen Karlstal-Schichten entsprechen der höheren Volpriehausen-Formation, der Volpriehausen-Wechselfolge mit ihrer regionalen Sonderfazies der Aviculaschichten. Interessanterweise erscheinen im Bereich der Trogachse auf Blatt 6611 Hermersberg (Kap. 2.2.1.) in den obersten Metern der überwiegend äolisch geprägten Oberen Karlstal-Schichten stärker aquatisch beeinflusste Abfolgen. Diese im Raum Wallhalben–Hettenhausen–Scharrmühle–Knopp-Labach entwickelte und unter der hangenden Erosionsdiskordanz auch erhalten gebliebene Sonderausbildung wird als Wallhalben-Fazies bezeichnet (LGB 2005, DITTRICH 2015a). Ihre Mächtigkeit kann lokal 7 m erreichen, meist sind es nur 2 bis 3 m wegen der erosiven Kappung vom Hangenden her (Obere Felszone, vgl. DITTRICH 2016). Die Dünn-schichten dieser Sonderfazies zeigen vermehrt rotbräunliche oder intensiv rote Farbtöne, bedingt durch höhere Ton-Schluff-Gehalte, und eine deutliche Glimmerführung. In unmittelbarer Achsenlage können auch bis 15 cm mächtige hellviolette Sedimente eingeschaltet sein. Hinweise auf zeitweilig stärkere Wasserströmung sind Strömungsriefen und einzelne Feinkiesgerölle in manchen Sandsteinbänken dieser Schichtenfolge. Daneben erscheinen weiterhin typisch äolische Sedimente; offenbar verzahnten sich Dünenbildungen mit fluviatilen Rinnen- und Stillwasserablagerungen. Es dokumentiert sich eine veränderte paläogeographische Situation in der Beckenrandzone.

Die pfälzischen Faziesbeobachtungen passen zu der im inneren Buntsandsteinbecken bekannten transgressiven Tendenz der höheren s3-Folge. Im nördlichen Hessen und im südlichen Niedersachsen sind aus der oberen Volpriehausen-Wechselfolge über 16 m mächtige tonig-siltig-sandige Sedimente eines flachmarin-intertidalen Ablagerungsraumes bzw. von Küstensebken bekannt geworden (RADIES & TIETZE 1998, DERSCH-HANSMANN et al. 2013). Es zeigten sich wahrscheinliche Prielrinnenfüllungen, graugrünliche feinklastische Einschaltungen mit Hummocky-Schrägschichtung (Beulenrippeln), marine Spurenfossilien (*Diplocraterion parallelum*) und marin-brackische Acritarchen (*Verihachium*, *Leiosphaerides*). Zuvor hatte schon WYCISK (1984) die Volpriehausen-Wechselfolge als fluvial-tidal-lakustrine Abfolge gewertet, welche auch marine Flachwassersedimente enthält. So wurden beispielsweise auch *Limulus*-Populationen nachgewiesen. DERSCH-HANSMANN et al. (2013) gingen von einer relativ hoch liegenden Erosionsbasis aus und charakterisierten die oben stark bioturbate Volpriehausen-Wechselfolge als Ablagerung einer Küstensebke. Nach palynologischen Befunden beschrieben C. HEUNISCH und E. SCHULZ (in BACKHAUS et al. 2013) eine großräumige marine Transgression in der Volpriehausen-Formation, welche durch eine Anreicherung von marinen Planktonten angezeigt sei (*Verihachium*, *Michrhystridium*). Ihr Maximum hätte sie im höheren Bereich der Formation erreicht. HORN (1991) hatte

aus diesem Niveau, den Aviculaschichten, vom Westrand der Hessischen Senke eine individuenreiche Muschelfauna (*Gervilleia* sp., „*Avicula*“ *murchisoni*) und Estherien (*Euestheria* „*Isaura*“ *minuta*) beschrieben. Die in ihrer Gattungszugehörigkeit vieldeutige „*Avicula*“ (*Bakevella*?, *Pteria*?) kann auch gelegentlich in der tieferen Volpriehausen-Formation vorkommen (HORN 1991, DERSCH-HANSMANN et al. 2013), bisher nachgewiesen ist sie nach Süden etwa bis auf die Höhe von Fulda.

Die nachfolgende pfälzische Schichteinheit der Oberen Felszone (sOF) zeigt eine regionale Faziesdifferenzierung. Im Inneren der Pfälzer Mulde, im Bereich ehemaliger Trogachsen, ist sie als eine sandig-geröllführende, mehr oder weniger kompakte Felszone entwickelt. Lateral, nach Nordwesten und auch nach Südosten (vgl. HEITALE 2001), zeigen sich Kornverfeinerung, höhere Glimmer-Gehalte und eine Zunahme von Stillwassergefügen. Auch häufen sich violette Farbtöne und mehr oder weniger stark abgelaugte Dolomitgehalte, die sich in porösen, mit schwärzlich-braunem Mulm gefüllten Sedimentpartien und -lagen abbilden. Besonders deutlich wird dies am äußersten Nordwestrand ihres heutigen Verbreitungsgebietes, wo eine nur noch 9,5 m mächtige Schwellen- bzw. Randfazies entwickelt ist (vgl. SCHIFFEL 1988, DITTRICH 2014b). Schon im untersten Teil können violettgefärbte und schwärzlich-braune, mulmige feinklastische Sedimentabfolgen auftreten (bei Bann, DITTRICH 2015a). Bei Langwieden fanden sich im Basisbereich der Felszone die Aufarbeitungsprodukte eines Violetten Horizontes. HEITALE (2001) notierte für Blatt 6610 Homburg mehrere mächtige Violette Horizonte in der Oberen Felszone. Bei Kähofen wurde ein Violetter Horizont sowohl in der Mitte als auch im oberen Teil der Felszone erbohrt. HEITALE beschrieb sie als dunkelbraunrote bis violettfarbene sandig-schluffig-tonige Einschaltungen und wertete sie als Hochflutabsätze. Im obersten Teil sind auch Dolomitkrusten erhalten geblieben. Die zwischengeschalteten Grobsandsteine sind kavernös und deuten auf abgelaugte Dolomitnester oder -knollen (Sulfatknollen?). Dolomitzemente und Dolomitkrusten sind im äußeren Nordwesten der Pfälzer Mulde (Region Homburg-Lautzkirchen) sehr verbreitet (HEITALE 2001, KONZAN unveröff.). Sie treten stets zusammen mit prägnant entwickelten violett-bunten Feinsedimenten auf (sogenannte Violette Zonen oder Violette Horizonte). Auch Karneole und Karneolbruchstücke kommen dort vor.

Zeitweilig herrschte wohl im Ablagerungsraum der Oberen Felszone eine hohe Salinität (mehr dazu am Ende dieses Kapitels). Dies gilt für den Beginn und auch den weiteren Verlauf der sOF-Sedimentation. Die erwähnte feinklastische Hochflutfazies mit ihren Violettfarben kann auch als Ausdruck einer hoch liegenden Erosionsbasis und eines (eustatisch?) „gestauten“ Flusslängsprofils aufgefasst werden. Es handelt sich dabei um ein überregionales Phänomen. Ein stratigraphisch äquivalentes, feinklastisches, buntes, stark violett-gefärbtes Schichtglied ist im linksrheinischen Buntsandstein auch aus der Trierer Bucht bekannt und dort insbesondere aus dem Bitburger Becken. Es sind die unter dem Hauptkonglomerat auftretenden, bis 7 m mächtigen Violettschichten (sVS, LGB 2005, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007, DITTRICH 2011). Dazu passen die Beobachtungen im saarländischen Profil Niederwürzbach (Blatt 6709 Blieskastel), wo im Basisbereich des rinnenhaft eingetieften Hauptkonglomerates, das dort die gesamte Obere Felszone unterschneidet, Gerölle von aufgearbeiteten Violetten Horizonten sowie von Karneolen vorkommen (DACHROTH 1988: Abb. 14).

In rechtsrheinischen Gebieten sind „*Avicula*“-Vorkommen auch aus der Detfurth-Formation erwähnt worden (BACKHAUS 1996). Dies gilt vor allem für die Lokalität Ballertasche bei Hannoversch Münden im Wesertal. Die dortige, von LEPPER & UCHMANN (1995) damals der höheren Detfurth-Folge (heute: s4-Folge, Detfurth-Forma-

tion) zugeordnete, mindestens 7 m mächtige Abfolge kann als Beleg für eine marine Beeinflussung in der nördlichen Hessischen Senke gelten. Es sind rote Feinsedimente, die ein reiches Vorkommen des Spurenfossils *Diplocraterion parallelum* zeigen, gemeinsam mit Einzelfunden der Spur *Phycodes triadicum* und der Muschel „*Avicula*“ *murchisoni*. Im Westen der Hessischen Senke, in der Randfazies am Rheinischen Schiefergebirge, erscheinen fast ausschließlich äolische Sandsteine (DERSCH-HANSMANN et al. 2013). Nach Osten, zur hessischen Senkenachse hin, schalten sich dann allerdings immer mehr fluviale Sandsteine und schließlich Tonsteine ein.

Auf die zweifelsfrei marine Fazies der mittleren Detfurth-Formation (s4-Folge) mit Glaukonit- und Acritarchen-führenden Karbonaten im ostdeutsch-polnischen Grenzgebiet (BECKER 2005) ist schon zu Beginn dieses Kapitels hingewiesen worden. Von dort aus könnten sich eine episodische marine Beeinflussung bzw. einzelne eustatische Signale durch die Thüringische Senke nach Südwesten hin durchgesetzt haben (zur Beckenkonfiguration vgl. DSK 2013: Abb. 3.4-2). Im Thüringer Becken wird der obere Abschnitt der Detfurth-Formation (Detfurth-Wechselfolge) durch das bis etwa 25 m mächtige Schichtglied „Lavendelfarbener Sandstein“ aufgebaut (PUFF & RADZINSKI 2013). In Thüringen wie auch in Süd-Niedersachsen kommen darin schwach violett gefärbte Horizonte vor.

Die Hardeggen-Formation – auch deren Äquivalente sind in der Oberen Felszone zu suchen (DITTRICH 2016) – lieferte ebenfalls interessante Milieu-Befunde. BACKHAUS (1994) rekonstruierte für die höchste Hardeggen-Formation einen Meeresvorstoß in die Hessische Senke. Hinweise darauf ergeben sich aus „*Avicula*“-Funden, dem Spurenfossil *Diplocraterion*, aus Foraminiferen und aus Tetrapoden-Funden bzw. -Fährten (BACKHAUS 1996: Tab. 1 + S. 275). Nach E. SCHULZ (in BACKHAUS et al. 2013) setzt der palynostratigraphische „Bio-Event“ – gemeint ist das Erscheinen mehrerer für den höheren Buntsandstein und den Muschelkalk wichtiger Pollentaxa – schon in der höheren s5-Folge (Hardeggen-Formation) ein.

Das pfälzische Hauptkonglomerat (sHK) entspricht stratigraphisch wohl der mittleren bis höheren Solling-Formation (Karlshafen-Schichten bzw. -Subformation der Hessischen Senke). Es entstand nach einem markanten Tiefstand der Erosionsbasis (vgl. auch BECKER 2005: Abb. 36). Dieser hatte zuvor zum Einschneiden von Talrinnen und zur Kappung und fluvialen Aufarbeitung der höheren Oberen Felszone bis hin zu deren rinnenhafter Unterschneidung geführt (BACKHAUS 1974, DACHROTH 1988: Abb. 14, Profil Niederwürzbach). Die sHK-Sedimentation erfolgte dann bei einer wieder angestiegenen Erosionsbasis. Ein hoch liegender Grundwasserspiegel ist ebenfalls anzunehmen. Innerhalb der saarländischen Hauptkonglomerat-Abfolge bei Niederwürzbach, Blatt 6706 Blieskastel, und auch bei Beckingen (MÜLLER 1954: S. 185) kommen nachweislich Violette Horizonte vor. Dies trifft vor allem auch für das Hauptkonglomerat des Bitburger Beckens zu (Konglomeratische Serie, sKS, DITTRICH & NORBISRATH 2006, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Dort waren partienweise auch recht hohe Dolomitgehalte nachzuweisen. Im oftmals dunkelrotviolett gefärbten pfälzischen Hauptkonglomerat sind sie inzwischen abgelautet worden, die betreffenden Sedimentpartien sind hochpermeabel und entfestigt.

Im ostdeutsch-polnischen Bereich des Mitteleuropäischen Gesamtbeckens ist sowohl in der mittleren als auch in der oberen Solling-Formation (s6-Folge) eine Erhöhung des Baselevels rekonstruiert worden (BECKER 2005: Abb. 35+36). Die dort im Nordosten wirksame Erosionsbasis müsste etwa gleichbedeutend mit dem Meeresspiegel-Niveau gewesen sein. Interessant ist auch der Blick nach Thüringen. Dort existiert im Solling-Sandstein eine braunfleckige „Tigersandstein“-Fazies (PUFF &

RADZINSKI 2013: S. 435). Ebenso wie bei den analog ausgebildeten Gesteinen der Randfazies des Zechsteins (vgl. LGB 2005: Abb. 68 und www.bgr.de/app/litholex/Stauf-Formation) geht diese durch Mulm-Flecken gekennzeichnete Fazies wohl auf ehemalige Nester und Knollen von Dolomitementen zurück (Kap. 3.). Über dem Solling-(Basis-)Sandstein folgen die violett-gefärbten, Dolomit- und Karneol-führenden tonigen Gesteine des Solling-Zwischenmittels. In ihnen bildet sich wohl der schon erwähnte Hochstand der mittleren s6-Folge ab (mehr dazu am Ende dieses Kapitels). Im zentralen Teil der Thüringischen Senke ist im mittleren Bereich der Solling-Formation sogar eine 2 m mächtige Anhydritbank erbohrt worden (PUFF & RADZINSKI 2013).

Ein Meeresvorstoß in die Hessische Senke innerhalb der Solling-Formation wurde schon von BACKHAUS (1994) dargestellt. Dies basierte unter anderem darauf, dass bei Salzdetfurth sandschalige Foraminiferen in den Roten Tonen der Solling-Formation nachgewiesen worden waren (UTECH 1960), so auch die aus dem basalen Muschelkalk bekannte Gattung *Trochammina*. Diese Abfolgen hatten ebenso Schuppen, Zähne und Stacheln von Haien geliefert, vor allem von *Hybodus* (BACKHAUS 1994). Es ist dies eine Gattung, die auch aus dem Muschelkalk bekannt ist. Die entsprechenden Fundschichten waren von UTECH in Zusammenschau mit dem ermittelten hohen Ca/Mg-Verhältnis (9,2-9,5 : 1) einem graduellen marinen Milieu zugeordnet worden. Weitere, nicht näher bestimmte Foraminiferen fanden sich aufgearbeitet in Sandsteinen der (basalen) Solling-Formation bei Jena (LANGBEIN 1992) und in entsprechenden Ablagerungen in Holland (BACKHAUS 1996: S. 261).

Generell herrschte während der s6-Folge eine paläogeographische Situation, die der des Oberen Buntsandsteins (s7-Folge) ähnlich war. Dies spiegelt sich im palynofaziellen Befund, der die Pflanzen-Ökologie abbildet (C. HEUNISCH in BACKHAUS et al. 2013). Mit der Solling-Formation setzen Pollentaxa ein, die auch für den Röt und dann für weite Teile des Muschelkalks typisch sind. Indirekt bildet sich darin auch der starke ökologische Einfluss des nördlich bzw. nordöstlich vorgelagerten Meeres ab. Seinen Höhepunkt erreichte er im Niveau der Stamm-Schichten, der obersten der vier Subformationen im s6 von Nordhessen. DERSCH-HANSMANN et al. (2013) betonten bereits, dass die Ablagerung dieser Abfolge mit einem deutlichen Anstieg der Erosionsbasis einherging und dass Erosionsprozesse nahezu zum Erliegen kamen. Es offenbart sich eine sehr tiefe Position im Flusslängsprofil.

In der Pfalz entstand zu dieser Zeit das vergleichsweise feinklastische Schichtglied der Violetten Grenzzone (sVG). Es umfasst wenig verfestigte, etwas tonige Sand- und Schluffsteine (vgl. SCHIFFEL 1988, DITTRICH 2014b: Halt 3), gelegentlich auch vereinzelte Gerölle. Typisch ist ein relativ hoher Glimmergehalt. In der westlichen Pfalz und im Saarland werden sVG-Mächtigkeiten von etwa 3 bis 4 m erreicht (MÜLLER 1954, DITTRICH 2015a), in der Trierer Bucht hingegen bis zu 19 m. In den dortigen Violetten Grenzzschichten (sVGS, DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007, DITTRICH 2011) kommen vereinzelte Gerölllagen sowie geringmächtige fluviatile Zyklen vor. Allen Vorkommen gemeinsam sind jedoch das bunte Farbspektrum, mit intensiven oder blasseren, oft etwas blaustichigen Violetttönen, und mehr oder weniger gut erhaltene Dolomitgehalte.

Regional verbreitet kommen auch Karneole darin vor. Sie bestehen aus sehr feinkristallinem Quarz. Meist sind sie durch Eisenoxid fleischrot gefärbt, ihre eingedeutschte Benennung lehnte sich an das lateinische Wort *carneus* (fleischfarben) ab. Im Saarland treten diese Karneole als Knollen, Bänke und Spaltenfüllungen auf, sehr selten (bei Beckingen) auch als Röhren (MÜLLER 1954). In der Pfalz fanden sich Karneole unter anderem als Lesesteine im Landstuhler Staatsforst (Abb. 2) und anstehend



Abb. 2: Karneole aus der Violetten Grenzzone im Staatsforst Landstuhl (Foto K. GARZ).

in der Sandgrube von Bann (GARZ 1999) und beim Vortrieb des Hörnchenbergtunnels südlich von Landstuhl (SCHIFFEL 1988, DITTRICH 2014b: Halt 3, DITTRICH 2015a).

Rote oder weiß-gelbliche, fein gebänderte Varianten treten hier auf. Die fleischfarbenen Karneole im Staatsforst Landstuhl wurden charakterisiert als „unregelmäßige, von Quarzlagen durchwachsene Knäuel“ (GARZ 1999: S. 27). SCHLAGER (2000) beschrieb ihre Fundstücke als hell- bis dunkelrote, mit hellen Lagen durchzogene Karneole.

Die wohl zeitgleich entstandenen Karneole im thüringischen Chirotheriensandstein (höchste Solling-Formation, PUFF & RADZINSKI 2013) sind von LANGBEIN (1974) einer detaillierten Untersuchung unterzogen worden. Ihre rote Färbung geht auf submikroskopischen Hämatit zurück. LANGBEIN ermittelte, dass es sich genetisch nicht etwa um anorganisch gebildete Kieselkrusten (Silcretes) handelt, sondern um karbonatische Algenkrusten, die in einem frühen Diagenesestadium subaquatisch silifiziert worden sind. Vielfältige spezielle organogene Strukturen belegten dies. Überdies waren noch rhythmisch aufgebaute Hämatitkrusten nachweisbar, die in nichtsilifizierten („ungepanzerten“) Karbonaten und Sandsteinen des umgebenden Gesteins im Verlauf der späteren Diagenese überprägt und unkenntlich gemacht worden sind. Derartige hochdifferenzierte Kleingefüge sind auch in den pfälzischen Karneolen vom Hörnchenbergtunnel zu beobachten (Abb. 3).

Von LANGBEIN (1974) sind anhand der Karneolstrukturen und nach weiteren lithofaziellen Befunden folgende Bildungsbedingungen rekonstruiert worden. In einem randmarinen bis litoralen Milieu von weiträumigen, marin beeinflussten „flats“ sei es bei hoher Salinität und sehr geringen Wasserständen zu einer periodischen Austrocknung gekommen. Die dort gebildeten Kalkalgenkrusten hätten sich dabei verfestigt und seien danach silifiziert, zerbrochen und teilweise auch umgelagert worden.

Abb. 3 oben, Mitte, unten: Lagig aufgebauter Karneol aus dem Hörnchenbergtunnel, als Trommelstein rundgeschliffen. Auffällig sind die hochdifferenzierten Lagengefüge aus dünnen roten Hämatitkrusten und durchscheinenden bis weißlichen Einkieselungen; Fund: F. HÄFNER, Fotos: M. GRELLER).



Die Abbildungen der Funde und die wenigen überlieferten, knappen Beschreibungen der Einzelkartierer auf Blatt Hermersberg legen nahe, dass ein solches paläogeographisches Szenario in gleicher Weise auch für die Pfalz Gültigkeit haben kann. Eine derartige paläogeographische Bewertung steht jedoch im deutlichen Widerspruch zur bisher üblichen genetischen Deutung der Violetten Grenzzone. Dies soll im Folgenden näher erläutert werden.

Die Violette Grenzzone war zunächst von MULLER (1954) genetisch als Paläoboden gedeutet worden, als sekundäres, pedogenes Umwandlungsprodukt der „aufgetauchten Landoberfläche“. Entstanden sei sie in einem Ruhestadium der Sedimentation des späten Mittleren Buntsandsteins. Nachfolgend galt sie in der süddeutschen Buntsandstein-Literatur üblicherweise als „fossile Landoberfläche“, als sedimentärer „Hiatus“ und als pedogene Verwitterungsbildung ohne scharfe Untergrenze. Die Interpretation dieses Faziesphänomens als terrestrische Bodenbildung ist dann von ORTLAM (1965, 1967, 1969, 1974) umfassend beschrieben und auf weitere Niveaus im rechtsrheinischen Buntsandstein erweitert worden. Zahlreiche Violette Horizonte sind dabei als „Bodenkomplexe“ ausgeschieden und weitflächig verfolgt worden.

Der spezifische Chemismus und Mineralbestand der Violetten Grenzzone war von MULLER (1954) lediglich auf einen „Klima-Peak“ zu sehr trockenen, ariden Milieu-Bedingungen zurückgeführt worden. Dies wirft allerdings Probleme auf. Der Gesteinsbestand der saarländischen und pfälzischen Violetten Grenzzone umfasst neben Quarz, Ton und Dolomit die zu Beginn dieses Kapitels schon erwähnten, besonders großen Hämatitkristalle sowie Feldspäte und viel Glimmer. Dies passt nicht zur angenommenen intensiven Einwirkung pedogener Prozesse. Pedogenese ist vor allem durch Mineral-degradierende Prozesse charakterisiert, wie etwa Lösungsverwitterung, Hydrolyse, Säureeinwirkung und Oxidation. Feldspäte verwittern (u. a. zu Kaolinit), durch eine Degradierung der Kristallgitter von Schichtsilikaten (Glimmern) bilden sich Tonminerale.

Dies ist offenbar so nicht abgelaufen. Die Glimmer und die Feldspäte sind erhalten geblieben. Eine Kaolinit-Anreicherung fehlt. BACKHAUS & HEIM (1995: S. 64) wiesen darauf hin, dass es in den von ihnen untersuchten Violetten Zonen (= Horizonten) zu keiner Abreicherung von Feldspat gekommen sei und dass sogar die säureempfindlichen Apatite – sensible Indikatoren für ein Absinken des pH-Wertes unter 7,0 – unkorrodiert geblieben sind. ORTLAM (1974: S. 856) hatte sogar explizit ein vermehrtes Auftreten von hellen Glimmern in den „Bodenkomplexen“ vermerkt. Verweise auf Glimmersande in der saar-pfälzischen Violetten Grenzzone liegen von HENRICH (1962: S. 103 + S. 106) und von DACHROTH (1988: S. 318 + S. 323) vor. Offenbar haben keine oder fast keine mineralzersetzenden Prozesse der pedogenen Verwitterung stattgefunden. Stattdessen ist es sogar – wie im Falle der pseudohexagonal-tafeligen Hämatite – zum Aufbau relativ großer Kristalle gekommen. Es sind eher konstruktive als destruktive Prozesse abgelaufen. Auch Anatase sind neugebildet worden (HENRICH 1962).

Zweifel wurden wiederholt auch von D. HEIM geäußert. Schon in einem Vortrag 1979 (vgl. dazu NEGENDANK 1983) legte er dar, dass er sich aufgrund von mehreren petrographisch-mineralogischen Gesichtspunkten nicht der genetischen Deutung der Violetten Horizonte bzw. Zonen als Paläoböden im Sinne von MÜLLER (1954) und ORTLAM (1965, 1974) anschließen könne. Nach seinen Untersuchungen fehlen die typischen Gefüge von Bodenbildungen, wie sie üblicherweise durch eine pedogene Überprägung der primären Sedimentgefüge hervorgerufen werden. Auch die Anreicherung von Spurenelementen bleibt nach seinen Ausführungen durch eine Bodenbildung weitgehend unerklärt. Von ORTLAM war zuvor mehrfach auf Anreicherungen

bestimmter Metalle in den Violetten Horizonten hingewiesen worden, vor allem von Chrom, Zirkonium und Titan; DACHROTH (2013a) notierte dann zusätzlich auch Kupfer.

Zur genetischen Erklärung der Violetten Horizonte bzw. Zonen wurden dann von BACKHAUS & HEIM (1995) Phasen mit einem durch marine Ingression veränderten hydrologischen Umfeld angeführt. Der mit dem episodischen Vordringen des Meeres zusammenhängende Grundwasseranstieg („Grundwasserstau“) habe zu wechselnden pH- und Eh-Bedingungen, zu schwankenden Humiditäten und zu veränderlichen Ionenkonzentrationen (Salinitäten) im Porenraum geführt. Sicher ist, dass sich das frühe Porenmilieu dieser Sedimentabschnitte von denen anderer stratigraphischer Bereiche unterschied. Dabei kam es wohl zu einer sekundären Teilmobilisierung des primär im kryptokristallinen Hämatit der Rotsedimente gebundenen Fe^{3+} und zum Wachstum größerer Hämatitkristalle. Im weiteren Verlauf kam es dann auch zur Abfuhr von rotfärbenden Fe^{3+} -Komponenten (Hämatit-Pigmenten), bei relativer Eisenverarmung. Übrig blieben die stabilen, violett-färbenden, tafeligen Hämatitkristalle, die die Farbgebung der ansonsten mehr oder weniger stark gebleichten Sedimente maßgeblich prägten. Nach den Ergebnissen weiterführender sedimentpetrographischer Untersuchungen schlossen BACKHAUS & HEIM (1995) einen kausalen Zusammenhang der Violetten Zonen mit pedogenen Prozessen unter wesentlicher biogener Mitwirkung weitgehend aus. Danach sind diese nicht als „fossile Böden“ im eigentlichen Sinne zu deuten. BACKHAUS & HEIM werteten die Violetten Zonen bzw. Horizonte stattdessen als lateral durchhaltende Anzeiger einer jeweiligen, schnell von Norden nach Süden durchziehenden („aufsteigenden“) Ingression des Meeres.

In einer späteren, Literatur-auswertenden Publikation ist von DACHROTH (2013a: S. 225, 229) referiert worden, dass die Violetten Horizonte nach BACKHAUS & HEIM (1995) zeitunabhängige Faziesbildungen mit geringer stratigraphischer Bedeutung seien. Dies ist jedoch unzutreffend. Die beiden Autoren hatten sich im Schlussabsatz auf S. 67 deutlich auf einzelne Ingressionsereignisse im Mittleren und Oberen Buntsandstein in Anlehnung an BACKHAUS (1994) bezogen. Auch in der Kurzfassung ihres Artikels wurden die bearbeiteten Violetten Zonen explizit in einen genetischen Zusammenhang mit einer marinen Ingression gestellt.

Der genetische Interpretationsansatz von BACKHAUS & HEIM (1995) wird hier weiterentwickelt. Es handelt sich bei den Violetten Zonen wohl um die Produkte von (relativen) marinen Hochstandereignissen, eventuell sogar um eustatische Signale des fernen Weltmeeres im Norden und im Nordosten. Der besondere Chemismus der Violetten Grenzzone und anderer Violetter Horizonte (Zonen) kann dann auf einen Eintrag von Karbonaten, Sulfaten, Salzen und Spurenelementen bei Hochstandsphasen des vorgelagerten Meeres zurückgehen. Episodische, sehr flachgründige Ingressionen sind ja nach den Darlegungen am Beginn dieses Kapitels nicht unwahrscheinlich. Ein salinärer Wasserkörper hätte in eustatischen oder tektonisch induzierten Hochstandsphasen auf und in den fluviatilen Sedimentkörper der Tiefenebenen vordringen und dabei gelöste Stoffe mitbringen können. Zusätzlich könnte eine äolische Anwehung von Salzen (Sulfaten und Karbonaten) aus den Küstenregionen eine Rolle gespielt haben. Die sehr seichte, niederenergetische Flutung weiter Landstriche kann auch eine gewisse Abspülung und Anreicherung von Metallen bewirkt haben.

In den Schriften von D. ORTLAM, dem jahrzehntelangen Verfechter der Boden-Interpretation, finden sich dazu interessanterweise die nachfolgenden Formulierungen (ORTLAM 1980: S. 589). In der Bildungszeit der Violetten Horizonte in „einer extrem flachen und ingressionsbereiten Küstenlandschaft“, sehr niedrig gelegen, wäre „eine großflächige und relativ schnelle Ingression des Meeres“ möglich. So kämen gelegent-

lich geringmächtige marine Ablagerungen über derartigen Bodenbildungen vor, so etwa die *Corophioides*-Bank über dem „VH4“ in Süddeutschland (ORTLAM 1974, 1980). Ferner wies ORTLAM wiederholt darauf hin, dass die flächenhafte Verbreitung fossiler Bodenkomplexe bemerkenswert groß sei. Derjenige an der Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein, der „VH2b“ („Violetter Karneolhorizont 2b“) – er entspricht der linksrheinischen Violetten Grenzzone –, solle sich über eine Entfernung von mehr als 1000 km erstrecken. Unmittelbar über dem „VH2“ existiert auch ein überregionales Auftreten von Fährtenhorizonten (DACHROTH 2013a: S. 228).

Eine Deutung dieses stratigraphischen Niveaus als Flutungshorizont („maximum flooding surface“ bzw. „zone“) harmonisiert nach Ansicht der Autorin gut mit diesen Beobachtungen. Derartige Hochstands-Signale haben ja auch noch in lückenhaften Randprofilen eine relativ hohe Erhaltungswahrscheinlichkeit (vgl. Kap. 2.1.). Sie repräsentieren Sedimente aus einem Zeitabschnitt mit sehr ausgeglichenen Flusslängsprofilen und einer geringen Erosionsrate. Solche Phasen sind durch eine generelle Kornverfeinerung und eine verstärkte (distale) Ablagerung von Glimmerplättchen charakterisiert. Die relativ geringe Korngröße dieser Niveaus ist primär-sedimentär bedingt, sie resultiert nicht aus einem sekundären pedogenen Zersatz gröberer Sedimente.

Die damalige Sedimentationsrate war eher gering. In dieser Hinsicht ist der Bewertung der „Bodenkomplexe“ als Resultat einer stark verlangsamten Sedimentation (ORTLAM 1974: S. 856) bzw. einer „retardierten Sedimentation“ (MÜLLER 1966) beizupflichten. Eine Vielzahl von Siebanalysen der Violetten Grenzzone hatte ergeben, dass es sich bei den jeweiligen Gesteinspartien um eine sekundäre Mischung von Sedimenten verschiedener Herkunft handelt (HENRICH 1962: S. 107). Eine Umlagerung und erneute Sedimentation hat stattgefunden. Dazu passt auch, dass das Einsetzen von Geröllern von MÜLLER (1954: S. 181) als petrographisches Merkmal der Violetten Grenzzone angeführt worden ist. Mit dem Faziesumschlag vom unterlagernden Mittleren Buntsandstein zur Violetten Grenzzone setzt eine Geröllführung ein, auch in Regionen, wo ein unterlagerndes Hauptkonglomerat fehlt. HENRICH (1962) stellte den hohen Gehalt der saarländischen Violetten Grenzzone an kantigen Turmalinen heraus, der sie vom Liegenden unterschied. Ohne einen Eintrag von fremdem Sedimentmaterial ist dies nicht erklärbar. In-situ-Verwitterung reicht nicht aus. So hatte denn HENRICH (1962) bereits notiert, dass die Violette Grenzzone keine Zeit der Sedimentationsruhe im Sinne von E.M. MÜLLER darstelle, sondern die Basis eines neuen „Sedimentationsstromes“ sei. In stark absinkenden Beckenbereichen können im stratigraphischen Niveau der Violetten Grenzzone mehrere Meter mächtige, Ton- und Glimmer-reiche Sedimentabfolgen vorkommen (Violette Grenzschichten, sVGS in der Trierer Bucht, DITTRICH 2011: bis 19 m). Keinesfalls können derartige Abfolgen in-situ aus den nahezu völlig Quarz-dominierten Sandsteinen des obersten Mittleren Buntsandsteins entstehen. Solche Sandsteine stehen aber im Saarland und im Trierer und Bitburger Becken weitflächig unterhalb der Violetten Grenzzone an.

Die Violette Grenzzone ist also kein besonders langer „Hiatus“, wie früher angenommen (vgl. dazu DSK 2002: Kommentarpunkt 16), sondern ein Schritt für Schritt abgelagertes Sediment der späten s6-Folge. Zur selben Zeit, während der Sedimentation der Stammen-Schichten der obersten Solling-Formation, war es in der Hessischen Senke zur Herausbildung einer ausgedehnten Sebka-Landschaft gekommen (DERSCH-HANSMANN et al. 2013). BECKER (1990) beschrieb auch eine offene und geschlossene Linsenschichtung, wie sie vor allem im Gezeitenbereich auftritt, aus dem oberen Abschnitt der Stammen-Schichten. Am Westrand der Hessischen Senke lebte

damals sogar eine artenreiche marine Muschelfauna (BUSSE & HORN 1978, HORN 1991). In einer derartigen Hochstandsepisode konnten in der vormaligen Flussebene (Überflutungsebene) Südwestdeutschlands, welche sich zeitweise in eine Sebkhia-Landschaft bzw. in eine Sand-Ton-Schlammebene mit wechselnden Salinitätsgraden verwandelte, vereinzelte dünne Kalkalgenmatten aufwachsen und die unterlagernden Sedimente mit frühen karbonatisch-ephoritischen Zementen durchsetzt werden. Örtlich konnte es auch zur Bildung von primären, nahezu stöchiometrisch zusammengesetzten Dolomitlagen und -bänken kommen (MÜLLER 1954: S. 178 + S. 182; HENRICH 1962, DACHROTH 1988: Abb. 11). Die sehr weiträumigen Küstenebenen stellten dann wohl auch Lebensräume bzw. Wanderwege für Wirbeltiere dar.

Bei einer nachfolgenden Eindunstung der marin-salinaren Wasserfilme konzentrierten sich die gelösten Karbonate und Sulfate. In den inneren Senkungszentren sammelten sich hochsalinare Restpfützen. Das resultierende Milieu, im Porenraum der oberen Sedimentpartien und unmittelbar darüber, war stark alkalisch. Lokal wurde das Stabilitätsfeld des Gipses überschritten, Anhydrit kristallisierte aus. Der schon ausgeschiedene Dolomit wandelte sich partienweise sekundär in Magnesit um, die reine Mg-Phase des Karbonats. DACHROTH (1988: S. 324) hatte einzelne oder krustenartig verwachsene magnesitische Karbonatkonkretionen in der tieferen Violetten Grenzzone erwähnt. Ähnliche Phänomene können heute in episodisch von dünnen Wasserfilmen gefluteten permeablen Sedimentkörpern in den weitläufigen, gering reliefierten Küstenzonen des Persischen Golfes beobachtet werden (BUSH 1973). Bei einem Anstieg des pH-Wertes der zirkulierenden Porenwässer über 9,5 (vgl. Lösungsdiagramm von SiO_2 bei FÜCHTBAUER 1988: Abb. 8-2.) konnte es dann auch zeitweise zur Lösung kleinster Quarz-Partikel kommen. Bei Anwesenheit von freien Alkali- und Erdalkali-Ionen steigt die Löslichkeit von SiO_2 beträchtlich (MITCHELL 1975). Der laterale Transport kolloidaler Kieselsäure ermöglichte die Bildung der schon beschriebenen „gepanzerten“ rhythmischen Hämatitkrusten und verkieselten Kalkalgenmatten, die Bildung der Karneole, die sekundäre Einkieselung von Dolomitbänken und von einzelnen Sandsteinlagen und auch die Neubildung von idiomorphen Quarzkristallen. Dabei konnten sich auch relativ große Doppelkopfquarze bilden, wie sie von BACKHAUS (1968: Tafel 14) und ORTLAM (1969, 1974) dokumentiert worden sind.

In der saarländisch-pfälzischen Violetten Grenzzone (sVG) finden sich etliche Belege für einen solchen Hergang der Ereignisse. Es sind nicht nur die erwähnten Magnesitgehalte und die organogenen Feinstrukturen im Karneol, die auf ehemalige Biolaminite zurückgehen (Abb. 3), sondern auch andere, bisher nicht genannte lithofazielle Eigenheiten dieser Schichtenfolge. MULLER (1954) hatte Pseudomorphosen von Quarz nach Fasergips in und unmittelbar unterhalb der Violetten Grenzzone beschrieben. Diese sind 2 bis 3 cm dick und folgen ehemaligen Schichtfugen im Gesteinsverband. Die Quarzkristalle darin enthalten mikroskopisch kleine Anhydrit-Einschlüsse (MÜLLER 1954: S. 182). Gemeinsam damit kommen verkieselte Sandsteinpartien oder -lagen, verkieselte Dolomite und Karneole vor, letztere auch in Form von Kluft- und Spaltenfüllungen im Dolomit. „Stark verkieselte Schwarten“ an der Basis der saarländischen Violetten Grenzzone nannte HENRICH (1962). KONRAD (1983) notierte aus dem pfälzischen sVG Karneol und stark verkieselte Sandsteinpartien. In Karneolen von Bann bei Landstuhl zeigten sich Einschlüsse von idiomorphen Dolomitkristallen (MÜLLER & SCHRODER 1960: S. 253). Häufig auftretende Quarzdrusen in den obersten Sandsteinschichten unter der Violetten Grenzzone (MULLER 1954: S. 181) vertreten ehemalige Sulfatknollen. Im rechtsrheinischen Buntsandstein sind solche Sulfatknollen unter größerer Gebirgsüberdeckung noch unabgelagert erhalten geblieben (vgl. etwa ORTLAM 1974).

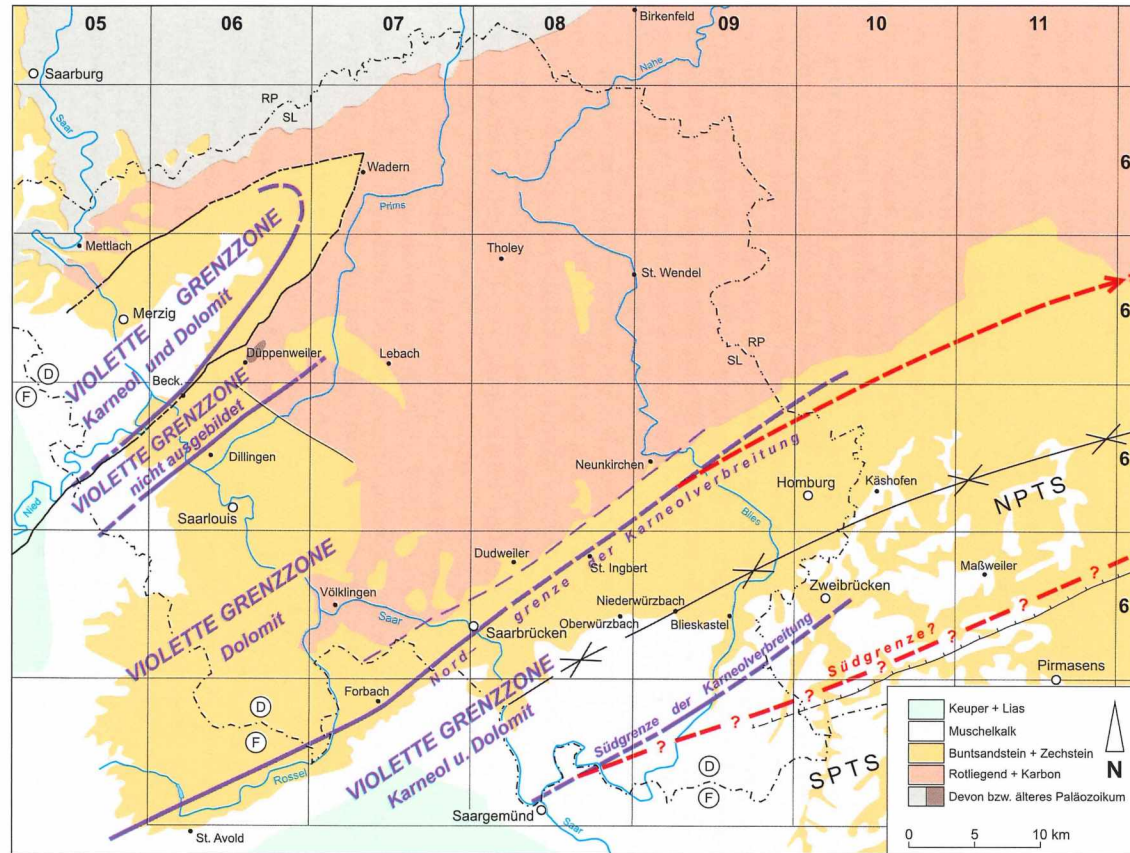


Abb. 4: Verbreitung und Fazies der saarländisch-westfälischen Violetten Grenzzone (nach MÜLLER 1954: Karte 1, graphisch verändert und nach Osten ergänzt; Beck. = Beckingen, *: Fortsetzung vgl. Text). Erkennbar sind die alt angelegten Trogachsen der Nördlichen und Südlichen Pfälzer Teilsenke (NPTS bzw. SPTS) und dazwischen die erzgebirgisch streichende Abschiebungslinie Hornbach-Nüschweiler-Donsieders.

Bezeichnend ist auch die regionale Verbreitung von Karneol-Vorkommen in der Violetten Grenzzone. Die entsprechende Karte für das Saarland von MÜLLER (1954: Karte 1) ist für die hier dargestellte Abb. 4 leicht modifiziert und um die pfälzischen Nachbargebiete ergänzt worden.

Im inneren Bereich der Pfälzer Mulde, auf pfälzischem Gebiet, ist es durch die nachfolgenden energiereichen Flussläufe des tiefsten Oberen Buntsandsteins über weite Gebiete hinweg zur erosiven Kappung der Violetten Grenzzone mit ihren Karneol-konkretionen und -bänken gekommen (Kap. 2.2.1.). Deshalb existiert auch in der älteren regionalgeologischen Literatur der Pfalz der Begriff „Karneolkonglomerat“ (vgl. DACHROTH 1988: Abb. 10). Dieser bezeichnet die unteren Abschnitte der Zwischenschichten, die Gerölle von aufgearbeiteten Karneolen enthalten können. Aufgrund dieser sekundären erosiven Maskierung der primären Verbreitung kann in der Pfalz keine so akkurate Faziesrekonstruktion erstellt werden, wie es in der saarländischen Beckenrandregion im Westen und Nordwesten möglich gewesen war. Im Gesamtbild wird jedoch deutlich, dass sich die Karneole der Violetten Grenzzone auf die tektonischen vorgegebenen Senkungszone beschränken. Es waren dies die Gebiete mit hochalkalischen Restpfützen, wo eine syngenetische Quarz-Mobilisierung und -Wiederausscheidung ablaufen konnte. Karneole kommen im damaligen Merziger Becken, der heutigen Merziger Grabenmulde, und in der Nördlichen Pfälzer Teilsenke bzw. Teilmulde vor. Die von MÜLLER (1954) seinerzeit skizzierte Südgrenze fällt im Westen ungefähr mit der streichenden Verlängerung der Störungslinie Hornbach-Nüschweiler-Donsieders zusammen, welche die Nördliche Pfälzer Teilsenke strukturell nach Süden hin abgrenzt (Kap. 2.1.). Das von MÜLLER verzeichnete starke Abdrehen der Südgrenze nach Nordosten resultierte wohl auch aus der geringen Wahrscheinlichkeit von Karneolfunden im Kernbereich der Teilmulde, wo vor allem der Untere Muschelkalk und der mächtige Obere Buntsandstein ausbeißten. Die betreffende Linie gibt daher wohl nicht die primären Gegebenheiten wieder. In den Ausbissgebieten der sm/so-Grenze im Südteil der Pfälzer Mulde sind (bisher noch) keine Vorkommen einer Violetten Grenzzone bekannt geworden (KONRAD 1975, 1979; ROHN & KASSEBEER 2003, LGB 2005). Hangschutt-Bedeckungen an den dortigen Steilhängen haben möglicherweise die Auffindung dieser geringmächtigen Schichteinheit verhindert.

Im Saarland sind die Karneol-Gebiete nachweislich kleiner als die Gebiete der Dolomitverbreitung (Abb. 4). Dolomitgehalte in der Violetten Grenzzone beschränken sich offenbar nicht auf die engeren Trogachsen, sie griffen weit über. Sowohl der Dolomit als auch die violettfärbenden Hämatitmodifikationen und die glimmerreichen Sedimente der Violetten Grenzzone überragen das Verbreitungsgebiet des Hauptkonglomerates und auch das der Oberen Felszone. Nur im Bereich einer tektonisch vorgeprägten Schwelle, der „Düppenweiler Schwelle“ (MÜLLER 1954), fehlt eine Violette Grenzzone völlig. Hätte es sich beim Entstehungsprozess tatsächlich um eine Bodenbildung gehandelt, so müsste diese auf der alten Schwelle besonders lange eingewirkt haben und die Violette Grenzzone infolgedessen dort besonders prägnant entwickelt sein. Dies war aber nicht der Fall. Stattdessen überragte diese alt angelegte Hochscholle südlich der Merziger Grabenmulde das morphologische Niveau, das in der Hochstandsphase der Violetten Grenzzone zeitweise seicht geflutet wurde. Eine karbonatisch-evaporitische Überprägung unterblieb dort. Auch glimmerreiche Feinsedimente oder etwas geröllführende, durchmischte Verschwemmungssedimente fehlen dort (vgl. MÜLLER 1954: S. 178).

Ein ähnliches Faziesmuster der Violetten Grenzzone ist auch aus dem angrenzenden rechtsrheinischen Buntsandstein bekannt. ORTLAM (1974: Abb. 18) hatte das

Fehlen von primären Kieselsäure-Ausscheidungen im „Violetten Karneolhorizont 2“ („VH2b“) im Umfeld von strukturellen Hochzonen graphisch dargestellt. Im Gebiet nördlich des Schwarzwalds sind zwei solche alten Schwellenachsen verzeichnet, die Ettlinger Schwelle und die Süd-Odenwald-Schwelle. Letztere ist wohl ein Teil der Nordvogesen–Haardt–Spessart-Schwelle in neueren paläogeographischen Darstellungen (vgl. DSK 2013: Abb. 3.4-2). Nördlich davon verläuft bei ORTLAM die erzgebirgisch streichende Achse des „Mannheimer Beckens“. Diese liegt in der Fortsetzung der alten Senkungsachse der Pfälzer Mulde („Lothringen–Pfalz–Senke“ bei DSK 2013: Abb. 3.4-2).

Interessant sind auch die Kartierbefunde aus der Nordost-Pfalz von PLASS (1966). Sie erlauben die Verbindung der Karneol-Vorkommen im Saarland und in der Westpfalz mit denen in rechtsrheinischen Gebieten. In einer tektonischen Tieflage, im Eisenberger Becken, sind dort einige Meter mächtige „Karneolletten“ erhalten geblieben. Sie überlagern das Hauptkonglomerat und entsprechen der Violetten Grenzzone. Es sind rotbunte, teilweise auch bläuliche sandige Tone mit dünnen Sandsteinbänken und mit vielen Karneolen. Lokal wurde sogar eine 20 cm-Bank von rotem, trübem Karneol angetroffen. Aufgrund ihrer Lage nördlich der alten Trogachse sind diese „Karneolletten“ nicht von den auflagernden, nur wenig eingetieften Zwischenschichten gekappt worden. Sie bestätigen eine streichende Fortsetzung der in Abb. 4 eingegrenzten Karneolverbreitung.

Die Entwicklung der Violetten Grenzzone setzte sich nach der Bildung von Karneolen und anderen Verkieselungen weiter fort. Die zuvor eingebrachten, nun im klastischen Sedimentkörper der Beckenrandregion vorhandenen Karbonat- und Sulfatzemente wurden gelöst, umgelagert und erneut ausgeschieden. Bei heißem Klima bewirkte die Evaporation eine Aszendenz von Porenlösungen. Oberflächliche und Oberflächen-nahe Caliche-Krusten (vadose Calcretes) konnten sich herausbilden. Die primären Schichtgefüge wurden dabei teilweise überprägt (Kristallisationsdruck, Haloturbation). Auch eine gewisse Überprägung durch biogene Prozesse (Bioturbation durch Wurzelndruck usw.) fand statt. In der damaligen (Sebkha-)Landschaft können lokal Standorte für eine schütterere Vegetation existiert haben. Pflanzenwuchs ist in der linksrheinischen Violetten Grenzzone und in den Violetten Grenzschichten der Trierer Bucht gelegentlich dokumentiert. Wurzelgänge, örtlich auch verkieselt, sind im Saarland vor allem bei Scheidt/Saarbrücken erwähnt worden (DACHROTH 1988: S. 324 + Abb. 13); MÜLLER (1995) bildete von dort verkieselte Gefäßbündel ab. Insgesamt ist es jedoch weniger zu einer biogen gesteuerten pedogenen Umwandlung der Sedimentoberflächen gekommen als vielmehr zur Lösung und Umlagerung von Evaporiten mit einer Bildung von Karbonat- und Sulfat-Krusten und -Knollen.

Sedimenteintrag, seichte Flutung, Sedimentumlagerung, nachfolgende Eindunstung, SiO₂-Mobilisierung und Karbonat- bzw. Sulfatkrusten-Ausscheidung können in wechselnder Aufeinanderfolge wiederholt abgelaufen sein. Die Areale nahe den Trogachsen waren davon häufiger betroffen als randlichere Gebiete. In markant entwickelten sVG-Profilen im Saarland können mehrere Karneolhorizonte oder sogar -bänke entwickelt sein. Im Profil Scheidterberg bei Saarbrücken (HENRICH 1962: S. 103) liegen zwei, an manchen Stellen auch drei, deutlich voneinander getrennte Karneolhorizonte übereinander. Einer davon ist bis 30 cm mächtig. Nach HENRICH beginnt die dort bis 2,5 m mächtige Violette Grenzzone mit einer deutlichen Schichtfläche, erst setzt Glimmerführung und dann eine Dolomitlage ein.

Im heutigen linksrheinischen Buntsandstein-Deckgebirge sind von den früheren Karbonat- und Sulfatgehalten im Sedimentkörper der Violetten Grenzzone meist nur

noch sehr geringe Reste übrig geblieben. Leichtlösliche Salze und Sulfate sind im Känozoikum nahezu vollständig vom Grundwasser abgeführt worden. Dolomitknollen und -krusten verwitterten zu lockeren, schwärzlichen, „erdigen“ Sedimentpartien mit viel reliktischem Eisen-Mangan-Mulm (Abb. 12 in DITTRICH 2015a, vgl. auch DACHROTH 1988: S. 322f). Oft sind es nur noch die violettfärbenden großen Hämatitkristalle und die Karneole, die an das damalige – zeitweise hochchalkalische – Milieu erinnern. Die gestörten, teilweise schichtungsfreien Gefüge mancher Sedimentpartien innerhalb der Violetten Grenzzone können auf mehrere verschiedene Ursachen zurückgeführt werden. Sowohl Abschwemmung und Resedimentation spielte eine Rolle als auch Haloturbation beim Auskristallisieren von Evaporiten. Örtlich erfolgte eine bioturbate Entschichtung im Zuge von Durchwurzelung. Sehr wesentlich waren auch sekundäre Gefügestörungen bei der Ablaugung und Abfuhr von Sulfaten und Karbonaten aus dem Sediment- bzw. Gesteinsverband.

Im Prinzip, wenn auch in abgeschwächter Prägnanz, gelten die oben geschilderten Entstehungsbedingungen auch für die Violetten Horizonte innerhalb der Oberen Felszone der Pfalz und ebenso für die Violettschichten und die Violetten Grenzschichten der Trier-Bitburger Bucht. Entsprechendes gilt auch für mindestens ein Niveau im Oberen Buntsandstein („VG2“). Der Obere Buntsandstein wird hier nicht weiter behandelt. Dies soll einer später nachfolgenden Bearbeitung vorbehalten bleiben. Alle genannten Schichtglieder bzw. Niveaus repräsentieren eine proximale Randfazies von beckenweit nachweisbaren Transgressionshorizonten. Zu diesen Zeiten ist es zum Vordringen eines seichten marin-salinaren Wasserkörpers, zur Erhöhung des Baselevels und des Grundwasserspiegels und zur veränderten Porenwasser-Chemie im Sediment des südwestlichen Beckenrands gekommen. Die Hämatite in den damals abgelagerten Rotsedimenten konnten zu größeren, violettfärbenden Hämatitmodifikationen umkristallisiert werden. Es erhöhten sich der Karbonatgehalt und die Salinität in den Porenlösungen dieser Sedimente (vgl. Kap. 3.).

3. Kugelfelsen

Die Begriffe „Kugelfelshorizont“ und „Kugelfelsregion“ stammen aus dem 19. Jahrhundert. Sie wurden von THÜRACH (1894) für das heutige pfälzische Schichtglied der Oberen Felszone (sOF) verwendet. GUMBEL (1897) erwähnte dann Kugelfelsen, in denen Quarz das „Kittmittel“ sei. Nachfolgend wurden in den Schriften der bayerischen geologischen („geognostischen“) Landesaufnahme häufiger Worte wie „Kugelfelsen“ oder „Kugelfelshorizont“ verwendet. SPUHLER (1957) notierte einen „Kugelfelshorizont“ und an anderer Stelle seines Buches eine „Kugelzone“. Gemeint sind immer Sandsteine im stratigraphischen Niveau der Oberen Felszone, in denen sich wenige cm- bis etwa faustgroße Kugelstrukturen häufen (Maximum: 10 cm Ø). Es sind sehr klar abgegrenzte Sandsteinkugeln, die nicht verwechselt werden sollten mit mehr oder weniger rundlichen schaligen Eisenabsonderungen, die deutlich größer sein können.

Kugelsandsteine sind nicht auf den pfälzischen Buntsandstein beschränkt. GOERTTLER (2002: Abb. 3 bis 5) etwa bildete schöne Exemplare von Sandsteinkugeln aus dem rechtsrheinischen Buntsandstein ab und stellte in einem kurzen Abriss „offene Fragen eines Laien“, wie es schon im Titel dieses Aufsatzes hieß. PUFF (2008) gab dann weiterführende Informationen zum stratigraphischen Vorkommen solcher Kugelsandsteine in Mitteldeutschland. Sie häufen sich dort in der Hardeggen-Formation (Tab. 1). Für den pfälzischen Buntsandstein notierte DACHROTH (1977: S. 310), dass die Entstehung der Kugelsandsteine noch nicht ausreichend geklärt sei.



Abb. 5: Von Kugelbildung „befallene“ Sandsteinpartien der Oberen Felszone in der Brechersklamm südlich von Wallhalben. Es offenbart sich der sekundäre, postsedimentäre Charakter dieses Phänomens.

Wie entstehen nun solche Kugelfelsen? Manche Sandsteinpartien der Oberen Felszone, die von der Kugelbildung wie von „einer Krankheit befallen“ aussehen (Abb. 5), machen deutlich, dass die Kugeln sekundärer Natur sein müssen und nicht mit dem primären Schichtungsgefüge in Zusammenhang stehen. Dies zeigt sich auch im Detail. Die vertikalen granulometrischen Inhomogenitäten der Schichtung setzen sich nämlich durch die Kugeln hindurch fort (Abb. 6).

Es ist also ein postsedimentäres, diagenetisches Geschehen, das sich in den Kugeln ausdrückt. Die Tatsache, dass manche Kugeln beim Anschnitt des Gesteins leicht herausfallen und sie gelegentlich auch kleine Hohlräume in ihrem Innern aufweisen, zeigt, dass es beim Prozess der Kugelentstehung zur Mineralabscheidung gekommen ist. Diese Minerale fehlen heute. Hohlräume sind an ihre Stelle getreten, in der Mitte und konzentrisch um die Kugeln herum, sodass zwischen den Kugeln und dem Nebengestein nur noch ein relativ loser Verband besteht, der leicht zu trennen ist (vgl. Abb. 10, weiter unten). KONRAD (1979) hatte bereits vermutet, dass die genetische Ursache der kugeligen Gebilde – nicht näher spezifizierte – Karbonatkonkretionen gewesen seien. Tatsächlich würde ein aufgelöster Karbonatkörper zu den erwähnten, vereinzelt erscheinenden Hohlräumen im Zentrum der Kugeln passen (Abb. 7). Die umgebende Sandsteinkugel hingegen bleibt dadurch unerklärt.

Dass es im Verlauf der Erdgeschichte zur Minerallösung kam, ist der grobklastischen Ausbildung des pfälzischen Buntsandsteins zuzuschreiben. Die mittel- bis grobsandigen, teilweise sogar geröllführenden Sedimentgesteine ermöglichten mit



Abb. 6 oben und unten: Detailaufnahmen von Kugelfelsen. Die sekundär, erst bei der Diagenese gebildeten Kugelstrukturen durchsetzen die primäre Schichtung (Fotos: F. HÄFNER und D. DITTRICH).

ihrer Porosität und Permeabilität eine wirksame und dauerhafte Durchwanderung durch Grundwässer. Hinzu kam die Millionen Jahre andauernde Drainage des Pfälzerwaldes zum tektonisch absinkenden Oberrheingraben und auch zur Senkungsstruktur des Pariser Beckens hin. Auf Dauer wurden so die Spuren der ehemaligen Mineralisierung weitestgehend weggelöst.

Will man mehr über die früheren, diagenetisch gebildeten Gefüge und die Mineralverteilungen im Buntsandstein wissen, so muss man sich in Regionen umschaun, wo



Abb. 7: Kugelfelsen in einem Felsüberhang der basalen Oberen Felszone im nordöstlichen Walterstal westlich Schauerberg. Angeschnittene Kugelstrukturen sind erkennbar. In mehreren Fällen zeigen sich herausgewitterte Zentren der Kugeln.

eine etwas feinere Sandfazies existiert und die Verwitterung weniger weit fortgeschritten ist. Dies war etwa im Thüringischen Bausandstein südlich von Jena der Fall (Mittlerer Buntsandstein, Hardegsen-Formation, s5-Folge, vgl. PUFF & RADZINSKI 2013). Aus der dortigen Region existiert eine zwar alte, aber nach wie vor sehr aussagekräftige und hilfreiche sedimentologisch-petrographische Untersuchung von JUNG (1934). Darin waren bis 3 cm große, nahezu unverwitterte Sandstein-Kugeln mit den Mitteln der damaligen Zeit detailliert granulometrisch, chemisch und mikroskopisch analysiert worden. Auch die Beschaffenheit des umgebenden Gesteins wurde dabei dokumentiert.

Es zeigte sich, dass diese Kugeln durchschnittlich etwa 30 % Karbonat enthalten, welches die Korn-Zwischenräume erfüllt. Im umgebenden Gestein fehlt Karbonat, stattdessen existiert darin ein hoher, an Tonpartikel geknüpfter Alkaligehalt. Ein weiterer Unterschied betraf den Gehalt an organischem Material. Alle untersuchten Kugeln waren frei davon. Im Nebengestein hingegen waren Reste davon erhalten, in unregelmäßiger Verteilung. Die in den Kugeln primär wohl ebenfalls eingelagerten organischen Reste haben sich offenbar zersetzt, wodurch das chemische Milieu zur lokalen Ausscheidung von Karbonat produziert wurde.

Granulometrisch war festzustellen, dass der prozentuale Anteil an Grobmaterial in den Kugeln größer war als außerhalb davon. Offenbar hat sich außerhalb der Kugeln ein anderer, mehrstufiger Diageneseablauf abgespielt. Der primäre Kornbestand des Nebengesteins ist dabei einer gewissen Zersetzung unterworfen gewesen. Dort existiert heute eine feine tonige, glimmerreiche Matrix. Innerhalb der Kugeln hingegen ist der primäre, vergleichsweise grobe Kornbestand durch die früh ausgeschiedenen Karbonate geschützt worden und so erhalten geblieben. In den relativ homogen aufgebauten Kugeln fehlt eine sichtbare Schichtung. Auch dies unterscheidet sie vom Nebengestein.

In den Kugelfelsen der pfälzischen Oberen Felszone ist kein Karbonat mehr enthalten. SCHAUER (2001) konnte darin röntgendiffraktometrisch nur noch Quarz, Feldspat, Hämatit und Spuren von Illit nachweisen. Er betonte, dass sowohl relativ homogene Kugeln als auch solche mit 2, 3 oder mehr farblich unterschiedlichen Einzellagen vorkommen. Dickere gelblich-rötliche Lagen, gefärbt wie das Nebengestein, wechseln mit dünneren, dunkelgrau-schwarzen Lagen. Ein Korngrößen-Unterschied dieser Kugelschalen existiert nicht. Die granulometrischen Heterogenitäten der Schichtung ziehen durch die Kugeln hindurch. Anders als in den feineren und eher homogenen thüringischen Sandsteinen zeichnet sich in der grobkörnigeren Proximalfazies des pfälzischen Buntsandsteins die Schichtung in den Kugelkörpern offenbar deutlicher ab. Im frischeren thüringischen Probenmaterial war auch kein kugelschaliger Aufbau nachweisbar. Diese konzentrischen Strukturen sind wohl erst bei bzw. nach der Lösung und Abfuhr des Karbonats entstanden, durch die Ausfällung von Eisen.

Die Kugeln sind also das Produkt einer frühen Karbonatausscheidung aus eingesickerten karbonathaltigen Porenwässern. Unterschiedlich beschaffene Sandschichten wurden dabei durchsetzt und verfestigt. Das Auftreten der Kugeln folgt nicht unmittelbar sedimentären Vorzeichnungen. Es zeigt sich aber eine gewisse Häufung in einzelnen Gesteinsbereichen. Das Karbonat selbst ist inzwischen ausgelaugt und abgeführt worden. Welche Art von Karbonat ursprünglich existierte, ist nicht mehr feststellbar. Bei JUNG (1934) war dies seinerzeit analytisch nicht spezifiziert worden. Es kann sich um Kalzit oder Dolomit oder um eine Mischung bzw. um mineralische Mischglieder gehandelt haben.

In Abhängigkeit von ihrem Karbonatchemismus werden frühdiagenetisch gebildete Karbonatimprägnationen in der englischsprachigen Literatur als Calcretes oder als Dolocretes bezeichnet. Das entsprechende Gesamtphänomen ist von WRIGHT & TUCKER (1991a) umfassend dargelegt worden. Ein unveränderter Nachdruck dieses Buches ist im Jahr 2009 erfolgt (Reprint). Zwischen Calcretes und Dolocretes wurden darin mehrere Übergangsphänomene klassifiziert, mit unterschiedlichen prozentualen Anteilen von $MgCO_3$ (magnesian calcretes, dolomitic calcretes, calcitic dolocretes, WRIGHT & TUCKER 1991b: Tab. 3). Bezüglich der morphologischen und genetischen Charakteristika dieser Phänomene ist der genaue Karbonatchemismus jedoch von eher untergeordneter Bedeutung.

Die speziell für die Kugelbildungen des pfälzischen Buntsandsteins relevanten Fakten werden nachfolgend ausgeführt.

Generell existieren zwei unterschiedliche Typen von Calcrete-/Dolocrete-Bildungen. Es sind die vadosen, die an bzw. in der Nähe der Erdoberfläche entstehen, in bis zu 3 m Tiefe, und die phreatischen Bildungen. Diese entstehen in mehreren Metern Tiefe, im Grundwasser-führenden Bereich des Sedimentkörpers.

Anorganisch entstanden – ohne Mitwirkung von Tieren oder Pflanzen – sind Calcretes bzw. Dolocretes mit sogenannten Alpha-Gefügen (Abb. 8). Beta-Gefüge sind unter der Beteiligung von Organismen gebildet worden und weitaus komplexer. Alpha-Gefüge sind charakteristisch für siliziklastische Ausgangssedimente und für aride Klimate. Überdies sind sie für die Gruppe der phreatischen – im Grundwasser-Bereich entstandenen – Calcrete-/Dolocrete-Bildungen charakteristisch, die ja unterhalb der Zone mit biologischer Aktivität gebildet werden. Insbesondere dort, wo die Höhe des Grundwasserspiegels stark fluktuiert, kommt es zur Bildung fleckiger, konkretionärer Karbonatausscheidungen.

Alles dies passt zur paläogeographischen Situation in der Pfalz. Schwankungen des Grundwasser-Spiegels und der Temperatur, wechselnde Porenwasser-Konzentrationen

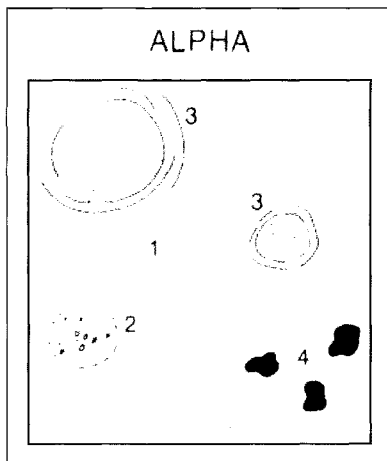


Abb. 8: Spezielle Alpha-Gefüge von Calcretes/Dolocretes (Auszug aus Fig. 4 bei WRIGHT & TUCKER 1991b; 1 = eher gleichmäßig verteiltes karbonatisches Bindemittel, 2 = rundliche „nodules“, 3 = „circum-granular cracks“, oft mit sekundären Sparithüllen, 4 = kleine Karbonatnester mit „schwimmenden“ Sandkörnern).

nen und die Entgasung bzw. Austrocknung eines fluviatil abgelagerten sandigen Sedimentkörpers sind Faktoren zur Genese von phreatischen Calcretes/Dolocretes mit Alpha-Gefügen. In der Landschaft des höheren Mittleren Buntsandsteins waren diese Voraussetzungen durchaus gegeben.

Der wichtigste diagenetische Prozess dabei ist die Auskristallisation von Karbonat in den Kornzwischenräumen. Mikritische bis mikrosparitische Zemente bilden sich. Sowohl schwimmende Korngefüge als auch rundliche konkretionäre Strukturen können dadurch entstehen. Letztere sind häufig von Rissbildungen umgeben (Abb. 8). Bei WRIGHT & TUCKER (1991b) wurden diese Knollen-Umrandungsrisse – etwas missverständlich – als „circum-granular cracks“ bezeichnet. Es handelt sich dabei um Schrumpfungsrisse, die aus einer späteren Austrocknung des Sedimentkörpers resultierten. Nachfolgend werden diese umhüllenden Risse meist mit sparitischen Karbonatzementen verfüllt.

Runde karbonatische Knollen („nodules“) werden im Englischen als „glæbules“ bezeichnet. Sie sind nach WRIGHT & TUCKER (1991b: S. 14) ein weit verbreitetes Phänomen. Solche mit scharfen Außenrändern heißen „disorthic nodules“. Im Folgenden soll hier für runde, scharf begrenzte Knollen der eingedeutschte Begriff „Glæbulen“ verwendet werden.

Die angeführten Gefügemerkmale kennzeichnen wenig ausgereifte Calcretes/Dolocretes innerhalb von klastischen Sedimenten mit geringem Geröllgehalt (bis zu 20%). WRIGHT & TUCKER (1991b: Tab. 2) lieferten eine Klassifizierung nach Reifegraden. Darin wird das zweite von 6 möglichen Stadien damit typisiert, dass üblicherweise 5 bis 40 mm durchmessende Knollen und ein Karbonatgehalt von bis zu 20% vorhanden sind. Das Stadium 3 zeigt dann schon bis 60% Karbonat, mit zahlreichen zusammengewachsenen Knollen und einer wechselnd stark zementierten Matrix dazwischen. Solche frühen Stadien sind eher typisch für phreatische Calcretes/Dolocretes, die mehrere Meter unter der damaligen Landoberfläche entstanden und deshalb nicht unmittelbar einer starken Karbonatfällung durch Evaporation und Entgasung der Bodenzone ausgesetzt waren. Dies unterscheidet sie von den vadosen Calcretes/Dolocretes, die bis zu höheren Reifegraden fortschreiten können.

Kugelfelsen, die das Stadium 3 einer ehemaligen Calcrete/Dolocrete abbilden, erscheinen am steinzeitlichen Höhlen-Wohnplatz in der Brechersklamm südlich von



Abb. 9: Anhäufung von diagenetisch entstandenen Kugelbildungen in den unteren Metern der Oberen Felszone (südöstliche Brechersklamm, südlich von Wallhalben).

Wallhaben (GK25-Blatt 6611 Hermersberg: R 33 92 650, H 54 63 550; DITTRICH 2014b: Halt 6). An einem großen herabgestürzten Felsblock der tieferen Oberen Felszone können derartige Kugelbildungen sehr deutlich und bequem betrachtet werden (Abb. 9). Die Maximalgröße der dortigen Kugeln ist 6 cm, meist sind es etwa 2 bis 3 cm. Es sind nicht nur vereinzelte, verstreut auftretende Kugeln zu sehen, wie es sonst üblich ist. Stattdessen sind erhebliche Mengen davon und auch schon zusammengewachsene Exemplare erkennbar. In helleren Sandsteinpartien heben sie sich durch rostige Überzüge (Eisen-Manganoxid-Häutchen) farblich deutlich ab.

Typisch für das Stadium 3 der Calcrete-/Dolocrete-Entwicklung nach WRIGHT & TUCKER (1991b) ist ja auch eine erhebliche karbonatische Zementierung des Sandes zwischen den Glaebulen. Auch dieses Karbonat ist heute nicht mehr erhalten. Beim Weglösen dieses Zementes entstanden Hohlräume und Fehlstellen, das Gesamtgefüge lockerte sich. Aus der Aufschlusswand der Brechersklamm sind lose Sandkörner herausgefallen, wodurch einzelne Auswitterungszonen entstanden. Im Gesteinsverband des Buntsandstein-Deckgebirges hat die Karbonatlösungs-bedingte Porosität dieser Sandsteinpartien eine lokal erhöhte Permeabilität für Grundwasser geschaffen. Dadurch wurde die spätere Zufuhr und Abscheidung von gelösten Eisenverbindungen möglich. So kommt es, dass im Felsblock der Brechersklamm die „von Kugelbildung befallenen“ Bereiche des Sandsteins sowohl von schmalen Auswitterungsbereichen als auch von schaligen Eisenfällungen umgeben sind (vgl. Abb. 27 in Kap. 4.5.).

Auffällig in der Brechersklamm ist auch die selektive Kugel-Anhäufung in bestimmten Partien des fluviatil abgelagerten Sandsteins (Abb. 5). Dies hängt wohl mit dem ursprünglichen Gehalt an zerkleinerten organischen Resten im damaligen Sand-sediment zusammen, welcher in einzelnen Schüttungskörpern unterschiedlich hoch



Abb. 10: Kugelfelsen oberhalb von Grundwasser-hemmenden Dünnschichten innerhalb der Oberen Felszone (Bleichungszone im Nahbereich einer Abschiebung; oberes Klingental, südlich Neumühle).

sein konnte. Deren allmähliche Zersetzung bedingte ein kleinräumig variiertes chemisches Milieu und förderte die punktuelle Ausfällung von Karbonaten.

Zur Deutung der Kugelsandsteine als phreatische Alpha-Calcretes/Dolocretes passt auch ihre stratigraphische Position, dass sie sich nämlich im Bereich über den Oberen Karlstal-Schichten konzentriert haben. Der Top dieses Grundwassergeringleitenden Schichtgliedes (HEITEL 2001) fungierte als basale Hemmschicht. Entsprechendes gilt für höhere Kugelfels-Niveaus innerhalb der Oberen Felszone (Abb. 10). Immer existiert unter den Kugelfelsen ein vergleichsweise undurchlässiges feinkörnigeres Unterlager. Darüber bewegte sich damals das mehr oder weniger stark saline Grundwasser. DACHROTH (1988: S. 310) hatte schon notiert, dass die pfälzischen Kugelsandsteine „stets in der Nachbarschaft“ – nötig ist eine Unterlagerung – von Dünnschichten auftreten.

Es entstanden nicht nur feinverteilte Sandstein-Zemente und Glaebulen, sondern auch mm-kleine Karbonatnester, in denen die Quarzkörner in der Karbonatmatrix „schwimmen“ (poikilotopische Gefüge). Nach WRIGHT & TUCKER (1991b; Abb. 8) gehören solche Bildungen ebenfalls zum Formenspektrum von Alpha-Calcretes/Dolocretes. Tatsächlich häufen sich in Kugel-führenden Schichten gelegentlich auch mm-

große mulmige schwärzlich-braune Hohlräume, die auf ausgewitterte punktuelle Karbonatzemente zurückgehen. Dies zeigte sich am Weltersteinkopf bei Krickenbach, im Klingelstal und am Wasserwerk Hermersberg. Wahrscheinlich handelte es sich ursprünglich um Dolomitnester. Da Dolomitmikrokristalle eine gewisse Menge von Eisen- und Mangan-Atomen ins Gitter einbauen, bleiben bei der spät-diagenetischen Karbonatlösung typischerweise dunkle Fe-Mn-Mulm-Reste zurück. In der gebleichten, stark ausgewaschenen Oberen Felszone in Abb. 10 zeigen sich diese ehemaligen Karbonatnester in mm-kleinen Hohlräumen, die mit den Kugelbildungen assoziiert sind.

Weitere mögliche Alpha-Gefüge waren bei WRIGHT & TUCKER (1991b: Fig. 4) noch rhombische Kalzitkristalle und komplexe, sich verzweigende oder feinmaschige Rissbildungen verzeichnet worden. Diese sind in der Abb. 8 jedoch nicht berücksichtigt worden. In den relativ grobkörnigen Sandsteinen des Untersuchungsgebietes sind derartige Gefüge nicht über geologische Zeiträume hinweg erhaltungsfähig gewesen. Die Hohlräume ausgelöster euhedraler Kalzit- oder Dolomitmikrokristalle – so sie denn vorhanden waren – sind von den Relikten der oben genannten Karbonatnester nicht unterscheidbar.

Sehr wesentlich ist die Frage nach der Herkunft des Karbonats. Im sedimentanliefernden südwestlichen Rückland der Pfalz, dem Gallischen Land (Kap. 2.2.1.), standen keinerlei Karbonate, sondern vornehmlich kristalline und siliziklastische Gesteine an. Karbonatreiche Verwitterungslösungen oder Staub-Einträge aus dem Hinterland sind deshalb recht unwahrscheinliche Quellen. Eine bessere Alternative sind die schon in Kap. 2.2.2. dargestellten episodischen, sehr flachgründigen Ingressionen des im nordöstlichen Beckenraum existierenden Meeres. Dieser saline Wasserkörper kann bei eustatischen Hochstandsphasen in den fluviatilen Sedimentkörper vorgedrungen sein und dabei gelöste Karbonate und andere Salze mitgebracht haben. Auch äolische Verwehungen von Salz- und Karbonatpartikeln können eine Rolle gespielt haben. Schon einzelne sehr seichte Flutungen, mit Wasserfilmen im cm-bis dm-Bereich, könnten das chemische Milieu der Porenwässer deutlich bereichert haben. Leicht lösliche Salze wurden rasch wieder gelöst und ausgespült, bis auf sehr geringe Reste (Kap. 2.2.2.), der Karbonatanteil reicherte sich im Gesamtsystem an. Im jeweils unterlagernden Sedimentkörper war dann allmählich eine karbonatische Imprägnation durch phreatische Calcrete/Dolocrete-Bildungen möglich. Diese bildeten sich mehrere Meter unter der Erdoberfläche, im damaligen – nicht sehr tiefliegenden – Grundwasserbereich. Zeitgleich können durch Eindunstung an bzw. nahe der Landoberfläche vadose Calcretes/Dolocretes entstanden sein.

Strukturell vorgegebene, etwas stärker absinkende Regionen waren von der flächenhaften frühdiagenetischen Calcrete/Dolocrete-Bildung im Grundwasserbereich ein wenig stärker und etwas länger betroffen. Dort wirkte sich eine häufigere und intensivere Durchtränkung mit karbonatreichen Lösungen so aus, dass ein fortgeschritteneres Stadium der Karbonatausscheidung und Kugelbildung erreicht werden konnte (Tab. 2).

Der salinaren Wasserdurchtränkung des Sedimentkörpers folgten Phasen von Austrocknung. In diesen bildeten sich die charakteristischen Schrumpfungsriffe um die rundlichen Karbonatknollen, die sie erst zu den für die Kugelfelsen typischen, scharf begrenzten „disorthic nodules“ bzw. „glaebules“ machten.

Stratigraphisch häuft sich das Vorkommen von Kugelbildungen wenige Dezimeter bis Meter über der Basis der Oberen Felszone. Ein exakt niveaubeständiger, durchhaltender Leithorizont, ein „Kugelfelshorizont“ im engeren Sinne, existiert jedoch nicht. Gelegentlich sind auch mehrere (2 oder 3) Kugel-führende Horizonte übereinander ent-

Tab. 2: Frühdiagenetische Entstehung und spätdiagenetische Weiterentwicklung von Kugelsandsteinen (vgl. Text).

Frühdiagenese	<p>1. Phase (in mehreren Zeitabschnitten der frühen Trias; Unterer und Mittlerer Buntsandstein)</p>
	<ul style="list-style-type: none"> — Vorhandensein eines gut permeablen, fluvial abgelagerten, kiesig-sandigen Sedimentkörpers (noch unzementiert) — Zutritt karbonatreicher Porenwässer — Bildung einer phreatischen Calcrete/Dolocrete („Grundwasser-Caliche“) im damaligen Untergrund (einige Meter Tiefe): — knotige und knollige Karbonatausscheidungen im Porenraum der inhomogenen, deutlich geschichteten klastischen Sedimente — Bildung von Schrumpfungsrissen bei nachfolgender Austrocknung des Sedimentkörpers
	<p>Resultat: Calcretes/Dolocrete (wahrscheinlich Dolocrete) mit wenig ausgereiften, ± anorganischen Alpha-Gefügen (Stadium 2), mit mm-großen Karbonatnestern und runden Glaebulen mit sparitgefüllten umrandenden Rissbildungen („circum-granular cracks“)</p>
	<ul style="list-style-type: none"> — Sonderentwicklung in strukturell vorgezeichneten, stärker absinkenden Tieflagen des Buntsandstein-Beckens: häufigere und längere Zufuhr karbonathaltiger Porenlösungen
Spätdiagenese	<p>2. Phase (im Spätmesozoikum und Känozoikum)</p>
	<ul style="list-style-type: none"> — Anhebung der linksrheinischen Gebirgsscholle — lange anhaltende Grundwasser-Durchströmung des Gebirgskörpers — Lösung und Abfuhr nahezu aller leicht löslichen Chloride und Sulfate im Sandsteinverband — Lösung und Abfuhr der sparitischen Karbonathüllen der „circum-granular cracks“ — Lösung und Abfuhr des Karbonats im umgebenden Sediment — Lösung und Abfuhr des Karbonats im Porenraum der Kugeln — Auflösung von eventuell vorhandenen rein karbonatischen Zentren von Kugeln
	<p>Resultat: hohe Porosität und Permeabilität der entsprechenden Sandsteinpartien</p>
	<ul style="list-style-type: none"> — Mobilisierung von Eisen und Mangan im Grundwasser — lokale Wieder-Ausscheidung von Eisen und Mangan entlang von Fällungsfronten
	<p>Resultat: häufige Eisenverkrustungen im Nahbereich von stark angereicherten Sandsteinkugeln (vgl. Brechersklamm), Eisenhüllen um Kugeln, kugelschalige Ausgestaltung einzelner Kugeln</p>

wickelt. Dies ist etwa an einer Felswand an der Landesstraße L 457 südöstlich der Kneispermühle (GK25-Blatt 6711 Pirmasens-Nord: R 33 93 900, H 54 62 450) gut erkennbar.

Das Vorkommen von Sandsteinkugeln in der Oberen Felszone („Kugelfelszone“) ist in seiner Prägnanz und Häufigkeit einzigartig im Pfälzer Buntsandstein. Dennoch sind Kugelfelsen ein diagenetisches Phänomen, das auch in einigen anderen Buntsandstein-Schichtgliedern entwickelt sein kann. So können Kugelbildungen auch über der Oberen Felszone, im auflagernden Hauptkonglomerat vorkommen. Dies zeigte sich in den Rothenborn-Höhlen 3 und 4, in der Glitzerloch-Höhle zwischen Linden und Krickenbach, am Weltersteinkopf bei Krickenbach und bei eigenen Begehungen im Klingelstal südöstlich Neumühle (HFG KA 2002, GAUDA et al. 1982 und 2010, DITTRICH 2014a: Halt 8).

Dies ist nicht weiter verwunderlich. Die oben geschilderten eustatischen Ferneinwirkungen haben vor allem zur Zeit der Violetten Grenzzone, also nach der Hauptkonglomerat-Ablagerung, stattgefunden. Nachweislich ist es in der späten s6-Folge zum Vordringen des seichten Meeres und zur Erhöhung des Baselevels gekommen (Kap. 2.2.2.). Verbunden damit waren wohl der Anstieg des Grundwasserspiegels und eine allmählich veränderte Porenwasser-Chemie im Sediment des südwestlichen Beckenrandes. Entsprechendes geschah wohl auch schon während der Bildungszeit der Oberen Felszone und wahrscheinlich auch schon in der Spätphase der Hauptkonglomerat-Ablagerung. Die lithofaziellen Befunde im Saarland, in der Trierer Bucht und in der Pfalz sowie die überregionalen paläogeographischen Befunde in den rechtsrheinischen Gebieten legen dies nahe (Kap. 2.2.2.).

Auch im basalen Mittleren Buntsandstein und selbst noch im Unteren Buntsandstein der Pfalz finden sich vereinzelt Kugelsandsteine (vgl. Tab. 1).

Aus der Karlstal-Felszone wurden sie beschrieben von DACHROTH (1988: S. 304) und von ROHN & KASSEBEER (2003: S. 30f.). Auch an der Burgruine Nanstein bei Landstuhl sind sie im Basisbereich der Felszone gut erkennbar. Stratigraphisch entspricht die Karlstal-Felszone dem etwa 20 bis 30 m mächtigen Volpriehausen-Sandstein, dem grobkörnigen Basissandstein der rechtsrheinischen Volpriehausen-Formation. In der Hessischen Senke wurde diese Formation insgesamt als eine fluviatil-tidal-lakustrine Sedimentabfolge charakterisiert (DERSCH-HANSMANN et al. 2013). Gelegentliche marine Vorstöße und entsprechende saline Beeinflussungen des Sedimentationsraumes sind dort sowohl paläontologisch als auch sedimentologisch nachgewiesen (Kap. 2.2.2.). Im damals noch gut permeablen, bis etwa 35 m mächtigen Sandkörper der Karlstal-Felszone könnte sich – über den Dünnschichten der Schlossberg-Schichten als Grundwasser-Hemmschicht – ähnliches abgespielt haben wie später dann wieder in der Oberen Felszone. Auch schon im frühen Mittleren Buntsandstein kann die Zufuhr und Zirkulation karbonatreicher Lösungen die Bildung einer phreatischen Alpha-Calcrete/Dolocrete bewirkt haben.

Die Volpriehausen-Formation des unteren Mittleren Buntsandsteins ist zwischen Gießen und Fulda bis über 100 m mächtig. Dies gilt auch für deren pfälzische Äquivalente (Karlstal-Felszone und Obere Karlstal-Schichten) auf Blatt 6611 Hermersberg (108 m, DITTRICH 2015a). Generell werden in der Pfälzer Mulde Werte bis etwa 120 m erreicht. Eine damals durchgehende Trogachse könnte über die Region zwischen Wiesbaden und Darmstadt hinweg die paläogeographische Anbindung zur Hessischen Senke und damit zum marin-salinar beeinflussten Hauptbecken bewirkt haben. Eine Anbindung der pfälzischen Beckenachse nach Osten hin über den Rhein hinweg ist nicht anzunehmen, dort verlief im Mittleren Buntsandstein die mächtigkeitsreduzierende „Nordvogesen-Haardt-Schwelle“ (DSK 2013: Abb. 3.4-2).



Bekannt sind Kugelbildungen auch aus den obersten Trifels-Schichten und untersten Rehberg-Schichten sowie innerhalb der Rehberg-Schichten. Eine Aufzählung entsprechender Fundlokalitäten findet sich bei DACHROTH (1980: S. 21 und 1988: S. 304). Besonders schön ist das bisher unerwähnt gebliebene Vorkommen an der Ruine Hohenburg im südlichen deutsch-französischen Grenzgebiet (Abb. 11). Nach der Kartierung von WERNER (1991) ist es stratigraphisch in den oberen Rehberg-Schichten anzusiedeln.

Unter dem Eindruck des häufig äolisch geprägten Ablagerungsmilieus der Rehberg-Schichten hatte DACHROTH (1988: S. 310) seinerzeit eine Entstehung der Kugeln in ariden „Chotts“ vermutet. Dort hätten sie sich in fluviatilen Einschwemmungen als konkretionäre Sandsteinkugeln gebildet. Ein solches Entstehungsmodell ist aber keineswegs für die Kugeln in der basalen Karlstal-Felszone plausibel, da diese Sandsteine in einem wasserreichen, hochenergetischen und sehr dauerhaften Flusssystem abgelagert worden sind. Eine spätere, phreatische Genese in einem schon bestehenden Sedimentkörper hingegen ist für alle Kugelfels-Bildungen sämtlicher genannten stratigraphischen Einheiten plausibel.

Die mächtigen Sandsteinabfolgen der Trifels- und Rehberg-Schichten sind in der älteren Literatur, basierend auf THURACH 1894, wiederholt als „Pseudomorphosen-sandsteine“ bezeichnet worden. Dieser unglücklich gewählte Begriff – Pseudomorphosen im mineralogisch korrekten Sinne kommen nicht vor – bezog sich auf mm- bis cm-große, dunkle, mulmig-poröse Flecken im Sandstein. Über die Schichtenfolge hinweg treten sie mehrfach wiederholt in den fluviatilen Felszonen auf. DACHROTH (1980: Abb. 5 und 1988: S. 310) hatte sie in einen Zusammenhang mit herauswitternden und dunkelfärbenden organischen Resten gestellt. Es sind jedoch ehemalige Nester von poikilotopischen Dolomitzeimenten (vgl. auch LGB 2005: Abb. 65). Sie belegen damals vorhandene karbonatreiche Porenlösungen im noch unzementierten Sandkörper, die punktuelle frühdiagenetische Dolomit-Ausscheidungen zur Folge hatten. Wie oben im Text schon ausgeführt wurde, gehören derartige Karbonatnester ebenso wie die Kugelbildungen in den Formenkreis der phreatischen Calcretes/Dolocretes.

Interessant in diesem Zusammenhang ist die südwestdeutsche Beckenkonfiguration der frühen Trias, wie sie sich in der Mächtigkeitsverteilung des Unteren Buntsandsteins (su) abbildet. Die entsprechende Isopachenkarte des hessischen Beckenbereichs zeigt eine markante Nordost-Südwest-orientierte Trogachse in der Region Fulda. Diese weist über die Region Wiesbaden–Darmstadt – wo keine Mächtigkeitswerte vorliegen – hinaus in Richtung der alt angelegten Senkungsstruktur der heutigen Pfälzer Mulde (Lothringen-Pfalz-Senke bei DSK 2013: Abb. 3.4-2). Im Raum Fulda wurden Werte von über 300 m verzeichnet, etwa 55 km weiter südwestlich dann noch – soweit bekannt – Werte um 250 m. Summiert man nun die jeweils bekannten Maximalmächtigkeiten der pfälzischen su-Einheiten Trifels-, Rehberg- und Schlossberg-Schichten, so kommt man auf etwa 395 m. Bei einer Korrektur unter Berücksichtigung nicht-isochrone Schichtgrenzen, die faziell bedingt zu überproportional großen Regionalmächtigkeiten führen können, bleiben noch etwa 350 m, ganz sicher jedoch 300 bis 350 m. In der Meißelbohrung Landstuhl 1 östlich von Zweibrücken könnten die

Abb. 11 oben, unten: Kugelbildungen in den oberen Rehberg-Schichten an der Ruine Hohenburg bzw. Hohenbourg im deutsch-französischen Grenzgebiet im südlichen Pfälzerwald (Wasgau). Die ehemals Grundwasser-stauende dünne Tonlage deutet sich vor allem rechts von der Tür an. Unten: Aufsicht auf Treppenstufen aus dem dort anstehenden Unterem Buntsandstein (Fotos: W. KUHN).

von W. DACHROTH (o. J.) protokollierten Spülproben-Beschreibungen sogar auf 370 m mächtigen Unteren Buntsandstein hindeuten. In jedem Fall bildet sich eine starke Subsidenz der Pfälzer Senke ab, die (mindestens) der bei Fulda entspricht. Ein direkter Anschluss an die hessische Trogachse im Nordosten ist sehr wahrscheinlich. Zeitweilig könnte also auch in linksrheinischen Gebieten eine sehr tiefe Position im Flusslängsprofil existiert haben, in welcher dann marin-salinare Beeinflussungen nicht unwahrscheinlich blieben. Das fluviatile Bildungsmilieu der obersten Trifels-Schichten (sTOE2, Kaiserslauterner Sandstein, vgl. LGB 2005, DITTRICH 2014b) ist von HECKEMANN & KRÄMER (1989) als das mäandrierender Flüsse charakterisiert worden. Derartige Fließgewässer sind ja für fluviatile Tiefebene typisch. Überdies ist der sTOE2 in der pfälzischen Trogachse besonders mächtig (23 bis 27 m, vgl. Kap. 2.2.1.). Bei einer temporären Salinitätssteigerung durch episodisch eindringende saline Wässer kann es dort zur phreatischen Karbonat-Imprägnation der liegenden Sandsedimente gekommen sein. Stratigraphisch höhere „Ingressionsniveaus“ innerhalb der Rehberg-Schichten könnten nachfolgend wieder erosiv unterschritten oder flächenhaft abgetragen und damit unkenntlich geworden sein. Die tonreiche aquatische Sonderfazies der basalen Schlossberg-Schichten im Bereich der Trogachse (Kap. 2.2.1.) ist ebenfalls entsprechend zu berücksichtigen – auch sie käme paläogeographisch als „Zutrittsniveau“ in Frage.

Stratigraphisch entspricht der Bereich von den höheren Trifels-Schichten bis zu den basalen Schlossberg-Schichten linksrheinisch der mittleren bis höheren Bernburg-Formation bzw. s2-Folge (Tab. 1). Marine Anklänge in der höheren Bernburg-Formation sind durch planktonführende Horizonte belegt (BACKHAUS et al. 2013). Die darin nachgewiesenen marinen Indikatoren umfassen Prasinophyteen und Acritarchen (*Veryhachium*, *Micrystidium*). Die mittlere Bernburg-Formation wiederum ist im nördlichen Mitteldeutschland (Harzvorland und Umgebung) durch markante Stromatolithen-Riff-„Köpfe“ und Ooid-reiche Gesteine („Rogensteine“) gekennzeichnet (DSK 2013); flache karbonatreiche Gewässer existierten dort. Ein temporäres Vorgreifen dieser Wässer nach Südwesten hin wäre durchaus möglich gewesen.

Ähnliches bildet sich am Westrand des Germanischen Beckens ab, im Buntsandstein der Thüringischen Senke. Dort, am Ostrand der Böhmisches Masse, existiert auch eine sandige Proximalfazies des Buntsandsteins. Auch dort konnte es zur Interaktion von fluviatiler Vorschüttung (Abb. 1) und einer marin-salinar beeinflussten diagenetischen Überprägung gekommen sein. Von PUFF (2008) sind vereinzelte Vorkommen von Kugelsandsteinen im Unteren Buntsandstein bei Saalfeld und Neustadt/Orla in Thüringen notiert worden.

Vor allem aber vermerkte PUFF (2008: Tab. 1) Vorkommen von Sandsteinkugeln in verschiedenen Niveaus der thüringischen Hardegsen-Formation, die dort bis über 80 m mächtig werden kann (PUFF & RADZINSKI 2013). Kugeln erscheinen darin im Topbereich, verteilt innerhalb der Abfolge und über dem Basissandstein. PUFF schrieb (S. 35): „Im westlichen Vorland der Böhmisches Masse setzt sich die Hardegsen-Folge aus wechselnden Faziestypen von Fels- und Kugelsandsteinen zusammen.“. Mit entsprechenden Worten könnte man auch die ähnlich alte (vgl. DITTRICH 2016) pfälzische Obere Felszone im östlichen Vorland des Gallischen Landes umreißen.

Darüber hinaus wurde von PUFF (2008) ein nicht näher erklärter genetischer Zusammenhang zwischen den mitteldeutschen Kugelsandsteinen und „Paläoböden“ sowie Schichtausfällen bzw. Diskordanzen in Beckenrandregionen vermutet. Konkret notierte er (S. 35): „Der Bildungsprozess der Sandsteinkugeln im Grundwasserbereich der Landoberfläche verläuft immer in einem entsprechenden Abstand unter dem Vio-

letten Boden. Beide Vorgänge gehören genetisch zusammen.“. Im Licht der oben stehenden Ausführungen ist dem zuzustimmen, auch wenn hier der genetischen Bewertung des „Violetten Bodens“ als maßgeblich pedogenem Phänomen nicht gefolgt wird (Kap. 2.2.2.).

4. Röhrenhöhlen

Um das Gesamtphänomen der röhrenförmigen Strukturen bzw. Höhlen in der Westpfalz und im östlichen Saarland aufzuschlüsseln, ist die Betrachtung eines erdgeschichtlich sehr langen Zeitraumes nötig. Dieser reicht vom späteren Mesozoikum bis ins Quartär. Tatsächlich hat eine mehrstufige Ereignisabfolge zur Herausbildung dieser eigenartigen Formen geführt.

Zweifellos handelt es sich um natürliche Bildungen. Sie treten häufig in entlegenen Gebieten, manchmal auch an unter normalen Umständen unzugänglichen Positionen auf. Es sind sogar Röhrenhöhlen im Zuge von Bauarbeiten angeschnitten und auf diese Weise erstmals entdeckt worden. Einige dieser natürlichen Höhlen, vor allem die größeren, sind allerdings von Menschen genutzt und verändert worden (JACOB 1913). Alte Schlagspuren und künstliche Erweiterungen deuten darauf hin (GAUDA et al. 1982, 2010, HFG KA 2002).

Durch die Höhlenforscherguppe Karlsruhe (M. GAUDA, H. KLOSE, E. KNUST, A. NESS, D. WEBER, H. WEBER, W. SCHÄFER) haben diese Höhlen über mehrere Jahrzehnte hinweg

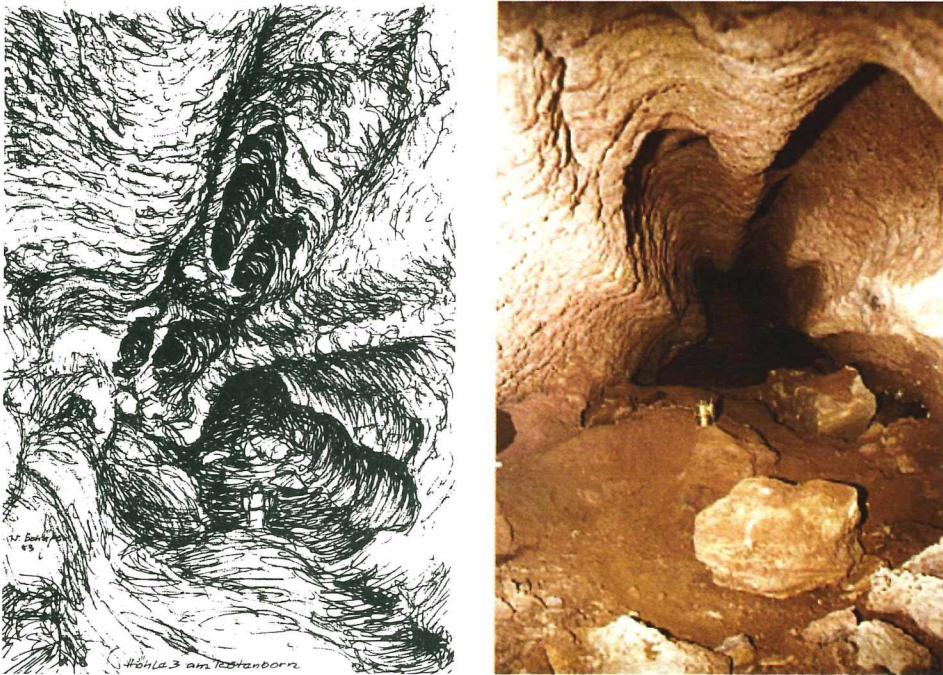


Abb. 12 links, rechts: Röhrenförmige Ausbildung der Höhle 3 am Rothenborn (R 33 97 610, H 54 68 290; Zeichnung von W. SCHÄFER, aus GAUDA et al. 1982; Grubenlampe als Maßstab; Foto: E. KNUST). Kleinere, parallel verlaufende Röhren vereinigen sich zu größeren röhrenförmigen Höhlen.

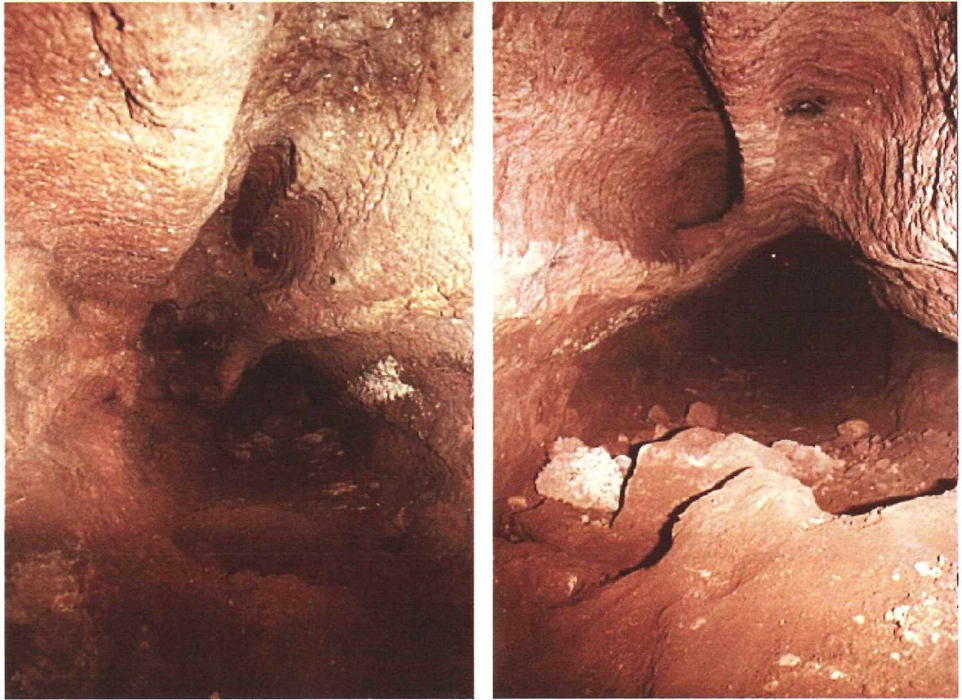


Abb. 13: Zwei weitere Ansichten der Höhle 3 am Rothenborn (Fotos: E. KNUST).

eine aufwändige Vermessung und detaillierte Beschreibung bzw. bildliche Darstellung erfahren (GAUDA et al. 1982, KNUST & WEBER 1987, HFG KA 2002, GAUDA et al. 2010). Hinzu kamen zwei Diplomarbeiten bzw. -kartierungen der Universitäten Heidelberg und Karlsruhe zu diesem Thema (JABERG 1999, LIESCH 2000). Alle diese Unterlagen sind bei der vorliegenden Neuinterpretation ausgewertet und berücksichtigt worden. Die freundliche Bereitstellung einiger dieser Werke und von Originalfotos durch Herrn E. KNUST/Karlsruhe war sehr förderlich, für seine besondere Hilfsbereitschaft sei ihm hier ausdrücklich gedankt.

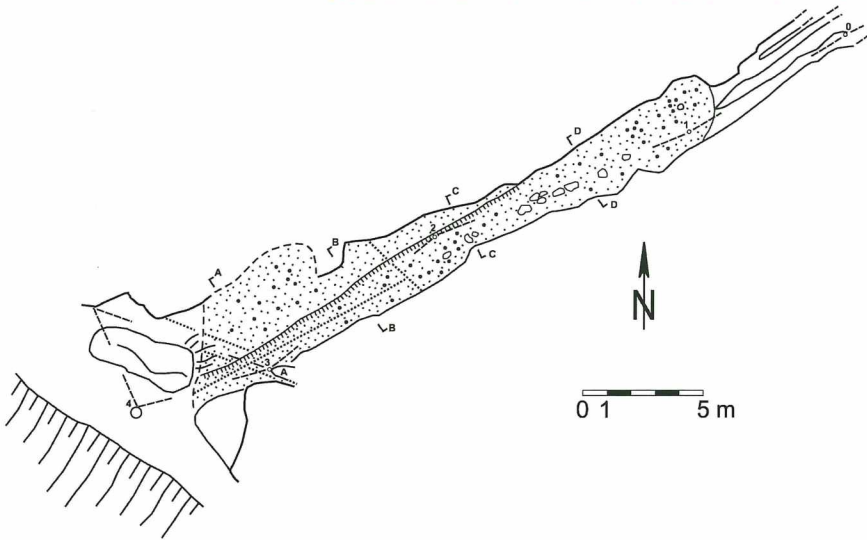
4.1. Generelle Charakteristika der Röhrenhöhlen

Es handelt sich um zylindrische bzw. zigarrenförmige, mehr oder weniger lang gestreckte Hohlräume. Entweder sind sie an einer Felswand unmittelbar angeschnitten oder sie münden in eine Höhle. Die Durchmesser dieser Röhren betragen wenige Zentimeter bis 1,1 m. Derartige röhrenförmige Strukturen, die sich oft innerhalb von größeren (begehbaren) Höhlen zeigen, werden hier auch verkürzend als Röhrenstrukturen bezeichnet. Für das Gesamtphänomen größerer und kleinerer Hohlräume mit Röhrenstrukturen wird der Sammelbegriff Röhrenhöhlen verwendet.

Größere Röhrenhöhlen bestanden ursprünglich aus zahlreichen kleineren Röhrenstrukturen. Bei der späteren Auswitterung sind diese Einzelröhren durch den Zerfall der Trennwände kombiniert worden. Reste der Trennwände sind gelegentlich noch sichtbar. Dadurch erscheinen die Höhlen heute oft wie ein Bündel kleinerer röhrenförmiger Hohlräume (Abb. 12 bis 14).



Gesamthöhle = Kombination von Röhren!



Maßstab Schnitte

0 1 2 3 4 m

Verbreiterungen!

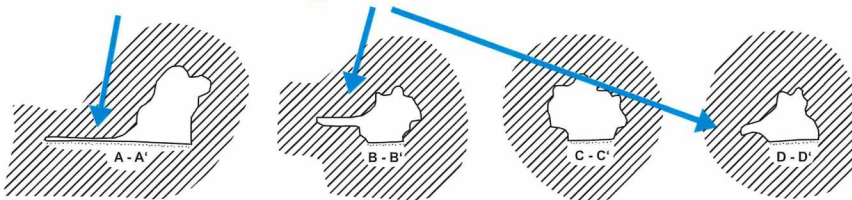


Abb. 14: Ausformung der Höhle 3 am Rothenborn (aus GAUDA et al. 2002, wenig graphisch verändert und in Blau speziell kommentiert).

Oft existiert eine mehr querovale Form des Höhlenquerschnitts, am Basisbereich der Höhlen deutlich verbreitert, dies zeigen zahlreiche Skizzen in GAUDA et al. (1982; Abb. 14). Die messbaren, noch erhaltenen Längen der einzelnen Röhrenstrukturen können bis über 7 m betragen (GAUDA et al. 1982). Die Höhlen in ihrer Gesamtheit erreichen etwa 41 m Länge, wobei allerdings zu berücksichtigen ist, dass der vordere talwärtige Teil erosiv abgeschnitten und daher nicht erfassbar ist und dass der hintere Teil gelegentlich verfüllt ist und deshalb kaum vermessen werden kann. Die ursprünglich vorhandenen Längendimensionen sind also deutlich größer. Die Neigungen der Längsachsen – in der Praxis nur schwer zu erfassen – erreichen nach GAUDA et al. (1982) 8° oder sogar 10°. Meist liegen sie bei 3 bis 5°. Die Höhlen liegen heute trocken. Die untersuchten Röhrenhöhlen sind teils leer, teils im unteren Teil sedimentverfüllt mit lockerem In-situ-Material. Auch Füllungsmaterial, das aufgrund seiner deutlich feineren (GAUDA et al. 1982: S. 67) oder auch gröberen Korngrößen (JABERG 1999: S. 46) als allochthones Fremdmaterial gekennzeichnet ist, wurde gelegentlich angetroffen.

Die berühmtesten Höhlen sind diejenigen am Rothenborn östlich von Neumühle auf dem GK25-Blatt 6611 Hermersberg. Auf engstem Raum treten dort 11 Höhlen auf, die aus röhrenförmigen Strukturen bestehen bzw. zusammengesetzt sind. Diese „Höhlen am Rothenborn“ liegen nicht etwa dort, wo in der topographischen Karte der Name Rothenborn steht, sondern am Südwest-Hang des Birkenbergs, gegenüber der Gemarkung Buchenwäldchen. Die inzwischen üblich gewordene Benennung dieser Höhlen hatte sich an älteren Literaturquellen orientiert (JACOB 1913, HÄBERLE 1918). Nach GAUDA et al. (1982) wird das gesamte Ost-West-verlaufende Tal östlich von Neumühle von den Anwohnern allgemein „am Rothenborn“ genannt. JABERG (1999) verortete den dortigen „Schwerpunkt der Höhlen“ bei R 33 97 586, H 54 68 855 (vgl. auch DITTRICH 2014b: Halt 4). Die sehr lange Höhle 3 ist die schönste und vielfältigste von allen (R 33 97 610, H 54 68 290). In ihr haben sich zahlreiche Einzelröhren zu einem Ganzen vereinigt (Abb. 12). Wegen der stärkeren Auswitterung des Eingangsbereichs ist dieser nicht so spektakulär ausgeformt wie das Höhleninnere, dies gilt auch für viele andere Höhlen.

KNUST & WEBER (1987) notierten, dass die Röhrenhöhlen bzw. röhrenförmigen Strukturen im Bereich Hermersberg an das Hauptkonglomerat gebunden seien. Eine solche bindende stratigraphische und damit auch lithofazielle Verknüpfung ist jedoch nicht gegeben. Eine auf verschiedene stratigraphische Niveaus hindeutende Datensammlungen lieferten bereits GAUDA et al. (1982). Mehrere solche Höhlen treten im Niveau der Oberen Felszone auf. Dies gilt etwa für die zwei Heidenfelshöhlen westlich von Neumühle (R 33 95 870 bzw. 880, H 54 68 280 bzw. 300). Auch die Höhle „Tropfsfelddach“ im Gabelsbach-Tal nordwestlich von Linden (R 33 99 610, H 54 69 870), auf knapp 360 m Höhe ü. NN, ist der Oberen Felszone zuzuordnen (LIESCH 2000: Anhang C). Offenbar waren nicht nur locker gebundene Partien des Hauptkonglomerates vom Prozess der Röhrenhöhlenbildung betroffen. Viele Abschnitte des Hauptkonglomerates und insbesondere die Obere Felszone darunter umfassen gut zementierte, feste, meist nur wenig Geröll führende Sandsteine (DITTRICH 2015b). Insofern müssen andere Ursachen der Höhlenbildung als bloß mangelnde Verbandsfestigkeit des umgebenden Gesteins gesucht werden.

Nach einer Kartendarstellung von KNUST & WEBER (1987; Abb. 15) treten die Fundorte von Röhrenhöhlen in WSW-ENE streichenden „Korridoren“ auf. Der weitaus größte Teil der Fundlokalitäten liegt im mittleren Teil von Blatt 6611 Hermersberg. Nach ENE hin verlängert sich dieser Bereich bis in den Ostteil von Blatt 6612 Trippstadt (vgl. GAUDA et al. 1982: S. 96: Fundstelle Am hohen Stein). Insgesamt dokumen-

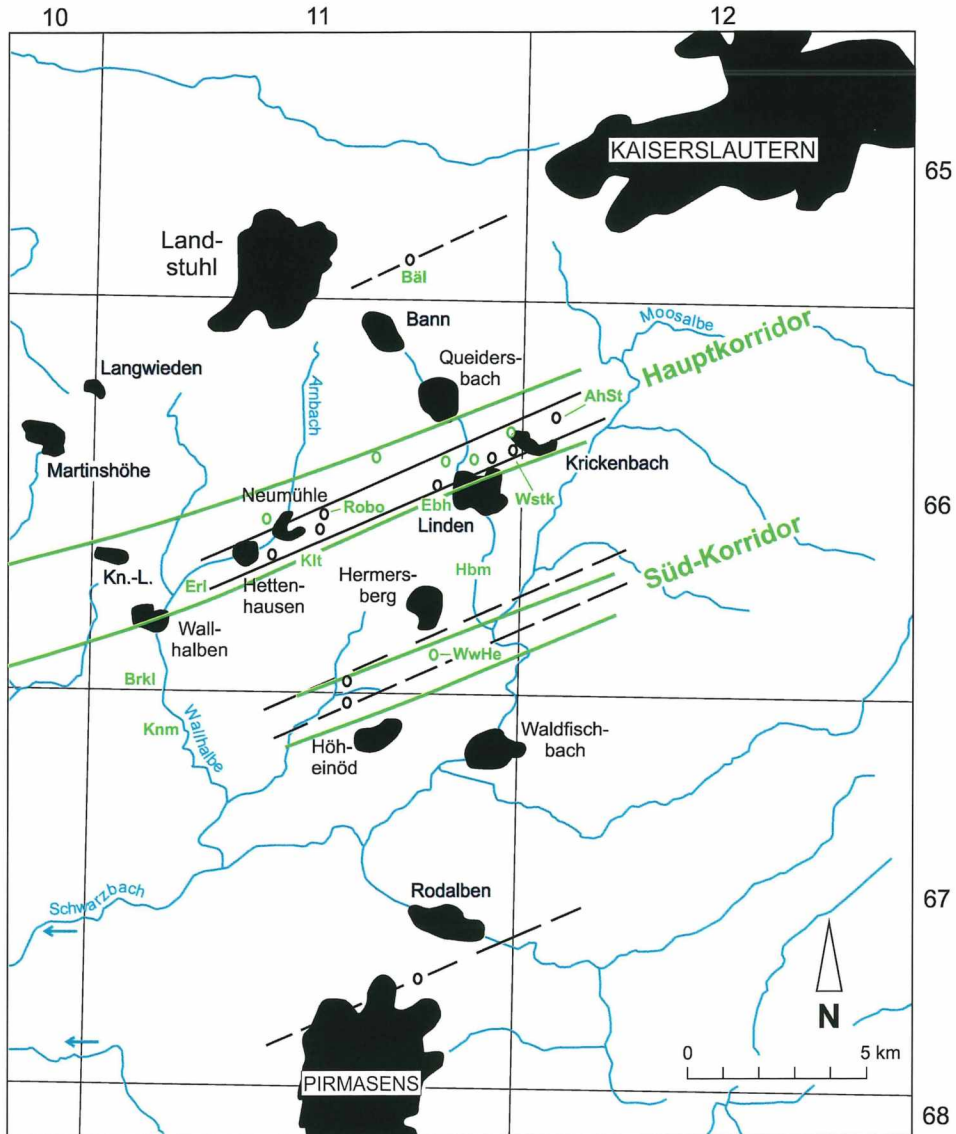


Abb. 15: In „Korridoren“ angeordnete Fundorte von röhrenförmigen Strukturen in der mittleren und nördlichen Pfalz (nach KNUST & WEBER 1987, in Grün ergänzt um neuere Befunde und weitere, im Text erwähnte Lokalitäten; GK25-Blattschnitt; AhSt = Am hohen Stein, Bäl = Bärenloch, Brkl = Brechersklamm, Ebh = Eimerbachhalde, Erl = Erlenmühle, Knm = Kneispermühle, Hbm = Horbachermühle, Klt = Klingental, Kn.-L. = Knopp-Labach, Robo = Rothenborn, Wstk = Weltersteinkopf, WwHe = Wasserwerk Hermersberg).

tiert sich ein etwa 65 bis 67° streichender Verbreitungstreifen von zahlreichen Röhrenhöhlen-Vorkommen, der „Hauptkorridor“.

Nach Süden zu verzeichneten KNUST & WEBER (1987) drei weitere solcher WSW-ENE verlaufenden Korridore bzw. Lineationen. In der nach Süden hin verkürzt dargestellten Abb. 15 sind davon nur noch zwei erkennbar. Alle drei Korridore waren jedoch jeweils nur durch einen Fundort oder aber nur durch zwei unmittelbar beieinander liegende Fundorte belegt, so dass die überregionale Streichrichtung eines solchen hypothetischen Verbreitungstreifens nicht gesichert war. Besser wurde die Datenlage durch spätere Röhrenhöhlen-Funde am Wasserwerk Hermersberg und durch weitere Fundorte im Süden der Pfalz, die bei GAUDA et al. (2010) verzeichnet und aufgelistet worden sind.

Der nördlichste der genannten drei hypothetischen WSW-ENE-Korridore tangiert noch den Südostteil von Blatt Hermersberg („Süd-Korridor“ in Abb. 15). Nahegelegt wurde er durch zwei Fundorte von Röhrenhöhlen nördlich Höheinöd. Sie liegen am südlichen Blattrand. Die schon von KNUST & WEBER verzeichnete Ausrichtung dieses Korridors bestätigte sich später, durch den Neufund einer weiter östlich gelegenen Röhrenhöhle am Wasserwerk Hermersberg durch LIESCH (2000; R 34 00 066, H 54 64 667, Abb. 24 in Kap. 4.3.) und noch anderen, später bei der Kartierung von Blatt 6611 Hermersberg entdeckten Relikten von Röhrenhöhlen bzw. -strukturen in unmittelbarer Nähe. Insgesamt ergab sich nun ein Streichen dieses Korridors von etwa 65°. Dies entspricht in etwa dem ausgeprägten 62°-Maximum in der Verteilung des Streichens der Röhrenlängsachsen bei KNUST & WEBER (1987: Abb. 6: 118 Messungen). In einer neueren Version dieser Abbildung bei HFG KA (2002: S. 30) mit 168 Messwerten hatte sich ein Maximum von 63 bis 64° ergeben. Nach LIESCH erstreckt sich auch die neu entdeckte Röhrenhöhle bei Hermersberg in diesem Richtungsbereich.

Im Hauptkorridor im zentralen Teil von Blatt Hermersberg kommen sehr zahlreiche röhrenförmige Höhlenbildungen vor. Sie erscheinen in einem WNW-ENE verlaufenden Streifen, der von Hettenhausen und Neumühle bis nördlich von Linden und Krickenbach (Blatt 6612 Trippstadt) reicht. Dieser Gebietsstreifen ist mehrere Hundert Meter breit und gut 9 km lang. Innerhalb dieses Korridors verlaufen die Röhrenachsen in WNW-ENE-Richtung (mehr dazu in Kap. 4.4.), die größte Häufung zeigt sich zwischen 56 und 72°. Am Rothenborn streichen drei relativ lange Röhrenstrukturen (erfasste Länge: 5 m) 62°, eine weitere, gleich lange 58°. Zwei (mindestens) 7 m lange Strukturen streichen 67 und 68°.

In allen Richtungswerten, denen der Korridore und denen der Längsachsen der Röhrenstrukturen, bildet sich das Streichen des unterlagernden variskischen Gebirges ab. Der Sockel mit seinen Hoch- und Tiefschollen hatte ja schon die kleinräumig variierende Mächtigkeitsverteilung der Buntsandstein-Schichtglieder kontrolliert und auch die Anordnung der Konglomeratstränge des Hauptkonglomerates (Kap. 2.2.1.). Im tektonischen Bau des Deckgebirges paust sich diese erzgebirgische Richtung in Störungslinien und Kluftscharen durch (Kap. 2.1.).

4.2. Ältere Deutungsansätze

Die Erforschung und genetische Interpretation des Phänomens der Röhrenhöhlen ist im Laufe der Jahrzehnte von zahlreichen Bearbeitern vorangetrieben worden. Sowohl ausgebildete Geologen als auch höhlenkundlich engagierte Amateure haben dazu beigetragen. Neben der schon angeführten Höhlenforscherguppe Karlsruhe sind noch folgende Personen zu nennen, die Diskussionsbeiträge geliefert haben (in alphabetischer Reihenfolge): Prof. Dr. E. BACKHAUS/Darmstadt, Prof. Dr. W. DACH-

ROTH/Heidelberg, O. GÖDEL/Bad Dürkheim, J. Ch. GRUNENWALD/Bantzenheim im Oberelsaß, A. JABERG/Speyer, Dr. H.-J. KONRAD/Mainz, Prof. Dr. F. KRAMER/Karlsruhe, Dr. T. LIESCH/Karlsruhe, Prof. Dr. B. SPONHOLZ/Würzburg und H. WALLING/Speyer.

Die unterschiedlichen, in Einzelfällen etwas fehlerbehafteten oder widersprüchlichen Befunde dieser Erforschung haben zu recht vielfältigen Deutungsansätzen geführt (HFG KA 2002, GAUDA et al. 1982 und 2010). Zahlreiche Entstehungsarten sind erwogen worden. Diskutiert wurden subrezente Einwirkungen von Huminsäuren ebenso wie eiszeitliche mechanische Ausspülungen durch walzenförmig rotierende sandbeladene Wassermassen. Eine andere Idee waren herausgewitterte längliche Barytkonkretionen („Urfüllungen“), die auf organische Anreicherungen in „Spülrinnen“ der Buntsandstein-Wüstenlandschaft zurückgingen, welche sich entlang einer alten 60°-Kluftrichtung angelegt hätten.

Die Heidelberger Diplomarbeit JABERG (1999) versuchte dann, die röhrenförmigen Höhlen mit eingeschwenkten und in sehr gleichmäßiger Einregelung eingelagerten Baumstämmen zu erklären. Strömungsbedingt hätten sich diese in der Achse der Pfälzer Mulde angereichert und dann bei ihrer Zersetzung die Röhrenhöhlen hinterlassen. Mehrere Sachverhalte widerlegen jedoch diese These. Zum einen ist es die kaum je verzweigte oder verästelte Morphologie der Röhrenhöhlen. Längen von weit über 7 m sind dadurch auch schwer erklärbar. Die nicht immer mit der Schichtung einhergehende Neigung der Höhlenlängsachsen (JABERG 1999, GAUDA et al. 2010) passt ebenfalls nicht dazu. Strukturelle Auswertungen wie Schichtlagerungskarten oder Profilschnitte zur Untermuerung der Mulden-These fehlten bei JABERG. Eine entsprechende Überprüfung der heutigen Schichtlagerung zeigt, dass der Hauptkorridor der Röhrenhöhlen deutlich nördlich außerhalb einer großräumigen Schicht-Einmuldung liegt (DITTRICH 2015a: Anlage Strukturkarte).

Andere Entstehungstheorien (HFG KA 2002) gingen von quer zur Strömung ausgerichteten Baumstämmen am Strand eines Sees oder Meeres aus oder aber von strömungsbedingt ausgelängten, sedimentfangenden Wurzelballen bzw. -geflechten von Pflanzen in einer Flusslandschaft.

Problematisch bei der Verifikation der aufgeführten Theorien, die auf organische Vorgängerstrukturen abheben, ist jedoch die Tatsache, dass Röhrenhöhlen vor allem in zwei verschiedenen Schichtgliedern ohne nennenswerte Pflanzenfossilien auftreten (Obere Felszone, Hauptkonglomerat), statt in den Zwischenschichten, worin nachweislich große eingespülte Ast- und Stammstücke vorkommen können (DITTRICH 2015b: Abb. 14). Im Umfeld der Röhren waren im umgebenden Festgestein analytisch bloß mittlere Gesamtkohlenstoff-Gehalte von 0,09 Gew.-% nachweisbar (JABERG 1999).

Die weiterhin geäußerte These, dass die Röhrenhöhlen auf ausgewitterte ehemalige Karbonatgehalte (Dolomit) im Sandstein zurückgehen, ist auch nicht plausibel. Die engräumige Beschränkung eines konzentrierten Karbonat-Bindemittels auf einheitlich ausgerichtete, Dezimeter-schmale, viele Meter lange Sedimentpartien ist diagenetisch nicht erklärbar. Tatsächlich dominieren im Mittleren Buntsandstein generell silikatische (kieselige) Bindemittel.

In den umfangreichen Darlegungen von GAUDA et al. (1982 und in Vorb., Stand Mai 2010) wurde schließlich eine weitere Entstehungstheorie als vorläufige Arbeitshypothese formuliert. Danach sollen die Röhren durch eine frühe Ausscheidung von Eisen-III-Oxid-Zement diagenetisch vorgezeichnet worden sein. Diese Eisenverkittung solle noch vor der generellen Silifizierung des Gesteinsverbandes stattgefunden haben und dadurch später die kieselige Zementation dieser Sedimentpartien verhindert haben.

Die Eisenlösungen hätten sich im schon kompaktierten Sediment entlang von Klüften bewegt und dann über und entlang von wasserstauenden Schichtflächen niedergeschlagen. Bei der Verwitterung, unter Einwirkung von Huminsäuren, seien dann die ausschließlich ferritisch zementierten, weniger stabilen Röhren bevorzugt ausgewittert worden und zu langgestreckten Hohlräumen ausgeräumt worden. Auch bei dieser, schon recht plausiblen Theorie bleiben jedoch mehrere Beobachtungen unerklärt (leere, neu angeschnittene Röhrenstrukturen ohne Sandfüllung, allochthone Sedimentfüllungen, Kieselkrusten usw., vgl. Kap. 4.3.).

Tatsächlich ist die Genese der Röhrenhöhlen von allen bisherigen Autoren als insgesamt noch nicht befriedigend erklärt bezeichnet worden. A. JABERG (in HFG KA 2002: S. 27) schrieb sogar: „Es handelt sich hier um ein Naturphänomen, das wohl noch einige Zeit Rätsel aufgeben wird und dessen vollständiges Geheimnis zu lüften (falls überhaupt möglich) eine echte Herausforderung darstellt.“

Die neueste, von D. ORTLAM im Jahr 2014 auf seiner Homepage veröffentlichte Hypothese einer subglazialen Genese dieser Höhlen im Zusammenhang mit Seiten-Gletschertöpfen ist auch nicht die Lösung. Die Rothenborn-Höhlen wurden dabei als Resultat einer elsterzeitlichen Inlandvereisung mit einer Eiskalotte im dortigen Feikental gewertet. Die oben dargelegte Vielzahl der Charakteristika dieser Röhrenhöhlen (u. a. ihre Länge, Gleichförmigkeit und Richtungskonstanz, ihre Kiesel-, Eisen- und Huminsäurekrusten, vgl. Kap. 4.3.) lässt sich sicherlich nicht nur durch einen Kluftablauf von subglazialen Schmelzwässern im Bereich von Gletschermühlen erklären. Die harten, quarzitisches zementierten Sandsteine der Oberen Felszone hätten einer bloßen Ausspülung wohl auch hinreichenden Widerstand geboten. Dass es eine pleistozäne Inlandvereisung im Pfälzerwald überhaupt gegeben hat, ist zudem sehr fragwürdig; dem derzeitigen Stand der Quartärforschung entspricht dies nicht.

4.3. Die genetische Erklärung durch Sandsteinkarst

Nach neuerer Deutung handelt es sich bei den Röhrenhöhlen um Karstphänomene. Die Verkarstung von nichtkarbonatischen, siliziklastischen Gesteinen ist tatsächlich möglich. Sie vollzieht sich unter der Einwirkung von huminsäurereichen Verwitterungslösungen im (sub-)tropischen Klimabereich. Dies zeigten Untersuchungen in Ost-Brasilien (WIEGAND et al. 2004) und im östlichen Niger (SPONHOLZ 1989). In verschiedenen alten Sandsteinen und Quarziten sind dort vielfältige Karsterscheinungen nachzuweisen. Im Niger existieren sowohl typische Dolinen als auch senkrechte Schlote bis 50 m Tiefe, die in ein unterirdisches Hohlraumssystem mündeten („Schlucklöcher“). BUSCHE & SPONHOLZ (1988) betonten bereits, dass die dort vorgefundenen Karstformen bis ins Detail denen des Karbonatkarsts glichen. Auch in Brasilien fand sich ein komplettes unterirdisches Entwässerungsnetz mit bis 1,1 km langen Höhlen. Zum dortigen Bestand an Karstphänomenen gehören Karren, Dolinen und Opal-Stalaktiten bzw. -Stalagmiten.

Die angeführte spezielle Karstgenese betrifft Ausgangsgesteine, die früher als weitgehend lösungsresistent gegolten haben. Diese tradierte Ansicht wird jedoch durch neuere experimentelle Befunde widerlegt. In Versuchsanordnungen, die den natürlichen Gegebenheiten vergleichbar sind (WIEGAND et al. 2004), trat der maximale Quarzlösungseffekt bei pH 5 auf. Besonders wichtig ist, dass die Lösungskinetik beschleunigt wird, wenn in hoher Konzentration Huminstoffe vorhanden sind. In kieselgebundenem Sandstein kann es so zur Korrosion der Quarzzemente kommen, die im Vergleich zu den Körnern etwas leichter löslich sind. Die Folge davon ist eine zunehmende Vereinzelung der Körner, die sogenannte Arenitisierung (Abb. 16). Die-

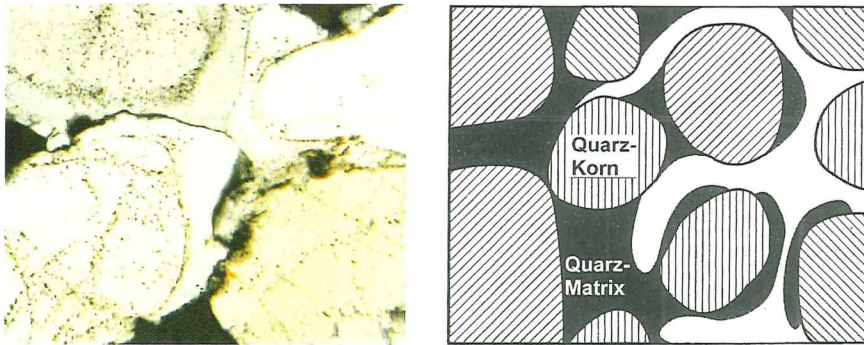


Abb. 16 links, rechts: Unterschiedliche Lösungsanfälligkeit von Quarzkörnern und Quarzzement (aus: WIEGAND et al. 2004). Links: Noch unverwitterter Sandstein der mittelpaläozoischen Tombador-Formation in Brasilien (Dünnschliff im polarisierten Licht). Unter den in optischer Kontinuität angewachsenen Quarzsäumen des Bindemittels sind noch die ursprünglichen, abgerundeten Korngrenzen erkennbar. Rechts: Der geringfügig besser lösliche Quarzzement der Sandsteine wird bevorzugt weg gelöst, was eine Vereinzeling der Quarzkörner bewirkt (Arenitisierung).

ser Prozess erfolgt vor allem im Bereich der erhöhten Grundwasserwegsamkeiten entlang der Kreuzungslinien von Kluft- und Schichtflächen.

Wenn dieser Destabilisierungsprozess und der Masseverlust durch die gelösten und abtransportierten Quarzzemente fortschreitet, dann kann es allmählich auch zur mechanischen Verlagerung und zum unterirdischen Abtransport von arenitisierem („versandetem“ bzw. „zurück-versandetem“) Sandstein-Material kommen. Schlanke Röhren entstehen. Ein derartiger Ausspülungsprozess ist unter dem Begriff „Piping“ bekannt (Abb. 17). BUSCHE & SPONHOLZ (1988) betonten, dass eine bloße Entstehung der Hohlräume durch Piping ausgeschlossen werden könne. Dabei bezogen sie sich allerdings auf die in der geographischen Literatur (vgl. etwa DREW 1982) gegebene

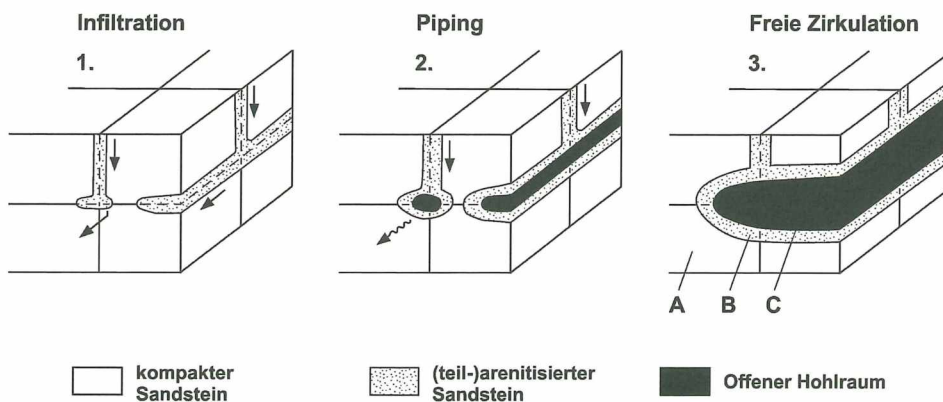


Abb. 17: Modell zur Hohlraumbildung durch Arenitisierung und Piping (nach GALAN & LAGARDE 1988). Die zu dieser Zeit im Gebirgskörper vorhandenen Klüfte werden dadurch nachgezeichnet und konserviert.

Definition einer rein mechanischen unterirdischen Abfuhr von wenig verfestigtem Ausgangsmaterial. Bei einer vorausgegangenen und dann auch gleichzeitigen Einwirkung von Quarzlösungsprozessen stellt sich der Sachverhalt jedoch anders dar. Dabei können sich auch in Sandsteinen oder Quarziten „Pipes“ bilden, die die Schnittlinien von Klüftung und Schichtung nachzeichnen.

Ausgehend von einer tiefer gelegenen Erosionsbasis in der weiteren Umgebung des Gebirgskörpers entwickelt sich allmählich ein ausgedehntes Karstsystem im Gesteinsverband. Durch senkrechte Röhren oder erweiterte Klüftflächen in den Höhlendecken stehen die Röhrenstrukturen in hydrologischer Verbindung mit der damaligen Landoberfläche. Die langgestreckten Hohlräume der Röhren sind meist oberhalb von relativ undurchlässigen Gesteinsschichten angelegt und zeigen eine gleichsinnige Neigung zum Vorfluter hin. Das im Grundwasser mitgeführte lose Sedimentmaterial wird auf Dauer dorthin umgelagert.

Insbesondere im Niger sind horizontale bis etwas schräg verlaufende Röhren und Höhlen entstanden. In deren Wandungen sind die Sandkörner stark korrodiert und zeigen Ätzungsalveolen. Die Anzahl von angegriffenen Körnern verringert sich mit zunehmendem Abstand vom Röhrenhohlraum, zum ursprünglichen Festgestein hin.

Nach der Quarzlösung konnte sich im damaligen Karstsystem eine Wieder-Ausfällung von Kieselsäure in amorpher oder kristallisierter Form auf den Oberflächen von Quarzkörnern vollziehen. Die röhrenartigen Hohlformen wurden dabei mit Kieselkrusten ausgekleidet. Auch Eisenkrusten kommen verbreitet vor. Die Entstehung im Bereich eines sich langsam bewegenden Grundwassers ist offensichtlich (BUSCHE & SPONHOLZ 1988, SPONHOLZ 1989). Die Hohlräume müssen nach ihrer Entstehung noch lange Zeit wassererfüllt gewesen sein. Verschiedene Arten von sekundären Bindemitteln – auch eisenreiche – lassen nämlich einen mehrfachen Wechsel der damals herrschenden chemisch-physikalischen Bedingungen erkennen. Dies konnte sogar dazu führen, dass die entstandenen Eisenkrusten und Silcretes (Kieselkrusten) ihrerseits wiederum angelöst und verkarstet wurden. In häufigem Wechsel kam es zur Quarzlösung und zur Silcrete-Ausscheidung ebenso wie zur Eisen-Mobilisierung, Eisenkrusten-Bildung und zur Anlösung von Eisenkrusten.

Nahezu alle zuvor angeführten Karstphänomene sind in der Pfalz ebenfalls vorhanden. Offenbar ist auch hier ein Sandsteinkarst gebildet worden.

Zuvor waren die hauptsächlich betroffenen Schichtglieder, die Obere Felszone und das Hauptkonglomerat (mehr dazu in Kap. 4.5.), bei größerer Versenkungstiefe während des mittleren bis späten Mesozoikums eingekieselt worden. Dabei sind Anwachssäume aus Quarz in die Zwickelräume gewachsen, wodurch die Körner verkittet wurden. Die ursprünglich runden Kornformen der abgerollten Quarzkörner sind im Dünnschliff oft noch durch reliktsche Hämatittrinden erkennbar. Die Existenz von Bindemittel-Quarz, der tendenziell etwas löslicher ist als die alten, abgerundeten detritischen Körner, ist auch in der Pfalz belegt. JABERG (1999: Foto 10) etwa bildete ein- und zweifache „glitzernde“ Quarz-Anwachsfacetten auf Quarzkörnern ab, die nach der intensiven Reinigung einer Sandstein-Bruchfläche unter dem Okular zum Vorschein kamen. Bei der handelte es sich um Festgestein aus der unmittelbaren Nachbarschaft von Röhrenstrukturen.

Später dann, in größerer Nähe zur Erdoberfläche, sind die kieseligen Bindemittel der Sandsteine partiell herausgelöst worden. Dies vollzog sich vor allem entlang der Grundwasser-durchwanderten Schwächezonen entlang der Schnittlinien von Klüften und Schichtflächen. Langgestreckte Lösungskanäle entstanden. Sowohl Quarzlösung als auch die korrespondierende Bildung von Silcrete-Krusten sind an den Wandungen

der pfälzischen Röhrenhöhlen erwiesen. Die Bildung von offenen Hohlräumen ist allerdings nicht ganz so weit fortgeschritten wie in der schematischen Abbildung nach GALAN & LAGARDE (1988; Abb. 17). Die pfälzische Situation ähnelt meist dem Stadium 2. Offenbar ist der Gesamtprozess hier weniger weit fortgeschritten als im Niger oder in Brasilien. Vereinzelt horizontale Erweiterungen an der Höhlenbasis (Abb. 14) zei-



Abb. 18 oben, unten: Morphologische Details von Randflächen, die auf Lösungsprozesse hinweisen (Hauptkonglomerat am Wasserwerk Hermersberg, Fotos: D. DITTRICH). Oben: „Zackelige“ Grenzfläche zwischen zwei unterschiedlich stark verwitterten Gesteinspartien neben den ansatzweise erkennbaren Röhrenstrukturen.

gen jedoch den damaligen Trend zur lateralen Ausweitung der Hohlräume an. Nach oben hin existierte eine hydrologische Anbindung an die damalige Landoberfläche, gelegentlich mündend in deutliche Klüfterweiterungen oder Röhren in die Höhlendecken ein (vgl. GAUDA et al. 1982: S. 57, 65, 76, 77, 95).

Teilweise fanden sich noch Bindemittel-Reste an den Sandkörnern in den Sedimentfüllungen von Röhrenhöhlen. In solchen Fällen sind die Sandsteine nur teil-arenitisiert worden. Anders als etwa im Niger ist es hier nicht immer zum quantitativen Frei-Spülen der Röhrenhöhlen gekommen. Vereinzelt ist transportiertes Lockersediment in den Hohlräumen liegen geblieben. Dies zeigt sich durch Korngrößen-Unterschiede. So wurde beispielsweise in der Höhle 1 am Rothenborn, verglichen mit der Höhlenwandung, feineres Sandmaterial in der Sedimentfüllung am Boden vorgefunden (GAUDA et al. 1982: S. 67). Gelegentlich enthalten die Röhrenstrukturen auch gröberes Sedimentmaterial (JABERG 1999: S. 46).

Was sind nun die Belege für die oben skizzierten karstbildenden Lösungsprozesse? Einen ersten Eindruck von der (primären?) Morphologie von Randflächen an Röhrenstrukturen vermittelt ein Aufschluss am Wasserwerk Hermersberg im Klappertal (R 34 00 050, H 54 64 665). Etwa 115 m nördlich (NNW) des Wasserwerk-Brunnens existiert etwa 10 bis 12 m über dem Weg eine Hangnische mit einer Sitzbank aus dem Jahr 1959. Dort steht das Hauptkonglomerat an (vgl. DITTRICH 2015a: Abb. 11). Erkennbar ist eine wellenförmige Röhrenhöhlen-Firste, ansatzweise deuten sich auch weitere kleinere Röhren an. Die obere Fläche ist sehr unregelmäßig ausgestaltet und sieht sehr nach ehemaligen Lösungsvorgängen aus (Abb. 18).

Weitere 15 bis 20 m weiter nördlich existiert im selben Niveau auch eine kleine Röhrenstruktur, deren Wandung etwa 3 bis 4 cm dick verkrustet ist (Abb. 19). Die Zusammensetzung dieser Randzone ist bisher nicht näher untersucht worden.

Aussagekräftige Untersuchungsergebnisse zu verschiedenen Krustenbildungen können der Heidelberger Diplomarbeit JABERG (1999) entnommen werden. Dem Bearbeiter ist die Probennahme- und präparationstechnisch sehr aufwendige Erstellung



Abb. 19: Etwa 35 cm breite Röhrenstruktur am Wasserwerk Hermersberg. Deutlich erkennbar ist die 3 bis 4 cm dicke Krustenbildung an der Höhlenwand.

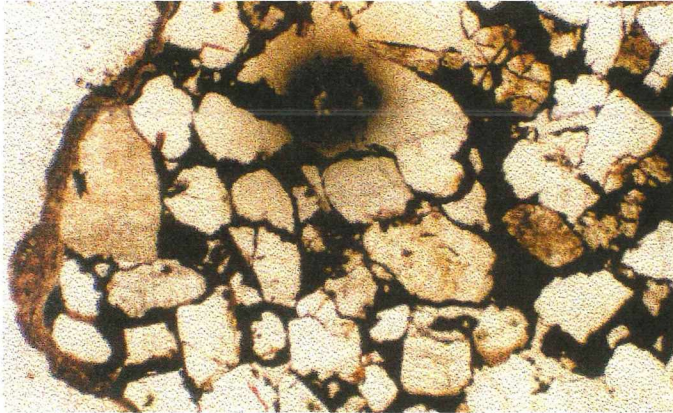


Abb. 20: Gestein der Röhrenwandung am Weltersteinkopf: der Außenrand links ist mit einer Kruste aus amorpher Kieselsäure überzogen (unpolarisiertes Licht; aus: JABERG 1999, ohne Maßstabsangabe).

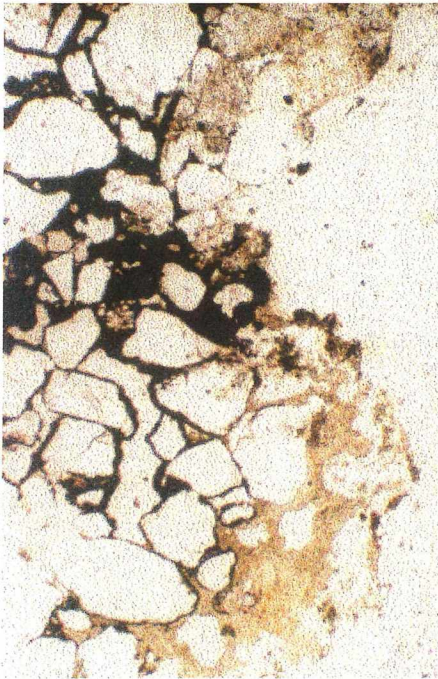


Abb. 21: Durch Weglösung des Quarzzements (unverwittertes Festgestein rechts) vereinzelte und auch etwas korrodierte Sandkörner sind durch eine Kruste aus amorpher Kieselsäure erneut verkittet worden. Überdies ist ein partieller Ersatz dieser Kieselkruste durch ein noch jüngeres hämatitisches Bindemittel erkennbar (unpolarisiertes Licht; aus: JABERG 1999, ohne Maßstabsangabe).

von Dünnschliffen von verkrusteten Röhrenwandungen gelungen. Dem voraus ging die Entdeckung einer Röhrenstruktur mit noch vorhandener Füllung am Weltersteinkopf unmittelbar westlich von Krickenbach (R 34 02 825, H 54 70 020, Lokalisierung durch eigene Nachbegehung). Es handelte sich dabei um den Sonderfall einer verfüllten und durch günstige Umstände auch unerodiert erhalten gebliebenen Röhre, die

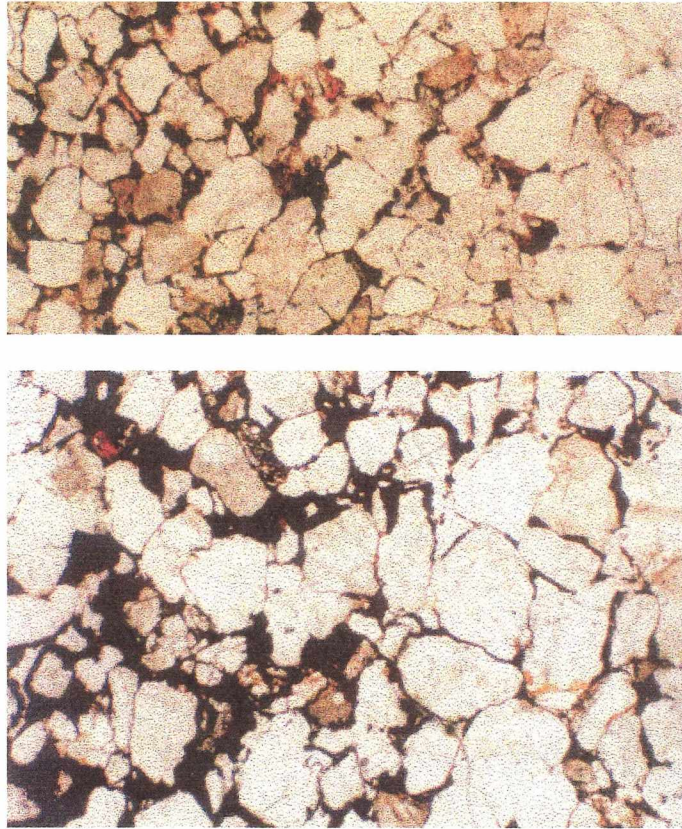


Abb. 22 oben, unten: Verschiedene Stadien einer Arenitisierung durch Weglösung des Quarzzements mit zunehmender Auflockerung von rechts nach links, in Richtung der Röhrenstruktur, und anschließende Verfüllung durch ein dunkles hämatitisches Bindemittel (unpolarisiertes Licht; aus: JABERG 1999, ohne Maßstabsangabe).

von einem krustenförmigen Ring umschlossen ist. Das Ausbleiben einer langfristigen Grundwasser-Durchströmung und einer späteren eiszeitlichen Exposition und Verwitterung der freiliegenden Röhrenwandung hat hier eine Konservierung dieser Krusten ermöglicht. Was von JABERG (1999) beprobt und untersucht werden konnte, war somit also der Glücksfall eines „Zeitfensters“ in die Ära kurz nach der Röhrenbildung. Im Dünnschliff zeigten sich unter anderem Krusten aus amorpher Kieselsäure (Abb. 20). Diese dokumentieren eine Wiederausscheidung von gelöstem und im Grundwasser gewanderten SiO_2 .

Ein weiterer, von JABERG (1999) abgebildeter Dünnschliff lässt sich noch weitergehend ausdeuten (Abb. 21). Es bildet sich darin eine vielstufige Entwicklung der Höhlenwandungen ab, so wie es aus den Darlegungen von SPONHOLZ (1989) hervorgegangen war. An den Quarzkörnern sind sogar Ansätze von Ätzungsalveolen erkennbar. Insgesamt bilden sich Quarzlösung, Quarz-Wiederausscheidung, Lösung von Kieselkrusten (Silcretes) und Abscheidung von Eisenoxid ab. SPONHOLZ hatte ja

dargelegt, dass sich Kiesel- und Eisenkrusten im Zuge eines lange andauernden Gesamt-Prozesses gegenseitig kannibalisieren können.

Die durch Arenitisierung geschaffene Porosität im ursprünglich kieselig zementierten Sandstein wurde meist sekundär durch hämatitisches Bindemittel verfüllt. So ließ sich denn feststellen, dass eine kontinuierliche Zunahme der Eisenverbindungen auf Kosten des silikatischen Bindemittels vom anstehenden Festgestein zur verkrusteten Röhrenwand hin besteht (JABERG 1999, HFG KA 2002: S. 27; Abb. 22). Eisenoxid-Gehalte von bis zu 80 Gew.% sind dort von JABERG (1999: S. 39) nachgewiesen worden.

Auch Krusten aus Huminsäuren kommen in der Pfalz vor (GAUDA et al. 1982). Sie belegen ebenfalls das zu Beginn geschilderte hydrochemisch-physikalische Geschehen der Sandstein-Verkarstung.

Ungeachtet dieser Einzelfunde gilt jedoch, dass Kiesel-, Eisenoxid- oder Huminsäurekrusten in den Wandungen der (saar-)pfälzischen Röhrenstrukturen relativ selten sind. Vor allem stark korrodierte Quarze sind nahezu nie angetroffen worden (vgl. dazu B. SPONHOLZ in HGK KA 2002 und in GAUDA et al. 2010). Letzteres kann daran liegen, dass der Prozess der Quarzlösung im Untersuchungsgebiet weniger weit fortgeschritten ist als es etwa im Niger der Fall war. Das SiO₂-Material der pfälzischen Kieselkrusten entstammte offenbar hauptsächlich dem ehemaligen Quarz-Bindemittel. Zur Korn-Korrosion ist es hier nur in schwachem Ausmaß gekommen.

Ein weiterer Grund für die vergleichsweise lückenhafte Beweislage für die Karstgenese der Röhrenstrukturen ist die Tatsache, dass diese stark verwittert sind. Durch die Heraushebung des Deckgebirges und die Einschneidung von Tälern sind sie subaerisch exponiert worden. Insbesondere im Pleistozän waren sie auch einer starken physikalischen Verwitterung durch Temperaturschwankungen und durch Frostsprengung unterworfen. Chemische und biologische Einwirkungen, verursacht durch niedere Organismen, Pflanzen, Tiere und auch durch Menschen, kamen hinzu. Insgesamt ist von einer sehr wirksamen nachfolgenden Überformung unter humiden, warmen und zeitweise auch periglazialen Bedingungen auszugehen.

Weite Teile der Wandungen der Röhrenstrukturen lösten sich allmählich ab. Auch gegenwärtig kann noch ein Abplatzen von handtellergroßen, ca. 2 cm dicken Wandpartien von Röhrenstrukturen beobachtet werden (in Höhle 5 am Rothenborn, GAUDA et al. 1982: S. 17 + S. 39). Feingetreppte Abplatzungen in den Innenseiten der Röhren sind auch von HFG KA (2002: S. 24) erwähnt worden. Ein derartiger Prozess ist inzwischen über viele Zig- oder sogar Hunderttausende von Jahren wirksam gewesen. Insofern ist es wenig verwunderlich, dass das Spektrum der Karstphänomene hier weniger gut erhalten blieb als in warmen Regionen (Brasilien und Niger), wo eine periglaziale Überprägung unterblieb.

Die pfälzischen Röhrenstrukturen sind generell etwas geneigt, um durchschnittlich etwa 3 bis 4°; Neigungswinkel bis 10° kommen vor (GAUDA et al. 1982). Diese Neigung der Röhrenlängsachsen ist unabhängig von der Schichtlagerung des umgebenden Gesteins (JABERG 1999, GAUDA et al. 2010) und offenbar durch hydrologische Gesetzmäßigkeiten bestimmt worden. LIESCH (2000) notierte, dass sich die subhorizontalen Längsachsen immer im Bereich von Schichtgrenzen mit einem deutlichen lithologischen Wechsel zu geringerer Wasserdurchlässigkeit im Liegenden befinden. Die beobachteten Erweiterungen in den Höhlenbasisbereichen (Abb. 14) passen dazu. Es bilden sich bevorzugte Fließwege des damaligen (Quarz-lösenden) Grundwassers ab. Kleinräumig spielten Schichtgrenzen eine Rolle (Abb. 17). Auf längere Distanzen querren die Längsachsen jedoch die Schichtgrenzen, weil ihr Neigungsgradient einem größeren hydrographischen System unterworfen ist.

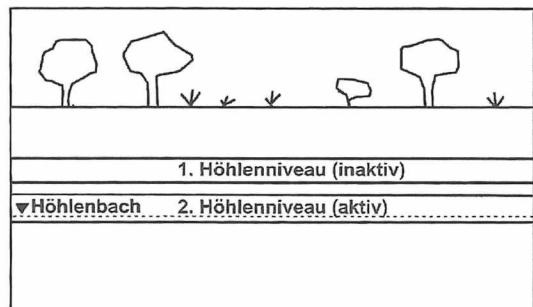
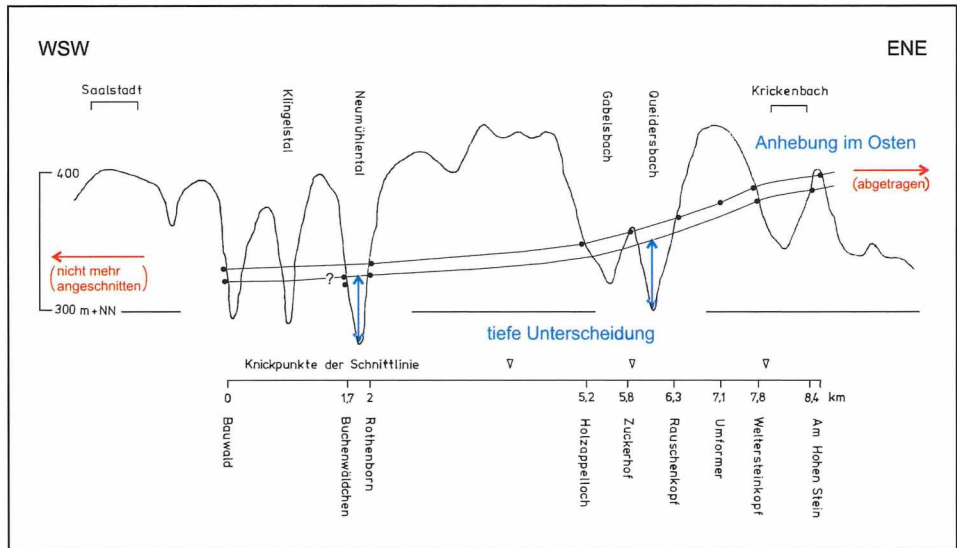


Abb. 23 oben, unten: Doppelstöckigkeit des alten Karsthöhlensystems. Oben: Topographische Höhenlage von 10 Röhrenhöhlen am Rothenborn (aus GAUDA et al. 1982, graphisch wenig verändert und ergänzt). Unten: Zwei Generationen von Höhlenniveaus, entstanden durch die Tieferlegung des Grundwasserspiegels aufgrund einer relativen Erniedrigung des Vorfluterniveaus (Bildausschnitt aus WIEGAND et al. 2004: Abb. 7).

LIESCH (2000: S. 33) hat ferner darauf hingewiesen, dass im Zuge von Baumaßnahmen schon Röhren frisch angeschnitten wurden, die keinerlei Füllung aufwiesen (vgl. auch GAUDA et al. 2010: S. 64). Bei ihnen muss also sowohl der Zement als auch der ursprünglich vorhandene Quarzkorn-Bestand aufgelöst oder abgeführt worden sein. Auch dies ist ein Beleg für Piping. Eine mechanische Umlagerung von entfestigten, losen Sandkörnern hat stattgefunden. Durch diese allmähliche Sand-Abfuhr zum Vorfluter hin kam es nicht zu einer Verstopfung des Röhrensystems.

Die heutigen Höhenlagen der Röhrenhöhlen im Hauptkorridor sind von GAUDA et al. (1982) in einem schematischen Profilschnitt abgebildet worden (Abb. 23 oben). Es zeigt sich darin, dass sie sich in zwei übereinander gelegenen Niveaus anordnen, mit ansteigender Tendenz nach ENE. Im Detail gilt dies auch für 10 erfasste Einzelhöhlen

am Rothenborn (GAUDA et al. 1982: Abb. 16). Sieben der dortigen Höhlen liegen auf etwa 335 m ü. NN, drei Höhlen – darunter auch die besonders markante Höhle 3 – im Bereich um etwa 327 m ü. NN. Es besteht eine Distanz von 5 bis 8 Höhenmetern zwischen den beiden Höhlenniveaus. Auch die vier Bauwald-Höhlen südlich des Arnbach-Tals unterteilen sich in zwei verschiedene Niveaus, eins bei 320 bis 321 m ü. NN und eines etwa bei 328 m ü. NN (GAUDA et al. 1982: Abb. 14). Es existiert dort also ein vergleichbarer vertikaler Abstand. Die Höhenabweichung an der Lokalität Buchenwäldchen in Abb. 23 oben könnte mit praktischen Problemen bei der Höhen-Messung auf Grundlage der topographischen Karte zusammenhängen. Die Darstellung des Fundorts Weltersteinkopf wurde um die dortige, auf etwa 380 m ü. NN gelegene „Glitzerloch“-Röhrenhöhle (GAUDA et al. 1982: S. 93) ergänzt.

Die sich abzeichnende Doppelstöckigkeit der Höhlenpositionen ist wohl hydrogeologisch bedingt. Wahrscheinlich bilden sich zwei verschiedenen alte Röhrenhöhlen-Systeme ab, die eine Veränderung des Grundwasser-Spiegels nachzeichnen, wie es beispielsweise Abb. 23 unten zeigt. Ein schneller Abfluss des Grundwassers in Form von Höhlenbächen war allerdings nicht gegeben, vielmehr ist von einer sehr langsamen Bewegung auszugehen. Eine dauerhaft anhaltende Erhöhung des Grundwasser-Spiegels in einem späteren Stadium wäre vielleicht auch eine mögliche Erklärung.

Die regionale Ausrichtung der Längsachsen-Neigungen ist leider bisher noch nicht systematisch untersucht worden. Aufgrund der paläotektonischen Gesamtsituation ist es aber möglich, dass sie ursprünglich nach ENE, zum Altrhein hin orientiert waren. In der heutigen Landschaft wird das Gebiet des Röhrenhöhlen-Hauptkorridors hingegen in die Blies und damit über die Saar und die Mosel entwässert.

In der topographisch nach Osten ansteigenden Höhlen-Reihe im Hauptkorridor bildet sich die heute in diese Richtung aushebende Achse der Pfälzer Mulde ab. Diese Verbiegung ist erst nachträglich, durch die Anhebung der oberrheinischen Grabenschultern und die Absenkung des Pariser Beckens entstanden. Auch sonst sind die alten Lagerungsverhältnisse durch die vielfältige känozoische Horizontal- und Vertikaltektonik maskiert worden (DITTRICH 2015b, Kap. 4.4.). Das heutige Muldentiefste in der Linie Zweibrücken–Grünstadt entspricht nicht mehr genau den primären Trogachsen bzw. den spätmesozoischen strukturellen Tiefenzonen. Die alte Schichtlagerung war mit ihrer Leistenschollen-Tektonik differenzierter und vornehmlich durch die erzgebirgische Streichrichtung bestimmt.

Die einzelnen Röhrenhöhlen-Korridore orientierten sich an erzgebirgisch streichenden, variskisch vorgeprägten Strukturen. Der Hauptkorridor und der nächst-südliche Korridor bilden nachweislich alte, langgestreckte Tiefschollen ab (Kap. 2.1.). Die Fließwege der früheren, spätest-mesozoischen bis alttertiären Grundwässer haben sich am damaligen Kluftmuster und an den damaligen strukturellen Tieflagen des Gebirges orientiert. Auch die – längst erosiv tief unterschrittenen – alten Muldentäler an der damaligen Erdoberfläche könnten sich näherungsweise danach gerichtet haben.

Beim Hauptkorridor bildete eine alt angelegte, schmale, erzgebirgisch streichende Tiefscholle die natürliche Struktur, die eine homogene Ausrichtung und lineare Anordnung der Röhrenstrukturen bewirkte. Allein auf Blatt 6611 Hermersberg und dem Westen von Blatt 6612 Trippstadt kann dies über 9 km hinweg festgestellt werden. Nach WSW setzte sich diese strukturell vorgezeichnete Lineation wohl noch (mindestens) bis westlich Blieskastel fort.

Langgestreckte Bruchlinien im Untergrund formten die nördliche und südliche Begrenzung des Hauptkorridors. Auf Blatt 6611 Hermersberg und am Ostrand von Blatt 6610 Homburg kann dies heute noch reliktsch nachvollzogen werden.

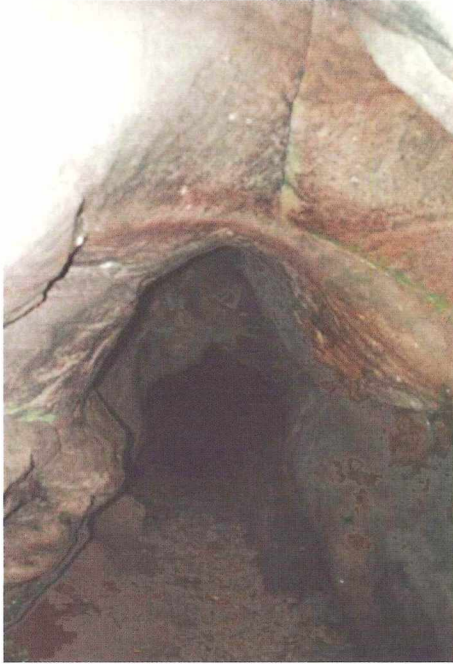


Abb. 24 oben, unten: Von oben her in Höhlendecken einmündende Klüfte (Röhrenhöhlen am Wasserwerk Hermersberg; Fotos: LIESCH 2000, oben, und D. DITTRICH).



Es ist wahrscheinlich, dass sich der südliche Randbruch der Hauptkorridor-Tief-scholle indirekt abbildet in der Ameisenhügel-Kette an der „Eimerbachhalde“ (westlich Linden). Darin erweist sich wohl eine variskisch vorgeprägte, ins Deckgebirge durchgepauste Sockelstörung (vgl. dazu Kap. 2.1. und SCHREIBER et al. 2009). Diese in der Untertrias syndesimantär schwach NNW-abschiebende alte erzgebirgische Lineation (Kap. 2.1. und 2.2.1.) ist heute wegen der tendenziell anders herum gerichteten

Gebirgsabdachung inaktiviert und im geologischen Kartenbild unauffällig. Als Gasdurchlässige Schwächezone fällt sie aber noch auf. Etwa 4,5 km weiter im WSW, am tektonischen Messpunkt Klingelstal bei DITTRICH (2015a+b), zeigte eine deutliche Präsenz erzgebirgisch streichender Kluft- und Bewegungsflächen. Dort paust sich wohl ebenfalls die strukturell vorgezeichnete Südgrenze des Hauptkorridors durch. Entsprechendes gilt wohl auch für die dazwischen liegende Messlokalität westlich von Zesenberg (LIESCH 2000), wo ein deutliches erzgebirgisch streichendes Kluftmaximum auftritt (Kluftrose 19 in der Strukturkarte bei DITTRICH 2015a).

Eine strukturelle Nachzeichnung der alt angelegten Nordstörung des Hauptkorridors könnte eine erzgebirgisch streichende, Süd-abschiebende Störungslinie nördlich von Knopp-Labach sein. Mit einem Vertikalversatz von 9 m läuft sie von Westen her in das Blattgebiet 6611 Hermersberg hinein (HEITEL 2001, DITTRICH 2015a). Eine kleinere WSW-ENE-Störung, die weiter südlich parallel verläuft, könnte ebenfalls damit im Zusammenhang stehen.

Die Frage, ob die Röhrenstrukturen in einem genetischen Zusammenhang mit der Klüftung stehen, ist in der bisherigen Literatur kontrovers diskutiert worden. Dass eine solche Kluftbindung existiert, wird in Kap. 4.4. genauer dargelegt werden. Schon in den Einzelbeschreibungen der Höhlen ist deren Kluftgebundenheit gelegentlich explizit vermerkt worden (vgl. GAUDA et al. 1982, 2010: Höhle 6 am Rothenborn; HFG KA 2002: S. 4 + S. 14 + S. 27; LIESCH 2000: S. 34). Manchmal ist ein solcher Zusammenhang auch schon von außen her unmittelbar sichtbar (Abb. 24). Überdies wurden erzgebirgisch streichende Klüfte unmittelbar über und neben Röhrenstrukturen gefunden, gelegentlich weisen sie sogar eine deutliche Raumerweiterung auf.

Auffällig und wichtig ist, dass die Ausrichtung der Röhrenstrukturen viel klarer und einfacher ist als das heutige Gesamtkluftmuster. Die Röhren-Längsachsen streichen zum weit überwiegenden Teil WSW-ENE. Dies hat mit dem Alter der Röhrenstrukturen zu tun (Kap. 4.4.).

4.4. Alterseinstufung der Entstehungsprozesse

Mehrere Eigenheiten des pfälzischen Röhrenhöhlen-Karstsystems lassen sich zur Datierung des in Kap. 4.3. geschilderten Entstehungsprozesses heranziehen. Zunächst ist dies das (sub-)tropische Klima, welches die Quarzlösung und Arenitisierung ermöglichte. Warm-feuchte Verwitterungsbedingungen sind nötig gewesen. Reichlich Huminsäuren mussten im Grundwasser existiert haben, sein pH-Wert muss um den (sauren) Bereich um 5 geschwankt haben. An der Erdoberfläche muss eine üppige Vegetation vorhanden gewesen sein. Im Niger ließen sich die Verkarstungsprozesse ins mittlere Tertiär datieren (höheres Oligozän). Für die Pfalz kommt nach klimatischen Gesichtspunkten prinzipiell ein Zeitraum vom mittleren Mesozoikum bis zum Alttertiär in Frage.

Ein weiteres Argument für ein hohes Alter der Röhrenhöhlen ist ihre Lage weit oberhalb der heutigen Talsohlen. Über längere Zeiträume hinweg sind sie (regional unterschiedlich stark) angehoben worden und dann von quartären Kerbtälern unter schnitten worden (Abb. 23 oben, Tab. 3).

Das beste Mittel zur Datierung der Röhrenstrukturen ist jedoch die statistische Verteilung ihrer Längsachsen-Richtungen. Als Resultat von aufwendigen Messkampagnen ist diese Richtungsverteilung – mehrfach aktualisiert – von GAUDA et al. (1982, 2010) und HFG KA (2002) dargestellt worden. Die neueste verfügbare Version des betreffenden Säulendiagramms basiert auf 163 Messwerten (GAUDA et al. 2010: Abb. 7). Die Hauptmenge der eingemessenen Längsachsen von Röhrenstrukturen liegt im

Winkelbereich zwischen 57 und 70°. Dies betrifft immerhin 94 Messwerte. Allein 19 davon liegen bei 62°.

Es zeigt sich also eine erstaunlich deutliche Konzentration auf die erzgebirgische Richtung (WSW-ENE). Andere Richtungen treten nur als nachrangige Nebenmaxima auf. So fanden sich einige Ost-West-ausgerichtete Längsachsen, sie sind in fast allen Lokalitäten des Hauptkorridors vertreten (Holzappeloch: 1 x 84°, Rauschenkopf: 1 x 93°, Weltersteinkopf: 1 x 90°, Am hohen Stein: 1 x 88°; Positionen vgl. Abb. 23). Die entsprechende Röhrenstruktur am Rauschenkopf ist immerhin auf eine (Mindest-) Länge von 2,7 m eingemessen worden (GAUDA et al. 1982). Eine gewisse Häufung von Ost-West-Werten zeigt sich auch in der Gesamtdarstellung der Richtungsverteilungen bei GAUDA et al. (2010: Abb. 7), in einem kleinen Nebenmaximum im Bereich von etwa 78 bis 93°.

Sehr interessant sind auch die neueren Messergebnisse im Saarland (GAUDA et al. 2010: S. 87 f.). Bei Ober- und Niederwürzbach sind dort zahlreiche Röhrenstrukturen aufgefunden worden. Dies gilt für die Region westlich von Blieskastel bzw. südlich von St. Ingbert, die im Bereich der alt angelegten Achse der Nördlichen Pfälzer Teilsenke liegt (vgl. Abb. 4). Dementsprechend ließ sich dort eine 6 m lange 70°-Röhrenstruktur einmessen (Lokalität Allmend/Niederwürzbach). Andererseits fanden sich auch sehr zahlreiche Röhrenhöhlen, die den Richtungsbereich von 112 bis 143° einnehmen. Meist streichen sie 118 bis 133°. Eine 129°-Röhre wurde auf (mindestens) 7,1 m Länge eingemessen, eine 133°-Röhre auf immerhin 7 m. In solchen Nordwest-Südost-Richtungswerten bildet sich die herzynische Querrichtung ab, welche den variskisch deformierten Sockel im Untergrund durchzieht und sich strukturell bis ins Deckgebirge durchpaust (Kap. 2.1.). In der Pfalz tritt sie nach derzeitigem Kenntnisstand eher selten auf. Bekannt sind bloß eine 113°-Röhre im Bauwald / südlich Neumühle (GAUDA et al. 1982), eine 130°-Röhre auf Blatt 6711 Pirmasens-Nord und zwei 110°- bzw. 112°-Röhren auf Blatt 6811 Pirmasens-Süd (GAUDA et al. 2010: S. 86 f.). Insgesamt, im Säulendiagramm von GAUDA et al. (2010: Abb. 7), zeichnen immerhin 22 eingemessene Röhren-Längsachsen in 110 bis 134°-Richtung die herzynische Flächenschar nach.

Zuletzt sind noch einige Röhrenstrukturen zu nennen, deren Längsachsen mit 52 bis 58° zu „steil“ streichen für eine Zuordnung zum erzgebirgischen Richtungssystem. Im Säulendiagramm der Röhrenachsen-Richtungen betrifft dies etwa 21 Messwerte (GAUDA et al. 2010: Abb. 7). Allein 13 Röhrenstrukturen liegen im Gradbereich von 56 bis 58°. Für diese Richtung soll hier als Arbeitsbegriff das Attribut „flach-diagonal“ verwendet werden.

Insgesamt zeichnen die Röhrenstrukturen also – in absteigender Bedeutung angeordnet – die erzgebirgische, die herzynische, die „flach-diagonale“ und die Ost-West-Richtung nach. Diese spezielle Kombination von Richtungen ist der Beleg für ein hohes Entstehungsalter der Karströhren. Ihre Herausbildung hat frühestens nach der Unterkreide (Apt bzw. Aptium) eingesetzt. Im frühen mittleren Eozän war sie bereits abgeschlossen.

Was ermöglicht nun eine derartig genaue Aussage? Um dies herzuleiten muss etwas weiter ausgeholt werden.

Die Grundwasserbewegung entlang von Klüften führt zu deren Erweiterung und dadurch auch zu einer Betonung dieser Klüftscharen im Gebirge. Schon früh bestand in der Fachwelt die Vermutung, dass die Karströhren-Achsen richtungsmäßig dem heute einmessbaren Klüftmuster des Nebengesteins entsprechen. Die Höhlenforschergemeinschaft Karlsruhe hat den eventuellen Zusammenhang beider Richtungsverteilungen – von Längsachsen und von Klüftflächen – genauer untersucht und erstmals 1982 dar-

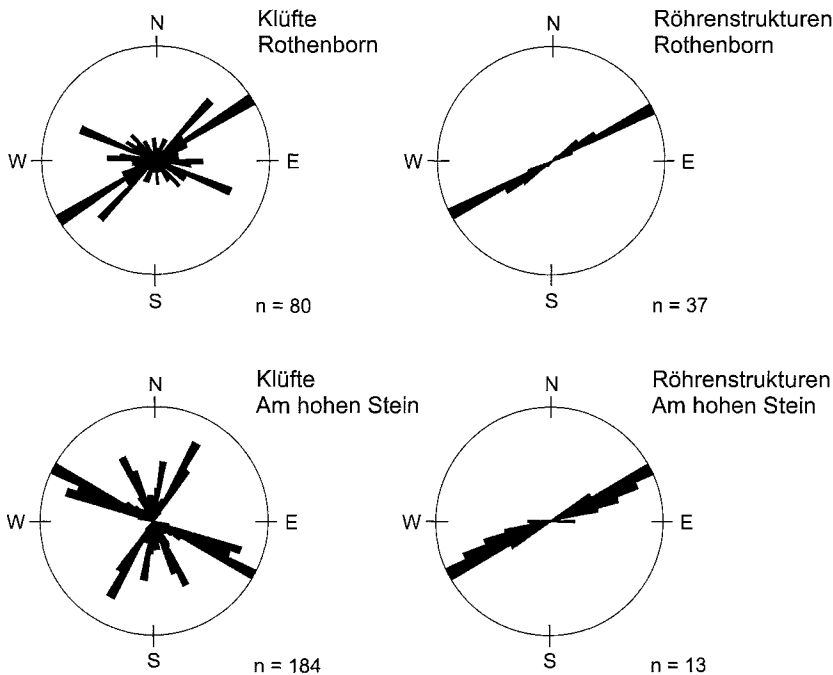


Abb. 25: Beziehung zwischen den Kluftrichtungen und den Längsachsen von Röhrenstrukturen an zwei verschiedenen Fundorten (Richtungsrosen mit 5°-Intervallen; nach Darstellungen und Angaben von GAUDA et al. 1982: Abb. 10 bis 13 und S. 84, 85, 96).

gestellt. Die Ergebnisse waren allerdings widersprüchlich und insofern damals noch wenig befriedigend gewesen. In Abb. 25 sind die Resultate dieser Untersuchungen in vereinheitlichter Form reproduziert worden.

In der Messlokalität am Rothenborn östlich von Neumühle scheint sich ein gewisser Zusammenhang von Röhrenachsen und Klufflächen anzudeuten. Allerdings treten dort zusätzlich zum Maximum um 65° auch 40 bis 45°- und 110 bis 115°-Kluffrichtungen und überdies noch Ost-West-Klüfte auf. Diese Richtungen fehlen bei den dortigen Längsachsen. Die zusätzlichen Kluffscharen sind wohl erst später entstanden, als die Karströhren schon existierten.

In der zweiten Lokalität Am hohen Stein bei Krickenbach erweist sich eindeutig, dass keine Beziehung der Röhrenstrukturen-Ausrichtung zum heutigen Kluffmuster existiert. Die Längsachsen liegen im Richtungsbereich von etwa 60 bis 75°. Überdies ist ein sehr kleines Ost-West-Nebenmaximum erkennbar. Die dortige Klüftung hingegen bildet nur die neuere Tektonik ab. Ihr Maximum in WNW-Richtung zeichnet – ebenso wie die nahegelegene Kluffrose Nr. 10 auf Blatt 6611 Hermersberg (DITTRICH 2015a: Anlage Strukturkarte) – die Streichrichtung des dortigen Gebirges nach. Die nächst-häufige NNE-Richtung entspricht der Einfallrichtung, sie erscheint auch in der genannten Kluffrose Nr. 10. Eine 60 bis 75°-Kluffrichtung fehlt sowohl Am hohen Stein als auch in benachbarten Rosen im Westen (Nr. 10 und 11).

Kluffrosen des Deckgebirges können generell kleinräumig sehr vielfältig ausgeprägt sein. Dies erweist sich in allen bekannten Strukturkarten des Pfälzerwaldes. Die

heute einmessbaren Kluffrosen variieren stark, da lokal sehr unterschiedliche strukturelle Elemente nachgezeichnet werden, das Streichen bzw. die Fallrichtung der Schichten oder nahegelegene Abschiebungen. Hinzu kommen zahlreiche Scherklüfte aus immerhin 8 bis 9 verschiedenen Kompressions- und Schertektonik-Ereignissen, die vom Oberjura bis heute das Deckgebirge ausgeformt haben (DITTRICH 2015b: Abb. 8 + Abb. 25, Tab. 1).

Aus diesem Grunde stellt die Uniformität der Röhrenstrukturen-Richtungen eine Art „Zeit-Schlüssel“ dar. Sie indiziert ein hohes Alter. Der Strukturierungsgrad des Deckgebirges war damals noch relativ gering. Zur Zeit der Karstbildung existierten nahezu nur die vom Grundgebirge ererbten erzgebirgisch und herzynisch streichenden Kluffrichtungen (Kap. 2.1.). Diese Flächenscharen konnten durchströmt, durch Arenitisierung und Piping ausgeweitet und so betont und konserviert werden. Günstig war, dass die Verkarstung offenbar nur schwach (relativ kurz?) einwirkte. Sie konnte nicht bis zur Bildung breiter Höhlungen fortschreiten (Stadium 3 in Abb. 17), was die alten Kluffscharen weitgehend unkenntlich gemacht hätte.

Ursprünglich war eine Kluffbindung der Röhrenstrukturen vorhanden. Dies ist heute allerdings nicht mehr ohne weiteres erkennbar. Erzgebirgisch streichende Trennflächen sind zwar immer noch vorhanden, meist aber nur noch nachrangig vertreten. Damals, bei der weit zurück liegenden Genese der Karströhren, haben noch weitaus mehr derartige Kluffflächen existiert. Heute sind sie jedoch nicht mehr erkennbar. Klüfte können sich nämlich im Verlauf der Erdgeschichte wieder schließen. Wenn nachfolgend andere mechanische Beanspruchungen angreifen, im Zuge von starken, plattentektonisch bedingten Spannungsfeldern, dann kommt es zu einer Überprägung der Gesteinsstrukturen. Normale Klüfte werden dabei allmählich unkenntlich. Dies hat sich deutlich bei tektonischen Untersuchungen in der Trierer Bucht gezeigt (DITTRICH 2014c: Kap. 9.1.). Dort ließ sich die geologische „Haltbarkeit“ von Klüften im triassischen Deckgebirge quantifizieren. Kluffscharen, die im oberen Oligozän – vor etwa 25 Mio a – nachweislich vorhanden gewesen sind, haben sich inzwischen wieder geschlossen. Von älteren Deformationsereignissen sind meist nur einige wenige Bruchflächen erhalten geblieben. Es sind bloß diejenigen, die durch gestriemte Harnische, kristalline Faserharnische und/oder kleinere Vertikalversätze betont wurden – echte Bewegungsflächen also. Alte Extensionsklüfte konnten nur dann erhalten bleiben, wenn sie durch relativ lösungsresistente mineralische Kluffbeschlüge – FeOOH- oder Eisenoxid-Tapeten – abgesetzt worden waren. Gut erhaltungsfähig waren auch alte Extensionsklüfte, die bei nachfolgenden, aber auch noch weit zurückliegenden Kompressionsereignissen scherend mobilisiert wurden. Die restlichen alten Bruchflächen sind inzwischen aus dem Trennflächeninventar verschwunden, sie sind strukturell „gelöscht“ worden. Dies ließ sich auch für inzwischen überprägte mittelozeäne Scherflächen in der Pfalz verifizieren (auf Blatt 6613 Elmstein, DITTRICH 2015b). Bei erneuten Beanspruchungen mit ähnlicher Raumlage können allerdings wieder die gleichen Kluffrichtungen neu entstehen.

Kluffmessungen im heutigen Deckgebirge sind also zur Entschlüsselung sehr alter Zerklüftungsrichtungen nur sehr bedingt aussagekräftig. Insofern ist es für die genetische Interpretation der Röhrenstrukturen als Kluff-nachzeichnende Phänomene (Abb. 17) keineswegs abträglich, dass die heutigen Kluffmuster – wie etwa Am hohen Stein (Abb. 25) – nicht zur Ausrichtung der Röhrenlängsachsen passen.

Die Abfolge der verschiedenen tektonischen Deformationsereignisse im Pfälzerwald und Westrich ist in bereits vorliegenden Untersuchungen rekonstruiert worden (DITTRICH 2015b). Dabei sind auch Vergleiche zum paläotektonischen Werdegang der

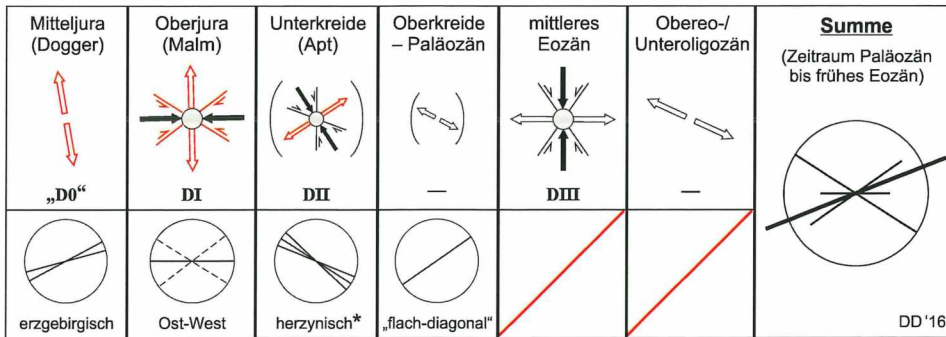


Abb. 26: Spätkänozoisch–alttertiäre Beanspruchungsmuster (nach DITTRICH 2015b) und die daraus resultierenden, nachfolgend verkarsteten Kluftscharen des saar-pfälzischen Buntsandstein-Gebirges (*: nur lokal verbreitet). Jüngere Deformationsereignisse waren nicht mehr prägend für die Ausrichtung von Röhrenstrukturen.

Trier-Luxemburger Bucht, des Pariser Beckens, des Wasselonner Horsts im Elsass, des Oberrheingrabens und der Schwäbisch-Fränkischen Alb gezogen worden. Von diesen Ergebnissen sollen nachfolgend nur die hier relevanten Fakten kurz referiert werden.

Die im unterlagernden Sockel der Pfalz angelegten erzgebirgisch streichenden Bruchflächen sind im Mittleren Jura mobilisiert und ins Deckgebirge durchgepaust worden. Ursächlich war eine Extension in NNW-SSE-Richtung (DITTRICH 2015b: Tab. 1; Abb. 26). Damals ist die erzgebirgische Kluftchar im Buntsandstein-Gesteinskörper angelegt worden. Bei dieser Beanspruchungsphase hat es sich um ein Dehnungsereignis gehandelt, das nach der Ablagerung, Versenkung und diagenetischen Verfestigung der frühmesozoischen Schichtenfolge abließ. Weil dabei noch keine Kompression und keine scherende, horizontaltektonische Überprägung stattgefunden hat, wird diese frühe, schwache Zerdehnung des Gebirges hier bloß als Deformationsereignis „D0“ („D Null“) bezeichnet.

Das erste große Deformationsereignis DI fand im Oberjura statt (Malm, Kimmeridge–Tithon). Es war durch eine starke Kompression in Ost-West-Richtung gekennzeichnet. Die schwächste kompressive Beanspruchung σ_3 – de facto eine schwache Extension – verlief in Nord-Süd-Richtung. Deshalb legte sich eine Ost-West-streichende Kluftflächenschar an. Bei dieser Deformation wurden auch die im Sockel vorhandenen herzynischen Querstörungen sinistral schierend bewegt. Sie fungierten damals als (schräge) Blattverschiebungen. Die Nordwest-Südost-streichende herzynische Flächenschar pauste sich dabei erstmals in das Deckgebirge durch, insbesondere in den schmalen Krustenzonen über den tiefliegenden Schollengrenzen der alten spät- bzw. postvariskischen Transferstörungen (Kap. 2.1.). An der heutigen Erdoberfläche treten dort markante Einzelabschiebungen oder mehr oder weniger komplexe Querstörungszonen in Erscheinung. Diese umrahmen kilometerbreite Krustenstreifen ohne nennenswerte herzynische Bruch- oder Kluftflächen. Im Blattgebiet 6611 Hermersberg haben sich 112 bis 136° streichende sinistrale Horizontalharnische aus dieser Beanspruchungsphase nachweisen lassen. Die dazugehörigen dextralen Bewegungsflächen nehmen den Richtungsbereich 49 bis 63° ein (DITTRICH 2015b: Tab. 1; Abb. 26).

Das nachfolgende Deformationsereignis DII fand in der höheren Unterkreide statt (Apt, vgl. DITTRICH 2015b: Abb. 25 + Tab. 1). Zu dieser Zeit vollzog sich eine Nordwest-

Südost-gerichtete Einengung. Verbunden damit kam es zur Krustenextension in Nordost-Südwest-Richtung (Abb. 26). Diese Dehnung ermöglichte die Durchpausung herzynischer Querbrüche aus dem Untergrund und wohl auch die stärkere Öffnung von Klufflächen, die im Oberjura als sinistrale Scherbrüche angelegt bzw. vorgezeichnet worden waren. Insgesamt resultierte eine herzynische Kluffschar im Deckgebirge.

Im Zeitraum Oberkreide–Paläozän schloss sich eine gewisse Dehnung in WNW-ESE-Richtung an (DITTRICH 2015b: Tab. 1; Abb. 26). Dieses Deformationsereignis, welches in Mittel-Deutschland, östlich des Schiefergebirges, zu einer bedeutenden Kompression in SSW-NNE-Richtung führte, spielte in linksrheinischen Gebieten kaum eine Rolle (DITTRICH 2015b: Kap. 8.). In der südlichen Pfalz entstanden dabei bloß einzelne Dehnungsbrüche. Im Untersuchungsgebiet hat die damalige Extension wohl vor allem die Öffnung von dextralen Scherklüften der oberjurassischen Deformation DI ermöglicht.

Ein sehr auffälliges Element der Richtungsverteilung der Röhrenlängsachsen ist das völlige Fehlen von Nord-Süd und von rheinisch (NNE-SSW) streichenden Richtungen. Darauf ist bereits von LIESCH (2000) hingewiesen worden. Tatsächlich ist der Winkelbereich zwischen 150° und 32° Streichen im Säulendiagramm von GAUDA et al. (2010: Abb. 7) völlig unbesetzt. Dies ist deshalb so bemerkenswert, weil rheinisch bzw. Nord-Süd streichende Bruchlinien und Kluffscharen im heutigen Deckgebirge der Pfalz sehr häufig sind. Vor allem im Deformationsereignis DIV im Oberoligozän haben solche Bruchlinien und Kluffscharen eine entscheidende Rolle gespielt. An ihnen haben erhebliche dextrale Horizontalbewegungen stattgefunden, im Pfälzerwald und in zahlreichen anderen mittel- und westeuropäischen Gebieten (DITTRICH 2014c, 2015b). Ursächlich war die Kontinentalkollision im Bereich der Pyrenäen gewesen. Ebenso ist bekannt, dass zuvor, beim Kompressionsereignis der Alpenbildung im mittleren Eozän (Deformationsereignis DIII) und dann auch noch im Unteroligozän, eine starke Ost-West- und dann eine sehr starke WNW-ESE-Extension stattgefunden hat (Abb. 26). Dabei sind sicherlich Nord-Süd und NNE-SSW (rheinisch) streichende Klüfte angelegt und mehr oder weniger stark geöffnet worden. Derartige Wegsamkeiten sind aber von Verkarstung (Arenitisierung und Piping) nicht mehr betroffen gewesen. Der entsprechende Prozess war inzwischen zum Erliegen gekommen. Eine zeitliche Reichweite der Röhrenbildung bis ins mittlere und höhere Eozän hinein kann ausgeschlossen werden. Auch die nachfolgenden känozoischen Deformationsereignisse (vgl. DITTRICH 2015b: Abb. 8) hatten keinen Einfluss mehr auf das alte Karstsystem. Die dadurch eventuell neu geschaffenen Grundwasserwege waren nicht mehr von Quarzlösung betroffen.

Für die Röhrenstrukturen lässt sich also ein Bildungszeitraum Spätoberkreide–Paläozän–Früheozän eingrenzen. In irgendeinem Abschnitt dieser Zeitspanne war das heute doppelstöckige Höhlen-Niveau längere Zeit einem chemisch hochaktiven Grundwasser ausgesetzt gewesen. Damals hatten in Südwestdeutschland auch noch warm-feuchte Verwitterungsbedingungen geherrscht. Es war die Zeit, die der eigentlichen Oberrheingraben-Tektogenese mit ihren enormen Vertikalbewegungen an den Grabenrandstörungen vorausging (Tab. 3). Die starke Anhebung der Randschultern des Grabens war dann wohl auch der Grund für das Ende der Verkarstung. Das gesamte hydrogeologische System geriet durch die Grabenentwicklung aus dem Gleichgewicht. Die Nebenflüsse und -bäche des Altrheins schnitten sich immer tiefer ein und die Grundwasserbewegungen veränderten und beschleunigten sich.

Alle in Kap. 4.1. und 4.3. geschilderten Eigenheiten der Röhrenhöhlen lassen sich mit diesem Entstehungsablauf erklären. Bei einer jüngeren, quartärzeitlichen Genese

Tab. 3: Ereignisabfolge der Entstehung von Röhrenhöhlen und ihre Weiterentwicklung (schematisch).

<p>Phase 1 (frühe Trias bis mittlerer Jura)</p> <ul style="list-style-type: none"> — alte Subsidenzachsen in durchgepauster Nachzeichnung von variskisch entstandenen, erzgebirgisch streichenden Sockelstrukturen steuern die Ablagerung der sandig(-konglomeratischen) Sedimente der Oberen Felszone und des Hauptkonglomerates — diagenetische Verfestigung der Sedimente durch ein kieseliges Bindemittel → Quarz-Zemente in den Korn-Zwischenräumen — Entstehung eines alten (mitteljurassischen) Kluftsystems im Buntsandstein-Gebirge durch eine NNW-SSE ausgerichtete Extension → Durchpausen alter Sockelstrukturen (WSW-ENE-Klüfte und -Leistenschollen)
<p>Phase 2 (Paläozän bis frühestes Eozän)</p> <ul style="list-style-type: none"> — bei (sub-)tropischem Klima kluftgebundene Quarz-Lösung durch Huminsäure-reiche saure Grundwässer (pH-Wert um 5) → „Arenitisierung“ der Sandsteine entlang von linearen Schwächezonen — „Piping“: mechanischer Abtransport von „arenitisiertem“ Sandstein-Korngut → Ausweitung von langgestreckten Hohlräumen im Schnittbereich von Klüftung und Schichtung — Herausbildung eines Sandstein-Karstsystems mit leicht geneigten Röhrenhöhlen, geneigt zum Vorfluter (Altrhein?), im Bereich von strukturell vorgegebenen Tiefenzonen → Entstehung von „Korridoren“ — alternierend Quarz-Lösung (Korrosion von Quarz-Zement und auch von Sandkörnern) und Quarz-Ausscheidung im Grundwasser-Niveau → Silcretes (Kieselkrusten) an den Höhlenwandungen — zwischenzeitliche Mobilisierung von Eisen und dessen Wiederausscheidung im Grundwasser-Niveau → Eisenkrusten an den Höhlenwandungen — zwischenzeitliche Ausscheidung von Huminsäuren im Grundwasser-Niveau → Huminsäurekrusten an den Höhlenwandungen — leichte Anhebung des Pfälzerwaldes und Einschneidung des Vorfluters im Osten → Herausbildung eines zweiten, ähnlich beschaffenen, aber tiefer gelegenen Karst-Röhrenhöhlen-Systems
<p>Phase 3 (frühes Eozän bis Pliozän)</p> <ul style="list-style-type: none"> — nachfolgende tektonische Beanspruchungen des Gebirgskörpers durch mehrere starke, überregionale, unterschiedlich ausgerichtete Stressfelder → Anlage von neuen Störungslinien und anderen (zusätzlichen) Kluftsystemen — allmähliche, nahezu vollständige Überprägung bzw. Schließung der alten Kluftscharen — im Zuge der Oberrheingraben-Entwicklung starke Anhebung des Deckgebirges inkl. des (doppelstöckigen) alten Karstsystems → Taleintiefungen + randliche Abtragung + Erosion des Höhlensystems
<p>Phase 4 (Quartär)</p> <ul style="list-style-type: none"> — intensive Taleinschnitten + starke Erosion des Höhlensystems — intensive chemische, biologische und physikalische Verwitterung (Frostsprengung!) der Höhlenwandungen → Abtrag von großen Teilen der Silcrete-, Eisen- und Huminsäure-Krusten sowie der Wandungsbereiche mit deutlichkorrodierten Quarzkörnern

durch glaziale Prozesse hingegen, wie sie vor kurzem von ORTLAM (2014) skizziert worden ist (Kap. 4.2.), hätte ein junges, also sehr heterogenes Kluftmuster nachgezeichnet werden müssen. Vielfältige Längsachsen-Richtungen wären die Folge gewesen. Dies ist aber nicht der Fall.

4.5. Röhrenförmige Strukturen in anderen stratigraphischen Niveaus

Eine Sonderstellung unter den Fundorten von Röhrenstrukturen nimmt die Lokalität Bärenloch ein. Sie liegt mehrere Kilometer nördlich des beschriebenen Hauptkorridors, östlich von Landstuhl (Blatt 6511 Landstuhl, Abb. 15). Die dortigen Röhrenstrukturen sind schmal im Durchmesser – bis 20 cm, einmal auch 30 cm – und konnten nur auf bis zu 1,1 m Länge eingemessen werden (GAUDA et al. 1982). Sieben Achsenrichtungen waren bestimmbar, ihr Mittelwert liegt bei 64,7°. Auch hier im Norden bildet sich demnach das erzgebirgische Streichen des unterlagernden Grundgebirges ab. Bemerkenswert ist jedoch die stratigraphische Position dieser Röhrenstrukturen. Sie erscheinen deutlich tiefer in der Schichtenfolge, im basalen Mittleren Buntsandstein, in einem geröllführenden Bereich der Karlstal-Felszone (vgl. LGB & LfW 2004; Tab. 1). Ein Vertikalabstand von gut 100 m trennt das dortige Niveau von demjenigen im Hauptkorridor.

Bei diesem Schichtglied handelt es sich um einen besonders gut zementierten Sandstein, der vielfach als Baustein abgebaut wurde und auch noch wird. Selbst dieses harte Gestein konnte offenbar durch Quarzlösung verkarstet werden. Ein rein mechanisches Piping (Kap. 4.3.) wäre darin völlig ausgeschlossen gewesen.

Allerdings sind die Röhrenstrukturen beim Bärenloch vergleichsweise schwach entwickelt. Eine einzige Fundstelle macht auch noch keinen „Korridor“ aus (vgl. Abb. 15). Wahrscheinlich folgte die zur Bildungszeit existierende Klüftung des damaligen Gebirges bloß einer durchgepausten Bruch- oder Zerrüttungslinie in der Nordflanke der sich langsam entwickelnden Pfälzer Mulde. Eine erzgebirgisch streichende Tiefscholle mit großen Auswirkungen auf die Grundwasser-Bewegungen kann nach derzeitigem strukturellem Kenntnisstand dort nicht existiert haben. Auch kam es ja nur zu einer eher linienhaften Verkarstung, welche mit den breiten „Röhrenbündeln“ im Hauptkorridor deutlich kontrastiert (Abb. 12).

Ferner zeichnet sich ab, dass ein nach Osten (ENE) hin ein gewisser „stratigraphischer Trend nach oben“ existiert. Die Röhrenhöhlen in den östlichsten Fundstellen des Hauptkorridors liegen teilweise schon in den (tieferen) Zwischenschichten des Oberen Buntsandsteins (Tab. 1). Nach einer eigenen Nachbeugung gilt dies für die typische Röhrenstruktur südlich vom Sendemast („Umformer der Post“) nordöstlich von Linden (64°-Streichen, 90 cm lang, 15 bis 20 cm im Durchmesser, GAUDA et al. 2010). Es gilt ebenso für die bis 4,5 m langen Röhrenstrukturen östlich von Krickenbach, auf Blatt 6612 Trippstadt (Am hohen Stein, vgl. auch Kartierung BECK 1984). In diesem Trend könnte sich ein ehemaliges Einfallen des Schichtenstapels nach Osten zum Alt-rhein-Gebiet abbilden. Deshalb erfasste das Karströhrensystem nach Osten hin immer jüngere, hangende Schichteinheiten. Das Schichteinfallen muss dem zufolge den Neigungswinkel des subhorizontalen unterirdischen Entwässerungssystems etwas übertroffen haben. Im begrenzten Ausschnitt des heute noch erhaltenen Röhrenhöhlen-Systems ist diese Aussage jedoch wenig abgesichert. Alle östlichen Bereiche sind ja abgetragen (Abb. 23).

Ein schwaches Absinken (nord-)östlicher Gebiete im frühen mittleren Eozän hatte sich in Schrägharnischen des Deformationsereignisses DIII (Abb. 26) an der Horbachermühle auf Blatt Hermersberg angedeutet (DITTRICH 2014b). Entsprechendes bildet



Abb. 27: Schalige, näherungsweise röhrenförmig ausgebildete Eisenkrustenbildung in der Oberen Felszone der Brechersklamm.

sich in der wohl früh- bis mitteleozän angelegten Hauptstörung des Elmsteiner Störungssystems ab (DITTRICH 2015b: Abb. 10). Sie schiebt zum Senkungsraum im Osten ab. Eine Senkungstendenz östlicher Gebiete könnte auch schon einige Zeit vor dem konkreten Verkarstungszeitraum existiert haben.

Einige „röhrenförmige Strukturen“ sind hinsichtlich ihrer Zugehörigkeit zu den oben beschriebenen Karströhren in Frage zu stellen. Dies gilt für kleinere Strukturen, die recht kurz und insgesamt eher oval ausgeformt sind. Teilweise können sie auf schalige Eisenverkrustungen zurückgehen, deren unverkrustete Zentren ausgewittert sind. Solche dm-langen, oft brotlaibförmigen Hohlräume sind gelegentlich anzutreffen, vor allem in den Zwischenschichten. Sie resultierten aus spätdiagenetischen Eisenumlagerungen. Die Mobilisierung und vielfache Wiederausscheidung von Eisen durch das Grundwasser hat in den Rotserien der Pfalz generell eine sehr große Rolle gespielt. Sie setzte sich noch weit über die Phase der Quarz-Lösung und -Wiederausscheidung hinweg fort. Ähnliches war auch im Niger beobachtet worden (SPONHOLZ 1989). Teilweise sind die alten Quarz-Verkarstungsphänomene durch das reichlich vorhandene Eisen überprägt und unkenntlich gemacht worden. So hatte ja auch in der von JABERG (1999) untersuchten Röhrenstruktur am Weltersteinkopf eine sekundäre Zementation der Sedimentfüllung durch Eisenoxide stattgefunden. Der Eisen-III-Oxidgehalt in der freien Felswand und in der Wandung der röhrenförmigen Struktur betrug 1%, in der verfestigten Füllung hingegen 7%. Im Füllungsmaterial existiert ausschließlich ferritisches Bindemittel, während das umgebende Gestein vor allem kieselig zementiert ist. Die bis in die Gegenwart anhaltende Eisenumlagerung erfasste weitaus mehr Niveaus als nur das der Karsthöhlen. Es bildeten sich kugelförmige oder länglich-ovale Ausfällungsfronten. Schalige, mehr oder weniger langgestreckte Eisenausscheidungen kommen in fast allen Schichtgliedern des Mittleren und Oberen Buntsandsteins vor, von der Karlstal-Felszone bis in die Zwischenschichten (Abb. 27).

5. Ausblick

Bei den obenstehenden Darlegungen musste teilweise auf zwar hochwertige, aber doch recht alte Vergleichsuntersuchungen zurückgegriffen werden. Dies galt sowohl für die Karneol-Analyse und -Ausdeutung (LANGBEIN 1974) als auch für die Kugelfelsen-Thematik (JUNG 1934). Entsprechende, methodisch breit aufgestellte sedimentologisch-petrographische Untersuchungen an pfälzischem Material fehlen bisher. Nur Einzelbeobachtungen liegen vor, verteilt auf zahlreiche Schriftwerke. Modernere Analysen, die die speziellen paläogeographischen und diagenetischen Abläufe präzisieren, wären nützlich. Die hier vorgelegten Recherchen und Überlegungen könnten dafür als Vorbereitung dienen.

Die Erforschung der Röhrenhöhlen durch die Höhlenforschergruppe Karlsruhe schreitet ständig voran. Immer mehr Höhlen und Röhrenstrukturen werden entdeckt, in der Pfalz und im Saarland. Inzwischen existiert eine umfangreiche tabellarische Aufstellung, mit genauen Angaben zur Position und zur Morphologie dieser Hohlräume (mdl. Mitt. E. KNUST April 2016). Für die vorliegenden Ausführungen konnten die (abseits des Hauptkorridors gelegenen) neuen Fundorte nicht mehr berücksichtigt werden. Bei der Abfassung dieser Arbeit hatten dazu nur eine kleine Übersichtskarte und sehr knappe Angaben zur Lokalisierung bei GAUDA et al. (2010: S. 85–88) vorgelegen. Für alle diese Neufunde wird von Interesse sein, in welchem stratigraphischen Niveau sie liegen und welche strukturelle Zugehörigkeit sich in der Ausrichtung ihrer Längsachsen dokumentiert. Interessant ist auch ein mündlicher Hinweis von H. HEITEL (ehemals LGB Mainz) auf Verkarstungsmerkmale an der Lauterspring (Lauter-Quelle) südöstlich von Kaiserslautern (Blatt 6511 Kaiserslautern). Dort wird zu klären sein, in wieweit lokale herzynische Richtungselemente, bedingt durch eine tiefliegende Querstörung (vgl. DITTRICH 2015b: Abb. 6), eine Rolle gespielt haben.

Die hier ausgedeuteten Fundstellen von Röhrenstrukturen mit Längsachsen-Messwerten auf pfälzischem Gebiet (GAUDA et al. 1982, 2010) liegen wohl alle (knapp?) abseits einer wirksam ins Buntsandstein-Deckgebirge durchgepausten herzynischen Querstörung. Dies unterscheidet sie von den in Kap. 4.4. behandelten Röhrenstrukturen mit herzynischem Streichen westlich Blieskastel im Saarland. Da es aber auch im Unterbau der Pfalz alte Sockelstörungen gibt, die herzynisch streichende Krustenstreifen abtrennen (STOLLHOFEN 1998, DITTRICH 2015b), sollten deren strukturelle Nachzeichnungen durch Röhren-Längsachsen vorhanden und nachweisbar sein. Nicht alle pfälzischen Messpunkte können im Deckgebirge von homogenen Blockschollen liegen.

Im Korridor in der südlichen Pfalz waren bei KNUST & WEBER (1987: Abb. 3) erst zwei Fundstellen von Röhrenstrukturen im deutsch-französischen Grenzgebiet westlich von Eppenbrunn dargestellt worden (Blatt 6811 Pirmasens-Süd). Inzwischen sind weitaus mehr bekannt. Der entsprechende Korridor verläuft demnach in erzgebirgischer Richtung, möglicherweise bis in die Region nordwestlich von Dahn (GAUDA et al. 2010: Karte auf S. 85). Sollte er sich bestätigen und genauer lokalisieren lassen, so wäre es von Interesse, in welcher strukturellen Beziehung er zur alt angelegten Südlichen Pfälzer Teilsenke steht. Eventuell bildet sich darin eine alte Kluffzone über einer durchgepausten Randstörung dieser Struktur ab. Diesbezügliche Untersuchungen stehen noch aus.

Die Himmelsrichtung und der jeweilige Betrag der Längsachsen-Neigungen der Röhrenstrukturen ist leider bisher noch nicht systematisch untersucht worden. Junge, post-genetische tektonische Verstellungen werden dabei herauszukorrigieren sein. Sie können regional erheblich gewesen sein. Aufgrund der paläotektonischen Gesamtsituation ist es jedoch wahrscheinlich, dass das frühtertiäre Karstsystem ursprünglich

nach ENE, zum Altrhein hin, geneigt war. Insofern könnte im Sedimentationsraum des Altrheins nach korrespondierenden Ausschwemmungs-Sedimenten gesucht werden. Sie sollten aufgrund ihrer Position im Schichtstapel und/oder mithilfe von biostratigraphischen Befunden auf ein Alter im Grenzbereich Meso-/Känozoikum datierbar sein. Auch müssten diese Arenitisierungs-Produkte aus dem Karströhrensystem des pfälzischen Buntsandsteins relativ Quarz-reich sein. Ausgeschwemmte feinere Bindemittel und die tonigen Rückstände verwitterter Feldspäte müssten hinzugekommen sein. Ein solches sandig-toniges Sediment sollte ins flache Tal des frühen Altrheins verbracht, dort abgesetzt und mehr oder weniger stark flussabwärts weitertransportiert worden sein.

Tatsächlich liegt im Oberrheingraben an der Basis der tertiären Schichtenfolge gebietsweise eine lückenhaft verbreitete bunte karbonatfreie Tonstein-Sandstein-Abfolge (Schliengen-Formation, GeORG-Projektteam 2013: S. 16). Diese vergleichsweise geringmächtigen Sedimente vermitteln zwischen der liegenden mesozoischen Schichtenfolge und dem auflagernden mächtigen Schichtkomplex des Tertiärs im Oberrheingraben. Bisher sind sie eher dem Eozän zugerechnet worden, sie könnten aber auch älter sein (Paläozän?; mdl. Mitt. E. NIRSCH/LGRB Freiburg). Sollte es sich dabei um die gesuchten Ablagerungen aus dem verkarsteten pfälzischen Rückland im Westen handeln, dann bestünde die Chance, ein damaliges hydrologisches System zu rekonstruieren.

Schriften

- BACKHAUS, E. (1968): Fazies, Stratigraphie der Solling-Folge (Oberer Buntsandstein) zwischen Odenwald-Rhön und Thüringer Wald. – Oberrhein geol. Abh., **17**, S. 1–164, 16 Abb., 14 Taf., 4 Tab., Karlsruhe.
- (1974): Limmische und fluviatile Sedimentation im südwestdeutschen Buntsandstein. – Geol. Rundschau, **63**, S. 925–942, 14 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
 - (1994): Der Einfluß der Tektonik und des skythisch-anisischen Meeresspiegelanstiegs auf die Faziesgliederung des Oberen Buntsandsteins im Germanischen Triasbecken. – Z. deutsch. geol. Ges., **145**, S. 325–342, 6 Abb., Hannover.
 - (1996): Eine biostratigraphische Bewertung der Faunen im Buntsandstein des Germanischen Beckens. – Jber. Mitt. geol. Ver., N.F., **78**, S. 257–279, 1 Tab., Stuttgart.
- BACKHAUS, E. & HEIM, D. (1995): Die fluvio-lakustrine Fazies des Übergangsbereichs Plattensandstein/Rötquarzit (oberer Buntsandstein) im mittleren Odenwald unter besonderer Berücksichtigung der Violetten Zone. – Geol. Jb. Hessen, **123**, S. 49–68, 11 Abb., 1 Taf., Wiesbaden.
- BACKHAUS, E. & HAGDORN, H. & HEUNISCH, C. & SCHULZ, E. (2013): Biostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten des Buntsandstein. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI – Buntsandstein. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **69**, S. 151–164, 3 Tab., 1 Taf., Hannover.
- BECK, D. (1984): Lithologische und hydrogeologische Untersuchungen im Buntsandsteingebiet südlich Kaiserslautern. Diplomkartierung + Diplomarbeit Univ. Karlsruhe, 522 S., 127 Abb., 31 Tab., 9 Ktn., Karlsruhe. – [unveröff.].
- BECKER, A. (2005): Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, **B 21**, 117 S., 38 Abb., 9 Tab., 8 Taf., 4 Anhänge, 7 Anl., Halle.

- BECKER, R. E. (1990): Profile der Solling-Folge am Südost-Rand der Niederhessischen Senke. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **19**, S. 201–212, 1 Abb., Mainz.
- BUSCHE, D. & SPONHOLZ, B. (1988): Karsterscheinungen in nichtkarbonatischen Gesteinen der Republik Niger. – *Würzburger geogr. Arb.*, **69**, S. 9–43, 12 Abb., Würzburg.
- BUSH, P. (1973): Some aspects of the diagenetic history of the Sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf. – In: B. H. PURSER (ed.): *The Persian Gulf*, S. 395–407, 11 Fig., (Springer) Berlin, Heidelberg, New York.
- BUSSE, E. & HORN, M. (1978): Neue Fossilfunde im Mittleren Buntsandstein NW-Hessens und ihre Bedeutung für die Paläogeographie. – *Geol. Jb. Hessen*, **106**, S. 131–142, 2 Abb., 1 Tab., Wiesbaden.
- DACHROTH, W. (o. J.): Rotliegendes und Buntsandstein in der Bohrung Landstuhl 1. Manuskript, 11 S., Heidelberg. – [unveröff.], [Archiv LGB RP Mainz].
- (1967): Stratigraphie und Tektonik im Hauptbuntsandstein des östlichen Saarlandes. – *Annales Univ. sarav.*, **V**, S. 173–219, 8 Abb., 6 Taf., Saarbrücken.
- (1980): Rehbergschichten. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **9**, S. 7–40, 24 Abb., Mainz.
- (1988): Genese des linksrheinischen Buntsandsteins und Beziehungen zwischen Ablagerungsbedingungen und Stratigraphie. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **70**, S. 267–333, 17 Abb., 10 Taf., Stuttgart.
- (2013a): Paläoböden im Buntsandstein und deren stratigraphische Bedeutung. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **69**, S. 223–231, Hannover.
- (2013b): Der Buntsandstein der Lothringen-Pfalz-Senke. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **69**, S. 487–514, 6 Abb., 1 Tab., Hannover.
- DERSCH-HANSMANN, M. & LEPPER, J. & RAMBOW, D. & TIETZE, K.-W. & WENZEL, B. (2013): Der Buntsandstein in der zentralen Hessischen Senke. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **69**, S. 385–419, 21 Abb., 1 Tab., Hannover.
- DITTRICH, D. (mit Beiträgen von GAD, J. & SCHÄFER, P. & WEIDENFELLER, M.) (2011): Geologische Karte der Trierer Bucht 1 : 50 000. Erläuterungen, 70 S., 3 Abb., 3 Tab., 1 Beil., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- (2013): Wüsten und Meere – Die Pfalz im Erdmittelalter. – In: HANEKE, J. & KREMB, K. (Hrsg.): *Beiträge zur Geologie der Pfalz. – Veröff. Pfälz. Ges. Förd. Wissensch.*, **110**, S. 20–34, 14 Abb., Speyer.
- (2014a): Besonderheiten des Buntsandsteins. Vortrag 135. Jahrestagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins, 24. April 2014 in Kaiserslautern.
- (2014b): Besonderheiten des Buntsandsteins im Nordwestteil der Pfälzer Mulde (Exkursion G am 25. April 2014). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **96**, S. 129–163, 11 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- (2014c): Schertektonik im mesozoischen Deckgebirge der südöstlichen Trier-Luxemburger Bucht – Teil IV. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **42**, S. 27–98, 20 Abb., 2 Tab., Mainz.
- (2015a): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000. Blatt 6611 Hermersberg. Erläuterungen, 114 S., 38 Abb., 11 Tab., 1 Strukturkt., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- (2015b): Känozoische Scher- und Dehnungstektonik im Pfälzerwald und mesozoische Vorbeanspruchungen. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **43**, S. 99–184, 27 Abb., 1 Tab., Mainz.

- (2016): Zur stratigraphischen Stellung der pfälzischen Oberen Felszone (Mittlerer Buntsandstein). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **44**, S. 161–184, 7 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**, S. 73–112, 15 Abb., Mainz.
- DITTRICH, D. & LICHTENSCHIEDT, E. (2007): Buntsandstein des östlichen Bitburger Beckens aus Kernbohrungen bei Spangdahlem (Südeifel). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **35**, S. 81–134, 20 Abb., 3 Tab., Mainz.
- DREW, D. P. (1992): Piping in the Big Muddy Badlands, southern Saskatchewan, Canada. – In: R. BRYAN & A. YAIR (eds.): *Badland Geomorphology and Piping*, S. 293–304, Geobooks, Cambridge U. K.
- DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (Hrsg., 2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland (STD 2002)*, (GeoForschungsZentrum) Potsdam.
- (Deutsche Stratigraphische Kommission) (Hrsg., 2013): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein*. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **69**, 657 S., Hannover.
- FRENTZEL, G. (1963): Salz-Ausblühungen im südpfälzischen Buntsandstein. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **100**, S. 130–144, 1 Abb., 9 Tab., 2 Taf., Stuttgart.
- FUCHTBAUER, H. (Hrsg., 1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. 4. Aufl., 1141 S., 660 Abb. 113 Tab., (Schweizerbart) Stuttgart.
- GALÁN, C. & LAGARDE, J. (1988): Morphologie et evolution des cavernes et formes superficielles dans les quartzites du Roraima (Venezuela). – *Karstologia*, **11-12**, S. 49–60, Paris.
- GARZ, K. (1999): *Geologische Kartierung der Umgebung von Oberarnbach/Rheinland-Pfalz*. Diplomkartierung Univ. Karlsruhe, 63 S., 33 Abb., 7 Tab., 5 Anl., Karlsruhe. – [unveröff.].
- GAUDA, M. & KLOSE, H. & KNUST, E. & NESS, A. & WEBER, D. & WEBER, H. (1982): Röhrenstrukturen und röhrenförmige Höhlen im pfälzischen Buntsandstein. – *Abh. Karst- und Höhlenkunde, Reihe A*, **20**, 101 S., 34 Abb., 9 Tab., 3 Ktn., 23 Höhlenpläne, München.
- GAUDA, M. & KLOSE, H. & KNUST, E. & NESS, A. & WEBER, D. & WEBER, H. (2010): Röhrenstrukturen und röhrenförmige Höhlen im pfälzischen Buntsandstein. – *Mskrt. der erweiterten Neuauflage* (siehe oben), Stand 2.5.2010. – [unveröff.].
- GEORG-Projektteam (2013): *Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben. Teil 2: Geologische Ergebnisse und Nutzungsmöglichkeiten*. – *Interreg IV-Projekt Oberrhein, LGRB-Informationen*, **28**, 104 S., 49 Abb., 7 Tab., Freiburg i. Br., Mainz, Strasbourg, Basel.
- GOERTTLER, K. (2002): Über Kugelsandstein. Vorkommen, Entstehung und Herkunft. *Nachforschungen, Funde und offene Fragen eines Laien*. – *Der Aufschluss*, **58**, S. 103–108, 8 Abb., Heidelberg.
- GÜMBEL, C. W. von (1897): *Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Speyer (No. XVIII) der geognostischen Karte des Königreichs Bayern*. 77 S., 1. Beil., (Th. Fischer) Cassel.
- HÄBERLE, D. (1918): *Beiträge zur Landeskunde der Rheinpfalz. Erstes Heft: Die Höhlen der Rheinpfalz*. 48 S., 34 Abb., 4 Pläne, (Kayser) Kaiserslautern.
- HECKEMANNS, W. & KRÄMER, F. (1989): Radiometrie und Sedimentationscharakteristik der Trifels-Schichten (sT) im Raum Wilgartswiesen (Pfälzer-Wald). – *Oberrhein. geol. Abh.*, **35**, S. 245–257, 6 Abb., Stuttgart.

- HEIM, D. (1970): Über die Farben der Buntsedimente im saarpfälzischen Rotliegenden und im Buntsandstein. – Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., **56**, S. 117–128, 2 Abb., 1 Taf., Wiesbaden.
- HEITEL, H. (2001): Geologischer Aufbau und Grundwasserfließvorgänge im Nordwestteil der Pfälzer Triasmulde (Sickingen Höhe) und Westpfälzische Moorniederung im Bereich der TK 25, Blatt 6610 Homburg). Teil 1: Geologischer Aufbau und stratigraphische Stellung der Grundwasserleiter. – Mainzer geowiss. Mitt., **30**, S. 227–270, 8 Abb., Mainz.
- HENRICH, H. W. (1962): Sedimentpetrographische Untersuchungen im Buntsandstein des Saarlandes und der angrenzenden Gebiete. – Annales Universitatis Saraviensis, Scientia, **X**, 134 S., 5 Abb., 12 Tab., 1 Taf., 2 Kt., Saarbrücken.
- HFG KA (Höhlenforschergruppe Karlsruhe, 2002): Röhrenstrukturen, Röhren und röhrenförmige Höhlen im pfälzischen Buntsandstein. Meinungen und Analysen. Arbeitsbericht, 30 S. 2 Abb., Karlsruhe. – [unveröff.].
- HORN, M. (1991): Buntsandstein und Muschelkalk am Westrand der Hessischen Senke (Exkursion H am 6. April 1991). – Jber. Mitt. geol. Ver., N.F., **73**, S. 155–176, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- JABERG, A. (1999): Röhren und röhrenförmige Höhlen im Pfälzer Buntsandstein. Diplomkartierung + -arbeit Univ. Heidelberg, 85 S. + Anh., 20 Abb., 24 Fotos, 7 Tab., 2 Ktn., Heidelberg. – [unveröff.].
- JACOB, L. (1913): Die Höhlenwohnungen am Rothenborn. – Der Pfälzerwald, **14**, S. 17–21, 5 Abb., 3 Anl., Kaiserslautern.
- JUNG, H. (1934): Sedimentpetrographische Untersuchungen an einem Kugelsandstein des Mittleren Buntsandsteins bei Kahla in Thüringen. – Chemie der Erde, **8**, S. 601–612, 3 Tab., Jena.
- KNUST, E. & WEBER, D. (1987): Röhrenförmige Strukturen und Röhrenhöhlen im Sandstein. – Karst und Höhle, **1986**, S. 103–110, 123 Abb., München.
- KONRAD, H. J. (1975): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6711 Pirmasens-Nord. Erläuterungen, 67 S., 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf. (Geologisches Landesamt Mainz.
- (1979): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6811 Pirmasens-Süd. Erläuterungen, 63 S., 1 Abb., 3 Tab., (Geologisches Landesamt Mainz.
- (1983): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6710 Zweibrücken. Erläuterungen, 84 S., 6 Abb., 6 Tab., (Geologisches Landesamt Mainz.
- KONZAN, H. P. (unveröff.): Erl. Geol. Kt. Saarland. Bl. 6609 Blieskastel. – Mrskt., Saarbrücken.
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) (Hrsg.) (2003): Geologische Übersichtskarte von Rheinland-Pfalz 1: 300 000. Mainz.
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau) & LfW (Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz) (Hrsg., 2004): Hydrogeologische Kartierung Kaiserslautern. 96 S., 35 Abb., 5 Tab., 13 Ktn., Mainz.
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau) (Hrsg.)(2005): Geologie von Rheinland-Pfalz. 400 S., 162 Abb., 36 Tab., 3 Anl., (Schweizerbart) Stuttgart.
- LANGBEIN, R. (1974): Zur Petrologie der Karneole des thüringischen Chirotheriensandsteins (Solling-Folge). – Chemie der Erde, **33**, S. 301–325, 2 Abb., 5 Taf., Jena.
- (1992): Fluvial to marin-marginal sediments in the surroundings of Jena. – 13th IAS Regional Meeting Sedimentology, Guide-book, S. 215–227, 8 Abb., 2 Tab., Jena.
- LEPPER, J. & UCHMANN, A. (1995): Marine Einflüsse im Mittleren Buntsandstein der Hessischen Senke – dargestellt am Beispiel des Weserprallhanges an der Baller-

- tasche bei Hann. Münden. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **1994**, H. 1/2, S. 175–186, 2 Abb., 2 Taf., Stuttgart.
- LIESCH, T. (2000): Geologische Kartierung der Umgebung von Hermersberg (Rheinland-Pfalz) mit besonderer Betrachtung der Röhrenbildungen und röhrenförmigen Höhlen. Diplomarbeit Univ. Karlsruhe, 36 S., 15 Abb., 4 Tab., 3 Ktn., Karlsruhe. – [unveröff.].
- MADER, D. (1982): Genese des mitteleuropäischen Buntsandsteins. Entwicklungsgeschichte einer kontinentalen Rotformation. – Naturwissenschaften, **69**, S. 311–325, 10 Abb., 3 Tab., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- MITCHELL, B. D. (1975): Oxides and hydrous oxides of silicon. – In: Soil Components, S. 395–432, (Springer) Berlin.
- MÜLLER, A. H. (1969): Medusenartige Problematica (Miscellanea) und die Frage einer marinen Beeinflussung des tieferen Buntsandsteins. – Geologie, **18**, S. 441–445, 9 Abb., Berlin.
- MÜLLER, E. M. (1954): Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. – Annales Univ. sarav., **III**, S. 176–201, 6 Abb., 6 Ktn., 6 Taf., Saarbrücken.
- (1966): Über stratigraphische Fragen im linksrheinischen Buntsandstein. – Z. deutsch. Geol. Ges., **115** (1963), S. 836–839, Hannover.
 - (1995): Verkieselte Pflanzen aus der „Violetten Grenzzone“ im Saarland (Vorläufige Mitteilung). – Mainzer geowiss. Mitt., **24**, S. 263–268, 1 Taf., Mainz.
- MÜLLER, E. M. & SCHRÖDER, E. (1960): Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins. – Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **88**, S. 246–265, 3 Abb., Wiesbaden.
- MÜLLER, E. & KONZAN, H. P. (1989): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes (mit Beiträgen von H. ENGEL und A. MIHM). 46 S., 14 Abb., (Geologisches Landesamt des Saarlandes) Saarbrücken.
- NEGENDANK, J. F. W. (1983): Trier und Umgebung. – Sammlung Geol. Führer, **60**, 2. Aufl., 195 S., 29 Abb., 6 Tab., 3 Taf., 2 Anl., (Borntraeger) Berlin, Stuttgart.
- ORTLAM, D. (1965): Fossile Böden als Leithorizonte für die Gliederung des höheren Buntsandsteins im nördlichen Schwarzwald und südlichen Odenwald. Diss. Univ. Frankfurt, 212 S., 48 Abb., 3 Tab., 12 Taf., Frankfurt.
- (1967): Fossile Böden als Leithorizonte für die Gliederung des höheren Buntsandsteins im nördlichen Schwarzwald und südlichen Odenwald. – Geol. Jb., **84**, S. 485–590, 28 Abb., 4 Tab., 5 Taf., Hannover.
 - (1969): Paläoböden im höheren Buntsandstein des mittleren Schwarzwaldes. – Geol. Jb., **87**, S. 61–88, 9 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Hannover.
 - (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. – Geol. Rundschau, **63**, S. 850–884, 29 Abb., 3 Tab., Stuttgart.
 - (1980): Erkennung und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Locker- und Festgesteinen. – Geol. Rundschau, **69**, S. 581–593, 8 Abb., Stuttgart.
 - (2014): Subglaziale Faziesanzeiger für Inlandsvereisungen in Mitteleuropa und der Welt. 19 S., 13 Abb., <http://www.dr-ortlam.de/pdfs> (aufgerufen 5/2016)
- PLASS, W. (1966): Die permotriassischen Schichten. In: Das Tertiär des Eisenberger Beckens und Grünstadter Berges. Diss. Univ. Mainz, S. 3–9, 1 Abb., Mainz.
- PUFF, P. (2008): Kugelsandsteine in Mitteldeutschland. – Der Aufschluss, **59**, S. 33–35, 1 Tab., Heidelberg.
- PUFF, P. & RADZINSKI, K.-H. (2013): Der Buntsandstein in der Thüringischen Senke. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI.

- Buntsandstein. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **69**, S. 421–448, 12 Abb., 3 Tab., Hannover.
- RADIES, D. & TIETZE, K.-W. (1998): Sedimentology of a Shallow Marine to Continental Succession in the Middle Buntsandstein, Southern Lower Saxony. – *Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft 5*, S. 143–144, Halle/Saale.
- ROHN, J. & CLAUSS, R. (2006): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6613 Elmstein. Erläuterungen, 84 S., 28 Abb., 6 Tab., 1 Strukturkt., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- 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., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- ROHN, J. & VOLKER, F. (2003): Salzausblühungen in Buntsandstein des Pfälzerwaldes. – Poster zur DMG- + GV- + DPG-Tagung „Geowissenschaften ins 3. Jahrtausend, Methoden, Materialien, Mechanismen“, 22.–25.9.2003, Bochum.
- SCHAUER, M. (2001): Geologische Kartierung der Umgebung von Hermersberg (Rheinland-Pfalz) (mit eingehender Bestandsaufnahme der Ausprägung des Kugelfels-Horizontes in der Oberen Felszone). Diplomkartierung Univ. Karlsruhe, 46 S., 26 Abb., 3 Tab., 2 Ktn., Karlsruhe. – [unveröff.].
- SCHIFFEL, J. (1988): Ermittlung ingenieurgeologischer Parameter im Buntsandstein beim Bau des Hörnchenbergtunnels S'Landstuhl. Diplomarbeit Univ. Mainz, 106 S., 36 Abb., 18 Tab., 18 Anl., Mainz. – [unveröff.].
- SCHREIBER, U. & BRENNHOLT, N. & SIMON, J. (2009): Gas permeable deep reaching fracture zones encourage site selection of ants. – *Ecological Indicators*, **9**, S. 508–517, (Elsevier) Amsterdam.
- SCHWEIGSTILOVA, J. F. (2015): Salt efflorescences in Buntsandstein samples. 1 S., unveröff. Bericht, Prag. – [unveröff.].
- SPECHT, J. (1986): Sedimentologie und Tektonik des Buntsandsteins auf dem Nordostteil der TK 25, 6514 Bad Dürkheim-West. Diplomarbeit TH Darmstadt, 133 S., 59 Abb., 31 Tab., 6 Anl., Darmstadt. – [unveröff.].
- SPONHOLZ, B. (1989): Karsterscheinungen in nichtkarbonatischen Gesteinen in der östlichen Republik Niger. – *Würzburger geogr. Arb.*, **75**, 265 S., 81 Abb., 2 Tab., Würzburg.
- SPUHLER, L. (1957): Einführung in die Geologie der Pfalz. – *Veröff. pfälz. Ges. Förd. Wiss.*, **34**, 432 S., 67 Abb., 4 Ktn., Stuttgart.
- STOLLHOFEN, H. (1998): Facies architecture variations and seismogenic structures in the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin (SW Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. – *Sedimentary Geology*, **119**, S. 47–83, 24 Abb., (Elsevier) Amsterdam.
- THÜRACH, H. (1894): Bericht über die Excursionen am 29. und 30. März und 1. April. – *Ber. Versamml. oberrhein. geol. Ver.*, **27**, S. 27–71, 4 Abb., Stuttgart.
- UTECH, K. (1960): Fazies, Biotope und Fauna des Mittleren Buntsandsteins in Niedersachsen. Diss. TH Braunschweig, 94 S., 25 Abb., 6 Taf., Braunschweig.
- WERNER, A. (1991): Geologische Kartierung und radiometrische Messungen in der Umgebung von Burg Fleckenstein (Nordvogesen). Diplomkart. Univ. Karlsruhe, 34 + XVII S., 9 Abb., 13 Tab., 1 Taf., 2 Ktn., Karlsruhe. – [unveröff.].
- WIEGAND, J. & FEY, M. & HAUS, N. & KARMANN, I. (2004): Geochemische und hydrochemische Untersuchung zur Genese von Sandstein- und Quarzitkarst in der Chapada Diamantina und im Eisernen Viereck (Brasilien). – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **155**, S. 61–90, 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Stuttgart.

- WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. (Hrsg.) (1991a): *Calcretes*. 352 S. (Wiley-Blackwell) Oxford, London, Paris, Berlin, Wien. (Reprint 2009, 360 S.).
- (1991b): *Calcretes: an introduction*. – In: WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. (Hrsg.): *Calcretes*, S. 1–22, 11 Abb., 3 Tab. (Wiley-Blackwell) Oxford, London, Berlin, Wien.
- WURSTER, P. (1968): Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. – *Eclogae geol. Helv.*, **61**, S. 157–166, 7 Abb., Basel.
- WYCISK, P. (1984): Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstrogos (Mittlerer Buntsandstein/Hessische Senke). – *Berliner geowiss. Abh.*, **A 54**, 104 S., 39 Abb., 2 Tab., 9 Taf., Berlin.

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 .

Manuskript eingegangen am 6.5.2016