

MAINZER **G**EWISSENSCHAFTLICHE **M**ITTEILUNGEN



**LANDESAMT
FÜR GEOLOGIE UND BERGBAU
RHEINLAND-PFALZ**



Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen – Band 52
228 Seiten, 77 Abb., 5 Tab., 6 Taf., 7 Anh., Mainz 2024
ISSN 0340-4404

MAINZER GEOWISSENSCHAFTLICHE MITTEILUNGEN



ISSN 0340-4404



Die in diesem Band veröffentlichten Beiträge erscheinen unter der Lizenz Creative-Commons-Namensnennung 4.0 International (CC BY 4.0), siehe Lizenztext unter:

<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/legalcode.de>.

Die Bedingungen zur Nutzung des Werkes (durch den Verlag oder Dritte) ergeben sich aus dieser Lizenz. Sie erlaubt es jedermann, das Werk beliebig zu vervielfältigen, zu verbreiten, zu bearbeiten und öffentlich wiederzugeben. Voraussetzung ist (u. a.), dass bei jeder Nutzung der Name des Autors/der Autorin genannt und Hinweise auf die Rechteinhaberschaft nicht verändert werden. Wird das Werk genutzt, kommt automatisch ein Nutzungsrechtsvertrag unter den Bedingungen der CC-Lizenz zwischen Autor und jeweiligem Nutzer zustande.

The articles published in this volume are licensed under the Creative Commons Attribution 4.0 International license (CC BY 4.0), see license text at:

<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/legalcode.de>.

The conditions for using the work (by the publisher or third parties) result from this license. It allows anyone to freely reproduce, distribute, edit and publicly reproduce the work. The prerequisite is (among other things) that the name of the author is mentioned each time it is used and that references to the ownership of the rights are not changed. If the work is used, a usage right contract is automatically concluded between the author and the respective user under the conditions of the CC license.

Schriftleitung: ROGER LANG

Redaktion: KARIN BRAUN, ROGER LANG

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autorinnen und Autoren allein verantwortlich.

EDV-Satz: ROGER LANG

Druck und Verarbeitung: LM DRUCK + MEDIEN GmbH, Freudenberg

Printed in Germany / Imprimé en Allemagne

Herausgeber und Vertrieb:

Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz

Emy-Roeder-Straße 5

D-55129 Mainz

E-Mail: vertrieb@lgb-rlp.de

Tel. 06131 9254-175

Titelbild: Erzanschliffbild einer Antimon-Mineralisation mit verschiedenen Erzmineralen aus der Grube Aurora in Ramsbeck, Sauerland (vgl. Beitrag v. ADELMANN et al., S. 45-102).

Inhalt

Editorial	5
Fachbeiträge	
THOMAS SCHINDLER & SABINE GLIENKE Sedimentologische und stratigrafische Neuerkenntnisse zur Odernheim-Subformation (Meisenheim-Formation, Rotliegend-Gruppe; Asselium, Unterperm; Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland)	7
BASTIAN E.W.W. GRIMM, MATTHIAS C. GRIMM & ALEXANDER R. STREB Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie und Genese der Flugsandablagerungen am Nordostrand des Hartenbergplateaus (Unteres Ostrheinnessisches Plateau, Stadt Mainz)	21
HOLGER G. ADELMANN, PETER PENKERT & NIELS JÖNS Eigenständige hydrothermale Antimon-Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge	45
PETER MÜLLER <i>Euzonosoma petaloides</i> (SIMONOWITSCH, 1871) und verwandte Taxa im deutschen Unter-Devon (Encrinasteridae, Emsium, Rheinisches Schiefergebirge)	103
ANDRÉ NEL, MARKUS J. POSCHMANN, KAI NUNGESSER, THOMAS SCHINDLER & MANUEL-JANNICK STENGER New records of damsel- and dragonflies (Odonata: Zygoptera, Anisoptera) from the Miocene of the Mainz Basin (Tertiary; SW-Germany)	137
MATTHIAS C. GRIMM, DIETRICH KADOLSKY †, HENNY GERSCHEL, KIRSTEN I. GRIMM, RONALD JANSSEN, GUDRUN RADTKE, ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER & CHRISTIANE GOLD Quo vadis Tertiär? - Eine Stellungnahme zur aktuellen Diskussion über den Begriff des Tertiär	145
MARCEL BANASZAK, JAN PHILIP HOFMANN, KLAUS KURZ & ANSGAR WEHINGER Starkregen und Sturzflutereignis am 14. und 15.07.2021 im Ahrtal: Kartierung der Massenbewegungen sowie der Lockergesteinsdecken	171
WOUTER H. SÜDKAMP Kommentar zu: MIRCO ALBERTI: <i>Devononesouretus beichti</i> n. gen., n. sp., der Erstnachweis eines Calymeniden (Trilobita) aus dem Hunsrückschiefer	219
Nachrichten / Informationen / Hinweise	
Autorenrichtlinien	223



Wir nehmen Abschied von

Prof. Dr. Volker Sonne

* 16. Juni 1930 – † 4. September 2024

**Direktor des Geologischen Landesamtes Rheinland-Pfalz
von 1989 bis 1993**

Editorial

Sehr geehrte Leserinnen und Leser,

wir freuen uns, Ihnen Band 52 der Mainzer geowissenschaftlichen Mitteilungen präsentieren zu können. Die diesjährige Ausgabe enthält Beiträge aus einem breiten Themenspektrum:

THOMAS SCHINDLER und SABINE GLIENKE berichten über neue sedimentologische und stratigraphische Erkenntnisse aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens und stellen mit der Imsweiler Bank *nov.* eine neue stratigraphische Einheit vor.

Der Beitrag von BASTIAN E.W.W. GRIMM et al. befasst sich mit der Verbreitung quartärer Flugsande im Stadtgebiet von Mainz. In der Arbeit wird erstmals eine weiter nach Osten reichende Verbreitung der bekannten Flugsandvorkommen auf der rheinland-pfälzischen Seite dargestellt.

HOLGER ADELMANN und Mitautoren liefern eine ausführliche Betrachtung der hydrothermalen Antimon-Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge. Basierend auf neuen Befunden werden bisherige Entstehungshypothesen überprüft, neu diskutiert sowie ein überarbeitetes Paragenese-Schema der Mineralisation vorgeschlagen.

PETER MÜLLER beschäftigt sich in einem größeren Projekt mit einer Aktualisierung der deutschen unterdevonischen Ophiuroidea und Asteroidea außerhalb der Hunsrückschiefer-Fazies. Im vorliegenden Beitrag wird hauptsächlich die Typusart der Gattung *Euzonosoma* nach modernem Kenntnisstand dargestellt sowie weitere deutsche Taxa dieser Gattung neu bewertet.

ANDRÉ NEL et al. stellen Neufunde von Klein- und Großlibellen mit einem ersten Nachweis von Zygoptera aus dem Tertiär des Mainzer Beckens vor. Die Funde erweitern das Wissen über die Lebenswelt der Wiesbaden-Formation, insbesondere da historische Funde als verschollen gelten bzw. deren Aufbewahrungsort unbekannt ist.

MATTHIAS C. GRIMM et al. befassen sich in ihrem Beitrag mit einer Grundsatzfrage. Die Autoren gehen auf die anhaltende Diskussion zur Entscheidung des ICS-Exekutivkomitees ein, das Känozoikum in Paläogen, Neogen und Quartär zu unterteilen und den Begriff Tertiär lediglich informell beizubehalten. Sie sprechen sich für den Erhalt des Begriffs Tertiär als System/Periode aus.

Nach der Flutkatastrophe im Ahrtal 2021, die zu katastrophalen Schäden an der Infrastruktur und in Siedlungsgebieten führte, wurden detaillierte geowissenschaftliche Kartierungen durchgeführt. MARCEL BANASZAK et al. stellen die Ergebnisse der Kartierung von Massenbewegungen und Lockergesteinsdecken im Ahrtal vor, welche für die Entwicklung von Gefahrenhinweiskarten zum Thema "Starkregeninduzierte Massenbewegungen" genutzt werden.

Schließlich veröffentlichen wir einen Kommentar von WOUTER H. SÜDKAMP zum in dieser Zeitschrift erschienenen Artikel von M. ALBERTI (2023): "*Devononeseuretus beichti* n. gen., n. sp., der Erstnachweis eines Calymeniden (Trilobita) aus dem Hunsrückschiefer".

Den Abschluss bilden aktualisierte Autorenrichtlinien für unser Periodikum.

Wir wünschen eine angenehme Lektüre.

Mit freundlichem Glückauf!

Für den Herausgeber
Andreas Tschauder
Direktor

Für die Schriftleitung
Roger Lang

Sedimentologische und stratigrafische Neuerkenntnisse zur Odernheim-Subformation (Meisenheim-Formation, Rotliegend-Gruppe; Asselium, Unterperm; Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland)

THOMAS SCHINDLER & SABINE GLIENKE

Kurzfassung: Zwei Infrastrukturprojekte in Rheinland-Pfalz erlaubten durch umfangreiche Aufschlüsse die Dokumentation langer Profilstrecken in der Odernheim-Subformation der Meisenheim-Formation. Hierbei wurde eine neue stratigrafische Einheit erkannt (Imsweiler-Bank *nov.*), die früher mit der Odernheim-Bank gleichgesetzt wurde. Weiterhin wurden mehrere lokale Hochstandsphasen im Niveau der Odernheim-Bank festgestellt, die durch Prodelta-Fazies getrennt sind. Sie erschweren die Identifizierung der Odernheim-Bank (im engeren Sinn). Das Odernheim-Seesystem mit der Odernheim-Bank wird deshalb neu definiert und von der Imsweiler-Bank abgegrenzt. Die Genese der Odernheim-Subformation im Saar-Nahe-Becken wird diskutiert.

Abstract: Two infrastructure projects in Rhineland-Palatinate made it possible to document long sections in the Odernheim Subformation of the Meisenheim Formation through extensive exposures. A new stratigraphic unit was recognized (Imsweiler Bed *nov.*), which was previously equated with the Odernheim Bed. Furthermore, several local maximum flooding levels were identified at the level of the Odernheim Bed, which are separated by prodelta facies. They make it more difficult to identify the Odernheim Bed (in the narrower sense). The Odernheim lake system with the Odernheim Bed is therefore redefined and delimited from the Imsweiler Bed. The genesis of the Odernheim Subformation is discussed.

1. Anlass und Methodik

KÖNIGER (2000) beschrieb in der Odernheim-Bank (Meisenheim-Formation M8) den Odernheim-Tuff; er erwähnte aber, dass am *locus typicus* der Odernheim-Bank (nordöstlicher Ortsausgang Odernheim) kein Tuff nachweisbar ist; BOY et al. (2012: 308) gingen deshalb von einem Irrtum bezüglich der stratigrafischen Position aus. Weiterer Klärungsbedarf entstand durch MÜLLER et al. (2006). Der von den Autoren in Bohrungen geochemisch untersuchte Odernheim-See sollte mal Kalkbänke aufweisen, mal nicht; oberirdisch enthält die Odernheim-Bank aber immer charakteristische Dolostein-Bänke.

Zwischen 2017 und 2024 führte der Landesbetrieb Mobilität Rheinland-Pfalz zwei größere Infrastrukturprojekte durch. Dabei wurden in der mittleren Pfalz-Mulde in Imsweiler beim Neubau der B 48 Ortsumgehung umfangreiche temporäre Aufschlüsse in der jüngeren Meisenheim-Formation in Form von Voreinschnitten, einem Tunnel, einem Brückenwiderlager sowie diversen Zufahrten hergestellt; dazu lagen zahlreiche Baugrund-Kernbohrungen vor. In der nördlichen Nahe-Mulde erfolgte 2021 bis 2022 die Erneuerung der L 235 zwischen Norheim und Niederhausen/Nahe mit Tieferlegung am höchsten Punkt. Beide Maßnahmen wurden durch die Denkmalfachbehörde Generaldirektion Kulturelles Erbe Rheinland-Pfalz (GDKE), Direktion Landesarchäologie, Erdgeschichtliche Denkmalpflege mit jeweils einem Team aus Grabungshelfern, Grabungstechnikern und einem Wissenschaftler über teils mehrere Jahre begleitet. Profile wurden geologisch aufgenommen. Fossilien wurden baubegleitend beprobt und dokumentiert bzw. in mehreren Grabungen gewonnen. Vor allem für die Meisenheim-Formation, Einheit M8, ergaben sich sedimentologische und stratigrafische Neuerungen, die hier vorgestellt werden und die zur Klärung der eingangs erwähnten Problematiken beitragen.

2. Überblick über das Saar-Nahe-Becken und die Odernheim-Subformation

Das Untersuchungsgebiet gehört zum intrakontinentalen, intermontanen Lothringen-Saar-Nahe-Becken (Boy et al. 2012; Abb. 1).

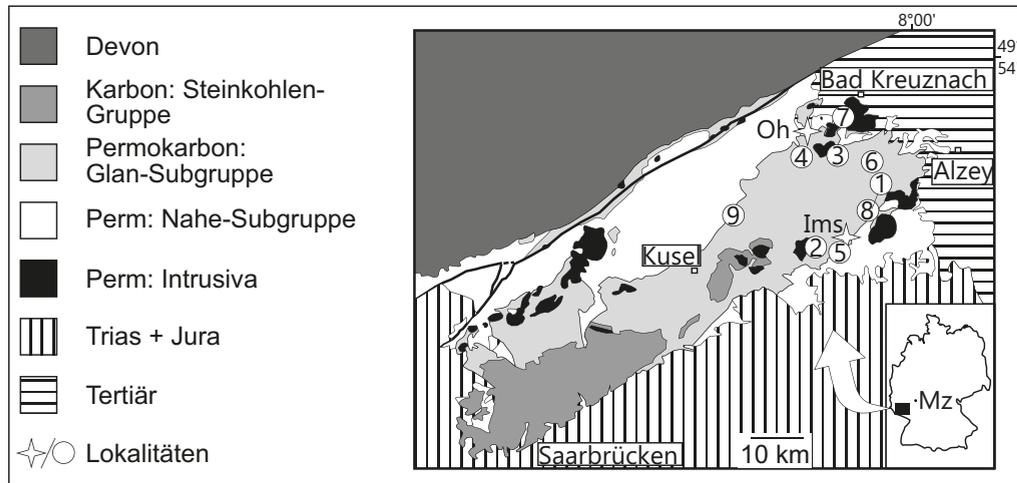


Abb. 1: Überblick zur Geologie des Lothringen-Saar-Nahe-Beckens (verändert nach STOLLHOFEN 1994); loci typici: Oh = Odernheim, Ims = Imsweiler; weitere Lokalitäten: 1 = Würzweiler Baggerschurf, 2 = Niederkirchen Kartierungen, 3 = Niedermoschel L379, 4 = Rehborn Maienberg und Klauswald, 5 = Gehrweiler Bohrung, 6 = Müns-terappel Bohrung, 7 = Norheim L235, 8 = Rockenhausen Rußmühlerhof, 9 = Kirrweiler Pipeline; Mz = Mainz.

Die jüngere, überwiegend unterpermische Beckenfüllung wird durch die Glan-Subgruppe gebildet (Abb. 1). Die hier untersuchte Odernheim-Subformation ist Teil der mächtigen Meisenheim-Formation (Asselium, rund 297 Mio. Jahre alt; siehe Überblicke in Boy et al. 2012, VOIGT et al. 2019, MENNING et al. 2022). Boy et al. (2012) präsentierten die neueste lithostratigraphische Abfolge (Abb. 2).

Die Subformation wurde in einem monsunalen Klima gebildet (CLAUSING & BOY 2000). Ihre Ablagerungen wurden als fluviolakustrine Abfolge in zeitweise getrennten Teilbecken sedimentiert (SCHINDLER 2007, SCHOCH 2009).

Die Subformation ist mit Hilfe von in braided rivers gebildeten Grobhorizonten in die Einheiten M8 bis M10 gliederbar; weiterhin werden vulkanische Aschen sowie Laminite (Schwarzpelite, Ton-/Kalkstein-Horizonte) mit charakteristischer Fossilführung zur Definition der Einheiten verwendet (Boy & FICHTER 1982, Boy et al. 1990, Boy et al. 2012; Abb. 2). Die jüngste sedimentologische Interpretation brachten MENNING et al. (2022); sie folgerten aus isotopestratigraphischen Daten auf eine hohe Subsidenzrate; weiterhin liegt eine hohe Frequenz beckenexterner vulkanischer Aschentuffe vor.

3. Profile der Odernheim-Subformation

Vier teils neu kartierte Profil-Beispiele zeigen die Ausbildung der Odernheim-Subformation zwischen den Ortschaften Imsweiler in der Pfalz-Mulde und Norheim in der Nahe-Mulde.

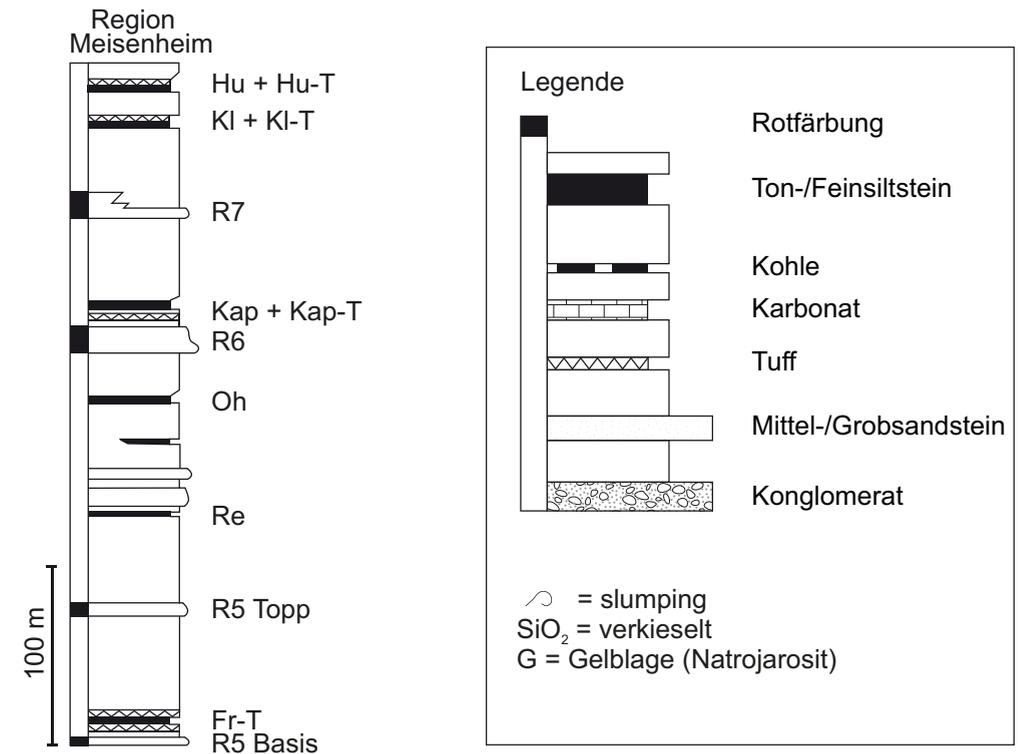


Abb. 2: Vereinfachte Lithostratigraphie mit Legende zur Odernheim-Subformation in der Region Meisenheim mit siliziklastischen und vulkaniklastischen Leithorizonten (verändert nach Boy et al. 2012: Abb. 13); Abkürzungen der Leithorizonte (für alle Abbildungen sowie Anhang 1):

- | | |
|--|----------------------------------|
| Rx = Rot-/Grob-Folge x | Fr-T = Frankenhof-Tuff-Bank |
| Re = Rehborn-Schwarzpelit-Bank | He-T = Hesselberg-Tuff-Bank |
| Ims = Imsweiler-Schwarzpelit-Bank | Oh-T = Odernheim-Tuff-Bank |
| Oh = Odernheim-Schwarzpelit-Bank | |
| Oh-Seesystem = Odernheim-Seesystem mit mehreren Hochstandphasen; Phase 3 = Oh, Phase 4 = Rut | |
| Rut = Ruthweiler-Schwarzpelit-Bank | Gau-T = Gaugrehweiler-Tuff-Bank |
| Pf = Pfarwald-Schwarzpelit-Bank | Kap-T = Kappeln-Tuff-Bank |
| Kap = Kappeln-Schwarzpelit-Bank | Kl = Klauswald-Schwarzpelit-Bank |
| Kl-T = Klauswald-Tuff-Bank | Hu-T = Humberg-Tuff-Bank |

Bei der kurzen Beschreibung der lokalen Abfolgen wird ein Schwerpunkt auf den Abschnitt von der Bank R5 bis zur Unterkante der Bank R6 gelegt (Einheit M8).

Das aus den Bauaufschlüssen der B 48neu kompilierte Profil Imsweiler (Abb. 4) startet mit dem Top der Bank R5 der Einheit M8. Darüber folgt transgressiv die weit verbreitete und hier in einer Kleingrabung erfasste Rehborn-Schwarzpelit-Bank mit der eingelagerten Hesselberg-Tuff-Bank. Über einer uncharakteristischen Silt-Feinsandstein-Folge erscheint die Fisch-dominierte Imsweiler-Schwarzpelit-Bank. Sie wurde ebenfalls in einer Kleingrabung erschlossen. In ihrer Verfüllungsfazies tauchen etliche Lagen, darunter eine charakteristisch verkieselte Lage des Odernheim-Tuffs auf. Die Verfüllung endet in Flussablagerungen mit Tetrapodenfährten. Darüber folgt transgressiv das Odernheim-Seesystem mit seinen fünf durch teils subaquatisch ver-rutschten Siltstein getrennten Hochstandsphasen. Alle sind durch teils Meter-mächtige Amphi-

	Kalkstein		Pflanzenhäcksels
	Mergelstein		Pflanzenachsen
	Tonstein		Fusit/-Geröll
	Schwarzpelit		Farnlaubige
	Siltstein		Schachtelhalme
	Feinsandstein		"Walchien"
	Mittel- und Grobsandstein		Amblypteriden-Schuppen/-Knochen
	Tuff/-it		Amblypteriden artikuliert
	Mineralkonkretion		Actinopterygier-Schuppen/-Knochen indet.
	Konkretion um Fossil		Koprolithen
	(Mikro-)Onkoid		Sarcopterygier artikuliert und Reste
	Stromatolith		Amphibien artikuliert und Reste
	slumping		Knochen indet.
	contorted bedding/load cast		Tetrapodenfährte
	Rippel-/Schrägschichtung		
	Lamination		

ca' = karbonatisch, SiO₂ = kieselig
G = Gelblage, Fe = Limonit, Py = Pyrit

Abb. 3: Legende zu den Übersichts- und Detailprofilen.

bien-dominierte Schwarzpelite gekennzeichnet. Hochstandphase 3 entspricht der klassischen Odernheim-Schwarzpelit-Bank; sie enthält lokal einen dünnen Tuff. Die jüngste Hochstandphase entspricht der Ruthweiler-Schwarzpelit-Bank. Mit der mehrphasigen fluviatilen Bank R6 beginnt die Einheit M9. Sie enthält eine Dezimeter-mächtige Tuff-Bank. In Baumwürfen und Lesesteinen konnte darüber die Kappeln-Schwarzpelit-Bank nachgewiesen werden. Lesesteine eines Grobsandsteins belegen die Bank R7, mit der die Einheit M9 beginnt. Die Abfolge endet nach einer Lücke mit dem Schwarzpelit der Humberg-Bank, die wiederum mit einer Kleingrabung erschlossen wurde.

Von **Rehborn** liegen nur zwei längere Profile, die Kartierung MEYER & SCHNABEL (1988, Institut für Geowissenschaften/Geologie Universität Mainz, unpubliziert) sowie weitere kurze Profile aus Aufschlüssen vor. Sie liegen am Herrenberg (locus typicus Rehborn-Bank), am Maienberg und im Klauswald (locus typicus Klauswald-Bank). Daraus wurde ein summarisches Profil der Odernheim-Subformation kompiliert, das zwar lückenhaft ist, aber die Abstände der Leithorizonte aufzeigt (Abb. 5).

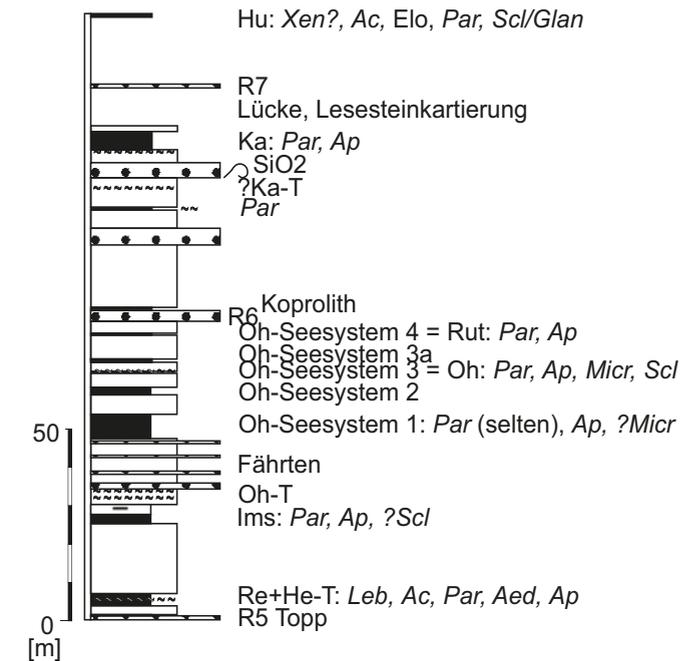


Abb. 4: Imsweiler, Trasse B 48neu: summarisches Profil der Odernheim-Subformation (Daten GDKE; ergänzt durch V. GEHRMANN 1993, Kartierung Raum Imsweiler, Institut für Geowissenschaften/Geologie Universität Mainz, unpubliziert); Abkürzungen der Leithorizonte siehe Abb. 2; Fossilien: **Haie:** Leb = Lebachacanthus, Xen = Xenacanthus, Tr = Triodus; **Acanthodier:** Ac = Acanthodes; **Schmelzschuppenfische:** Elo = Elonichthyiden, Par = Paramblypterus, Aed = Aeduella; **Fleischflosser:** Conch = Conchopoma, Meg = megalichthyider Quastenflosser; **Amphibien:** Ap = Apaton, Micr = Micromelerpeton, Scl = Sclerocephalus, Glan = Glanochthon, Disc = Discosauriscus, Bat = Batropetes

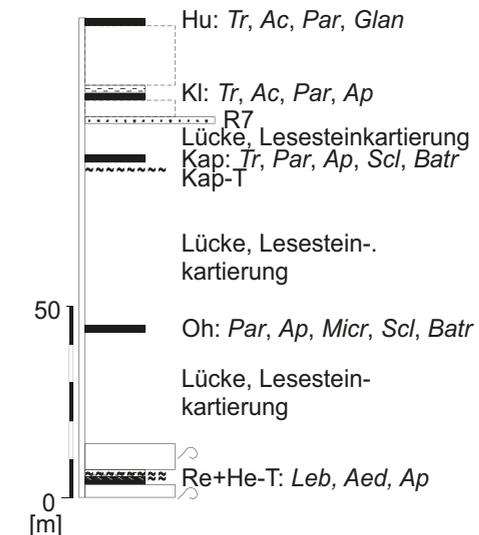


Abb. 5: Rehborn, Aufschlüsse und Lesesteinkartierung am Herrenberg, Maienberg und Klauswald (Daten GDKE; MEYER & SCHNABEL 1988, Kartierung Institut für Geowissenschaften/Geologie Universität Mainz, unpubliziert); summarisches Profil der Odernheim-Subformation; Abkürzungen siehe Abb. 2 und Abb. 4.

Das klassische **Odernheim**-Suformations-Profil an der Straße nach Duchroth (RAST & SCHÄFER 1978, BOY & HARTKOPF 1983) wurde um Aufschlüsse im Mühlgraben (Daten GDKE) sowie am Humberg (KÖNIGER 2000; Daten GDKE) ergänzt. Im Mühlgraben steht ein Schwarzpelit an, der zur Imsweiler-Bank gehören könnte. Der Odernheim-Tuff hat seine Typuslokalität am südlichen Humberg (KÖNIGER 2000). Die klassische Odernheim-Bank hat ihren *locus typicus* am nordöstlichen Ortsausgang; ab hier liegt eine gut aufgeschlossene Abfolge bis zur Kappeln-Tuff-Bank vor (RAST & SCHÄFER 1978; Daten GDKE). Die Kappeln-Bank ist am westlichen Humberg bekannt (SCHOCH & HAMPE 2004; Daten GDKE). Die Humberg-Bank mit Humberg-Tuff (KÖNIGER 2000) ist am *locus typicus* Winnweger Hohl gut aufgeschlossen (RAST & SCHÄFER 1978; Daten GDKE).

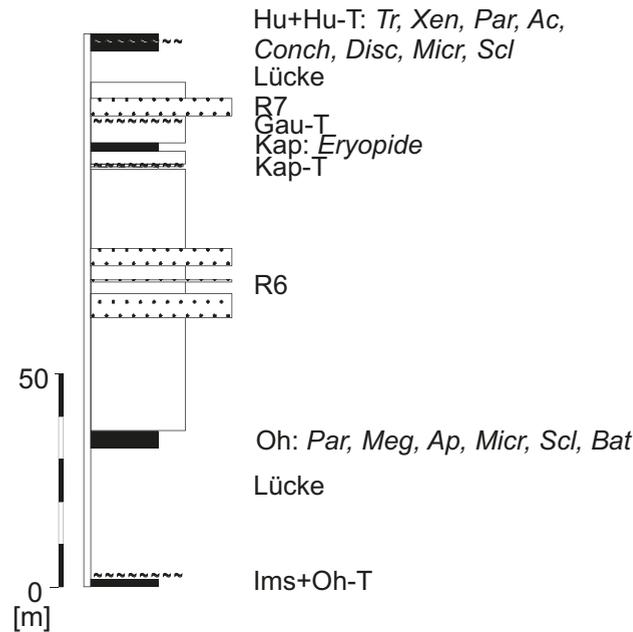


Abb. 6: Odernheim, Straßenprofil, locus typicus der Odernheim-Subformation und der Odernheim-Bank (RAST & SCHÄFER 1978, BOY & HARTKOPF 1983; Daten GDKE) mit Ergänzungen am westlichen Humberg (RAST & SCHÄFER 1978; SCHOCH & HAMPE 2004; Daten GDKE) sowie am südlichen Humberg (KÖNIGER 2000; Daten GDKE): summarisches Profil des größten Teils der Odernheim-Subformation; Abkürzungen siehe Abb. 2 und Abb. 4.

In **Norheim** war in der Bahnböschung schon länger ein Schwarzpelit mit bedeutenden Pflanzenfunden bekannt (KERP & FICHTER 1985: 112, in L-O6 bis L-O9 eingestuft; Daten GDKE). Beim Ausbau der L 235 konnte dann ein längeres Profil aufgenommen (Abb. 7) und eine Kleingrabung in dem Schwarzpelit angesetzt werden. Er konnte eindeutig der Rehborn-Bank der Odernheim-Subformation (Einheit M8) zugewiesen werden.

Die Gesamtabfolge startet mit den Grobsedimenten der R5. An deren Top ist darin der Frankenhof-Tuff enthalten. In der Abfolge darüber setzt der mächtige Rehborn-Schwarzpelit ein. Er enthält den Hesselberg Tuff. Weiterhin sind Fische, Amphibien und diverse Pflanzenfossilien vorhanden. Darüber folgen fluviatile Ablagerungen mit teilweise rotbraunen Sedimenten. Hierin liegen allerdings Störungen. Das dann folgende, nicht näher ansprechbare Seenniveau enthält eine Fauna, die zur Imsweiler-Bank oder zu einem See des Odernheim-Seesystems passen

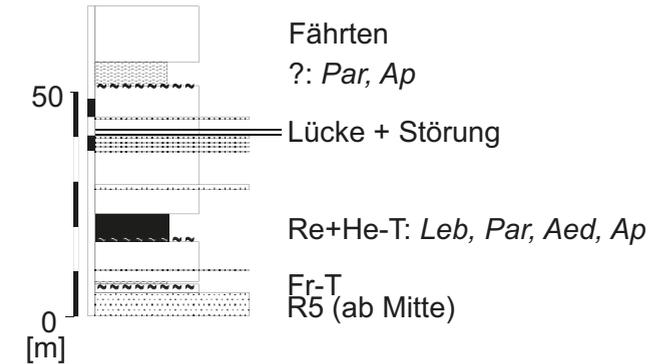


Abb. 7: Norheim, Ausbau L 235 2021 bis 2022: summarisches Profil der Odernheim-Subformation (Daten GDKE); Abkürzungen siehe Abb. 2 und Abb. 4.

könnte. Das Fehlen des Odernheim-Tuffs spricht gegen die Imsweiler-Bank. Da im Hangenden fluvio-deltaische Sedimente mit Tetrapodenfährten folgen, kann es sich im Vergleich zum Profil Imsweiler auch nicht um die Odernheim-Bank handeln. Die stratigraphische Position muss also offen bleiben.

Die lithologischen Unterschiede zwischen den Profilen sind auffallend. Konstanten im Bereich M8 sind die Rehborn-Bank dicht über den R5-Grobsedimenten sowie in allen Profilen eine der Odernheim-See-Hochstandphasen. Leithorizonte wie die Ruthweiler-Bank und der Frankenhof-Tuff sind nicht überall entwickelt. In Imsweiler liegt die bisher höchste Differenzierung vor. Die Ursachen dafür werden unten diskutiert.

4. Stratigraphische Neuerungen

KÖNIGER (2000) führte die Odernheim-Tuff-Bank ein. Wie neuere Aufschlüsse zeigen, liegt dieser nicht in der Odernheim-Schwarzpelit-Bank, sondern etwas tiefer im Profil am Top einer bisher nicht erkannten Schwarzpelit-Bank (Abb. 4, Abb. 8). In der Odernheim-Schwarzpelit-Bank ist zwar lokal auch ein wenige Zentimeter mächtiger Tuff entwickelt, aber ohne Leitwert (Abb. 4). Deshalb wird hier ein neuer Leithorizont definiert und die Unterschiede zur Odernheim-Bank aufgezeigt.

Die 2,5 Meter mächtige **Imsweiler-Schwarzpelit-Bank nov.** (Abb. 8) zeigt über Silt- und Feinsandstein basal eine rasche Kornverfeinerung (Tonstein, teilweise onkolithischer Mergelstein, gelbliche Mergelstein-/Kalksteinlagen, lagenweise Kalkkonkretionen) mit partiell hoher Dichte an Wirbeltieren. Darüber folgt eine vier Meter mächtige Verfüllungssequenz, in die etliche teilweise gradierte Tuffe/Tuffite eingeschaltet sind. Das ist der Bereich der Odernheim-Tuff-Bank sensu KÖNIGER (2000). Im Hangenden folgt eine fluviatile Fazies aus Silt- und Feinsandstein mit Tetrapodenfährten, bevor 40 m höher die Feinklastika der Odernheim-Schwarzpelit-Bank erscheinen (Abb. 4).

Die Fossilführung der Imsweiler-Bank ist auf das maximum flooding level (MFL: dunkle Laminiten, teils mit Cyanobakterien-Matten) beschränkt und besteht aus wenigen eingespülten Pflanzen (*Hermitia*, *Autunia*, *Calamites*) und deren Samen sowie teilweise artikulierten aquatischen

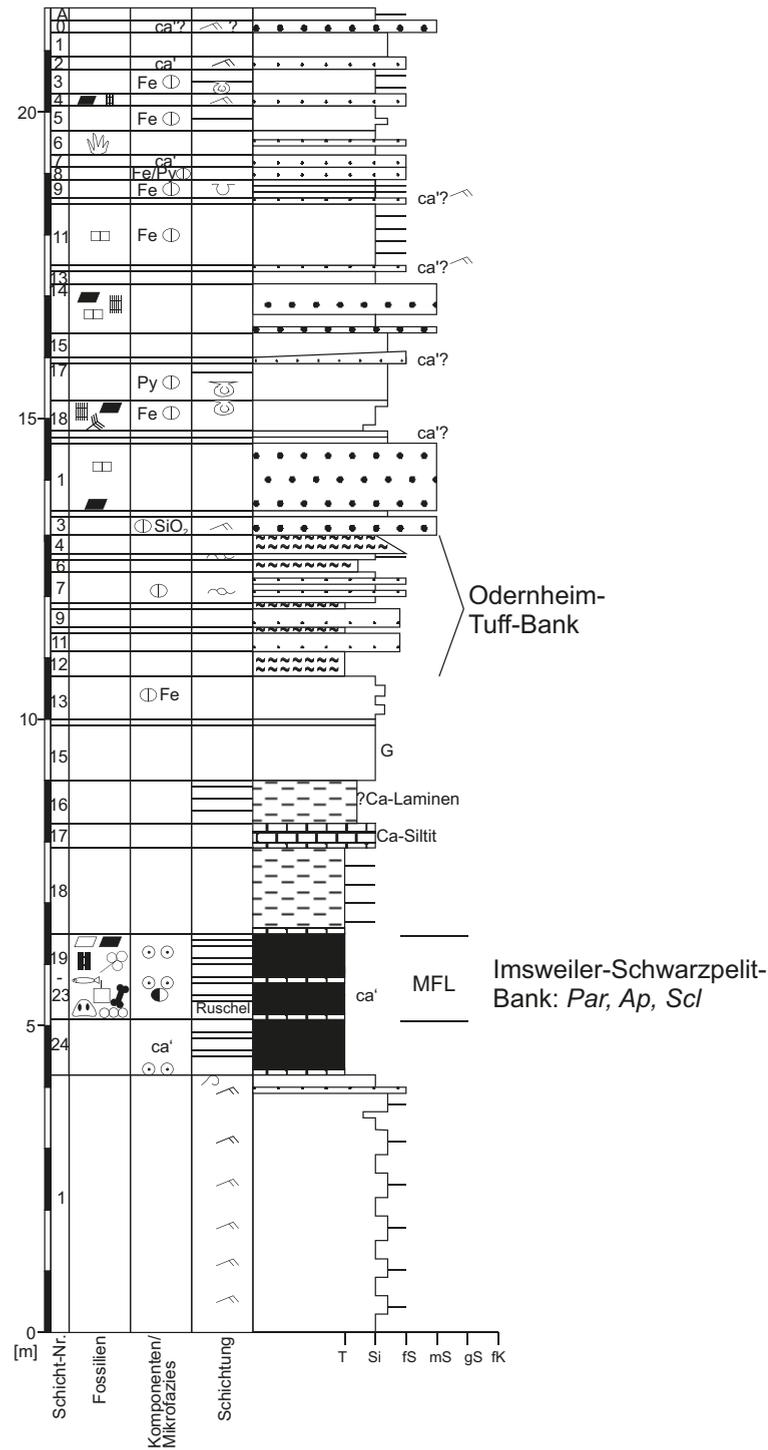


Abb. 8: Detailprofil der Imsweiler-Bank nov. von Imsweiler B48neu Tunnel Nord und Brückenwiderlager (Daten GDKE); MFL = maximum flooding level; weitere Abkürzungen siehe Abb. 2 und Abb. 4.

Wirbeltieren (sehr häufig der Fisch *Paramblypterus*, dazu seltener die Amphibien *Apateon* und *Sclerocephalus*). Weiterhin wurden Koprolithen gefunden. Wegen ihres rundlichen bis kofferförmigen Umrisses und darin enthaltenen glatten Schmelzschuppen als Beutereste können sie ziemlich sicher *Sclerocephalus* zugeordnet werden.

Die neu aufgestellte Imsweiler-Bank ist an weiteren Orten sicher nachgewiesen:

- Rockenhausen N' Rußmühlerhof (Daten GDKE)
- Niedermoschel Katzbachtal Richtung Hallgarten (Daten GDKE)
- Gehrweiler Schlittenwald Stratigrafie-Bohrung LGB, Teufe 450 m (Daten LGB; Aufnahme Schindler)
- Würzweiler Stratigrafie-Schurf LGB (Daten LGB; Aufnahme Schindler)
- Niederkirchen (Kartierung K. Kaufmann (vormals Schindler) 1989 und T. Schindler 1988, Institut für Geowissenschaften/Geologie Universität Mainz, unpubliziert).

Die meisten Nachweise für die Imsweiler-Bank liegen in der Pfalz-Mulde bzw. auf dem Pfalz-Sattel (Niedermoschel). In der Nahe-Mulde in Odernheim ist das Hangende der Bank mit dem Odernheim-Tuff (KÖNIGER 2000; Daten GDKE) nachgewiesen, die lithologische Ausbildung des Gesamtprofils ist dort aber unbekannt. In der südwestlichen Nahe-Mulde (Pipeline-Aufschluss bei Kirrweiler; SCHINDLER 2005: Abb. 11) fehlt die Imsweiler-Bank.

Die etwas jüngere **Odernheim-Schwarzpelit-Bank** zeigt am *locus typicus* in Odernheim (Abb. 9) über Silt- und Feinsandstein eine langsame Kornverfeinerung. Das maximum flooding level wird ebenfalls im Bereich erhöhter Wirbeltierführung erreicht und weist eine 4,1 m mächtige Wechsellagerung von dunklem, laminiertem Tonstein mit teils ultralaminierem Dolostein auf (RAST & SCHÄFER 1978, BOY & HARTKOPF 1983, WILLEMS & WUTTKE 1987, BOY 2003). Weiterhin sind viele Natrojarosit-Lagen in stark zersetztem, gelblichem Tonstein auffällig.

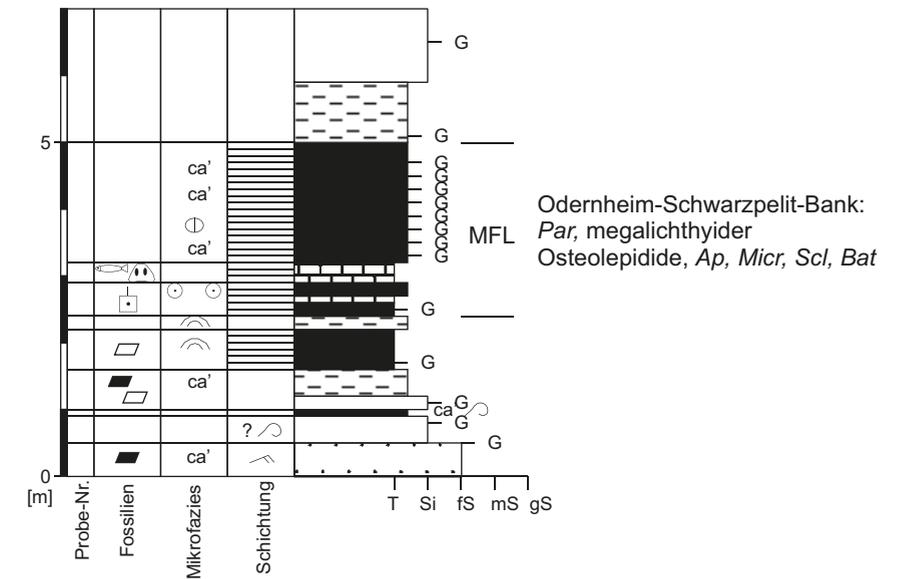


Abb. 9: Detailprofil der Odernheim-Schwarzpelit-Bank am *locus typicus* am nordöstlichen Ortsausgang (RAST & SCHÄFER 1978; BOY et al. 1989, unpublizierter DFG-Projektbericht Bo-553/6-1). Abkürzungen siehe Abb. 2 und Abb. 4.

Im Vergleich mit anderen Fundstellen der Odernheim-Bank dürfte es sich um verwitterte Pyritlagen handeln. Bei den Fossilien sind neben eingespülten Landpflanzen (auffallend viele Koniferen, BOY & HARTKOPF 1983, SCHINDLER 2007) aquatische Wirbeltiere häufig. Neben dem nicht seltenen Fisch *Paramblypterus* und einem extrem seltenen Quastenflosser (megalichthyider Osteolepidide) dominieren Amphibien (*Apateon*, *Micromelerpeton*, *Sclerocephalus* und sehr selten *Batropetes*).

Das Profil geht im Hangenden über Silt- und Feinsandstein mit subaquatischen Rutschungsercheinungen 25 m höher in Sandstein mit Trockenrissen und Wurzelspuren über (RAST & SCHÄFER 1978; Abb. 6).

Im Niveau der Odernheim-Schwarzpelit-Bank gibt es lokal im Abstand von 30 m bis zu fünf Hochstandphasen (Abb. 4). Das führte früher zu vielen Konfusionen um die genaue stratigraphische Ansprache in lückenhaften bzw. gestörten Bohrprofilen (z.B. HANEKE & STOLLHOFEN 1994, Bohrung Münsterappel; MÜLLER et al. 2006 Bohrung Odernheim Tennisplatz). Das gilt aber auch bei kleinen übertägigen Aufschlüssen; hier ist mangels längerer Profile die genaue Position der Schwarzpelite zwischen den markanten fluviatilen Sandsteinbänken R5/R6 nicht erkennbar.

Wie bereits STAPF (1990) feststellte, liegt hier ein sogenanntes Seesystem vor. Einzelne Schwarzpelit-Horizonte stellen Hochstandphasen (maximum flooding level) des Seesystems dar. Die verschiedenen Phasen werden durch vorrückende Deltasedimentation unterbrochen (meistens Prodelta-Sedimente mit einzelnen durch Rutschungen gestörte Lagen). Die Hochstandsphase 3 entspricht der Odernheim-Schwarzpelit-Bank im engeren Sinn (Abb. 4). Die Hochstandsphase 4 dürfte dem Ruthweiler-Schwarzpelit (Boy et al. 2012) entsprechen.

Die Hochstandphasen sind nicht überall gleich ausgebildet, lokal fehlen mehrere davon. Die Ursachen dafür werden unten diskutiert.

Die verschiedenen Seestadien sind ohne gute Aufschlussverhältnisse kaum unterscheidbar, da die jeweilige Fossilführung ebenfalls sehr ähnlich ist: In Imsweiler sind im Seestadium 1 und 3 die Fische und alle Amphibien-Arten identisch.

5. Genese der Einheit M8 der Odernheim-Subformation

Allgemein lässt sich zusammenfassen, dass es nach einem braided river – event (Bildung der Basis-Groblage der Bank R5) mit mehreren fluviatilen Vorstößen zu verschiedenen See-Hochstandsphasen (MFL) mit Entwicklung anoxischer Boden-Verhältnisse kam. Diese wurden durch vorrückende Deltas immer wieder unterbrochen, bis sich schließlich der nächste braided river durchsetzen konnte (Bank R6).

Lokal wurde die Entwicklung durch synsedimentäre, beckeninterne Tektonik variiert (Transform- und streichende Störungen, Anhang 1). Das haben bereits KÖNIGER (2000) sowie KÖNIGER & STOLLHOFEN (2001) für die subaerisch abgesetzten, beckenexternen Tuffe gefordert. Auf Hangendschollen ist durch synsedimentäre Subsidenz die Mächtigkeit erhöht bzw. Leit-horizonte spalten mehr auf; das ist für das Odernheim-Seesystem in Imsweiler sehr auffällig (Abb. 4 und Anhang 1). Auf Liegendschollen kann es zu Mangelsedimentation mit reduzierter Mächtigkeit oder sogar zu Erosion kommen (KÖNIGER & STOLLHOFEN 2001).

Bezüglich der Ansprachen von Leithorizonten bei KÖNIGER (2000: Abb. 6 bis Abb. 8) gibt es aber Korrekturbedarf. Dass der Odernheim-Tuff etwas tiefer in der Imsweiler-Schwarzpelit-Bank *nov.* liegt, wurde oben dargelegt. Dementsprechend sind die von KÖNIGER (2000) verwendeten Niveaus Odernheim-Schwarzpelit und Rehborn-Schwarzpelit (mit Hesselberg-Tuff) sicher nicht überall korrekt angesprochen. Der Gaugrehweiler-Tuff in der Einheit M9 ist in unseren Profilaufnahmen nur selten sicher ansprechbar (Anhang 1: Würzweiler); auch hier ist die Frage, ob er nicht örtlich mit anderen Tuff-Bänken verwechselt wurde. In der Einheit M10 fehlt bei KÖNIGER (2000) überall der Klauswald-Schwarzpelit; er dürfte von ihm teilweise mit dem Humberg-Schwarzpelit verwechselt und gleichgesetzt worden sein.

Weiterhin spielt die paläogeografische Lage innerhalb des Saar-Nahe-Beckens eine Rolle. Im Profil Langenthal nahe dem Becken-Nordwestrand (Hunsrück-Störung) erreichen kiesige debris flows das Seetiefste der Odernheim-Bank (Boy et al. 1988, unpublierte Daten DFG-Projekt Bo 553/6). Weiter südwestlich Richtung Liefergebiet Vogesen (SCHÄFER 1986) nimmt der Anteil von Flussablagerungen an der Gesamtmächtigkeit der Odernheim-Subformation zu (Raum Niederkirchen, Raum St. Wendel; Boy et al. 2012; Anhang 1). In der Nahe-Mulde kann man eine Mächtigkeitszunahme von St. Wendel bis Kirrweiler erkennen, weiter nach Nordosten bleibt sie ungefähr gleich. Die Pfalz-Mulde weist insgesamt stark schwankende Mächtigkeiten auf; das liegt wahrscheinlich aber nicht nur an synsedimentärer Tektonik, sondern auch an nicht erkannten Mächtigkeits-unterdrückenden streichenden Störungen (vgl. Profile Imsweiler, Gehrweiler und Niederkirchen, Abschnitt M9). Südwestlich von Niederkirchen ist kein vollständiges Profil mehr bekannt. Das Profil der Spülbohrung Landstuhl-1 (SCHÄFER 1986) ist über die dort mögliche reine Korngrößenaufnahme nicht feinstratigraphisch ansprechbar.

Fasst man die neuen Erkenntnisse für die gesamte Odernheim-Subformation zusammen, kann man den Einfluss der synsedimentär aktiven Störungen gut nachvollziehen (KÖNIGER 2000; Anhang 1):

Nahe-Mulde:

- östlich der Lauter-Transform-Störung: Profile Kirrweiler Pipeline (Anhang 1) und Homberg (KÖNIGER 2000) mit erhöhter Mächtigkeit im Bereich M8 und M9
- Odernheim-Subformation insgesamt: größte Mächtigkeit evt. in Kirrweiler (aber: Raum Odernheim ist nicht bis zur Bank R5 hinunter modern kartiert)

Pfalz-Mulde:

- östlich der Odenbach-Transform-Störung: Profil Niederkirchen (Anhang 1) mit erhöhter Mächtigkeit der gesamten Odernheim-Subformation (v.a. der Grobsedimente)
- östlich der Alsenztal-Transform-Störung: Profil Imsweiler B48neu (Abb. 4 und Anhang 1) mit erhöhter Mächtigkeit der Einheit M8
- M8: größte Mächtigkeit in Würzweiler
- M9: größte Mächtigkeit in Niederkirchen
- M10: größte Mächtigkeit in Niederkirchen
- Odernheim-Subformation insgesamt: größte Mächtigkeit in Niederkirchen

Die größte Differenzierung (meiste Seen, meiste Tuffe) liegt mit 17 Horizonten in Niederkirchen vor. Hier taucht auch in der Einheit M9 der Pfarrwald-Schwarzpelit auf, während der Kappeln-Schwarzpelit ist nicht mehr erkennbar ist. Es liegt eine proximale Differenzierung vor, die an eine Hangendscholle zwischen Niederkirchen und Imsweiler gebunden sein müsste. In der Nahe-Mulde läuft die Kappeln-Bank weiter bis St. Wendel durch.

Für die Zukunft sind verdichtete Detailprofile im Raum Erdesbach-Kusel notwendig, um trotz vorhandener Lücken bzw. vermuteter Störungen im Profil (Anhang 1) die dortige Entwicklung der Odernheim-Subformation besser einschätzen zu können. Das betrifft auch einen bisher schwer einstuftbaren Schwarzpelit-Horizont, der scheinbar dicht unter der Bank R5 sitzt (Grundstück Schoch in Erdesbach; SCHOCH 1992), und dessen genaue Position für die Interpretation der zeitlichen Entwicklung von Amphibienarten eine gewisse Rolle spielt (mdl. Mitt. R. SCHOCH 2023).

Danksagung

An erster Stelle möchten wir der Grabungsmannschaft der Erdgeschichtlichen Denkmalpflege danken, namentlich PETRA SCHÄFERS, MARKUS POSCHMANN, THOMAS BIZER und KAI NUNGESSER, sowie allen befristeten bzw. ehrenamtlichen Helfern auf den Baustellen Imsweiler und Norheim.

JÜRGEN A. BOY (ehem. Inst. f. Geowiss. Univ. Mainz) danken wir für vielfältige Daten sowie Projektergebnisse diverser DFG-Projekte.

JOST HANEKE (ehem. Landesamt für Geologie und Bergbau (LGB), STEPHAN KÖNIGER und VOLKER LORENZ (ehem. Universität Würzburg) sowie ANDREA MÜLLER (ehem. Universität Münster) wird weiterhin für vielfältige Hinweise und gemeinsame Profilaufnahmen gedankt.

MANFRED RAISCH (Kaiserslautern) und BENNO RAHM † (ehem. Kaiserslautern) danken wir für viele Gelände- und Fossildaten.

TS dankt den Teilnehmern des studentischen Kartierkurses des Instituts für Geowissenschaften/Geologie 1993 in der Umgebung von Rockenhausen für Geländedaten.

Schließlich soll die gute Zusammenarbeit mit verschiedenen Außenstellen des Landesbetriebs Mobilität Rheinland-Pfalz nicht unerwähnt bleiben, die auch gemäß §21 Absatz 3 Denkmalschutzgesetz Rheinland-Pfalz die baubegleitenden Geländearbeiten finanzierten.

Schriftenverzeichnis

- BOY, J.A. (2003): Paläoökologische Rekonstruktion von Wirbeltieren: Möglichkeiten und Grenzen. – *Paläontologische Zeitschrift*, **77** (1): 123-152; Stuttgart.
- BOY, J.A. & FICHTER, J. (1982): Zur Stratigraphie des saarpfälzischen Rotliegenden (?Oberkarbon - Unterperm; SW-Deutschland). – *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **133**: 607-642; Hannover.
- BOY, J.A. & HARTKOPF, C. (1983): Paläontologie des saarpfälzischen Rotliegenden. – *Exkursionsführer*, 53. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Mainz 1983: 1-85; Mainz.
- BOY, J.A., MECKERT, D. & SCHINDLER, T. (1990): Probleme der lithostratigraphischen Gliederung im unteren Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (?Ober-Karbon - Unter-Perm; SW-Deutschland). – *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, **19**: 99-118; Mainz.
- BOY, J.A., HANEKE, J., KOWALCZYK, G., LORENZ, V., SCHINDLER, T., STOLLHOFEN, H. & THUM, H. (2012): Rotliegend im Saar-Nahe-Becken, am Taunus-Südrand und im nördlichen Rheingraben. -

- In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.; Koordination und Redaktion: H. LÜTZNER & G. KOWALCZYK für die Subkommission Perm-Trias): *Stratigraphie von Deutschland X. Rotliegend. Teil I: Innervariscische Becken*; Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **61**: 254-377; Hannover.
- CLAUSING, A. & BOY, J.A. (2000): Lamination and primary production in fossil lakes: relationship to palaeoclimate in the Carboniferous-permian transition. – In: HART, M.B. (Hrsg.), *Climates: past and Present*; Geological Society of London Special Publications, **181**: 5-16; London.
- DREYER, G., FRANKE, W.R. & STAPF, K.R.G. (1983) *Geologische Karte des Saar-Nahe-Berglandes und seiner Randgebiete 1:100.000*. – Mainz (Institut für Geowissenschaften (Geologie) der Johannes-Gutenberg-Universität).
- HANEKE, J. & STOLLHOFEN, H. (1994): Das lithostratigraphische Profil der Forschungsbohrung „Münsterappel 1“. – *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, **23**: 221-228; Mainz. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-5656>
- KERP, H. & FICHTER, J. (1985): Die Makroflora des saarpfälzischen Rotliegenden (? Ober-Karbon - Unter-Perm; SW-Deutschland). – *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, **14**: 159-286; Mainz.
- KÖNIGER, S. (2000): Verbreitung, Fazies und stratigraphische Bedeutung distaler Aschentuffe der Glan-Gruppe im karbonisch-permischen Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland). – *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, **29**: 97-132; Mainz. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-5652>
- KÖNIGER, S. & STOLLHOFEN, H. (2001): Environmental and tectonic controls on preservation potential of distal fallout ashes in fluvio-lacustrine settings: The Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin, SW-Germany. – In: WHITE, J. D. L. & RIGGS, N. (eds.): *Volcaniclastic Sedimentation in Lacustrine settings*; Internat. Assoc. Sedimentologists, Special Publications, **30**: 263-284; Oxford.
- MENNING, M., GLODNY, J., BOY, J., GAST, R., KOWALCZYK, G., MARTENS, T., RÖSSLER, R., SCHINDLER, T., VON SECKENDORFF, V., VOIGT, S. & KÄDING, K.-C. (2022): Das Rotliegend in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016 (STD 2016) / The Rotliegend in the Stratigraphic Table of Germany 2016 (STG 2016). – *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **173** (1): 3-139; Hannover.
- MÜLLER, A.B., STRAUSS, H., HARTKOPF-FRÖDER, C. & LITKE, R. (2006): Reconstructing the evolution of the latest Pennsylvanian-earliest Permian Lake Odernheim based on stable isotope geochemistry and palynofacies: A case study from the Saar-Nahe Basin, Germany. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **240**: 204-224; Amsterdam.
- RAST, U. & SCHÄFER, A. (1978): Delta-Schüttungen in Seen des höheren Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. – *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, **6**: 121-159; Mainz.
- SCHÄFER, A. (1986): Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. – *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, **15**: 239-365; Mainz.
- SCHINDLER, T. (2005): Permokarbonische Ablagerungen in einem Pipeline-Aufschluss zwischen Homberg und Reichenbach: Lithostratigraphischer und fazieller Vergleich zwischen Nahe-Mulde und Pfälzer Mulde (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland). – *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, **33**: 135-166; Mainz. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-5538>
- SCHINDLER, T. (2007): Geologie, Stratigraphie und Genese des permokarbonischen Saar-Nahe-Beckens. – In: SCHINDLER, T. & HEIDTKE, U.H.J. (Eds.), *Kohlesümpfe, Seen und Halbwüsten. Dokumente einer 300 Millionen Jahre alten Lebewelt zwischen Saarbrücken und Mainz*; Pollichia-Sonderveröffentlichung, **10**: 4-37, 20 Abb.; Bad Dürkheim.

- SCHOCH, R. R. (1992): Comparative ontogeny of early Permian branchiosaurid amphibians from southwestern Germany. *Developmental stages*. – *Palaeontographica A*, **222**: 43-83; Stuttgart.
- SCHOCH, R.R. (2009): Life-cycle evolution as response to diverse lake habitats in paleozoic amphibians. – *Evolution*, **63** (10): 2738–2749; St. Louis.
- SCHOCH, R.R. & HAMPE, O. (2004): An eryopid-like temnospondyl from the Lower Rotliegend Meisenheim Formation of the Saar-Nahe Basin. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **232** (2): 315-322; Stuttgart.
- STAPP, K.R.G. (1990): Fazies und Verbreitung lakustriner Systeme im Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). – *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, **19**: 13-234; Mainz.
- STOLLHOFEN, H. (1994): Vulkaniklastika und Siliziklastika des basalen Oberrotliegend im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland): Terminologie und Ablagerungsprozesse. – *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, **23**: 95-138; Mainz. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-5558>
- 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**: 47–83; Amsterdam.
- VOIGT, S., SCHINDLER, T., THUM, H. & FISCHER, J. (2019): Field Trip C2 (19th International Congress on the Carboniferous and Permian, Cologne 2019): Pennsylvanian-Permian of the Saar-Nahe Basin, SW Germany. – *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, **24**: 217-250; Köln.
- WILLEMS, H. & WUTTKE, M. (1987): Lithogenese lakustriner Dolomite und mikrobiell induzierte "Weichteil-Erhaltung" bei Tetrapoden des Unter-Rotliegenden (Perm, Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **174** (2): 213-238; Stuttgart.

Anhang 1 (Online: <https://doi.org/10.23689/fidgeo-6026>):

Summarische Profile der Odernheim-Subformation im Saar-Nahe-Becken mit Transform-Störungen (nach STOLLHOFEN 1998), getrennt nach Nahe-Mulde und Pfalz-Mulde; Position des streichenden Pfalz-Antiklinoriums bzw. der parallel dazu laufenden Störungen nach DREYER et al. 1983; Abkürzungen für die Leithorizonte siehe Abb. 2; rote Linien: korrelierte Basen der informellen Einheiten M8 (Bank R5), M9 (Bank R6) und M10 (Bank R7); schwarze und unterbrochen schwarze Linien: weitere korrelierte Leithorizonte.

DOI: <https://doi.org/10.23689/fidgeo-6026>

Manuskript eingegangen am 14.03.2024

Anschrift der Autoren:

Dr. THOMAS SCHINDLER

Dr. SABINE GLIENKE

Generaldirektion Kulturelles Erbe Rheinland-Pfalz (GDKE)

Direktion Landesarchäologie

Erdgeschichtliche Denkmalpflege

Niederberger Höhe 1

D-56077 Koblenz

E-Mail: thomas.schindler@gdke.rlp.de

sabine.glienke@gdke.rlp.de

Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie und Genese der Flugsandablagerungen am Nordostrand des Hartenbergplateaus (Unteres Ostrheinhesisches Plateau, Stadt Mainz)

BASTIAN E.W.W. GRIMM, MATTHIAS C. GRIMM & ALEXANDER R. STREB

Kurzfassung: Das bekannteste linksrheinische Vorkommen von Flugsand in Rheinhessen ist der Mainzer Sand (Mainz, Rheinland-Pfalz), dessen Ausläufer bis in das Gonsbachtal reichen. Dort wird bisher das östliche Ende der Flugsandfelder im Bereich Mainz angenommen. Rechtsrheinisch ist Flugsand zwischen Bischofsheim und Aschaffenburg bekannt. In dieser Arbeit wird anhand von mehreren Bohrungen im Bereich des Mainzer Hauptbahnhofs und anhand von Baugruben und Bohrungen auf dem Hartenberg erstmals zwischen den beiden Verbreitungsgebieten Flugsand nachgewiesen und eine weiter nach Osten reichende Verbreitung des Flugsandes im Stadtgebiet von Mainz dargestellt. Nach den vorliegenden Ergebnissen reicht der Flugsand über große Teile des Hartenbergs bis zur Mombacher Straße, wo er heute noch auf dem alten jüdischen Friedhof kleine Kuppeldünen bildet. Durch granulometrische und petrographische Untersuchungen lässt sich belegen, dass der Flugsand aus Terrassenmaterial ausgeweht wurde und zusätzlich Material aus dem Tertiär des Hartenbergplateaus aufgenommen hat. Es kann eine aus WNW bis W kommende Hauptwindrichtung und eine aus NNW kommende saisonale Windrichtung angenommen werden. Durch verschiedene Bodenbildungen in und auf den Flugsanden lässt sich eine Akkumulation der Flugsande auf dem Hartenberg im Holozän vermuten, während die Flugsande und Dünen entlang der Mombacher Straße eher ins Spätglazial einzuordnen sind. Fraglich bleibt jedoch der Zusammenhang der links- und rechtsrheinischen Flugsandfelder sowie die zeitliche Stellung und die Verbreitung zwischen diesen Gebieten.

Schlüsselwörter: Flugsand, Dünen, Mainzer Sand, Pleistozän, Holozän, Hartenbergplateau, Mainz, Paläogeographie

Abstract: One of the best known occurrences of aeolian sand deposits in Rhinehessia is the Mainzer Sand (Rhineland-Palatinate, Germany), whose offset reaches as far as the Gonsbach valley. The eastern end of the aeolian sand fields in the Mainz area is currently assumed to be there. On the right bank of the Rhine aeolian sand deposits are known between Bischofsheim and Aschaffenburg. In this paper aeolian sand deposits are detected for the first time between the two distribution areas using several drillings and excavations on the Hartenberg and in the surroundings of the central station of Mainz. Accordingly, a further eastward distribution of the aeolian sands in the urban area of Mainz can be shown. Our results show that the aeolian sand deposits extend over large parts of the Hartenberg up to the Mombacher Straße, where it still forms small dome dunes on the old Jewish cemetery. Granulometric and petrographic investigations indicate that the aeolian sand deposits were blown out of terrace material but also absorbed material from the Tertiary of the Hartenberg Plateau. A main wind direction coming from WNW to W and a seasonal wind direction from NNW can be assumed. Due to various (paleo)soil formations in and on the aeolian sand deposits, it can be assumed that the aeolian sand deposits on the Hartenberg were accumulated in the Holocene, while the aeolian sand deposits and the dunes along the Mombacher Straße are more likely to be from the Late Glacial. However, the connection between the aeolian sand fields on the left and on the right of the Rhine as well as the temporal and spatial distribution between these areas remain questionable.

Keywords: Aeolian sand deposits, dunes, Mainzer Sand, Pleistocene, Holocene, Hartenbergplateau, Mainz, paleogeography

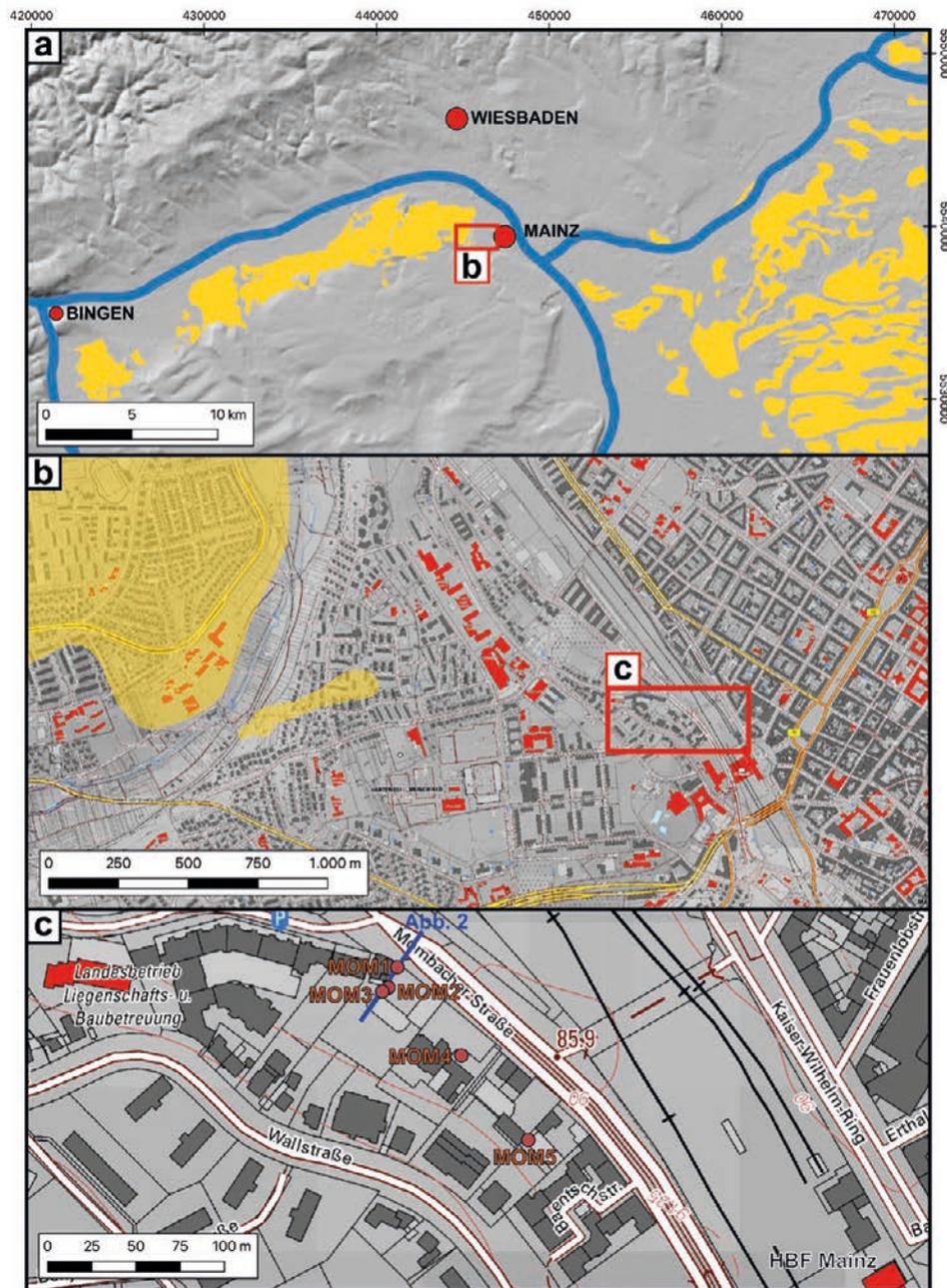


Abb. 1: **a** Übersicht über die Flugsandfelder (gelb) zwischen Bingen und Aschaffenburg. **b** Bisher bekannte Vorkommen des Flugsandes (gelb) nach LEPLA & STEUER (1922a) im Bereich des Hartenbergplateaus. **c** Die Lage der Bohrungen MOM1-MOM5 am Hangfuß des Hartenbergplateaus in der Mombacher Straße.

Koordinatensystem: WGS84/UTM, EPSG: 32632 (UTM Zone 32 U). Kartengrundlage: NASA Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (2013), Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Global, distributed by OpenTopography, <https://doi.org/10.5069/G9445JDF>, accessed: 2024-01-01, sowie frei verfügbare DTK 1:5000 des LVerGeoRLP [©GeoBasis-DE / LVerGeoRP2024, dl-de/by-2-0, www.lvergeo.rlp.de (Daten bearbeitet)]. Verteilung von Flugsand und Dünen: Darstellung auf der Grundlage von Daten des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie (Digitale GÜK300) sowie des Bayerischen Landesamt für Umwelt, www.lfu.bayern.de (Digitale GK500) sowie Daten des LGB RLP/GÜK300.

1. Einleitung

Das bekannteste linksrheinische Flugsandvorkommen befindet sich am Nordweststrand von Mainz im Naturschutzgebiet Mainzer Sand. Dort wird bislang das östliche Ende der spätwürmzeitlichen Flugsandfelder zwischen Mainz und Bingen angenommen (STÖHR 1967, SEMMEL 1974, BRÜNING 1976, AMBOS & KANDLER 1987, BECK 1994). Auf der GK25, Blatt 5915 Wiesbaden dehnen sich die Ausläufer des Mainzer Sandes noch bis in das Gonsbachtal aus (LEPLA & STEUER 1922a), ebenso lässt sich dort, im sogenannten "Kleinen Sand", auf alten (teils militärischen) Karten das Ende der Flugsandfelder erkennen (HILSENDEGEN 1987).

Rechtsrheinisch sind Flugsandfelder zwischen Groß-Gerau und Aschaffenburg bekannt und beschrieben (u. a. BECKER 1965, 1966, STREIT 1967, 1971, PLASS 1972, STEUER 1974, SEMMEL 1974, 1980, 2006, RENFTEL 1998), wobei BECKER (1965) schon südlich von Bischofsheim im Bereich der Mündung des Schwarzbaches bei Ginsheim in den Rhein die ersten Flugsandvorkommen kartierte (vgl. Abb. 1).

Sowohl die linksrheinischen als auch die rechtsrheinischen Flugsandakkumulationen werden stratigraphisch in das Spätwürm bzw. das ausgehende Hochglazial gestellt (u. a. WAGNER & SCHMIDTGEN 1927, SONNE & STÖHR 1959, BECKER 1965, 1966, STÖHR 1967, PLASS 1972, SEMMEL 1974, BRÜNING 1975, 1976, HANKE & MAQSUD 1985, AMBOS & KANDLER 1987, BECK 1994, RENFTEL 1998, PFLANZ et al. 2022). Daher stellt sich aufgrund der geringen räumlichen Distanz der beiden Flugsandfelder sowie der gesamt-klimatischen Situation zur Akkumulationszeit die Frage, ob es sich nicht genetisch um ein zusammenhängendes Flugsandareal von Bingen bis Aschaffenburg handelt, das lediglich vom Rhein getrennt wird.

Im Bereich des Hartenbergplateaus (Teil des Unteren Ostrheinhehessischen Plateaus *sensu* BRÜNING 1975) in Mainz ist auf alten Flurkarten mehrfach der Flurname "Im Judensand" nachzuweisen. Aus Sicht der Autoren ist dies ein Hinweis darauf, dass dort Flugsand auftritt. Des Weiteren konnten durch mehrere Baugruben und weitere Bohrungen auf dem Hartenbergplateau sowie an dessen Hangfuß im Zeitraum von 1990 bis 2024 die Verbreitung des Flugsandes untersucht werden. Am Hangfuß des Hartenbergplateaus in der Mombacher Straße in Mainz wurden im Mai 2021 für die Erstellung eines neuen Bebauungsplanes mehrere Bohrungen abgeteuf. In allen Bohrungen wurden unter den anthropogenen Auffüllungen bis zu 5 m mächtige Flugsandablagerungen angetroffen, deren Vorkommen in diesem Bereich bisher weder beschrieben noch bekannt waren.

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich des Mainzer Stadtteiles Hartenberg-Münchfeld und reicht bis an die Grenze zur Neustadt entlang der Mombacher Straße am Hangfuß des Hartenbergplateaus, etwa 150-200 m nordwestlich des Mainzer Hauptbahnhofes (Abb. 1b, c). Es ist fast vollständig überbaut bzw. versiegelt. Im Innenstadtbereich von Mainz, an dessen Rand die abgeteufte Bohrungen liegen, mangelt es aufgrund der meist starken anthropogenen Überprägung und der heutigen Überbauung an Aufschlüssen, die Informationen über den geologischen Untergrund zulassen (LEPLA & STEUER 1971a, SONNE 1989a, b).

Neben der Verbreitung des Flugsandes sollen in dieser Arbeit auch die Materialherkunft sowie der Transport diskutiert werden. Auf Grundlage dieser Diskussionen soll abschließend eine stratigraphische Einstufung vorgenommen werden.

2. Standortbedingungen und lokale Geologie

Große Teile des Hartenbergplateaus waren bis ins 19. Jahrhundert durch weitläufige militärische Befestigungsanlagen und Produktionsstätten überbaut, die heute nur noch durch einzelne Relikte und durch Straßennamen (Wallstraße, Am Fort Gonsenheim, Am Fort Hauptstein, Alte Patrone) belegt sind. In diesen Bereichen sind Aussagen über die ehemals vorhandenen quartären Ablagerungen nicht mehr möglich. Außerhalb dieser, durch mächtige anthropogene Auffüllungen gekennzeichneten Bereiche ist unter den meist geringmächtigen Bodenbildungen die mittelpleistozäne t4-Terrasse des Rheins anzutreffen (KANDLER 1970, 1971 = t3 im Untermaingebiet *sensu* SEMMEL 1969, = Untermain-Mittelterrassen-Formation *sensu* HOSELMANN 2008a, 2021). Diese besteht hauptsächlich aus rost- bis rotbraunen Grob- bis Blockkiesen mit meist gut gerundeten Komponenten aus Quarzit, Quarz, Lydit, Muschelkalk, tertiärem Kalk, Gneis, Granit, seltener Basalt und Hornstein und enthält zahlreiche bis zu 1 m große Buntsandsteindrifblöcke (SEMMEL 1969, KANDLER 1970, 1971). Große Teile der bis zu 8 m mächtigen Terrasse sind, gerade auch im Gebiet des Mainzer Sandes oder im rechtsrheinischen Bereich, von Flugsand verhüllt (KANDLER 1970, 1971, HOSELMANN 2008a, 2021). Die t4-Terrasse ist linksrheinisch in der Regel zwischen 105 und 126 m NN anzutreffen (SEMMEL 1969, KANDLER 1970, 1971).

Im Bereich des Münchfeldes und der Universität sowie in Großteilen der Oberstadt in Mainz ist die t4-Terrasse auf die t6-Terrasse *sensu* KANDLER (1970, 1971 = t2 im Untermaingebiet *sensu* SEMMEL 1969, = Untermain-Mittelterrassen-Formation *sensu* HOSELMANN 2008a, 2021) diskordant aufgelagert (KANDLER 1970, 1971). Auch im Untersuchungsgebiet liegt die t4-Terrasse auf der t6-Terrasse (KANDLER 1971). Die t6-Terrasse besteht aus graubraunen Kiesen und Sanden, die miteinander kryoturbar verwürgt sind, der Sand liegt jedoch meist im Hangenden der Kiese (KANDLER 1970). Der Kies führt überwiegend Quarzit, Quarz, Hermeskeilsandstein, sowie viel Buntsandstein, teils Lydite und wenig Gneisgerölle (KANDLER 1970). Oftmals weisen die Sandsteine eine schwarze Rinde auf (KANDLER 1970). Die grauen, kalkreichen, schlecht sortierten Sande weisen eine durchschnittliche Korngröße zwischen 0,1 und 0,3 mm auf (KANDLER 1970). Die t6-Terrasse ist maximal 4 m mächtig, meist zwischen 100 und 105 m NN anzutreffen, im Stadtgebiet von Mainz aber zu Großteilen von der t4-Terrasse ausgeräumt worden. Im Münchfeld kommen daher nur der untere und mittlere Teil der t6-Terrasse vor (KANDLER 1970, 1971). Auf der geologischen Karte GK 25 Blatt 5915 Wiesbaden sind die t4- und t6-Terrassen als d3-Terrasse zusammengefasst dargestellt (LEPPLA & STEUER 1922a).

Am Hangfuß des Hartenbergplateaus müsste im Untersuchungsgebiet auf der Höhe von 85 bis 90 m NN (bis max. 89 m ü. NN) die t1/t2-Terrasse *sensu* KANDLER (1970, 1971, = Niederterrasse *sensu* WAGNER 1931, = t7/t6 im Untermaingebiet *sensu* SEMMEL 1969, = Untermain-Niederterrassen-Formation *sensu* HOSELMANN 2008b, HOSELMANN 2021) anzutreffen sein. Sie ist im Stadtgebiet von Mainz bisher nur an wenigen Stellen aufgeschlossen bzw. bekannt (Mombach bis Budenheim, rechtsrheinisch zwischen Kastel und Schierstein) und wurde meist unter Kulturschichten nachgewiesen oder wird von Flugsanden verhüllt (KANDLER 1970, 1971). Zwischen der t1/t2-Terrasse am Hangfuß und der t4- und t6-Terrasse auf dem Hartenbergplateau ist theoretisch noch die t3-Terrasse (*sensu* KANDLER 1971 = d4 nach LEPPLA & STEUER 1922a, b) in einer Höhenlage zwischen 90-105 m NN anzutreffen. Sie wurde in der Nähe des Untersuchungsgebiets am Ausgang des Zahlbachtals im Bereich der Alicenbrücke/Hauptbahnhof nachgewiesen und soll sich entlang der Mombacher Straße Richtung Nordwesten ziehen (KANDLER 1971, LEPPLA & STEUER 1922a). Der Übergang der Terrassen im Untersuchungsgebiet

ist jedoch fraglich (KANDLER 1971), ebenso ob die t3-Terrasse im Untersuchungsgebiet jemals ausgeprägt war und wenn, ob sie dann von der t1/2-Terrasse wieder ausgeräumt wurde.

Das Liegende der Terrassenbildungen besteht im gesamten Bereich des Hartenbergplateaus aus den Ablagerungen der tertiären Wiesbaden-Formation, die die typische Dreigliederung in Wäschbachtal-, Kästrich- und Hartenberg-Subformation zeigt. Der steile oberen Hangteil des zur Mombacher Straße hin markanten Plateaubruchs wird von den hellen Kalken und Kalkmergeln der Kästrich-Subformation gebildet, während der durch Flugsand und die Aufschüttungen des Hauptbahnhofs und der Bahntrasse größtenteils verdeckte Hangfuß entlang des ehem. Wildgrabentals aus tonig-schluffigen Bändermergeln der Hartenberg-Subformation besteht (GRIMM 2005). Die Wäschbachtal-Subformation ist bisher nur reliktsch im Bereich der ehem. Baugrube des SWR-Parkhauses angetroffen worden. Sie ist in den linksrheinischen Bereichen des Mainzer Beckens größtenteils nicht mehr erhalten.

3. Material und Methoden

Im Mai 2021 wurden im Untersuchungsgebiet in der Mombacher Straße in einer Höhe von 85 bis 90 m NN insgesamt 29 bis zu 6 m tiefe Rammkernsondierungen im Bohrdurchmesser 60 bis 50 mm abgeteufelt. Sie zeigen weitgehend einen ähnlichen stratigraphischen Aufbau. Daher wurden davon fünf Bohrungen ausgewählt (MOM1-MOM5), die hier exemplarisch dargestellt sind. Die Bohrkernansprache inklusive der Karbonatsgehaltsbestimmung erfolgte gemäß KA5 (Ad-Hoc ARBEITSGRUPPE BODEN 2005) durch die Autoren unmittelbar an der jeweiligen Bohrstelle (vgl. Anhang). Alle Bohrungen wurden anschließend schichtweise, jedoch mindestens meterweise beprobt.

Für die sedimentpetrographischen Untersuchungen wurden neun Proben aus den Bohrungen MOM 1 und MOM 2 ausgewählt. Die Proben wurden zunächst bei 50°C in einem Trockenschrank getrocknet. Anschließend wurden die Korngrößen mittels Nasssiebung (Korngrößenanalyse nach ISO 14688) bestimmt. Aus diesen Ergebnissen wurden die Sortierung (σ_1), die Schiefe (sk_1), die Kurtosis (Kg) und die mittlere Korngröße (M) nach FOLK & WARD (1957) bestimmt. Weiterhin wurden die petrographische Zusammensetzung der Grobsand- und Feinkiesfraktionen der untersuchten Proben unter dem Binokular ausgezählt und die Rundungsverhältnisse der Sandfraktionen abgeschätzt.

Zur Charakterisierung der Schluff- und Tonfraktionen der untersuchten Proben wurden die ausgeschlammte Pelitfraktion (Ton + Fein- bis Mittelschluff), eine Sandprobe und einer Probe aus einem Hanglehm pulverdiffraktometrisch (XRD) mit Hilfe eines Universal-Röntgendiffraktometers Seifert Analytical X-Ray untersucht.

4. Ergebnisse

4.1 Profilbeschreibung

Die ausgewählten Bohrungen MOM 1 bis MOM 5 erschließen unter einer bis zu 2,8 m mächtigen anthropogenen Auffüllungsschicht (Kulturschicht) hellbeige bis gelbliche, undeutlich geschichtete Mittel- bis Feinsande (vgl. Profilbeschreibungen im Anhang 1). Die Oberkante der Sande ist uneben und schwankt innerhalb weniger Zehner Meter um etwa 1,75 m (bezogen auf die abso-

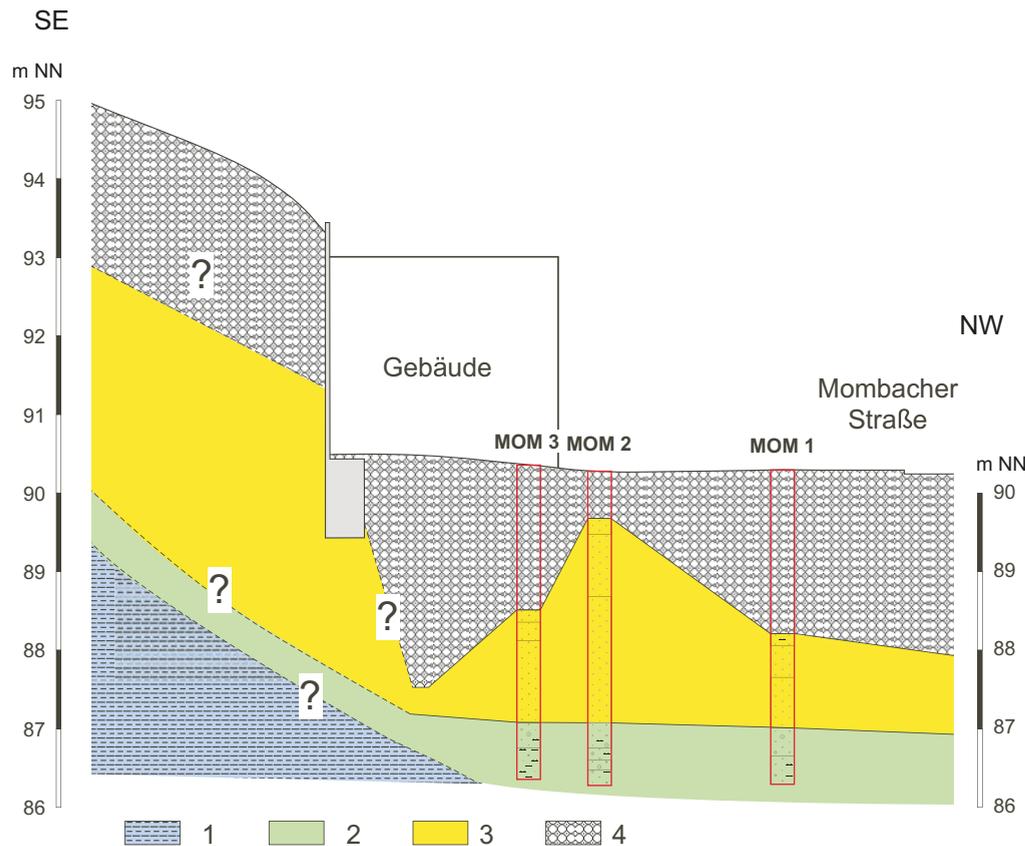


Abb. 2: Schematischer Profilschnitt (2,5-fach überhöht) von der Mombacher Straße durch die bearbeiteten Bohrungen MOM 1 bis MOM 3 in den Hangfuß des Hartenberg-Plateaus. 1 = Bändermergelfazies der Hartenberg-Subformation, Wiesbaden-Formation, Tertiär; 2 = Hanglehm und Hangschutt; 3 = Flugsand; 4 = Auffüllungen und Kulturschutt. Der Profilschnitt basiert neben den eingezeichneten auch auf weiteren, hier nicht beschriebenen Bohrungen.

lute Höhe). Dabei sind im Topbereich der Sande gelegentlich Bodenbildungen erhalten, die eine teilweise mehrphasige Bodenentwicklung (MOM 1-3) und ein primär hügeliges Relief abbilden (Abb. 2). Zum Teil sind in einem älteren IIBhGo-Horizont mit Humus verfüllte Wurzelröhren und Limonitflecken erkennbar (MOM 3). An anderen Stellen sind die jüngeren Bodenbildungen ganz (MOM 5) oder teilweise abgetragen (MOM 4). In MOM 5 wurde in 4,7 m Tiefe unter Geländeoberkante im Sand ein 10 cm mächtiger dunkelbeige-grauer Horizont erbohrt, bei dem es sich um einen älteren fossilen Humushorizont handelt. Weiterhin wurden in einigen Profilen weiße Rhizokonkretionen angetroffen (MOM 4).

Die Mittel- bis Feinsande reichen je nach Lage bis in eine Tiefe von über 5 m unter Geländeoberkante und sind im tieferen Profiltail z.T. zu porösen Kalksandsteinen verfestigt (MOM 4). In den Bohrungen MOM 1-3 und MOM 5 wurden unter den Sanden im tieferen Teil der Profile Wechsellagerungen zwischen periglaziale Hangschutt (stark kiesige bis steinige Sande) und sandig-lehmig-kiesigen Solifluktionsschichten erbohrt.

4.2 Petrographische Zusammensetzung

Die petrographische Zusammensetzung der Mittel- und Feinsandfraktionen von allen untersuchten Proben wird sehr stark von Quarz dominiert, enthält jedoch auch etwas Feldspat. Hinzu treten in der Feinsandfraktion kaum erkennbar, in der Mittelsandfraktion bereits deutlich erkennbar kleine Bruchstücke von Mollusken. In der Grobsandfraktion sind neben größeren Bruchstücken auch ganze unverfüllte Gehäuse von Hydrobien aus der Wiesbaden-Formation zu finden. Weiterhin inkohlte Pflanzenreste, Holzkohlestückchen und im Bereich der Bodenbildungshorizonte auch Bruchstücke und ganze Gehäuse der Lössschnecke *Trochulus hispidus*. Die Pelitfraktion der Sande wird ebenfalls deutlich von Quarz dominiert und enthält darüber hinaus auch noch gut erkennbar Plagioklas (Labradorit) und Calcit. Untergeordnet treten 2M1-Illit, 2M1-Muskovit, 1M-Kaolinit und Chlorit-Vermiculit-Montmorillonit-Wechsellagerungen auf. Nur in Spuren konnten 1M-Illit und Smectite nachgewiesen werden.

Die petrographische Zusammensetzung der Hangschutte und Hanglehme unterscheidet sich deutlich von denen der Sande. Zwar sind die Komponenten der Mittel- und Feinsandfraktion ähnlich zusammengesetzt, bereits in der Grobsandfraktion treten jedoch zusätzlich zu Molluskenbruchstücken (auch von *Congeria brardi*) Quarzkörner hinzu. Die Feinkiesfraktion enthält ein breites Spektrum an siliziklastischen Komponenten (Milchquarz, roter Quarz, Rauchquarz, gelblicher Hornstein, dunkelbrauner, schwarzer und roter Radiolarit, Chalzedon, verschieden gefärbter Quarzit, brauner, roter und schwarzer Sandstein, Kieseloolith, Limonitrollstücke, bräunlicher Siltstein, selten Granit, Glimmerschiefer, Rhyolith und Amethyst), Muschelkalk sowie Komponenten, die eindeutig aus der Wiesbaden-Formation stammen (Hydrobienkalk, Algenkalk, Mergelkalk, Calichekrusten, *Congeria brardi*, *Perna faujasi*, Hydrobien und ein Otolith von *Morone aequivalvis*). Nur untergeordnet treten umgelagerte Rhizokonkretionen auf.

Die siliziklastischen und die Muschelkalk-Komponenten machen insgesamt etwa 27 % der Kiesfraktion aus, die Komponenten aus der Wiesbaden-Formation etwa 69 %. Die restlichen 4 % entfallen auf umgelagerte Rhizokonkretionen. Die Pelitfraktion der Hanglehme besteht hauptsächlich aus Calcit, etwas weniger Quarz und etwas Plagioklas (Labradorit). An Tonmineralen konnten untergeordnet Smectite und etwas 2M1-Illit nachgewiesen werden.

4.3 Granulometrie und Rundung

Der Median der untersuchten Sandproben liegt im Mittel- bis Feinsandbereich ($\Phi = 2,2$ bis $2,8$). Sie sind schlecht sortiert ($\sigma_1 = 1,16$ bis $1,64$), zeigen eine symmetrische bis stark positive Schiefe ($sk_1 = -0,04$ bis $0,38$) und sind mesokurtisch bis schwach leptokurtisch ($Kg = 0,90$ bis $1,14$) (Abb. 3). Dabei lässt sich vom Hangenden zum Liegenden eine Korngrößenabnahme beobachten, die auch eine Abnahme des Medians (von $M_\Phi = 2,2$ auf $M_\Phi = 2,8$) zur Folge hat, wobei gleichzeitig die Sortierung schlechter wird (von $\sigma_1 = 1,2$ auf $1,6$). Die untersuchten Flugsande unterscheiden sich hinsichtlich ihrer granulometrischen Parameter nicht wesentlich von anderen Flugsanden der Rhein-Main-Ebene (BECKER 1965; siehe Abb. 3).

Die Hangschutte und Hanglehme in den tieferen Profilschnitten sind deutlich grobkörniger ($M_\Phi = 0,33$ bis $1,62$) und deutlich schlechter sortiert (extrem schlecht, $\sigma_1 = 4,07$ bis $4,32$) als die Flugsande. Sie zeigen zudem bei vergleichbarer Kurtosis eine negative bis stark negative Schiefe ($sk_1 = -0,27$ bis $0,41$).

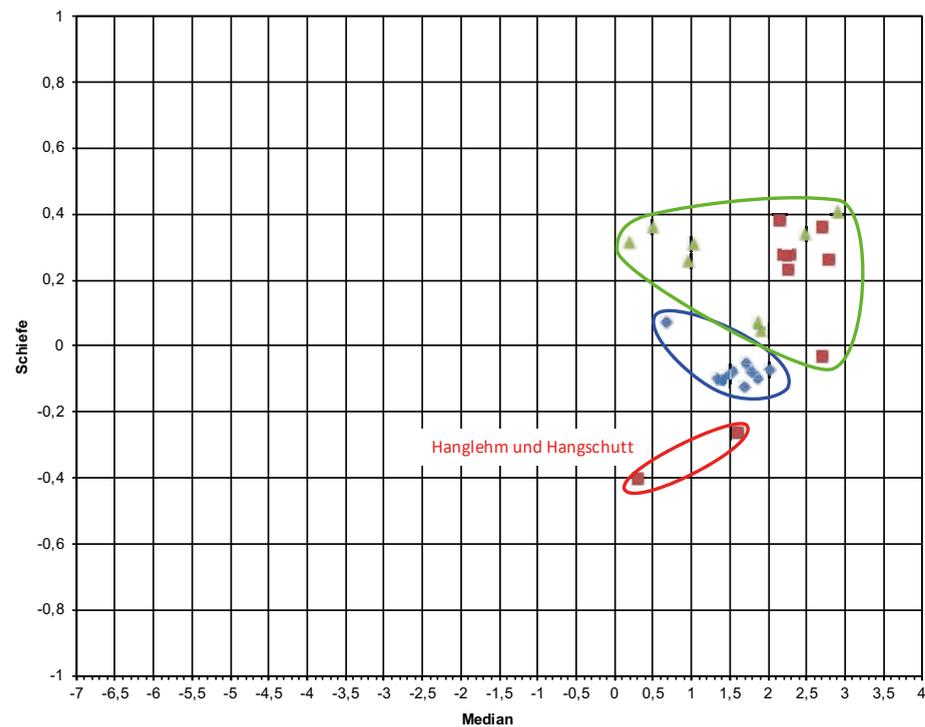
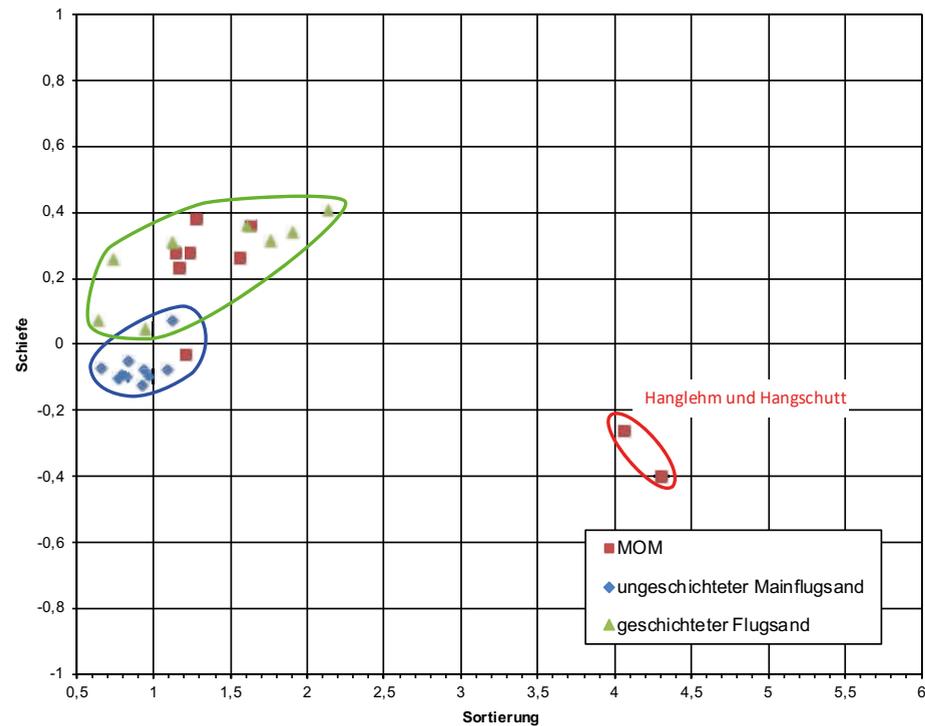


Abb. 3: Die Flugsande und der Hanglehm und Hangschutt aus dem Bereich der Mombacher Straße (MOM) in den Diagrammen Sortierung/Schiefe und Median/Schiefe im Vergleich zu Flugsanden nach BECKER (1965).

Die Rundungsgrade der Mittel- und Feinsandfraktionen variieren stark und stellen ein Gemisch aus vollkommen gerundeten matteden Körnern bis hin zu ungerundeten Splintern dar, wobei alle Zwischenstufen vertreten sind. Der Anteil der ungerundeten Körner schwankt zwischen etwa 20 % und 40 %, wobei die Feinsandfraktion im Mittel meist etwas schlechter gerundet ist als die Mittelsandfraktion und der Anteil der gerundeten Körner vom Hangenden zum Liegenden abnimmt. Eine Ausnahme stellt diesbezüglich lediglich die Feinsandfraktion der Probe MOM 1, 3,6 bis 3,9 m dar, bei der nur 5 % ungerundete Körner festgestellt werden konnten.

Die Untersuchung einer Vergleichsprobe von Flugsand auf dem Hartenbergplateau ergab, dass diese Probe ebenfalls hohe Anteile an ungerundeten Körnern und nur wenige gut gerundete Körner enthält.

Die Rundungen der Mittel- und Feinsandfraktionen der Sandlagen und des Hangschutts unterscheiden sich nicht. Die Quarz- und Quarzitekomponenten der Kiesfraktion sind in den Hangschuttlagen oft gut gerundet, teilweise sind aber auch Bruchstücke von ehemals gut gerundeten Komponenten zu finden. Die übrigen Komponenten sind überwiegend schlecht oder nicht gerundet, die Komponenten aus der Wiesbaden-Formation sind immer ungerundet. Zudem ist auffällig, dass die gelblichen Hornsteine nur in Form von kleinen Splintern mit muscheligen Bruch auftreten.

5. Diskussion

5.1 Materialherkunft

Bereits LEPSIUS (1883) wies auf die lokale Herkunft der Flugsandkomponenten hin und leitete den Flugsand von den unterlagernden Terrassen der oberen diluvialen Sande und Kiese ab. Der hohe Quarzanteil des Flugsandes erschwert einen direkten petrographischen Vergleich mit der Zusammensetzung der Kiese und Sande der t4- und der t6-Terrassen, die hauptsächlich durch die Zusammensetzung ihrer Grobfraktionen gekennzeichnet sind. Die schlechte Sortierung und die positive Schiefe der Flugsande ist jedoch ein Hinweis auf die Entstehung aus schlecht sortierten fluviatilen Sedimenten (FOLK 1971).

Für die o.g. periglazialen Ablagerungen im Liegenden der Flugsande ist durch Geröllanalysen nachweisbar (s. Kap. 4.2), dass diese typischen Komponenten aus den Terrassen enthalten. Die Rhizokonglomerate (häufig auch als Osteokollen bezeichnet) stammen jedoch höchstwahrscheinlich aus den Flugsanden. So werden in der ehemaligen Sandgrube Walther bei Finthen solche Osteokollen in verschiedenen Größen beschrieben, die sich um Wurzeln gebildet haben (BRÜNING 1976, BECK 1994). Sie konnten auch in einem kleinen Aufschluss in der Paul-Denis-Straße (s.u.) am Ostrand des Hartenbergplateaus nachgewiesen werden.

Schlecht bis ungerundete äolische Komponenten stammen im Allgemeinen aus der näheren Umgebung der Ablagerungen (CAILLEUX 1942, KUENEN 1960, FOLK 1978) oder sind ein Hinweis auf eine Frost-Verwitterung (SEPPÄLÄ 1969). Die unterschiedlichen Rundungsgrade und die vielen Kalkschalenbruchstücke des Sandes lassen sich aus Sicht der Autoren durch die unterschiedliche Herkunft der Komponenten begründen. So lassen sich die Kalkschalenbruchstücke zu großen Teilen aus aufgearbeitetem Hydrobienschillkalken der Kästrich-Subformation ableiten, während die schlecht bis ungerundeten Quarzkomponenten weitgehend aus aufgearbeitetem Terrassenmaterial in der unmittelbaren Umgebung bzw. aus den darauf liegenden Flugsanddecken

stammen sollten. Möglicherweise lassen sich die wenigen vollkommen gerundeten mattierten Körner als typische äolische Komponenten (CAILLIEUX 1942, 1952) aus einer eher regionalen Quelle ableiten. Auch das Auftreten von Plagioklas und 2M1-Illit-Muskovit in der Pelitfraktion zeigt, dass das Material der Sande überwiegend aus aufgearbeitetem siliziklastischen Material (Terrasse) stammt, während Kaolinit und 1M-Illit wohl eher von aufgearbeitetem Material der Wiesbaden-Formation abgeleitet werden können, das nach SITTLER (1965) neben Illit auch Kaolinit enthält. Die Bildung von Smectiten, wahrscheinlich auf Kosten von Illit-Muskovit, ist dabei als Hinweis auf ein kühles terrestrisches Klima zu verstehen (HEIM 1990).

5.2 Verbreitung des Flugsandes im Bereich Hartenberg

Die Ergebnisse zeigen, dass der Flugsand deutlich weiter in das Stadtgebiet von Mainz hineinreicht als bisher in der Literatur beschrieben (STÖHR 1967, SEMMEL 1974, BRÜNING 1976, AMBOS & KANDLER 1987, BECK 1994, vgl. Abb. 4). Dies kann nur bedingt auf die mangelnde Aufschluss-situation im Stadtgebiet von Mainz sowie die mächtige Kulturschuttschicht zurückzuführen sein, denn die Flugsande entlang des Fußes des Hartenbergplateaus waren noch bis Ende der 1990er Jahre am Steilhang hinter dem Haus Mombacher Straße 75 aufgeschlossen und wurden auch danach noch bei verschiedenen Bauarbeiten (z.B. 1993 beim Bau des Hauses Mombacher Str. 67) temporär freigelegt. Ein heute vorhandener kleiner Aufschluss befindet sich an der Böschung hinter dem Haus Wallstraße 56 in der Paul-Denis-Straße (vgl. Abb. 5). Zudem sind überprägte Kuppeldünen (Dome-dunes, BREED & GROW 1979) im Bereich des 1286 erstmals erwähnten (BONDI 1927) alten jüdischen Friedhofs in der Mombacher Straße ("Judensand") erkennbar (vgl. Abb. 6). Möglicherweise sind solche Dünen am Hangfuß auch im Bereich der vorderen Mombacher Straße in Richtung Hauptbahnhof ausgeprägt gewesen, wie aus dem Querschnitt der Bohrungen MOM1-MOM3 hervorgeht (vgl. Abb. 2). Weitere Vorkommen am Hangfuß des Hartenbergplateaus konnten bei Bauarbeiten in der Mombacher Straße 85, nordwestlich des alten jüdischen Friedhofs gefunden werden. Insgesamt ziehen sich die Dünen somit fast entlang des kompletten Hangfußes und teils auch am Hang selbst entlang. Wenn die Lage dieser Dünen am Hangfuß mit denen von BECKER (1965) beschriebenen Dünen rechtsrheinisch im Übergangsbereich der holozänen Auen zu den pleistozänen Terrassenbereichen verglichen wird, kann davon ausgegangen werden, dass es sich um ein durchgehendes Flugsandgebiet gehandelt hat, welches wiederholt vom Rhein durchtrennt wurde. Dies würde implizieren, dass es weiteren Flugsand im Stadtgebiet von Mainz gab, der aber wahrscheinlich vom Rhein zum Großteil ausgeräumt wurde. Zusätzlich könnte das rechtsrheinische Gebiet Material aus dem Rheinbett bei Mainz enthalten.

Auf dem Hartenbergplateau selbst ist in der geologischen Karte 1:25.000, Blatt 5915 Wiesbaden (LEPPLA & STEUER 1922a) ein etwa 500 m langes, 80 bis 100 m breites WSW-ENE-verlaufendes Flugsandfeld eingetragen, das sich in der ehem. Gemarkung "Am Judensand" (DGK 5, Blatt Schützenhaus 1939) von einer ehem. Kiesgrube im Gonsbachtal entlang der heutigen Kerschensteiner Straße bis auf das Hartenbergplateau kurz vor die Ludwigsburger Straße hinauf zieht (vgl. Abb. 1b und 4). In der Verlängerung dieses Flugsandgebietes konnten im Bereich des Spielplatzes "Finkenstraße" (im Wäldchen zwischen Starenweg und Ludwigsburger Straße) geringmächtige und nur noch reliktsch Reste von Flugsanddecken gefunden werden. In der Baugrube für die Neubebauung des Geländes des ehemaligen Oblatenklosters neben der Kirche St. Rabanus Maurus (heute "Im Klostersgarten") waren während der Bautätigkeiten 2018 ebenfalls Flugsande aufgeschlossen.

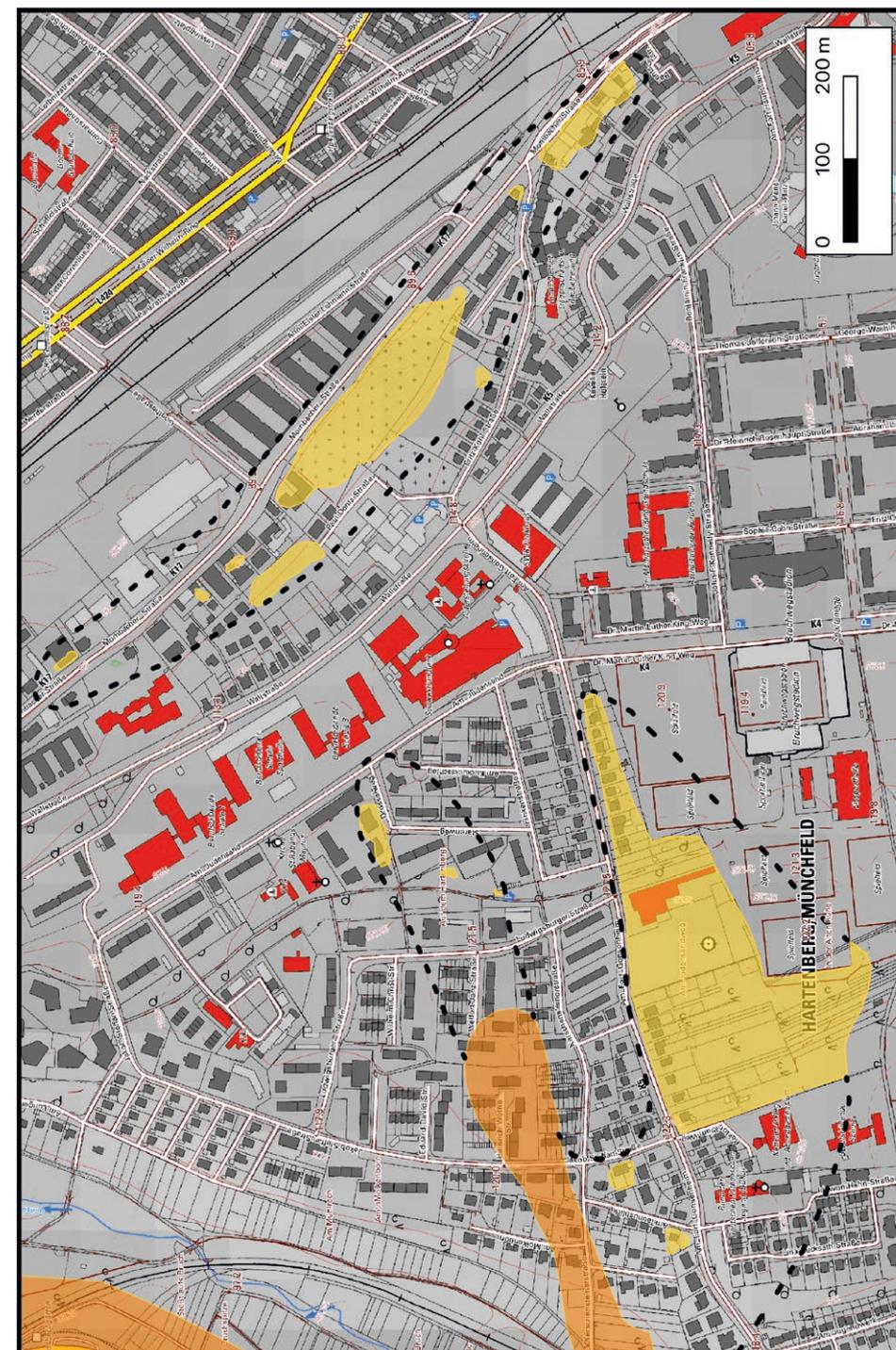


Abb. 4. Verbreitung des Flugsandes im Bereich des Hartenbergplateaus und an der Mombacher Straße. Orange = bereits bekannte Verbreitung nach LEPPLA & STEUER (1922a), vgl. Abb. 1; gelb = ergänzte Verbreitung (siehe Text), gestrichelt = vermutete Ausdehnung des Flugsandes.



Abb. 5: Blick auf die Böschung hinter dem Haus Wallstraße 56 in der Paul-Denis-Straße. Hellgelblicher Flugsand mit leichten Verbraunungen an der Basis, an der Oberkante der Böschung rezente Mutterbodenauflage. Aufschlusshöhe ca. 50 cm.

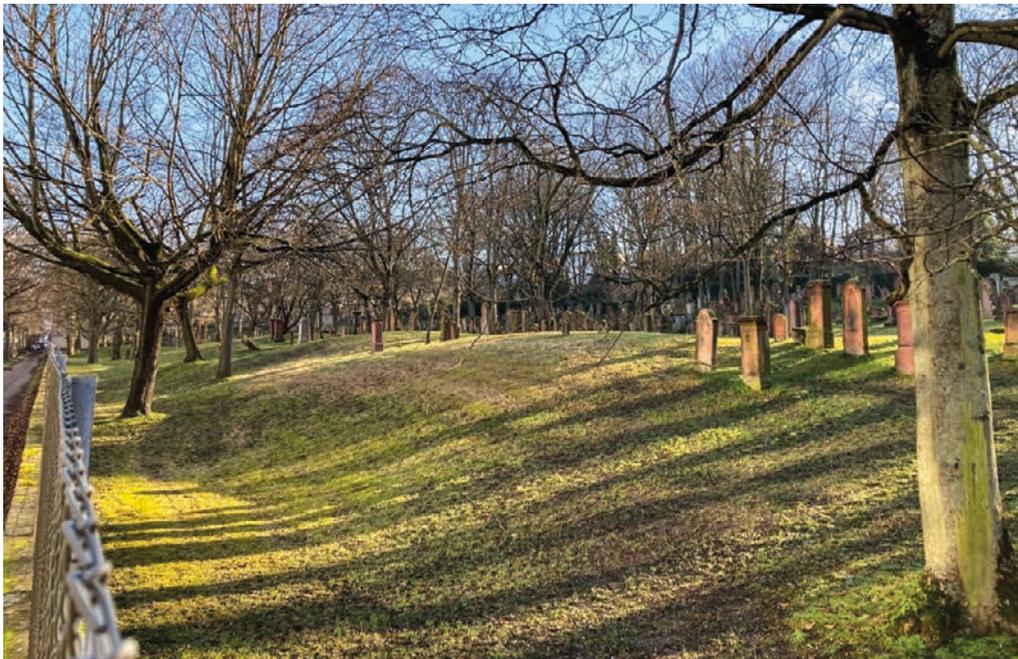


Abb. 6: Blick von NNE auf die Kuppeldünen im Bereich des alten jüdischen Friedhofs in der Mombacher Straße.

Weiter südlich konnte im Mai 2021 in einer Baugrube an der Ecke Jakob-Steffan-Straße / Am Fort Gonsenheim über der t4-Terrasse (*sensu* KANDLER 1970, 1971) ebenfalls Flugsand nachgewiesen werden. Weiterhin wurde Flugsand 2018 auch beim Abriss des alten Schützenhauses Am Fort Gonsenheim angetroffen (mündl. Mitteilung J. P. HOFMANN 2023) und steht dort aktuell in einer Mächtigkeit von bis zu 2 m an. Weiter westlich schließt sich in der noch weitgehend unbebauten Gemarkung "Am Judensandweg" und in dem südlich angrenzenden Wäldchen "In der Alten Ruhe" / "Im Sampel" eine von Pararendzina-Bodenbildungen bedeckte, weit nach Süden reichende, geschlossene, über 1 m mächtige, Flugsanddecke an, die bis mindestens an den Rektor-Blum-Weg reicht und nach Süden auskeilt. Im Zentrum ist dort in etwa 1 m Tiefe unter einem gelblichen, an der Basis leicht verbräunten Flugsand ein fossiler schwarzerdeartiger Bodenhorizont entwickelt, ähnlich wie dies z.B. von Flugsanden bei Finthen beschrieben wurde (HANKE & MAQSUD 1985). Er enthält teilweise Kalkschalen von *Trochulus hispidus*. Östlich des neuen Schützenhauses konnten die Flugsande bis zur Kreuzung Am Fort Gonsenheim / Dr.-Martin-Luther-King-Weg / Am Judensand in mehreren Baugruben verfolgt werden: Sie ist dort noch 0,8 m mächtig und liegt auf Terrassenkiesen der t4-Terrasse (*sensu* KANDLER 1970, 1971). Im Bereich der Sportplätze am Bruchwegstadion sind die Flugsande dagegen weitgehend ausgeräumt und lassen sich nicht mehr nachweisen.

Es ist anzunehmen, dass der Flugsand ursprünglich den größten Teil des Hartenbergplateaus bedeckt hat und dabei Unebenheiten in der Plateaufläche und am Plateaurand (z.B. Sackungsbereiche über Dolinen) ausgeglichen hat. In Richtung des heutigen Hartenbergparks dürfte aufgrund der relativ steilen begrenzenden Hänge in diesem Bereich eine ehemalige Bedeckung mit Flugsand jedoch unwahrscheinlich sein. Teilweise enthalten die Flugsande eine eingeschaltete Humuszone (fossiler Ah-Horizont). Hinweise auf ehemalige Dünen sind nicht bekannt (LEPPLA & STEUER 1922b) und lassen sich aus den vorliegenden Geländebefunden nur für den Randbereich der Baugrube am Schützenhaus vermuten.

5.3 Sandtransport

Bei dem in den Flugsanddecken beobachteten Korngrößenspektren (Fein- bis Mittelsand) und bei den schlechten Rundungsgraden ist ein Transport hauptsächlich durch Saltation (weit und hoch springende Körner) und Reptation (niedriges Überspringen einzelner Körner und kleinerer Korngruppen) anzunehmen (FOLK 1971, ZHANG et al. 2021), während ein Transport durch Rollen entlang der Oberfläche (kriechende Körner) aufgrund der unregelmäßigen Kornformen erschwert (SEPPÄLÄ 1969) und ein Transport als Suspension bei Sandkörnern nur unter außergewöhnlich hohen Strömungsenergien möglich ist (REINECK & SINGH 1980). Dies passt auch zu den Angaben von STÖHR (1967) und BECK (1994), die bei den Flugsanden in Rheinhessen hauptsächlich von einem Transport durch Saltation ausgehen.

Bei der Saltation verhalten sich die einzelnen Korngrößenfraktionen unterschiedlich. Nach YANG et al. (2019) wird durch Saltation bei Windgeschwindigkeiten von etwa 9,5 m/s (entspricht 5 Beaufort) zu gleichen Teilen MS (medium sand nach Wentworth-Skala) und FS + VFS (fine sand + very fine sand nach Wentworth-Skala) ausgetragen. Die Angaben nach der Wentworth-Skala und nach der in Europa üblichen ISO-Skala stimmen bezüglich der Grenzen der Kornfraktionen zwar nicht vollständig überein, näherungsweise kann man jedoch annehmen, dass Feinsand-Mittelsand-Verhältnisse bei einer Windgeschwindigkeit von 9-10 m/s bei 1:1 liegen. Bei Windgeschwindigkeiten von < 9 m/s verliert das Ausgangsmaterial jedoch vor-

zugsweise Feinanteile (Feinsandverlust), bei Strömungsgeschwindigkeiten über 10 m/s wird das verbleibende Material dagegen feinkörniger (Abnahme des Mittelsandanteils). Bei den untersuchten Sanden ist tendenziell eher eine Zunahme des Feinanteils zu beobachten, so dass die Autoren für die Verfrachtungen des Flugsandes auf dem Hartenberg eher von etwas höheren Strömungsgeschwindigkeiten ausgehen (6 Beaufort). Auch bei den laut WAGNER & SCHMIDTGEN (1930), STÖHR (1967) und BRÜNING (1975, 1976) vorherrschenden Korngrößen des Flugsandes im Bereich von 0,6-0,1 mm scheinen diese Annahmen realistisch zu sein.

Für die Betrachtung der Windgeschwindigkeiten zur Ablagerungszeit stellen die angetroffenen Komponenten der Grobsandfraktion keine Einschränkung dar, da sie lediglich aus Holzkohle, inkohlten Pflanzenresten und leeren Schneckenresten bestehen (siehe Kap. 4.2). Diese Komponenten zeichnen sich durch ihre im Verhältnis zur Oberfläche sehr geringe Dichte aus. So haben inkohlte Pflanzenreste und Holzkohle eine Rohdichte von nur 0,15 bis 0,45 g / cm³, leere Hydrobienschalen und Lössschnecken eine vergleichbare Rohdichte von etwa 0,3 g / cm³. Sie sind somit wesentlich leichter als vergleichbar große Mineralkörner. So wiegt eine leere Hydrobienschale im Mittel nur 0,8 mg (Mittelwert aus 600 Einzelschalen), ein Quarzkorn vergleichbarer Größe dagegen 7,5 mg (entspricht einem Quarzkorn im Grenzbereich Mittelsand/Grobsand). Quarzkörner dieser Größenordnung können bei den angenommenen Windgeschwindigkeiten bereits durch Saltation transportiert werden (YANG et al. 2019), ein viel größeres Korn gleichen Gewichts aufgrund seiner größeren Windangriffsfläche sogar noch viel leichter (also sogar bei noch geringeren Windgeschwindigkeiten).

Die kleinen Kuppeldünen, die am Fuße des Hartenberges entwickelt waren und auf dem jüdischen Friedhof in der Mombacher Straße (vgl. Abb. 6) heute noch erkennbar sind, haben einen Durchmesser von wenigen Zehner Metern und sind nur wenige Meter hoch. GOUDIE et al. (2021) bezeichnen solche Kuppeldünen als sogenannte Mini-Domes. Häufig bilden sich diese am Ende größerer Dünenfelder und gehen rasch in Sicheldünen über oder aus diesen hervor (GOUDIE et al 2021).

Sowohl Sicheldünen als auch Kuppeldünen bilden sich bei eingeschränkter Sandverfügbarkeit. Kuppeldünen treten wie Sicheldünen häufig in Gruppen oder als Dünenketten auf (GOUDIE et al 2021). Sicheldünen entstehen jedoch bei unimodalen Windströmungen (GOUDIE 2020), Kuppel-Dünen eher bei saisonal wechselnden Windrichtungen mit etwa 60° Richtungsänderung (BISHOP et al. 2002).

Aufgrund der lokalen Gegebenheiten vermuten die Verfasser, dass die Hauptwindrichtung im Untersuchungsgebiet von Westen bis Westnordwesten über den Hartenberg verlief und dabei Sand über die Plateaukante in den Bereich der untersuchten Bohrungen lieferte. Die Windrichtung stimmt überein mit den Annahmen von AMBOS & KANDLER (1987) sowie von BECK (1994), die aufgrund der Dünenmorphologie im Mombacher Sand ebenfalls eine aus Westen bis Nordwesten kommende Windrichtung ableiten.

Die zweite Windrichtung kam dann vermutlich aus Nordnordwestlicher Richtung und verlief parallel zur heutigen Mombacher Straße. Dabei wurde der Flugsand zu kleinen Kuppeldünen geformt und nach Ost-südosten verfrachtet. Bei stärkeren Niederschlagsereignissen oder bei den generell vorherrschenden periglazialen Bedingungen konnte dadurch auch Material der im Hangenden anstehenden Terrassen oder des Tertiärs aufgearbeitet werden, was sich im Übergangsbereich der Flugsande zu den Hanglehmen/Solifluktionsschutt wiederfindet.

5.4 Stratigraphische Überlegungen

Eine stratigraphische Einstufung der erbohrten und kartierten Flugsande lässt sich aufgrund der sehr wahrscheinlichen Umlagerungen am Hangfuß, sowie der Aufschlussituation der jeweiligen Vorkommen nur bedingt durchführen.

Der Flugsand wird in Rheinhessen von einigen wenigen Autoren in älteren und jüngeren Flugsand getrennt, wobei sich diese Unterteilung kompliziert gestaltet und bisher nur am Lenneberg (Gonsenheimer Wald, Mainz) und in der Sandgrube Walther bei Mainz-Finthen möglich war (WAGNER & SCHMIDTGEN 1930, AGSTEN & STÖHR 1972, AMBOS & KANDLER 1987). Des Weiteren konnte älterer Flugsand im Ober-Olmer Wald (AGSTEN & STÖHR 1972) sowie auf dem Mainzer Universitätscampus angetroffen werden (STOLZ & EMDE 2011). Nach WAGNER & SCHMIDTGEN (1930) wird der ältere vom jüngeren Flugsand durch eine Verlehmungszone getrennt und wurde vermutlich ab etwa 40 ka BP (MIS 3 bis MIS 2) abgelagert, der jüngere Flugsand hingegen im Spätglazial (MIS 2). AMBOS & KANDLER (1987) gehen von einer Hauptakkumulationszeit der älteren Flugsande zwischen 18 und 11,4 ka BP (MIS 2) aus, erst in der Jüngeren Dryas bis etwa 10 ka (MIS 2-1) erfolgte dann die Bildung der jüngeren Flugsande. HANKE & MAQSUD (1985) hingegen unterscheiden sogar sieben Phasen der Flugsandgenese: die erste und primäre Phase der Flugsande wird in das Hochglazial bis in das Bölling gestellt (¹⁴C-Alter von 15.200 ± 400 a BP), dann eine zweite Phase in der Älteren Dryas sowie im Alleröd, die dritte Phase vom Alleröd bis in die Jüngere Dryas und alle weiteren Phasen finden im Holozän statt. Der Großteil der Autoren unterteilt den Flugsand jedoch nicht oder die bearbeiteten Flugsandvorkommen lassen dies nicht zu. OSL-Datierungen an Quarzen von RADTKE & JANOTTA (1998) unterhalb der Laacher See Tephra in der Sandgrube Walther bei Finthen ergaben Alter im Bereich von 13,52 ± 4,8 ka BP bis 14,05 ± 2,7 ka BP, die den ersten drei von HANKE & MAQSUD (1985) beschriebenen Phasen entsprechen würden und demnach in das Spätglazial zu stellen wären.

Ein Maximalalter der Flugsande und Dünen kann aufgrund der im Liegenden anzutreffenden Terrassen angenommen werden. Die im Bereich des Hartenberg-Plateaus anzutreffende t4-Terrasse (*sensu* KANDLER 1970, 1971) wird nach den neusten Erkenntnissen ins mittlere und späte Mittelpleistozän (MIS 6-10) gestellt (HOSELMANN 2021). Da die Flugsande aber über der t1- sowie t2-Terrasse (*sensu* KANDLER 1970, 1971) aufgeweht wurden und den Steilhang des Ostrhein Hessischen Plateaus verhüllen, können die Flugsande nur in das Würm gestellt werden (u. a. BRÜNING 1975, 1976, BECK 1994). Ein Beginn der Flugsandakkumulation wird ähnlich wie der Beginn der Lössaufwehung im kalttrockenen Würmhochglazial (Last Glacial Maximum) gesehen, ein Maximum im Spätglazial, da erst ab dort die intensive Frostverwitterung sowie die Auswehung von Material aus den Terrassen möglich war (SONNE & STÖHR 1959, BECKER 1965, 1966, STÖHR 1967, PLASS 1972, SEMMEL 1974, BRÜNING 1975, 1976, HANKE & MAQSUD 1985, AMBOS & KANDLER 1987, BECK 1994, RENFTEL 1998, PFLANZ et al. 2022). STÖHR (1967) beschreibt ein gemeinsames Auftreten von Löss und Flugsand im Gonsenheimer Wald. Im Bereich des heutigen Bruchwegstadions tritt ebenfalls Löss neben Flugsanden auf, obwohl große Teile des Hartenbergplateaus frei von Lössaufwehungen sind.

Als idealer Marker gilt die häufig in den Flugsanden oder Dünen gefundene Laacher See Tephra (LST, 13.006 ± 9 a cal BP nach REINIG et al. 2021), die sowohl in den linksrheinischen, wie auch in den rechtsrheinischen Flugsandfeldern beschrieben wurde und ein direktes Alter angibt (u. a. SONNE & STÖHR 1959, BECKER 1966, STÖHR 1967, BRÜNING 1976, HANKE & MAQSUD 1985). In der Sandgrube Walther in Finthen wird von HANKE & MAQSUD (1985) über 1 m mächtiger Flugsand

über der LST beschrieben, so dass in der jüngeren Dryas und im Präboreal die Aufwehung des Flugsandes noch stattgefunden haben muss, nach OSL-Datierungen an Quarzen von RADTKE & JANOTTA (1998) dauerte die Aufwehung noch bis ins Mittlere Präboreal. In den in dieser Arbeit beschriebenen Flugsandvorkommen konnte die LST jedoch weder makroskopisch noch durch die petrographischen Untersuchungen nachgewiesen werden. Dies lässt zwei Schlüsse zum Alter der untersuchten Flugsande zu: Entweder sind die Flugsande im Bereich der Mombacher Straße deutlich jünger und die abgelagerte LST wurde zuvor wieder verweht oder die LST kann aufgrund von Umlagerungen am Hang und Verwehungen nicht mehr als solche vorgefunden werden.

Das Fehlen von eindeutigen fossilen Bodenhorizonten in den obersten 4 bis 5 m der Dünenande zwischen den im Top aufliegenden Bodenbildungen und dem fossilen Bodenhorizont in 4,65-4,75 m Tiefe in MOM 5 gibt nach STÖHR (1967) die Veranlassung, die Flugsandverwehungen im Bereich der Mombacher Straße weitgehend ins Würm zu stellen. Der fossile Bodenhorizont in 4,65-4,75 m Tiefe in der Bohrung MOM 5 kann dann möglicherweise mit der von AMBOS & KANDLER (1987) in das Bölling-Interstadial gestellten Bodenbildungen im Mainzer Sand korreliert werden.

Der von einer Pararendzina bedeckte Flugsand auf dem Hartenbergplateau deutet dagegen eher auf den jüngeren Flugsand hin. Das Auftreten von *Trochulus hispidus* in den Braunerdebildungen und den schwarzerdeähnlichen Horizonten spricht für Bildungen, die dem heutigen Klima entsprechen und einen deutlichen Pflanzenbewuchs, wie er in einem Klimaoptimum vorherrschte. BECKER (1966) beschreibt solche Braunerdebildungen während eines postglazialen Klimaoptimums.

Auch die schwarzerdeähnlichen Horizonte haben sich nach HANKE & MAQSUD (1985) und BECK (1994) auf den Flugsanden möglicherweise erst im Präboreal bis Boreal gebildet, aus denen sich dann im Atlantikum Parabraunerden entwickeln konnten. Diese Vermutungen basieren allerdings auf dem Fund von erodierten Parabraunerden mit dunklen bzw. schwarzen fleckigen Bt-Horizonten (BECK 1994). Das würde dennoch zumindest im Bereich des Schützenhauses den Flugsand eindeutig als jüngeren Flugsand charakterisieren und ihn stratigraphisch in das frühe Holozän stellen. Die dortigen Flugsande über den Bodenbildungen könnten aber auch auf die Aktivität des Menschen zurückzuführen sein, der durch großflächige Rodungen der wahrscheinlich seit Beginn des Holozän durch Vegetation bedeckten mehr oder weniger stationären Dünen und Flugsande, für Flugsandumlagerungen sorgte (BECKER 1966, STÖHR 1967, BRÜNING 1973, 1975).

Diese Reaktivierung der Flugsande bzw. die Flugsandumlagerung geht wohl über das Alleröd sowie die jüngere Dryas hinaus und findet auch heute noch in vegetationsfreien Bereichen statt (STÖHR 1967, BRÜNING 1973, 1975). BECKER (1966) erwähnt eine letztere stärkere Flugsandaufwehung im 6./7. Jahrhundert AD, die möglicherweise auch im Bereich des Hartenberges stattgefunden hat. Im Naturschutzgebiet Mainzer Sand kann eine Umlagerung von Flugsand noch heute beobachtet werden.

In dieser Arbeit kann keine eindeutige Unterscheidung von älterem oder jüngerem Flugsand vorgenommen werden, dennoch lässt sich aufgrund der Lage in Relation zum linksrheinischen Flugsand (der zum Großteil jüngerer Flugsand ist) und der Windrichtung sowie den o. a. Überlegungen eher die Ablagerung im Holozän vermuten.

6. Schlussfolgerungen

Die in dieser Arbeit gezeigten Ergebnisse lassen neue Schlussfolgerungen über die Paläogeographie und die Stratigraphie der Flugsande im nördlichen Rheinhessen sowie im gesamten Rhein-Main-Gebiet zu. Die links- und rechtsrheinischen Flugsandfelder stehen demnach enger in Kontakt zueinander, als bisher angenommen, und es kann davon ausgegangen werden, dass es sich wahrscheinlich um ein durchgehendes Flugsandgebiet gehandelt hat, welches wiederholt vom Rhein durchtrennt wurde. Auch ist die Verbreitung des Flugsandes auf dem Hartenbergplateau sowie an dessen Hangfuß weitaus größer und teils auch mächtiger als bisher beschrieben, was zu einer Revision der geologischen Karte (LEPPLA & STEUER 1922a) führt (Abb. 4). Um die links- und rechtsrheinischen Flugsande jedoch genauer zu vergleichen, müssten weitere Untersuchungen durchgeführt werden.

Der Flugsand im Untersuchungsbereich stammt nach den vorliegenden Untersuchungen wahrscheinlich aus den Rheinterrassen, wobei eine genauere Korrelation zu einzelnen Terrassen-niveaus nicht möglich ist. Des Weiteren wurde, insbesondere am Hangfuß in der Mombacher Straße, tertiäres Material aus dem Liegenden aufgearbeitet. Der Transport der Sandkörner kann, wie bei STÖHR (1967) und BECK (1994) beschrieben, durch Saltation angenommen werden. Überlegungen zu Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen passen zu den von WAGNER & SCHMIDTGEN (1930), STÖHR (1967) und BRÜNING (1975, 1976) beschriebenen sowie in dieser Arbeit untersuchten vorherrschenden Korngrößen des Flugsandes im Bereich von 0,6-0,1 mm.

Trotz des Fehlens absoluter Datierungen kann der Flugsand aufgrund von Bodenbildungen in sowie über dem Flugsand lithostratigraphisch eingestuft werden. Die über dem schwarzerdeähnlichen Horizont mit *Trochulus hispidus* abgelagerten Flugsande auf dem Hartenbergplateau sind sehr wahrscheinlich weitgehend erst im Holozän (Präboreal, Boreal bis Atlantikum) abgelagert worden (BECKER 1966, HANKE & MAQSUD 1985, BECK 1994). Die unter diesem Horizont auf dem Hartenberg und unter den Braunerdebildungen mit *Trochulus hispidus* abgelagerten Flugsande und Dünen in der Mombacher Straße sind dagegen eher ins ausgehende Würm zu stellen. Dafür spricht auch das weitgehende Fehlen von eindeutigen tiefer liegenden fossilen Bodenhorizonten (STÖHR 1967). Nimmt man an, dass sich der fossile Bodenhorizont in 4,65-4,75 m Tiefe in der Bohrung MOM 5 mit dem von AMBOS & KANDLER (1987) in das Bölling gestellten Bodenbildungen im Mainzer Sand korrelieren lässt, dann wäre die Bildung der Dünen bei einem Fehlen der LST-Tephra in die Ältere Dryas zu stellen. Für genauere stratigraphische Einstufungen sind jedoch absolute Altersbestimmungen erforderlich.

Danksagung

Wir danken Herrn CHRISTOPH REINHARD sowie Frau KAROLIN BACHSLEITNER vom Umweltamt der Stadt Mainz für die Genehmigung, die Bohrungen im wissenschaftlichen Kontext verwenden zu dürfen. Frau Jun.-Prof. Dr. ANNE JANTSCHKE und Herrn RALF MEFFERT vom Institut für Geowissenschaften der Johannes Gutenberg-Universität Mainz danken wir für die Durchführung der XRD-Analysen. Des Weiteren sei Frau Dr. MANUELA AIGLSTORFER und Herrn DAVID KUHLMANN, Naturhistorisches Museum Mainz/Landessammlung für Naturkunde Rheinland-Pfalz für die Einsicht einiger Lackprofile des Mainzer Sandes gedankt. Dem GeotechnikTeam Mainz (Dr. MARKUS BECKER, MARKUS HERING sowie WOLFGANG FEIN) danken wir für eine Auskunft zu verschiedenen Bohrungen auf dem Hartenberg, JAN PHILIPP HOF-

MANN, Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz für einige Diskussionen und Mitteilungen zur Verteilung des Flugsandes auf dem Hartenberg. Dr. ANDREAS EBERTS und Dr. MICHAEL WEIDENFELLER, Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, haben ESRI-Shapefiles einzelner geologischer Einheiten des Untersuchungsgebietes sowie Bohrungsdaten bereitgestellt und standen für aufschlussreiche Diskussionen zu Verfügung, wofür wir herzlich danken.

Literatur

- AD-HOC ARBEITSGRUPPE BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. KA5: 438 S., 41 Abb., 103 Tab., 31 List.; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).
- AGSTEN, K. & STÖHR, W.T. (1972): Geologisch-Bodenkundliche Untersuchungen im Bereich des Ober-Olmer Waldes bei Mainz. 2. Mitteilung: Beitrag zur Kenntnis der pliozänen und pleistozänen Schichtenfolge am Südrand des Waldgebietes. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **11**: 239–256, 11 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- AMBOS, R. & KANDLER, O. (1987): Einführung in die Naturlandschaft: – In: Jungbluth, J.H. (Hrsg.): *Der Mainzer Sand – Beiträge zur Monographie des Naturschutzgebietes Mainzer Sand und seiner näheren Umgebung*: 1–28, 14 Abb., 1 Tab. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **25**, 604 S.; Mainz.
- BECK, N. (1994): Reliefentwicklung im nördlichen Rheinhessen unter besonderer Berücksichtigung der periglazialen Glacis- und Pedimentbildung: 178 S.; Trier (Selbstverlag) – *Forsch. dtsh. Landesk.*, **237**.
- BECKER, E. (1965): Stratigraphische und bodenkundliche Untersuchungen an jungpleistozänen und holozänen Ablagerungen im nördlichen Oberrheintalgraben: 157 S., 27 Abb., 14 Tab., 1 Kt.; Frankfurt am Main (Johann Wolfgang Goethe-Universität).
- BECKER, E. (1966): Zur Stratigraphie der Flugsande im nördlichen Oberrheintalgraben. – *Z. deutsch. geol. Ges. Jg. 1964*, **116 (3)**: 983–984.
- BISHOP, S.R., MOMIJI, H., CARRETERO-GONZÁLES, R. & WARREN, A. (2002): Modelling desert dune fields based on discrete dynamics. – *Discrete Dyn. Nature Soc.*, **7 (1)**: 7–17. <https://doi.org/10.1080/10260220290013462>
- BONDI, J. (1927): Der Alte Friedhof. – In: VEREIN ZUR PFLEGE JÜDISCHER ALTERTÜMER IN MAINZ (Hrsg.): *Magenza, das jüdische Mainz*: 22–32 – *Menorah Sonderheft*, **5 (12)**, Mainz.
- BREED, C.S. & GROW, T. (1979): Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing. – In: MCKEE, E.D. (Hrsg.): *A study of global sand seas*: 253–302. – *USGS Professional Paper*, **1052**. <https://doi.org/10.3133/pp1052>
- BRÜNING, H. (1973): Der Mainzer Raum und das nördliche Rheinhessen im Quartär. – *Nat. Mus.*, **103**: 284–293, 360–366, 390–395, 27 Abb.; Frankfurt Main.
- BRÜNING, H. (1975): Paläogeographisch-ökologische und quartärmorphologische Aspekte im nördlichen und nordöstlichen Mainzer Becken. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **14**: 5–91. 37 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- BRÜNING, H. (1976): Vom Eiszeitalter im Mainzer Becken. *Rheinhessisches Tafel- und Hügelland*. – 58 S., 25 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- CAILLEUX, A. (1942): Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. – *Mém. Soc. géol. France, Nouvelle série*, **46**: 1–176.
- CAILLEUX, A. (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. – *Geol. Rdsch.*, **40**: 11–19.

- FOLK, R.L. (1971): Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson desert, Northern Territory, Australia, 1. Geomorphology and grain size relationships. – *Sedimentology*, **16**: 5–54.
- FOLK, R.L. (1978): Angularity and silica coatings of Simpson desert sand grains, Northern Territory, Australia. – *J. Sediment. Petrol.*, **48**: 611–624.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957): Brazon River bar: a study in the significance of grain size parameters. – *J. Sediment. Petrol.*, **27 (1)**: 3–26.
- GOUDIE, A.S. (2020): Global barchans: A distributional analysis. – *Aeolian Res.*, **44**: 100591. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2020.100591>
- GOUDIE, A.S., GOUDIE, A.M & VILES, H.A. (2021): Dome dunes: Distribution and morphology. – *Aeolian Res.*, **51**: 100713. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2021.100713>
- GRIMM, M.C. (2005): Beiträge zur Lithostratigraphie des Paläogens und Neogens im Oberreinegebiet (Oberrheingraben, Mainzer Becken, Hanauer Becken). – *Geol. Jb. Hessen*, **132**: 79–112, 4 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- HANKE, L. & MAQSUD, N. (1985): Pedologisch-stratigraphische Untersuchungen in Flugsanden westlich von Mainz (Sandgrube Walter und Lennebergwald). – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **23**: 201–222, 3 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- HEIM, D. (1990): *Tone und Tonminerale*: 157 S; Stuttgart (Enke).
- HILSENDEGEN, C. (1987): Die Kulturlandschaft. – In: JUNGBLUTH, J.H. (Hrsg.): *Der Mainzer Sand – Beiträge zur Monographie des Naturschutzgebietes Mainzer Sand und seiner näheren Umgebung*: 29–37, 7 Ktn. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **25**, 604 S.; Mainz.
- HOSELMANN, C. (2008a): Untermain-Mittelterrassen-Formation. – In: *LithoLex [Online-Datenbank]*. Hannover: BGR. Last updated 25.11.2008.
- HOSELMANN, C. (2008b): Untermain-Niederterrassen-Formation. – In: *LithoLex [Online-Datenbank]*. Hannover: BGR. Last updated 25.11.2008.
- HOSELMANN, C. (2021): Quartär. – In: BECKER, R. & REISCHMANN, T. (Hrsg.): *Geologie von Hessen*: 416–462; Wiesbaden.
- KANDLER, O. (1970): Untersuchungen zur quartären Entwicklung des Rheintals zwischen Mainz/Wiesbaden und Bingen/Rüdesheim. – *Mainzer geogr. Stud.*, **3**: 1–91, 35 Abb., 2 Tab., 1 Kt; Mainz.
- KANDLER, O. (1971): Die pleistozänen Flussterrassen im Rheingau und im nördlichen Rheinhessen. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **10**: 5–28, 1 Tab.; Mainz.
- KUENEN, P.H. (1960): Experimental abrasion 4: aeolian action. – *J. Geol.*, **68**: 427–449.
- LEPPLA, A. & STEUER, A. (1922a): Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, 1:25.000, Blatt Wiesbaden-Kastel – 2. Aufl., Preußische Geologische Landesanstalt; Berlin. [Nachdruck auf neuer TK-Kartengrundlage als: Geologische Karte von Hessen 1: 25.000, Blatt 5915 Wiesbaden. – 3. Aufl., Hessisches Landesamt für Bodenforschung; Wiesbaden, 1971].
- LEPPLA, A. & STEUER, A. (1922b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, 1:25.000, Blatt Wiesbaden-Kastel: 52 S.; Berlin. [inhaltlich unveränderter Nachdruck als: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25.000, Blatt 5915 Wiesbaden. – 3. Aufl., Hessisches Landesamt für Bodenforschung; Wiesbaden, 1971].
- LEPSIUS, G.R. (1883): *Das Mainzer Becken*: 181 S; Darmstadt (Bergsträsser).
- PFLANZ, D., KUNZ, A., HORNING, J. & HINDERER, M. (2022): New insights into the age of aeolian sand deposition in the northern Upper Rhine Graben (Germany). – *Quat. Int.*, **625**: 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.03.019>
- PLASS, W. (1972): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25.000, Blatt Nr. 5917 Kels-terbach: 206 S; Wiesbaden.

- RADTKE, U. & JANOTTA, A. (1998): Ein Beitrag zur Beurteilung der Aussagekraft von Lumineszenzalthern für die Datierung von spätpleistozänen und holozänen Dünen anhand des Laacher See-Tuffes (12.900 J. v. h.): Der Testfall "Düne Mainz-Gonsenheim". – In: RADTKE, U. (Hrsg.): Lumineszenzdatierung äolischer Sedimente. Beiträge zur Genese und Altersstellung jungquartärer Dünen und Löss in Deutschland: 1–18, 7 Abb., 3 Tab. – *Kölner geogr. Arb.*, **70**: 124 S., Köln.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1980): *Depositional Sedimentary Environments*: 549 S; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- REINIG, F., WACKER, L., JÖRIS, O., OPPENHEIMER, C., GUIDOBALDI, G., NIEVERGELT, D., ADOLPHI, F., CHERUBINI, P., ENGELS, S., ESPER, J., LAND, A., LANE, C., PFANZ, H., REMMELE, S., SIGL, M., SOOKDEO, A. & BÜNTGEN, U. (2021): Precise date for the Laacher See eruption synchronizes the Younger Dryas. – *Nature*, **595**: 66–69. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03608-x>
- RENFTEL, L.-O. (1998): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, 1:25.000, Blatt 5819 Hanau: 278 S., 42 Abb., 18 Tab.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1969): Quartär. – In: KÜMMERLE, E. & SEMMELE, A. (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, 1:25.000, Blatt 5916 Hochheim a. Main: 51–99; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. – In: KRENZLIN, A., SEMMELE, A. & WOLF, K. (Hrsg.): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet: 9–56, 1 Abb., 1 Tab. – *Rhein-Mainische Forsch.*, **78**, 214 S.; Frankfurt am Main.
- SEMMELE, A. (1980): Quartär. – In: GOLWER, A. & SEMMELE, A. (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, 1:25.000, Blatt 5917 Kelsterbach: 25–49, 2 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (2006): Die Erde im Frankfurter Stadtwald: 71 S.; Frankfurt a. M. – *Frankfurter geowiss. Arb.*, **D29**.
- SEPPÄLÄ, M. (1969): On the grain size and roundness of wind-blown sands in Finland as compared with some central European samples. – *Bull. Geol. Soc. Finland*, **41**: 165–181. <https://doi.org/10.17741/bgsf/41.018>
- SITTLER, C. (1965): Le Paléogène des Fossés Rhénan et Rhodanien, études sédimentologiques et paléoclimatiques. – *Mém. Serv. carte géol. Alsace Lorraine*, **24**: 1–39; Straßbourg.
- SONNE, V., & STÖHR, W. (1959): Bimsvorkommen im Flugsandgebiet zwischen Mainz und Ingelheim. – *Jber. u Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F.*, **41**: 103–116, 6 Abb.; Stuttgart.
- SONNE, V. (1989a): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz, 1:25.000, Blatt 6015 Mainz. – Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz; Mainz.
- SONNE, V. (1989b): Erläuterungen zur Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25.000, Blatt 6015 Mainz: 106 S., 8 Abb., 4 Tab.; Mainz (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz).
- STEUER, A. (1974): Quartär. – In: SCHMITT, O. & STEUER, A. (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25.000, Blatt 6016 Groß-Gerau: 18–24; Wiesbaden.
- STÖHR, W. (1967): Der Mainzer Sand und seine Randgebiete im Wandel der Erd- und Landschaftsgeschichte. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **5/6**: 5–15, 3 Abb.; Mainz.
- STOLZ, C. & EMDE, K. (2011): Mitteilung über ein Quartärprofil auf dem Universitätscampus in Mainz. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **48**: 97–101, 2 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- STREIT, R. (1967): Flugsand und Dünen. – In: OKRUSCH, M., STREIT, R. & WEINELT, W. (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1:25.000, Blatt 5920 Alzenau i. Ufr.: 193–199, 2 Abb., 1 Tab.; München.
- STREIT, R. (1971): Flugsand und Dünen. – In: STREIT, R. & WEINELT, W. (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1:25.000, Blatt 6020 Aschaffenburg: 177–178; München.

- WAGNER, W. (1931): Geologische Karte von Hessen, 1:25:000, Blatt 6014 Ober-Ingelheim. – Hessische Geologische Landesanstalt; Darmstadt.
- WAGNER, W., & SCHMIDTGEN, O. (1927): Der Flugsand am Abhang des Tertiärplateaus zwischen Gau-Algesheim u. Ober-Ingelheim und die dort gefundenen defekten Schneckenschalen. – *Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt f. d. Jhr. 1927*, **5 (10)**: 215–219, 1 Abb., 1 Taf.; Darmstadt.
- WAGNER, W., & SCHMIDTGEN, O. (1930): Alte Rheinkiese und älterer Flugsand am Lenneberg bei Mainz. – *Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Hess. Geol. L.-Anst. zu Darmstadt f. d. Jhr. 1929*, **5 (12)**: 119–127, 1 Taf.; Darmstadt.
- WEIDENFELLER, M. (2005): Quartär. – In: LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGBAU RHEINLAND-PFALZ (Hrsg.): *Geologie von Rheinland-Pfalz*: 244–278; Mainz.
- YANG, Y., LIU, L., LI, X., SHI, P., ZHANG, G., XIONG, Y., LYU, Y., GUO, L., LIANG, B., ZHAO, M., DAI, J., ZUO, X. & HAN, X. (2019): Aerodynamic grain-size distribution of blown sand. – *Sedimentology*, **66**: 590–603. <https://doi.org/10.1111/sed.12497>
- ZHANG, P., SHERMAN, D.J. & LI, B. (2021): Aeolian creep transport: A review. – *Aeolian Res.*, **51**: 100711. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2021.100711>

Anhang 1: Profilbeschreibungen**MOM 1: Mainz, Mombacher Straße 37, 32U 446597 N5539289, 90,29 m NN**

0,00 – 2,60 m	Kulturschicht (Auffüllungsmaterial)
2,60 – 2,80 m	Mittelsand, feinsandig, schwach schluffig, enthält <i>Trochulus hispidus</i> , mittelbraun, c1 (fBv-Horizont)
2,80 – 3,30 m	Mittelsand, feinsandig, hellgelblich bis hellbraun, c2
3,30 – 4,10 m	Mittelsand, feinsandig, schwach geschichtet, hellgelblichbraun, c3
4,10 – 4,55 m	Mittelsand, feinsandig, stark kiesig, schwach steinig, enthält Kiesel und Kalksteingerölle, hellgelblichbraun bis rosabraun, c3 / c7
4,55 – 5,00 m	Sand, mittel bis stark lehmig, mittel feinkiesig, enthält Kiesel und Kalksteingerölle, hellgelb c3 / c7

Interpretation:

2,60 – 4,10 m	Flugsand mit Bodenbildung im Topbereich
4,10 – 4,55 m	Hangschutt
4,55 – 5,00 m	Hanglehm

MOM 2: Mainz, Mombacher Straße 37, 32U 446591 N5539278, 90,27 m NN

0,00 – 0,75 m	Kulturschicht (Auffüllungsmaterial)
0,75 – 1,00 m	Mittelsand, feinsandig, schwach humos, dunkelbraun, c2 (fAh-Horizont)
1,00 – 2,00 m	Mittelsand, feinsandig, mittelbraun, schwach rötlich, c2 (fBv-Horizont)
2,00 – 4,00 m	Mittelsand, feinsandig, schwach geschichtet, gelblichocker, c1-c2
4,00 – 4,40 m	Sand, schwach lehmig, mittel kiesig, enthält Quarzkiesel und Kalksteinstücke, hellgelb, c3 / c7
4,40 – 4,60 m	Sand, mittel lehmig, stark kiesig, schwach steinig, enthält Kalksteingerölle, ockergelb, c3 / c7
4,60 – 4,75 m	Sand, schwach lehmig + Kies, schwach steinig, enthält Kalksteingerölle und Mergelstücke, hellgelb c4 / c7

Interpretation:

0,75 – 4,00 m	Flugsand mit Bodenbildung im Topbereich
4,00 – 5,00 m	Hangschutt

MOM 3: Mainz, Mombacher Straße 37, 32U 446583 N5539272 90,35 m NN

0,00 – 2,30 m	Kulturschicht (Auffüllungsmaterial)
2,30 – 2,50 m	Mittelsand, feinsandig, mittelbraun, c2 (fBv-Horizont)
2,50 – 2,80 m	Mittelsand, feinsandig, mit einzelnen verfüllten Wurzelröhren, Humus- und Limonitflecken, hellgelb, braun- bis rostfleckig, c1 (IIBhGo-Horizont)
2,80 – 4,10 m	Mittelsand, feinsandig, hellgelb, c1-c2
4,10 – 4,50 m	Sand, mittel lehmig, mittel kiesig, schwach steinig, enthält Kiesel und Kalksteinstücke, hellgelb, c3 / c7

4,50 – 5,00 m Lehm, mittel tonig, mittel kiesig, schwach steinig, enthält Kalksteinstücke, hellgelblichocker bis gelboliv, c3 / c7

Interpretation:

2,30 – 4,10 m	Flugsand mit Bodenbildung im Topbereich
4,10 – 4,50 m	Hangschutt
4,50 – 5,00 m	Hanglehm

MOM 4: Mainz, Mombacher Straße 33-35, 32U 446635 N5539238, 91,38 m NN

0,00 – 0,50 m	Kulturschicht (Auffüllungsmaterial)
0,50 – 1,20 m	Mittelsand, feinsandig, schwach schluffig, enthält Landschneckenreste, hellbraun bis hellockerbraun, c2 (Bv-Horizont)
1,20 – 4,50 m	Mittelsand, feinsandig, undeutlich geschichtet, mit einzelnen Rhizokonkretionen, hellgelb bis beige, c1-c2
4,50 – 5,00 m	Mittelsand, feinsandig, partiell zu Sandstein verfestigt, mit Mangan- und Eisenoxidflecken, mittelbraun, ocker, fleckig, c1 / c3

Interpretation:

0,50 – 5,00 m	Flugsand mit Bodenbildung im Topbereich
---------------	---

MOM 5: Mainz, Mombacher Straße 23, 32U 446670 N5539190, 91,39 m NN

0,00 – 0,12 m	Kulturschicht (Auffüllungsmaterial)
0,12 – 4,65 m	Mittelsand, feinsandig, mäßig geschichtet, hellbeige bis gelblich, c2
4,65 – 4,75 m	Mittelsand, feinsandig, dunkelbeige, c1-c2, (fAh-Horizont)
4,75 – 4,95 m	Mittelsand, feinsandig, mäßig geschichtet, hellbeige bis gelblich, c2
4,95 – 5,00 m	Mittelsand, feinsandig, mittel kiesig, enthält Kalksteinstücke, gelblich, c3 / c7

Interpretation:

0,12 – 4,95 m	Flugsand mit fossilem Humushorizont
4,95 – 5,00 m	Hangschutt

Eigenständige hydrothermale Antimon-Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge

HOLGER G. ADELMANN, PETER PENKERT & NIELS JÖNS

Kurzfassung: Eigenständige post-sideritische und nicht variszisch deformierte, hydrothermale Antimon-Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge wurden bereits vor über 100 Jahren von W. BORNHARDT als jüngere Vererzungen erkannt, aber erst in den 1930er Jahren detaillierter von H. HÜTTENHAIN charakterisiert. Die letzten ausführlichen Bearbeitungen dieser Mineralisationen und der dazugehörigen Paragenesen durch TH. WAGNER und Kollegen liegen über 20 Jahre zurück. Gangausbildung und -tektonik, Fluidchemie und PT-Bedingungen wie auch neuere Untersuchungen zur Radiogenität des Bleis lassen vermuten, dass es sich hierbei typischerweise um spätvariszische hydrothermale Mineralisationen handelt. Die hier vorliegende Arbeit überprüft bisherige Entstehungshypothesen und fügt neue Funde und Befunde hinzu. Es wird die Verbreitung, Genese, Mineralisation und Altersstellung dieser Paragenesen neu diskutiert und ein überarbeitetes Paragenese-Schema vorgeschlagen.

Abstract: In the Rheinisches Schiefergebirge, independent, post-sideritic hydrothermal antimony mineralizations lacking Variscan deformation were recognized as younger mineralizations by W. BORNHARDT more than 100 years ago and characterized in more detail by H. HÜTTENHAIN in the 1930s. The last detailed papers on these mineralizations and the related parageneses were published by TH. WAGNER and colleagues more than 20 years ago. Vein formation and -tectonics, fluid chemistry and PT-conditions as well as recent studies on the lead radiogenicity suggest mainly a late Variscan origin of these mineralizations. The present work reviews and summarizes previous formation hypotheses and adds new findings and interpretations. The distribution, mineralization, and age of these parageneses are discussed in the context of the new results and a revised paragenetic scheme is proposed.

DOI: <https://doi.org/10.23689/fidgeo-6162>

Manuskript eingegangen am 03.04.2024

Anschriften der Autoren:

BASTIAN E.W.W. GRIMM, M. Sc.
Institut für Geographie
Justus-Liebig-Universität Gießen
Senckenbergstraße 1
35390 Gießen
E-Mail: Bastian.Grimm@geogr.uni-giessen.de

Dr. MATTHIAS C. GRIMM
UDL Dr. Grimm Umweltdienstleistungen
Eduard-Frank-Str. 12
D-55122 Mainz
E-Mail: UDL.Dr.Grimm@t-online.de

Dipl.-Geol. ALEXANDER R. STREB
Burgeffstraße 26
D-65239 Hochheim am Main
E-Mail: alex.streb@googlemail.de

1. Einleitung

Das Rheinische Schiefergebirge befindet sich in der geotektonischen Zone des Rhenoherynikums innerhalb der mitteleuropäischen Varisziden. Die vielfältigen Erz- und Mineralbildungen sind seit dem Altertum Gegenstand des Bergbaus sowie der geologisch-mineralogischen Forschung. Die spät-orogene Entwicklung im Rhenoherynikum zum Ende der variszischen Orogenese ist gekennzeichnet durch einen graduellen Verlauf von kompressiven hin zu post-kinematischen, extensionalen Zuständen (HENK 1995). In einer "spätvariszischen Phase" beginnt die Abtragung des Gebirges, begleitet von großräumiger Exhumierung und dem Abbau der Gebirgs- wurzel.

Antimonreiche Erze kommen im Rhenoherynikum neben der hier zu besprechenden Paragenese auch in der prä-sideritischen Hauptphase der variszischen Mineralisation als Ullmannit vor (FENCHEL et al. 1985, ADELMANN 2024), des Weiteren als Antimonfahlerze in den variszischen Zinkblende-Bleiglanz-Gängen (FENCHEL et al. 1985), sowie (gering) in einigen postvariszischen Mineralisationen (BORNHARDT 1912; SCHAEFFER 1984a, b; REPPKE 1993).

Eigenständige post-sideritische und nicht variszisch deformierte, hydrothermale Antimon-Mineralisationen (Synonyme in der Literatur: Antimonit-Paragenese, Antimonit-Phase, Antimon-Mineralisation, Sb-Mineralisation) wurden bereits vor über 100 Jahren von W. BORNHARDT als jüngere Vererzungen erkannt, aber erst in den 1930er Jahren detaillierter von H. HÜTTENHAIN charakterisiert.

Die letzten ausführlichen Bearbeitungen dieser Mineralisationen und der dazugehörigen Paragenesen durch Th. WAGNER und Kollegen erfolgte vor mehr als 20 Jahren (z. B. WAGNER & COOK 2000). Diese Sb-Mineralisationen bilden teilweise eigenständige, meist kleine Gänge und Gängchen extensionaler Prägung von 0,5 bis ca. 30 cm Mächtigkeit. Das Mineralinventar aus der Gangart Quarz, Antimonit und einigen Pb-Sb-Sulfosalzen ist relativ eintönig. Eigenständige Antimon-Mineralisationen sind über weite Teile des Rheinischen Schiefergebirges von der Osteifel im SW (Grube Silbersand, Mayen), den Siegerland-Wied-Erzbezirk bis in das NE Sauerland nachweisbar, allerdings nur sporadisch auftretend und mit lokalen Schwerpunkten. WAGNER (1999) weist auf die Ähnlichkeit der Antimon-Mineralisationen des Rheinischen Schiefergebirges mit den im weiteren Varizikum Mittel- und Westeuropas weitverbreiteten Quarz-(Au)-Sb-Gängen hin. Ähnliche Quarz-Antimon- bzw. Pb-Sb-Sulfosalz-Mineralisationen sind auch von Wolfsberg/Harz (z. B. Graf Jost-Christian-Zeche) bekannt (LIEßMANN & STEDINGK 2020). Diese Antimonit- / Sb-Sulfosalz-Mineralisationen sind nach DILL (1993) von tiefreichenden Störungen kontrolliert und stets strukturgebunden. Dabei sind diese Mineralisationen nach DILL sehr unregelmäßig verbreitet und gelegentlich von Gold begleitet, welches an Arsen-reichen Pyrit gebunden ist. Die eigenständigen Sb-Mineralisationen sind nicht variszisch deformiert, weisen extensionale Merkmale auf, durchschlagen teilweise ältere Strukturen und gehören somit einer jüngeren hydrothermalen Mineralisationsphase an. Die Sb-haltigen Hydrothermen überprägen aber auch bestehende variszische Gangvererzungen und bilden dann komplexere Mineralisationen (WAGNER 1999).

Bei Arnsberg (Sauerland) bilden die Sb-Mineralisationen überwiegend massige stratiforme Antimonit-Vererzungen (Abb. 5), deren Genese kontrovers diskutiert wird. Nach der Beschreibung von BUFF (1827) und der Auffassung von SCHAEFFER (pers. Mitt.) liegt eine synsedimentär-spätdiagenetische Entstehung vor, die auch der Faltung unterworfen wurde. Nach ARNDTS (1824) tritt das Antimonerz eingebettet in einer "schmierigen schwärzlichen Masse" zwischen den Kalkbänken auf. Nach WAGNER & COOK (2000) besetzen die Erze vorzugsweise "wiedergeöffnete" Schichtflächen. Daneben bildet Antimonit geringmächtige antitaxiale Zerrklüfte (Abb. 4). BONS et al. (2022) halten deren Entstehung als "Hydraulic Fractures" durch Fluidüberdruck unter entsprechenden geologischen Rahmenbedingungen für denkbar. Dieser Prozess könnte auch das "wieder öffnen" von Schichtflächen erklären. Weiter östlich bei Nuttlar (Sauerland) treten nach BORNHARDT (1912) Antimonit-Nester in dunklen Letten und Kieselschiefern innerhalb gangförmiger Strukturen auf Querstörungen auf. In den vereinzelt Grauwackenbänken finden sich in unmittelbarer Nachbarschaft schmale extensionale Gängchen mit Quarz und Antimonit.

WAGNER & COOK (2000) nehmen als hydrothermalen Motor dieser Antimon-Vererzungen heiße Fluide aus tiefen Bereichen der Erdkruste an, da es im Untersuchungsgebiet keine Hinweise auf spätvariszische granitische Intrusionen gibt. STAUBE et al. (2009) sehen die großräumige Fluidgenese und -migration als Folge der Exhumierung tief versenkter Gesteine an. Dabei wird großräumig ein kontinuierlicher dynamischer Fluidfluss generiert. Als Metalllieferant für die Bildung von Lagerstätten gelten Schwarzschiefer des Paläozoikums oder des cadomischen Basements (GAVSHIN 1991; WAGNER & BOYCE 2003; BORG et al. 2012: 473). Das gilt auch für das Metall Antimon. Zusammensetzung und Salinität eingeschlossener Fluide können im Rechtsrheinischen

Schiefergebirge bei der Unterscheidung zwischen variszischen und postvariszischen Mineralisationen helfen (BEHR & HORN 1984). Fluiduntersuchungen der hydrothermalen Rejuvenationsphase und der eigenständigen Antimonit-Mineralisationen mit ihren jeweils niedrigsalinaren NaCl-KCl-betonten Fluiden unterscheiden sie von den postvariszischen Mineralisationen mit hochsalinaren und CaCl₂-reichen Fluiden (WAGNER 1999).

Im Zuge der spätvariszischen Dehnungstektonik stiegen Fluide vornehmlich in Sattelstrukturen über Wegbarkeiten und Schichtfugen bis in Cap-Rock-Positionen auf. Unterhalb abdichtender lithologischer Einheiten kam es zu Stagnation, Abkühlung und nachfolgender Kristallisation. So finden sich die Mineralisationen bevorzugt an den Flanken oder im Kern großer Sattelstrukturen mit lithologischen Kontrasten. Einen derartigen Kontrast gibt es auf der Grube Apollo mit "durchlässigen" Sandsteinen und darüber lagernden, den weiteren Fluidaufstieg hemmenden, feinklastischen Sedimenten. Die Antimonmineralisation der Casparizeche bei Arnsberg-Uentrop setzt in einem Spezialsattel unmittelbar unter dem hangenden Alaunschiefer im oberen Kulm-Plattenkalk auf (WAGNER & COOK 2000: 208).

Die typischen Extensions- oder Zerrklüfte dieser Phase finden sich nahezu überall im Rheinischen Schiefergebirge als kleine Gänge und Gängchen. Ihr Kennzeichen ist die faserig-stängelige Ausbildung ihres Mineralinhalts. In den vorherrschenden siliziklastischen Gesteinen ist das vornehmlich Quarz und wenig Karbonat. Dort, wo den Zerrklüften Antimon zugeführt wurde, entstand die eigenständige Sb-Mineralisation in Form von Quarz-Antimonit-Gängen (Taf. 1). Die kontinuierlich und großräumig aufsteigenden Fluide lösten Komponenten des unmittelbaren Nebengesteins und führten es auf kurzem Weg den sich öffnenden Spalten zu. Der Einzugsbereich in dem die Stoffe gelöst werden, beschränkt sich auf wenige Zehnermeter; dazu kommen die Stoffe, die die Fluide ggf. mitbrachten. Die Öffnung der Spalten geschieht nach dem "crack-seal-Mechanismus" (RAMSAY 1980). Die Spalten rissen danach jeweils in kleinen Schritten auf. Jedem "crack" folgte unmittelbar die Versiegelung ("seal") durch das zugeführte Mineral (Abb. 8). Über lange Zeit standen dabei Öffnungsrate und Mineralzufuhr im Gleichgewicht. Sinkende Temperaturen der Fluide infolge von Wärmeverbrauch bei der intensiven Lösung von Quarz aus dem Nebengestein verringerten die Stoffzufuhr, sodass am Ende Hohlräume auf den Spalten verblieben.

Die initialen Bildungstemperaturen der Sb-Paragenese hat WAGNER (1998) mit 390-410 °C ermittelt. Sie liegen damit deutlich über denen der variszischen Siderit-Quarz- wie auch der Zinkblende-Bleiglanz-Mineralisationen und eher im initialen Bildungstemperatur-Bereich der spätvariszischen hydrothermalen Rejuvenation (WAGNER, 1999; ADELMANN, 2021). Wärmeverbrauch durch die Nebengesteinsalteration, verbunden mit konduktiver Wärmeableitung führten zu drastischer Abkühlung der Fluide. Dieser Prozess erst ermöglichte die Abscheidung der Sb-Mineralisationen bei Temperaturen von kleiner 150° bis 220°C nach dem Modell von WAGNER & COOK (2000: 218).

2. Ausbildung der Sb-Mineralisationen und Verbreitung

2.1 Sb-Mineralisationen vom Typ 1 ("native" Sb-Mineralisationen)

Die Mineralisationsreihenfolge für Typ 1 beginnt nach WAGNER & COOK (2000) mit einer Pyritabscheidung in den neugebildeten Gängen und im angrenzenden Nebengestein, unmittelbar gefolgt von stängeligen Gangquarzen, welcher den Hauptanteil der Gangauffüllung ausmacht. Antimonit

folgt nach und wird dann durch immer Pb-reichere Sulfosalze verdrängt (Antimonit → Zinkenit → Semseyit & Plagionit), wobei nicht alle Gänge die komplette Abfolge aufweisen. Die eigenständigen Qz-Sb-Gänge sind nur geringmächtig, WAGNER & COOK (2000) geben 0,5-30 cm an. Sie entsprechen den oben erläuterten Extensions- oder Zerrklüften und sind genetisch vergleichbar mit den "alpinotypen Zerrklüften" (KIRNBAUER 1998). Allerdings muss man festhalten, dass in den Sb-Mineralisationen bei Arnsberg (Grube Casparizeche und Aufschluss "Am Bockstall") kaum Quarz in den Sb-Mineralisationen auftritt. An die Stelle der Extensionsgängen mit stängeligem Quarz und Antimonit treten hier die antitaxialen Extensionsgängen, deren Inhalt nicht dem unmittelbaren Nebengestein entnommen, sondern distal zugeführt wurde. Die Ausfüllung besteht hauptsächlich aus faserförmigem Antimonit, dessen Kristalle von einer zentralen Zone beidseitig nach außen in Richtung der Klüftwände gewachsen sind (Abb. 4, Tafel 1d).

Bereits SPENCER & PRIOR (1899) unterschieden aufgrund der Kristallmorphologie zwischen tafeligen und nadeligen Blei-Sulfosalzen. Demnach sind Plagionit und Semseyit zu den tafeligen, Boulangerit, Zinkenit, und Jamesonit jedoch zu den nadeligen Blei-Sulfosalzen zu zählen (MOËLO & BIAGIONI 2020). Das Pb-(Fe)-Sb Sulfosalz Jamesonit wurde von HÜTTENHAIN (1939) auf der Grube Apollo bei Raubach als zweithäufigstes Erzmineral der Quarz-Antimonit-Gangzone angegeben. Vermutlich lag aber eine Fehlanalyse vor, denn es konnte dort in jüngerer Zeit weder mikroskopisch noch mikroanalytisch nachgewiesen werden (WAGNER 1998: 168). SCHNORRER-KÖHLER (1989a) konnte Jamesonit zweifelsfrei auf der Casparizeche nachweisen. Die nadeligen Blei-Antimon Sulfosalze (alte Bezeichnung "Federerze") sind leicht zu verwechseln und ohne aufwändigere Analysen kaum zu unterscheiden. In der älteren Literatur taucht unter der Bezeichnung "Federerz" gelegentlich "Heteromorphit" auf (z. B. FENCHEL et al. 1985: 111), dieser wird aber heute als Dadsonit eingeordnet und ist kein nadeliges, sondern ein tafeliges und eher seltenes Pb-Sb-Sulfosalz (gute Übersicht bei WITZKE 2024).

HÜTTENHAIN (1939) erwähnt noch das Fe-Sb-Sulfid Berthierit ($FeSb_2S_4$) in der Sb-Paragenese auf der Grube Apollo, dieser scheint aber eher selten aufzutreten (Fenchel et al. 1985: 111), Fe-Sb-Sulfide werden ansonsten nur noch von SCHNEIDERHÖHN & RAMDOHR (1931: Berthierit) von der Grube Spes/Hoffnung (Ahrbrück) sowie von BINDI et al. (2005: Garavellit) von der Casparizeche beschrieben (hier liegt aber möglicherweise eine Verwechslung mit einer Probe aus dem Siegerland-Wied-Bezirk vor).

2.2 Sb-Mineralisationen vom Typ 2 (Sb-überprägte variszische Mineralisationen)

Beim Typ 2 unterscheiden WAGNER & COOK (2000) Paragenesen mit bzw. ohne Vorkommen von Meneghinit, die sich aber weder textuell noch strukturell, sondern offenbar nur durch unterschiedliche Bildungstemperaturen unterscheiden (WAGNER & COOK 2000: 220). Die Mineralisationsreihenfolge für Typ 2 beginnt nach WAGNER & COOK (2000) damit, dass primärer, variszischer Chalkopyrit mit den Sb-haltigen Hydrothermen reagiert, wobei Fahlerz und untergeordnet Famatinit gebildet wird, danach wird Bournonit abgeschieden. Primärer, variszischer Bleiglanz reagiert mit den Sb-haltigen Hydrothermen unter Bildung von zunächst Semseyit, Meneghinit, (selten lokal noch Jaskolskiit), dann Boulangerit und schließlich auch Bournonit. Variszische, Fe-reiche Zinkblende wird mobilisiert und als Fe-arme Zinkblende neu abgeschieden, variszischer, Mn-reicher Siderit wird mobilisiert und als Mn-arme Variante neu abgeschieden (WAGNER 1999). Besonders an den Verhältnissen auf der Grube Apollo (Raubach), wo Sb-Paragenesen vom Typ 1 und Typ 2 in enger räumlicher Nachbarschaft auftreten, lässt sich an den gemeinsamen Gefüge-Eigenschaften die genetische Zusammengehörigkeit beider Typen erkennen (WAGNER 1998).

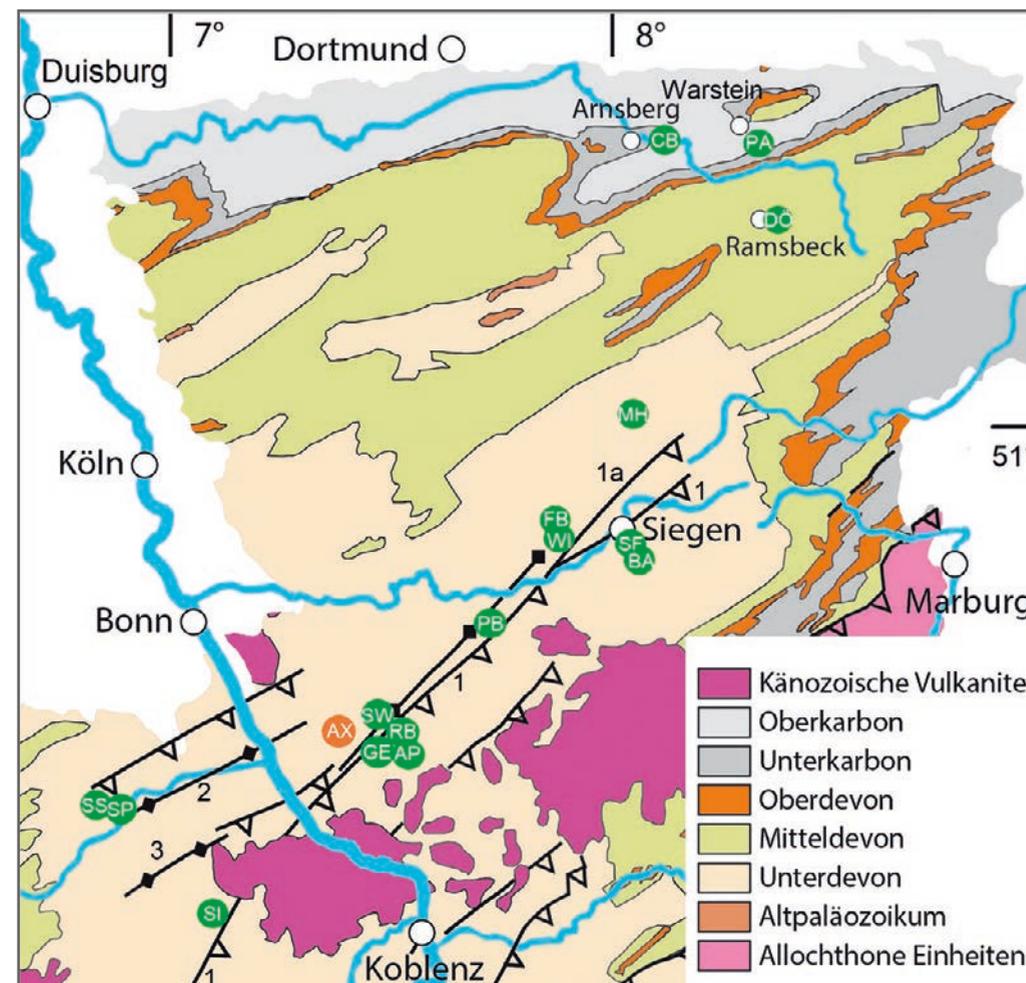


Abb. 1: Übersicht der Geologie und der untersuchten Antimonmineralisationen. Bergwerke auf der Übersichtskarte: **AP** Grube Apollo, Raubach; **AX** Grube Anzbach, St. Katharinen / Wied; **BA** Grube Bautenberg, Wilden; **CB** Grube Casparizeche, Arnsberg; **Am Bockstall – Aufschluss an einer Autobahn-Baustelle (A 46)**, Arnsberg; **FB** Grube Fischbacherwerk & Grube Concordia, Niederfischbach, **WI** Grube Wilhelmine; **GE** Grube Georg, Willroth (und direkt S davon **Grube Girmscheid**, Gierend), **MH** Gruben am Müsener Horst (Victoria, Heinrichsgraben, Schwabengrube); **PA** Grube Passauf, Nuttlar; **PB** Grube Petersbach, Eichelhardt; **PF** Grube Pflanzenberger Einigkeit, Salchendorf; **DÖ** Grube Dörnberg, Ramsbecker Erzrevier; **RB** Grube Reichensteinerberg, Puderbach; **SF** Grube Schöne Freundschaft, Siegen-Obersdorf (Sb-Paragenese auch auf einigen Gängen der benachbarten Grube Prinz Friedrich); **SI** Grube Silbersand, Mayen; **SP** Gruben Spes / Hoffnung, Ahrbrück; **SS** Grube Saarsegen, W Altenahr; **SW** Grube Silberwiese, Oberlahr. **Fett**: Stark ausgeprägte Sb-Mineralisation. **1** Siegener Hauptüberschiebung; **1a** Geisweider Aufschiebung; **2** Ahrtalsattel; **3** Ost-Eifeler Hauptsattel

2.3 Verbreitung der eigenständigen Sb-Mineralisationen (Typ 1 & Typ 2) nach Regionen

Wichtige und/oder in der vorliegenden Arbeit diskutierte Vorkommen der eigenständigen Sb-Paragenese sind in Abb. 1 dargestellt. Zu den verschiedenen Farben / Darstellungen der Fundorte siehe Text bzw. Abbildungsunterschrift.

Bereich nordöstliches Sauerland bei Nuttlar und Arnsberg

Während im Siegerland und in der Eifel die eigenständigen Sb-Mineralisationen in älteren devonischen Schichten aufsetzen, befinden sie sich im Sauerland in den stratigraphisch jüngeren Schichten unter- und oberhalb der Grenze vom Unterkarbon zum Oberkarbon. WAGNER & BOYCE (2003: 300) beschreiben auf der Grube Passauf (auch Pass Auf, Paßauf) bei Nuttlar Netzwerke von kleinen extensionalen Qz-Antimonerz-Gängchen in Klüften eines kieseligen oberkarbonischen Schwarzschiefers. Eine Erzprobe von dort ist in Abb. 2 abgebildet. Nach WAGNER (1999:15) liegt die Lagerstätte Passauf an der Flanke eines Spezialsattels der Nuttlarer Hauptmulde. Die Grube Passauf wird in der älteren Literatur (BUFF 1827) als **Grube Unverhofftglück** bezeichnet. BUFF (1827: 59) beschreibt das "Gebirge" in dem die Sb-Vererzung hier auftritt, als ein "sehr

mildes, graues, dem Schiefertone ähnliches Gestein", welches mit einzelnen Schichten einer sandsteinartigen Grauwacke bzw. Schichten eines dem Kohlsandstein ähnlichen Gesteins wechselt". Er beschreibt ferner am Stollenort einen schwarzen, aufgelösten oder schuppigen Ton. Nach der Geologischen Karte von NRW, Blatt 4616 Olsberg-



Abb. 2 (links): Typ 1 Sb-Mineralisation: „Nestartiges“ Stück Antimonerz mit Kruste aus Antimonocker aus der Gangmasse, Grube Passauf (Nuttlar). Slg. PENKERT, Foto GABI PENKERT.

Abb. 3 (unten): Typ 1 Sb-Mineralisation: Gang mit Antimon-Vererzung, Mächtigkeit ca. 120 cm, Blickrichtung nach SE, Grube Passauf (Nuttlar). Foto MARC HAMPEL.



Eversberg liegt das kleine Vorkommen in den Unteren Arnsberger Schichten des Oberkarbons. Sie bestehen hier überwiegend aus dunklen Tonsteinen mit den ersten, vereinzelt auftretenden Grauwackenbänken.

In der Lagerstätte Passauf tritt die Sb-Mineralisation in einer Struktur auf, die als steilstehender Gang beschrieben wurde, der in 120° streicht und mit 80° nach Südwesten einfällt, die Bergrevierbeschreibung (ANONYMUS 1890: 159) zitiert hier im Wesentlichen ältere Angaben von BUFF (1827). Vor einigen Jahren konnte der "Gang" in einer Abbauzone mit einer Mächtigkeit von ca. 120 cm dokumentiert werden, die Abgrenzungen zum Nebengestein erscheinen im Foto deutlich (Abb. 3). BUFF (1827) erwähnte auch noch einen zweiten Gang, "der in einem Schurfgraben entblößt wurde", somit wurden zwei Gänge beschrieben. Nach STELZNER & BERGEAT (1904: 880) und BORNHARDT (1912) bestand die Gangausfüllung aus dunklen Letten und Kieselschiefer mit bis zu 20 cm mächtigen Antimonit-Nestern (Abb. 2). MARC HAMPEL (pers. Komm.) bestätigt die Ausfüllung aus weichen, mit der Hand zu zerbröselnden dunklen Letten, passend zu den Beschreibungen von BUFF sowie STELZNER & BERGEAT (s. o.). WAGNER (1999: 52) beschreibt von hier Zinkblende ohne Bezug zu vorbestehenden Mineralisationen.

Die Antimon-Vererzungen auf der **Casparizeche** bei Arnsberg-Uentrop setzen im höheren Bereich vom Kulmplattenkalk auf. Unterhalb der überlagernden Hangenden Alaunschiefer sind zwischen den Kalkbänken bereits zahlreiche Zwischenlagen von Tonsteinen und Alaunschiefern eingeschaltet (KORN 1993). Das entspricht den Gesteinsbeschreibungen der früheren Bearbeiter. Nach WAGNER & BOYCE (2003) treten die Sb-Erze als schichtkonkordante Mineralisationen in Dilatationszonen auf. Die Lagerstätte Casparizeche mit dem unten näher erwähnten Fundpunkt "Am Bockstall" sind an die Flanken eines Spezialsattels des Remscheid-Altenaer Hauptsattels gebunden WAGNER (1999: 15). Die komplexe Lagerstätte aus Spezialsätteln und Falten ist durch Verwerfungsklüfte stark gestört (SCHNORRER-KÖHLER 1989a). Die auf BUFF (1827) zurückgehende Bergrevierbeschreibung von dort (ANONYMUS 1890: 158) erwähnt, dass auf dem erzeicheren Südflügel des Sattels, wo die Schichtenfolge ungestört ist, fünf verschiedene Erzlager bekannt waren, welche in Stunde 4 bis 5 (30° bis 45°) streichen und mit 30° gegen Südosten einfallen. Die Antimonerze kommen in diesen Bänken teils in derben Ausscheidungen von 5 bis 15 cm Stärke mittig innerhalb der Kalkbänke in Nestern vor (Abb. 5). BUFF (1827: 54f) beschreibt das Nebengestein der Sb-Lagerstätte dort folgendermaßen: Das Gebirgsgestein besteht aus abwechselnden Lagen von plattenförmigem Kalkstein, von Ton-, Alaun-, und Kieselschiefer-Schichten, welche selten rein sind, sondern häufig ineinander übergehen. Wo der Tonschiefer sich dem Alaunschiefer nähert und beide Gesteine oft einen Übergang in Kieselschiefer machen sind einzelne Gesteinslager, sowohl des Kalksteins als auch des Schiefers, mit Grauspießglanz-erzen durchdrungen. Das ganze Gestein, auch die erzeeren Schichten, soweit sich die Erz-niederlage erstreckt, befinden sich in einem etwas veränderten Zustand; sie haben an Festigkeit verloren und eine dunklere Farbe erhalten.

Quarz tritt dort nach SCHNORRER-KÖHLER (1989a) allenfalls in mm-großen Kristallen auf, Boulangerit wurde vom selben Autor dort nicht beschrieben. Auch hier gibt WAGNER (1999: 52) Zinkblende ohne Bezug zu vorbestehenden Mineralisationen an. Sie erscheint nach der Bildung der Pb-Sb-Sulfosalze in idiomorphen eisenärmeren Kristallen (eigene Beobachtungen PENKERT.).

Beim Autobahnbau der BAB A46 wurde 1988 das Grubenfeld der Casparizeche mit einem Taleinschnitt durchbaut. Die temporäre Baustelle lag innerhalb des Flurstückes "Am Bockstall" und so erhielt die Fundstelle diesen Namen. Hier wurden neben weiteren Mineralisationen auch unver-



ritzte Antimonvererzungen offengelegt. Die Autobahnbaustelle schnitt dabei älteren Bergbau an, hauptsächlich das auf Antimon verliehene Feld "Caspar" welches später mit der Grube Caspari(zeche) konsolidiert worden war (ARNEMANN et al. 1988). Bei der Casparizeche und dem temporären Aufschluss "Am Bockstall" handelt es sich um ein und dieselbe Lagerstätte, deswegen wird in der Folge von **Casparizeche/Bockstall** gesprochen.

WAGNER & BOYCE (2003) beschreiben hier ebenfalls eine massive, überwiegend aus Antimonit bestehende Sb-Mineralisationen in Dilatationszonen, aber auch kleine extensionale Gänge von 2-8 cm seien in den Schwarzschiefern ge-

Abb. 4: Typ 1 Sb-Mineralisation: Antitaxiale Zerrkluft mit Antimonit, Aufschluss „Am Bockstall“ (Arnsberg). Slg. PENKERT, FOTO GABI PENKERT.

Abb. 5: Antimonit als subparallele Lage in feinschichtiger Tonsteinbank, Aufschluss „Am Bockstall“ (Arnsberg). Slg. ARNEMANN, FOTO GABI PENKERT.



sehen worden. Ein 5 cm großes Erzstück von dort zeigt überwiegend stängelig ausgeprägten Antimonit, welcher Zeichen des Wachstums in einer extensionalen Klufftzone zeigt und den antitaxialen Extensionsgängen im Sinne von BONIS (2022) entspricht (Abb. 4). Der Nebengesteinskontakt ist in beiden Vorkommen bei Arnsberg nicht scharf. Während Quarz die Hauptmenge der Gangausfüllung im Westerwald (Grube Apollo) und der Osteifel (Grube Spes) ausmacht, ist er in Arnsberg als Begleiter der Erze kaum wahrnehmbar. Chlorit fehlt ebenfalls in Arnsberg. WAGNER (1999) führt beide Beobachtungen auf die Nebengesteins-Lithologie zurück. WAGNER (1999:46) analysierte die Pyrite der Sb-Mineralisationen auf Casparizeche/Bockstall als As-arm (<0,05 Gew%). Diese beiden hier beschriebenen Vorkommen aus dem Sauerland stellen native Sb-Mineralisationen dar. Für Diskussionen zur Genese siehe Kapitel 5.2.1 und 5.2.2.

Revier Ramsbeck

Das Vorkommen einer eigenständigen Sb-Mineralisation ist im Revier Ramsbeck bei Bestwig-Ramsbeck im Sauerland bisher nur auf den **Gruben Dörnberg** und **Aurora** nachgewiesen. Die Sb-Mineralisationen befinden sich hier in den Ramsbecker Schichten der Eifel-Stufe des Mitteldevons (BAUER et al. 1979). Die Ramsbecker Lagerstätte ist durch eine komplexe Tektonik gekennzeichnet. Die Pb- und Zn-Erze setzen auf Gängen und Flächen auf. Die Gänge sind ein System treppenartig aus der Tiefe aufsteigender Aufschiebungen mit steilen (60°) und weniger steilen (30°) Abschnitten. Nach den Gängen entstanden die "Ramsbecker Flächen" als schaufelförmig durchgebogene, flach mit 2° bis 6° aus Südwesten aufsteigende große Überschiebungen. Sie zerlegen und versetzen die Gänge um bis zu 150 Meter (PENKERT & PENKERT 2020). Die Lagerstätte wurde wiederholten Remobilisationen der jeweils älteren Erze unterworfen. Das hat allein zu mehreren Zinkblende-Generationen geführt (WAGNER & COOK 1998). Die Sb-Mineralisation überprägt hier variszische Vererzungen, welche lokal auch Arsenopyrit beinhalten (WAGNER 1999: 35). Nach WAGNER & COOK (2000: 218) treten jedoch auch eigenständige Qz-Sb-Gänge mit Pb-Sb-Sulfosalzen auf, welche ältere Überschiebungszonen queren, aber selbst nicht tektonisch deformiert sind. Im Revier Ramsbeck sind somit Sb-Mineralisationen vom Typ 1 und Typ 2 beschrieben.

Die jungen postvariszischen Mineralisationen auf Querklüften (BAUER et al. 1979) wie "Nickelkluft", "Luisenkluft" oder Dörnbergstörung, um nur einige zu nennen, sind gangartbetont mit viel Baryt, Calcit und geringen Sulfidmengen mit Nickel- und Silbermineralien (PENKERT & PENKERT 2020). Die vielfachen gegenseitigen Beeinflussungen durch neue Mineralisationsphasen machen die Vererzungen und Verwachsungen der Ramsbecker Lagerstätte teils schwierig zu interpretieren.

Müsener Horst

Die Sb-Mineralisationen am Müsener Horst liegen in Sedimenten des älteren Unterdevons (Siegen und Gedinne). BORNHARDT (1912: 277) beschreibt feinhaarige bis filzige Vorkommen von Antimonit in Auslaugungs-Hohlräumen des Spateisensteins und Bleiglanzes von **Grube Victoria** (Littfeld). Hier könnte es sich aber um Boulangerit handeln. Auch auf der **Schwabengrube** in Müsen wurde als Seltenheit "Federerz" (ein alter unscharfer Sammelbegriff für filzig-nadelige Antimonerze), filzartig verwebt, gefunden. Im Abbau standen zu dieser Zeit die Bereiche zwischen der 84-m und der 144-m-Sohle. Diese Funde wurden zunächst als Antimonit gedeutet, es könnte sich aber auch um den in diesem Bereich häufigeren Boulangerit gehandelt haben (GOLZE et al. 2013). An historischen Stufen von **Stahlberg** und **Victoria** konnte zweifelsfrei Antimonit nachgewiesen werden, weiterhin Boulangerit (Abb. 6) und Bournonit auf **Stahlberg**, Abbildungen in GOLZE et al. (2013: 109). Nach diesen Autoren wird heute noch Boulangerit auf den Hal-



Abb. 6: Massig-faseriger Boulangerit mit eingeschaltetem Bleiglanz. 3 cm breite Probe eines 18 cm großen Reicherz-Stückes aus der mineralogischen Sammlung der Universität Bonn. Grube Stahlberg (Müsen).

den von **Wildermann, Stahlberg, Neue Hoffnung** und **Silberart** in dichten Massen und feinen Nadeln bis maximal 1 mm Länge gefunden, Bournonit kommt nach GOLZE et al. (2013) mit Fahlerz verwachsen auf den Gruben **Stahlberg, Wildermann, Altenberg** (erstes Gangmittel) und **Heinrichsseggen**, sowie als derbes Erz auf **Schwabengrube** vor. Von der Grube **Glanzenberg** ist Plagionit bestätigt (HENRICH 1995). Im Müsener Horst treten häufig jüngere, "post-sideritische" Störungen auf (FENCHEL et al. 1985: 151; THÜNKER 1998), es gibt dort auch ausgeprägte postvariszische Mineralisationen, welche z. B. auf der **Grube Heinrichsseggen** zu Silber-Reicherzfällen und auf der **Grube Merkur** zu einer Zinnober-Baryt-Vererzung führten (ADELMANN 2014b). Das Auftreten der spätvariszischen Rejuvenation am Müsener Horst ist nach Literatur und eigenen Befunden allenfalls als sehr untergeordnet anzunehmen und nicht abschließend geklärt (ADELMANN 2021). Eigenständige Qz-Sb-Gängchen sind vom Müsener Horst nicht beschrieben, also muss man dort Sb-Mineralisationen des Typs 2 vermuten.

Siegerland

Kleinräumige eigenständige Sb-Mineralisationen sind vermutlich im gesamten Siegerland verbreitet, aber spärlich. Schwerpunkte dort sind **Grube Schöne Freundschaft** bei Siegen-Obersdorf, **Grube Bautenberg**, und der Raum Niederfischbach. WAGNER & COOK (2000) nennen dort die **Grube Concordia**. Die Sb-Mineralisationen im Siegerland (und Wied-Distrikt) liegen in Sedimenten des Unterdevons, meist Siegener Schichten. BORNHARDT (1912: 276) schreibt: "*Antimonglanz findet sich im Siegerlande nach HAEGE häufig auf den von Altenseelbach und Neunkirchen nach Wilgersdorf streichenden Erzgängen. Er kommt dort aber nie in größeren Massen, überhaupt selten derb, sondern meist in radialfaserigen, büscheligen, spießigen auch geknickten, federartigen und verfilzten Kristallmassen in geologisch jungen, die Gangmasse durchsetzenden Klüften vor*".

Bekannt sind besonders die radialfaserig-büscheligen Aggregate, die auf **Grube Bautenberg** bei Unterwilden in Klüften im Spateisenstein nach BORNHARDT bis in die größten durch den Bergbau bisher erreichten Teufen hinunter, gefunden wurden. Von dort bestätigt HENRICH (1995) auch Semseyit.

Die **Grube Fischbacherwerk S** von Niederfischbach ist eine Grube mit variszischer Vererzung, Schwerpunkt des Abbaus war der hier silberhaltige Bleiglanz. SCHNORRER-KÖHLER (1989b) berichtet hier von Boulangerit und Bournonit, die er aber der Bildung der variszischen Sulfidphase zuordnet, er ist bzgl. des Auftretens der eigenständigen Sb-Paragenese unsicher.

Ebenfalls S von Niederfischbach liegt die **Grube Concordia**, ein wirtschaftlich unbedeutender Betrieb. LATSCH (1988) berichtet über häufiges Auftreten von Bournonit und ganz besonders Boulangerit, welcher auch derb in größeren Partien auftritt, auch beschreibt er Plagionit von dort. WAGNER & COOK (2000) präsentieren die Grube als Fundort der eigenständigen Sb-Paragenese und präsentieren als Evidenz eine Typ 2-Reaktionszone aus Bournonit, Zinkblende, und Kupferkies um Ag-haltigen, älteren Tetraedrit.

Ein Vorkommen von Antimonit, das ganz dem von Grube Bautenberg gleicht, soll nach BORNHARDT (1912) auf **Grube Wilhelmine** bei Freusburg aufgetreten sein, GOLZE et al. (2013: 196) geben von dort derben Bournonit in Erznestern an, wobei unklar bleibt, ob es sich um variszischen Bournonit handelt. Zur Lagerstätte der Grube Wilhelmine sind auch die nördlich anschließenden Mittel der Gruben Wilhelmsseggen, Wüstseifen, und Louise zu rechnen (FENCHEL et al. 1985: 204ff). Das Grubenfeld Wilhelmine liegt ca. 1,5 km Luftlinie SW der Grube Fischbacherwerk, wo eine eigenständige Sb-Mineralisation bestätigt ist. Im Bereich der Vererzungen von der Grube Wilhelmine zu den Gruben Concordia und Fischbacherwerk finden sich häufiger N-S gerichtete Diagonalstörungen, während sonst E-W streichende Störungen das Übergewicht haben (LUSZNAT 1968).

Die **Grube Schöne Freundschaft** (Siegen-Obersdorf) war wohl ein kleiner "Eigenlöhner-Betrieb" (GOLZE et al. 2013: 351), der nach der Gangkarte des Siegerlandes auf Fe, Pb, und Cu verliehen war. Nach WAGNER (1999: 17) tritt die Vererzung hier an der Grenze zwischen gebankten, z. T. quarzitischen Sandsteinen der Eisern-Hardt-Schichten, und siltigen Tonschiefern der Freusburger Schichten (Mittel-Siegen) auf. Sehr ausgeprägt ist auf dieser Grube mit variszischer Vererzung (Siderit-Quarz und Sulfide) eine überprägende Sb-Vererzung, welche dort verstärkt Boulangerit und Bournonit, aber auch Semseyit, Meneghinit, und Tetraedrit abgesetzt hat (WAGNER & COOK 2000, GOLZE et al. 2013). Die Erze der Sb-Mineralisation durchdringen dabei intensiv die variszische Vererzung. Neben der Grube Apollo bei Raubach, mit der sie sich etwas höher temperierte Bildungsbedingungen der Sb-Mineralisation teilt, bestimmten WAGNER & COOK (2000) dort das Pb-Cu-Sb-Sulfosalz Meneghinit, welches sich hier aber als nicht stabil zeigte und in symplektitische Verwachsungen von Bleiglanz und Bournonit zerfiel.

Über tektonische Besonderheiten wie z. B. Störungen, die den Aufstieg der Sb-haltigen Hydrothermen ermöglichen haben, ist aufgrund der geringen Größe und Bedeutung des Betriebs nichts bekannt.

Die **Grube Brüderbund**, Eiserfeld und **Grube Pfannenberg** ("Pfannenberger Einigkeit") bei Salchendorf sind benachbarte Lagerstätten (FENCHEL et al. 1985: 263). Auf einer alten Stollenhalde der Grube Brüderbund wurde als Rarität Semseyit bestätigt (HENRICH 1995). Von der Grube Pfannenberg sind Plagionit-Pusteln bekannt, die auf idiomorph kristallisiertem Bleiglanz angewachsen sind, der Bleiglanz zeigt ansonsten ungewöhnlich stumpfe Kristallflächen und trägt auch stellenweise einen Rasen aus winzigen Kupferkies-Kristallen als Ausdruck einer hydrothermalen Überprägung (Abb. 7). Aus der Betriebszeit der Grube Pfannenberg sind gut ausgebildete Bergkristalle bekannt, die der alpinotypen Zerrkluft-Paragenese zugerechnet werden können

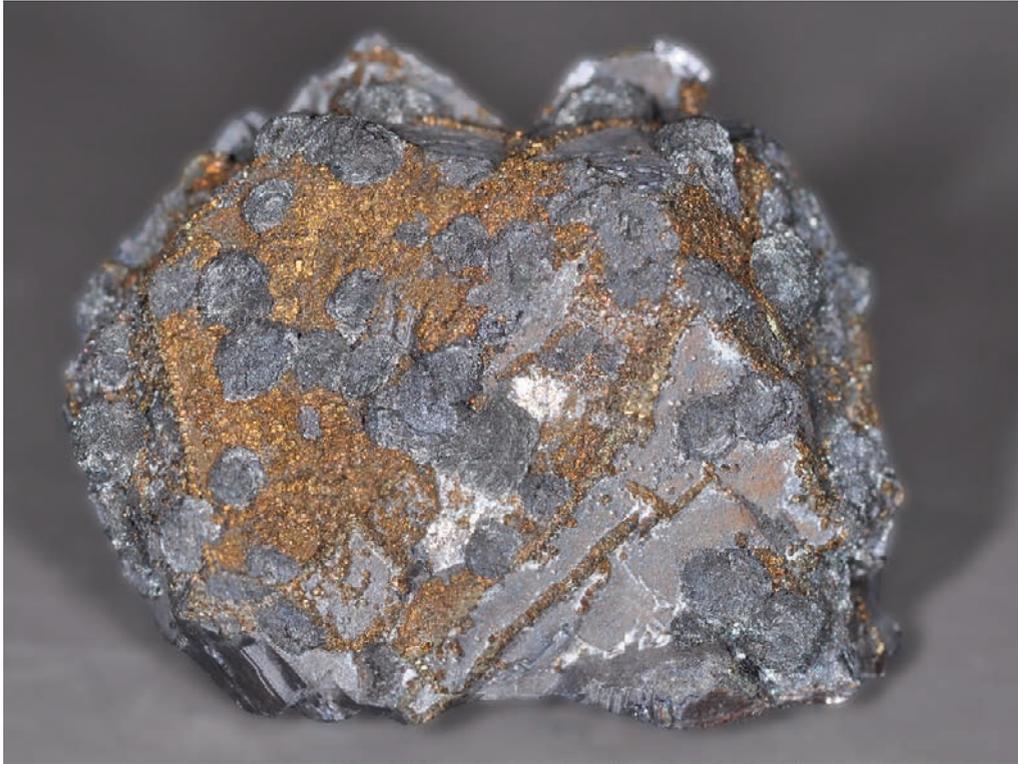


Abb. 7: Variszischer Galenit mit epitaktischen Plagionit-Pusteln und epitaktischem Kupferkies. Grube Pfannenberg (Salchendorf), Stufenbreite 28 mm.

(KIRNBAUER 1998, KIRNBAUER & HUCKO 2011). Neufunde aus den 1990er Jahren bestätigen Plagionit auf der Halde des Mittels "Vorderste Kreuzbach" der Lagerstätte Pfannenberg. WAGER & COOK (2000) erwähnen diese Gruben nicht als Vorkommen der eigenständigen Sb-Mineralisation. Der Grube Pfannenberg ist südwestlich die Grube Arbach und nördlich die Grube Eiserner Spies (zu Brüderbund) benachbart, auf beiden Nachbargruben tritt die spätvariszische Rejuvenation auf (ADELMANN 2021). Diese räumliche Nähe der Rejuvenation zu der eigenständigen Sb-Mineralisation ist im Untersuchungsgebiet dieser Arbeit eine Ausnahme.

Wieder Spateisenstein-Bezirk

Im Erzrevier Wied liegen die Gänge der **Grube Reichensteinerberg** bei Puderbach ziemlich dicht an der Siegener Hauptüberschiebung (ZITZMANN 1989: GÜK 200 CC5510 Siegen).

Aus dem Hauptgrundriss geht hervor, dass das Einschleiben des in Oberen Siegener Schichten aufsetzenden Ganges nach SW gerichtet war, zahlreiche Störungen haben den Gang versetzt und begleitet, woraus auf eine starke tektonische Beanspruchung zu schließen ist (FENCHEL et al. 1985). Auf den oberen Teufen, aber auch auf der 509 m Sohle traten Sb-Mineralisationen mit Bournonit, Boulangerit und Tetraedrit auf, der Anteil von Bournonit und Boulangerit an den gesamten Erz- und Gangartkomponenten betrug 3% (SCHNORRER-KÖHLER 1984).

Das **Grubenfeld Apollo** liegt an der Grenze von mittleren zu oberen Siegener Schichten und einige Kilometer SW der Siegener Hauptüberschiebung (ZITZMANN 1989), die Grube ist wohl über

ein Versuchsstadium nicht hinausgekommen. Nach HÜTTENHAIN (1939) tritt die eigenständige Antimonvererzung dort in NE-SW-streichenden, steilstehenden Störungszonen auf, in denen das Nebengestein intensiv zerschert ist. Die Sb-Mineralisation bildet hier kleine Qz-Sb-Gängchen, dendritenförmige Beschläge und dünne Überzüge auf Klüften, sowie lokal auch Imprägnationszonen in den angrenzenden verquarzten Grauwacken. HÜTTENHAIN (1939) beschreibt von dort Gold- und As-haltigen Pyrit in Assoziation mit der Sb-Vererzung, WAGNER (1999: 46) analysierte den As-Gehalt des Pyrits auf 2,26 Gew% ($\sigma=1,44$).

Die **Grube Petersbach** (Eichelhardt) war ein bedeutendes Bergwerk, welches auf Siderit, Blei-Zinkerze, und untergeordnet auf Cu- und Ni-Erze baute. FENCHEL et al. (1985) erwähnen die Grube nicht als Vorkommen der eigenständigen Sb-Paragenese und dort finden sich auch keine Angaben zur Tektonik / auffälligen Störungen im Grubengebäude, ebenso wenig bei BORNHARDT (1910, 1912). Dieser erwähnt prä-sideritische Abscheidungen von Ullmannit, besonders auf den tieferen Sohlen. Immerhin seien einige Tonnen dieses Nickelerzes abgebaut worden. HÜTTENHAIN (1939) erwähnt sie nicht als Vorkommen der jüngeren Sb-Mineralisation, WAGNER & COOK (2000) zeigen als einzige Evidenz ein Bild einer Bleiglanz-Verdrängung durch jüngeren (offenbar nicht-variszischen) Bournonit. Es ist hier also eine überprägende Sb-Mineralisation vom Typ 2 zu vermuten.

Die folgenden beiden wichtigen Gruben liegen mit einigen weiteren kleineren Betrieben auf dem Horhauser Gangzug, einem bedeutenden N-S streichenden Gangzug im Wieder Revier. Die **Grube Silberwiese** (Oberlahr), markiert das N-Ende des Gangzuges. Es war in erster Linie ein Bergwerk, welches auf Siderit baute. Allerdings kamen neben variszischen Sulfiderzen auch besonders viel Boulangerit und Bournonit vor, der Boulangerit teils in Nadeln, in deren Massen auf der Stollensohle mit Abbaubersuchen (BORNHARDT 1912: 24), der Bournonit ebenfalls derb, aber auch gut kristallisiert auf Sideritklüften, ähnlich wie auf der Grube Georg (s. u.). Nach der Bergrevierbeschreibung Hamm (WOLF 1885) trat Bournonit im Gangmittel Silberbusch auf, nach GOLZE et al. (2013: 637) trat in diesem Mittel auch Antimonit in überwiegend derben, stängeligen Stücken auf, nach BORNHARDT (1912: 278) in dünnen, filzig durcheinander liegenden Haaren mit Boulangerit. Es findet sich hier somit eine ausgeprägte Typ 2-Mineralisation.

Die **Grube Georg** (Willroth), markiert das nahende S-Ende des Horhauser Gangzuges. Es handelte sich um ein bedeutendes Bergwerk, welches bis zum Ende des Bergbaus im Revier in den 1960er Jahren in Betrieb war und Siderit bis hinunter zur 800 m-Sohle abbaute. FENCHEL et al. (1985: 354ff.) beschreiben stark tektonisch gestörte Lagerstättenverhältnisse. Insbesondere an der Grenze von den mittleren zu den oberen Siegener Schichten treten Störungszonen auf, die parallel zu der Siegener Hauptüberschiebung verlaufen, allerdings mit steilem Einfallen. Diese alten Störungen werden oft von jüngeren "postsideritischen" Störungen überlagert, welche hier stärker ausgeprägt sind als in den anderen Lagerstätten des Reviers. Variszische Sulfiderze fanden sich in den oberen Teufen (FENCHEL et al. 1985: 359). Bournonit trat nach BORNHARDT (1912: 23) von der Stollensohle bis zu den damals aufgeschlossenen Teufen auf, wobei die teils großen Kristalle "in wenig klaffenden Spalten auftraten, welche die Spateisenstein-Gangmasse zerteilen, ohne sie zu verwerfen". Auch Tetraedrit einer jüngeren Generation war dort teils hervorragend kristallisiert, als Besonderheit traten auch die Bi-haltigen Bleimineralen Kobellit und Cosalit auf (GOLZE et al. 2013). Es findet sich hier somit ebenfalls eine ausgeprägte Typ 2-Mineralisation. Weniger stark ausgeprägte Sb-Mineralisationen finden sich auch auf anderen, kleineren Lagerstätten auf dem Horhauser Gangzug.

Eifel

Die Vorkommen von eigenständigen Sb-Mineralisationen bei Brück an der Ahr auf der **Grube Hoffnung**, einige Jahre später neufirmiert als **Grube Spes** (REPPKE 1993: 209), und etwas weiter westlich auf der **Grube Saarsegen** in der Osteifel liegen zwar benachbart zueinander, jedoch etliche Kilometer NW der Siegener Hauptüberschiebung entfernt am Ahrtalsattel. Hierbei stellen die Gänge der **Grube Hoffnung** eine native Qz-Sb-Vererzung vom Typ 1 dar, es kamen Antimonglanz, Schwefelkies, Quarz und wenig "Braunspat" zumeist auf Quarzgängen, z.T. aber auch längs Schichtflächen und auf Schieferungs- und anderen Klüften vor (ERBREICH 1827). Die Antimonit-Vererzung kommt in einer schmalen, Südwest-Nordost streichenden Zone vor, die 24-32 m breit und über 160 m lang erzführend aufgeschlossen war, nach Nordosten verloren sich die Erzspuren, Schürfarbeiten in etwa 340-400 m Entfernung ergaben nur erzfreie Quarz-Gänge (REPPKE 1993: 210). Die Angabe, dass die Sb-Vererzungen in zerrütteten devonischen Grauwacken liegen, lässt auf eine tektonische Beanspruchung der Lagerstätte schließen.

Nach ERBREICH (1827) wurde das Vorkommen durch zwei Stollen, den Josef-Stollen und den Johannessegen-Stollen, sowie einem Schacht erschlossen. Zwischen den beiden Stollen setzten zwei bis zu Tage ansteigend aufgehauene Strossen an. Sie folgten dem Verlauf der Grauwackenbänke. Der Versuch, die Lagerstätte in Streichrichtung auf der gegenüberliegenden Seite der Ahr wieder aufzufinden blieb erfolglos. WAGNER (1999: 46) analysierte den As-Gehalt des mit der Sb-Mineralisation assoziierten Pyrits der Grube Spes auf 2,43 Gew% ($\sigma=0,88$).

Die benachbarte **Grube Saarsegen** ("Sahrsegen"; REPPKE 1993: 176ff) war eine unbedeutende Grube mit variszischen Zinkblende-Bleiglanzgängen und etwas Siderit und Kupferkies. Der Hauptbetriebspunkt der Grube lag südlich des Sahrbaches, ca. 1000 m östlich Plittersdorf im Tal des "Dreiseifen" (TK 1:25000, Blatt 5407 Altenahr), von dort stammen auch die Proben der Verfasser. Es ist dort ein 45-60 cm mächtiger Quarz-Gang aufgeschlossen, der ein derbes, ca. 20-25 cm mächtiges Antimonerztrum führte und als Typ 1-Mineralisation anzusprechen ist. Der Gang streicht in Stunde 5.5-6 ($=83-90^\circ$) und fällt mit 55° nach Süden ein, weiterhin war ein zweites, parallelstreichendes, 5-7 cm dickes Antimonerztrum und ein 15-20 cm mächtiges Quarz-Trum angehauen (REPPKE 1993: 178). An diesem Betriebspunkt gibt es zusätzlich Hinweise auf eine Sb-Überprägung einer vorbestehenden variszischen Mineralisation im Sinne einer Typ 2-Paragenese (REPPKE 1993: 179). Die bergmännische und geologische Literatur zu diesem Vorkommen ist spärlich, und es liegen keine genaueren Angaben über die Tektonik in dieser Lagerstätte vor. Wagner (1999: 46) analysierte den As-Gehalt des mit der Sb-Mineralisation assoziierten Pyrits auf 1,20 Gew% ($\sigma=0,81$).

Die **Grube Silbersand** im Nettetäl bei Mayen war mit Unterbrechungen seit der Römerzeit (reiche Verwitterungszonen) bebaut. Der NE-streichende Silbersander Gang enthielt im Wesentlichen eine variszische Mineralisation aus Zinkblende (Fe-reich), Bleiglanz, Siderit, sowie Kupferkies, dieser Gang wird durch Querstörungen zerstückelt (FENCHEL et al. 1985). Die Gangzone der Grube Silbersand befindet sich an der Grenze der Ramersbach-Schichten (Mittelsiegen) zu den Nitztal-Schichten des Obersiegen in einem stärker gestörten Bereich NE von Virneburg auf der Nordflanke der Siegener Hauptüberschiebung (MITTMAYER 1996). Die Sb-Mineralisation trat hier offenbar nur in den untersten Teufen auf: Nach LIEBERING (1883) teufte man einen neuen Maschinenschacht unter die Luisenstollensohle ab. Bei 47,5 Lachter Teufe wurde die neue Tiefbau-sohle angesetzt und das westliche Feldort begonnen, welches im Jahre 1882 bei 171,6 m Länge den Gang ausrichtete, der in seiner ganzen Mächtigkeit von 5 m derbe, aber antimonhaltige

Blei- und Zinkerze führt. Über die chemisch-analytische Identifizierung von Boulangerit auf der Grube Silbersand als "*zweite Fundstätte des Boulangerits im Rheinlande indem schon seit längerer Zeit dasselbe Mineral von Ober-Lahr ... bekannt ist*", berichtet vom RATH (1869) und erwähnt, dass der Boulangerit in faustgroßen, derben Erzstücken nur aus alten Halden bekannt ist und früher irrtümlich für Bournonit gehalten wurde. BORNHARDT (1912) berichtet, dass sich typischer Antimonglanz in stängelig-strahligen Partien, aufgewachsen auf quarz- und blendeführenden Tonschiefer gefunden haben soll, möglicherweise liegt hier aber eine Verwechslung mit dem dort häufigen Boulangerit vor. Es liegt also eine Typ 2-Paragenese vor.

3. Material & Methoden

Die lichtoptischen Untersuchungen erfolgten an einem Leitz Orthoplan POL Mikroskop mit Auflicht- und Durchlicht-Ausrüstung. Messungen zur Reflektivität im Auflicht erfolgten am Orthoplan mittels eines LR1-Spektrometers (ASEQ Instruments, Vancouver, Canada), kalibriert wurde mittels SiC- und Cr-Standards.

Zur quantitativen mineralchemischen Analytik wurde eine Feldemissions-Elektronenstrahl-Mikrosonde "SXFiveFE" der Firma Cameca an der Ruhr-Universität Bochum eingesetzt. Das Gerät ist mit fünf wellenlängendispersiven Röntgenspektrometern ausgestattet. Die Messung von Hauptelementen im Pyrit erfolgte bei einer Beschleunigungsspannung von 20 kV und einem Probenstrom von 20 nA, wohingegen zur Spurenelementanalytik ein Probenstrom von 150 nA verwendet wurde. Die Überlagerung der Au $M\alpha(1)$ -Röntgenlinie durch die Fe $K\alpha(3)$ -Linie wurde mittels eines empirisch ermittelten Faktors korrigiert. Die ermittelten Rohdaten wurden nach dem X-Phi-Verfahren (MERLET, 1994) quantifiziert. Als Referenzmaterialien kamen natürliche und synthetische Minerale zur Anwendung. Durch lange Zählzeiten auf Peak und Bremsstrahlungs-Untergrund konnte eine Nachweisgrenze für Au in Pyrit von $<30 \mu\text{g/g}$ erreicht werden. Die Messungen von Sb-Mineralen wurden ebenfalls mit 20 kV Beschleunigungsspannung durchgeführt; die Probenströme betragen 20 nA für Haupt- und 80 nA für Neben- bzw. Spurenelemente. Qualitative Elementverteilungsbilder ausgesuchter Probenbereiche wurden mit deutlich höheren Probenströmen (bis zu 500 nA) aufgenommen.

Für weitere elektronenmikroskopische und mineralchemische Untersuchungen kam ein ThermoScientific "Scios2" Ionenfeinstrahl-Rasterelektronenmikroskop (FIB-SEM) zum Einsatz. Dieses ist mit einem energiedispersiven Röntgendetektor ("UltimMax170", Oxford instruments) zur mineralchemischen Analytik und einem Elektronenrückstreubeugungs-Detektor ("Symmetry S2", Oxford Instruments) ausgestattet. Datenakquise und -auswertung wurden mittels der Software "AZtec v.6" von Oxford Instruments durchgeführt.

Pyritisiertes Gang-Nebengestein der Grube Apollo (Raubach) wurde mittels Röntgenfluoreszenz-Spektroskopie untersucht. Verwendet wurde ein Rigaku Primus IV (Rhodium-Röhre). Es wurden wellenlängendispersive Untersuchungen an einer Pulverpresstablette des fein zerkleinerten Gesteins durchgeführt. Die Datenanalyse erfolgte mit dem SQX-Programm (Rigaku). Für Analysen mittels Massenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-MS) wurden 100 mg des getrockneten Probenpulvers zunächst in einem HF-HNO₃-HCl-Mikrowellenaufschluss mit anschließendem Druckbombenaufschluss in Lösung gebracht. Die Messung der verdünnten Probenlösung, nach Zugabe von 1 ppb In als internem Standard, erfolgte mit einem hochauflösenden Sektorfeld-ICP-Massenspektrometer (Element XR der Firma Thermo Fisher Scientific).

Zusammen mit den Proben wurden matrixkompatible Referenzmaterialien gemessen und damit die relative Standardabweichung für Goldmessungen auf 0,55% bestimmt.

Verwendete Abkürzungen: PPL (plane polarised light: polarisiertes Auflicht), XPL (crossed polars: Auflicht mit gekreuzten POL Filtern)

Die folgenden IMA Mineral-Kürzel wurden verwendet: Apy=Arsenopyrit, Bou=Boulangerit, Bnn=Bournonit, Ccp=Chalkopyrit (Kupferkies), Gn=Galena (Bleiglanz), Qz=Quarz, Pgi=Plagionit, Py=Pyrit, Sbn=Stibnit (Antimonit), Sd=Siderit, Sem=Semseyit, Sp=Sphalerit (Zinkblende), Ttr=Tetraedrit, Zkn=Zinkenit (auch: Zinckenit).

4. Ergebnisse

Einer der Verfasser (HGA) führt seit 2013 umfangreiche Neubearbeitungen der hydrothermalen Vererzungen im Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirk, am Müsener Horst, und in der Osteifel durch. Hierzu gehören Neubeprobungen von Fundstellen ebenso wie die Beprobungen von Erzsammlungen der Universität Clausthal, der Bergschule Siegen, der mineralogischen Sammlung der Universität Bonn, sowie umfangreiches Literaturstudium. Im Rahmen dieser neuen, umfangreichen Untersuchungen wurde auch das Augenmerk auf typische Minerale und paragenetische Bilder der eigenständigen Sb-Mineralisationen gelegt.

4.1 Typische paragenetische Bilder, Mineralinventar & Abscheidungs-Sequenz

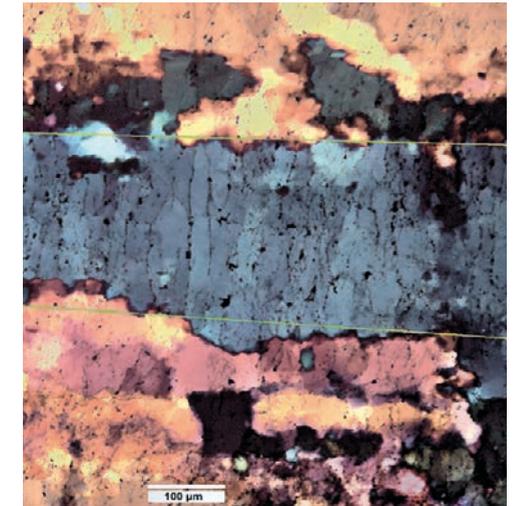
4.1.1 Sb-Mineralisationen vom Typ 1 ("native" Sb-Mineralisationen)

Beispiele für extensionale Qz-Sb-Gänge konnten auf der Halde des Schachtes von Apollo (Raubach) gefunden werden. Tafel 1a zeigt senkrecht zu den Salbändern wachsende, stängelige Quarzfasern mit Andeutungen eines Deformationsgefüges in Form von undulösen Auslöschungen. In Tafel 1b sieht man die co-genetische Antimonit-Vererzung zwischen den Quarz-Fasern im Gangraum, Chlorit ist an den Salbändern markiert. Tafel 1c zeigt schematisch das Prinzip des "crack-seal-Wachstums" der Quarzfasern (Details siehe Bildunterschrift). Abb. 8 zeigt einen Dünnschliff durch Quarzfasern mit sukzessiven Wachstumszonen des "crack-seal"-Prozesses. Die perlchnurartigen Einschlüsse der Rest-Hydrothermen an den Verheilungsstellen sind in dieser Darstellung als schwarze Punkte gut zu erkennen.

Tafel 2a zeigt tektonisch beanspruchten und dadurch deformierten Antimonit in Gesteinsmatrix (Probe vom temporären Aufschluss "Am Bockstall", gelegentlich findet sich Zinkenit als Aufwuchs auf dem Antimonit (Tafel 2b)). Proben von der Casparizeche zeigen Zinkenit als häufiges Pb-Sb-Sulfosalz dort (Tafel 2c₁), sowie den häufig nicht gut definierten Übergang der Sb-Mineralisation zum Nebengestein, dieses ist mit kleinen Pyrit-Würfeln aber auch mit framboidalem Pyrit durchsetzt und auch mit Sb-Mineralen imprägniert (Tafel 2c₂). Diese Befunde sind in Einklang mit WAGNER & BOYCE (2003), welche dort ebenfalls irreguläre Wandkontakte und Nebengesteins-Imprägnationen durch die Sb-Mineralisation beschreiben. Tafel 2c₃ zeigt in einer Makroaufnahme eine unserer Proben von der Casparizeche: Nadelig-idiomorpher, eingeregelter Antimonit durchdringt in Wechsellagung die Nebengesteins-Matrix (m) (vergl. BUFF 1827:55; Kapitel 2.3 oben). Bildbreite 4 cm. Vor- und Rückseite der Probe.

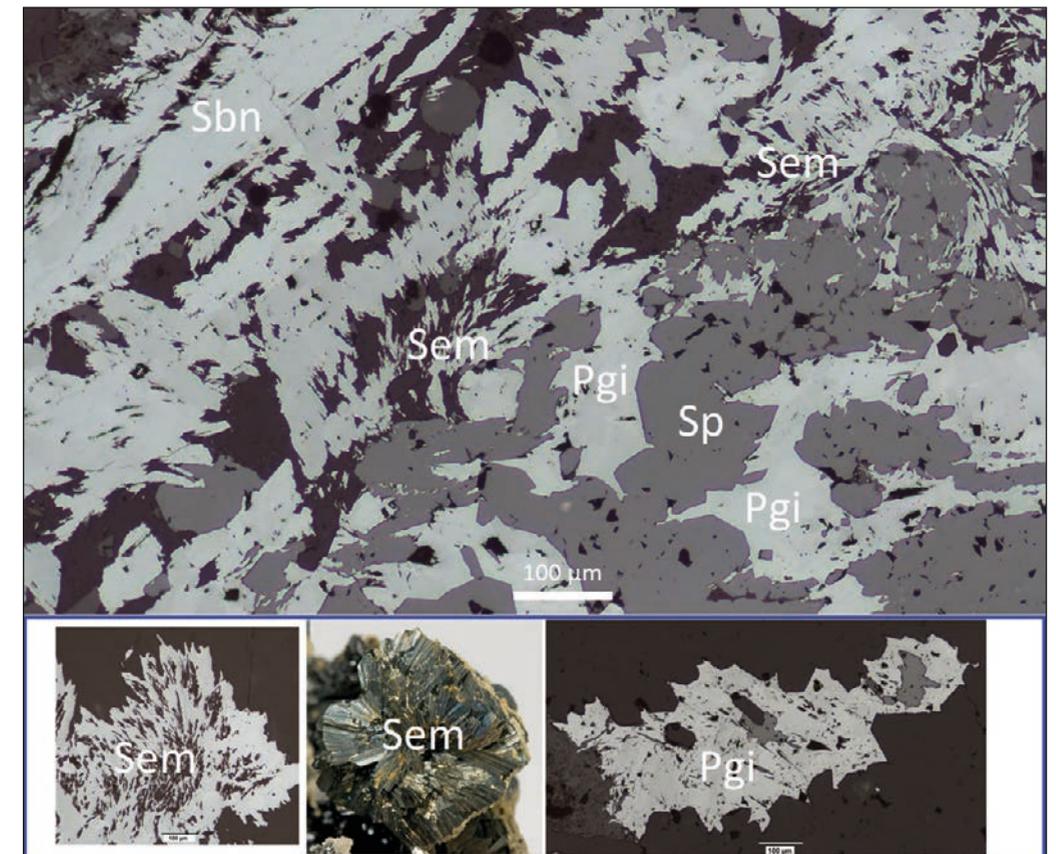
Die Proben der Verfasser von der Grube Passauf (Nuttlar) belegen eindrucksvoll die in der Einleitung erwähnte Reihenfolge der Abscheidungen in Typ 1-Mineralisationen, wobei alle wesentlichen Minerale der Typ 1-Sb-Phase hier vertreten sind: Tafel 2d zeigt auf Antimonit aufgewachsenen

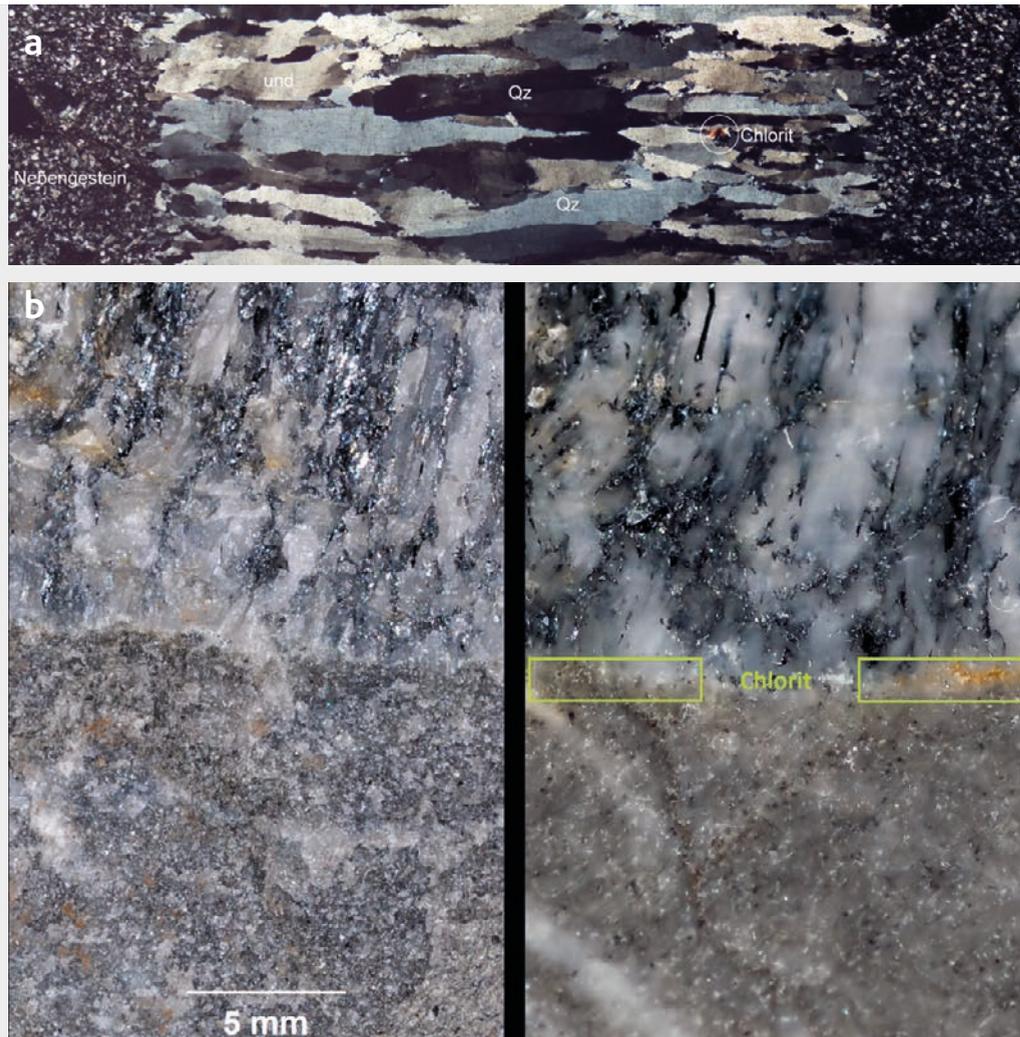
Abb. 8: Dünnschliff durch Quarzfasern mit sukzessiven Wachstumszonen des „crack-seal“-Prozesses mit perlchnurartigen Einschlüssen der Resthydrothermen an den Verheilungsstellen. Einzelne Quarzfaser zwischen Linien markiert. Dünnschliff, Nic +, Rot I Kompensator. Grube Apollo (Raubach).



Zinkenit, massigere Zinkenit-Aggregate zeigen (wie auch hier) typischerweise ein sehr poriges Innengefüge, bedingt durch viele kleine Hohlräume und kleinste Nebengesteinseinschlüsse (WAGNER 1999). Abb. 9 zeigt eine Probe von der Grube Passauf (Nuttlar) mit idiomorphem, teilweise korrodiertem Antimonit, überwachsen von Semseyit und Plagionit, alles ist schließlich von Fe-ärmer Zinkblende als jüngster Bildung umflossen (Abb. 9 unten).

Abb. 9: Oben: Typ 1 Sb-Mineralisation: Idiomorpher, teilweise korrodierter Antimonit, überwachsen von Semseyit und Plagionit und schließlich umflossen von Fe-ärmer Zinkblende. Grube Passauf (Nuttlar). Unten links: Typisches Semseyit-Aggregat im Erzanschliff; unten mittig: korrespondierende Makro-Aufnahme eines Semseyit-Aggregats; unten rechts: typisches Plagionit-Aggregat im Erzanschliff. (Makro-Aufnahme Semseyit-Aggregat JORDI FABRE m. frdl. Genehmigung.)





Tafel 1

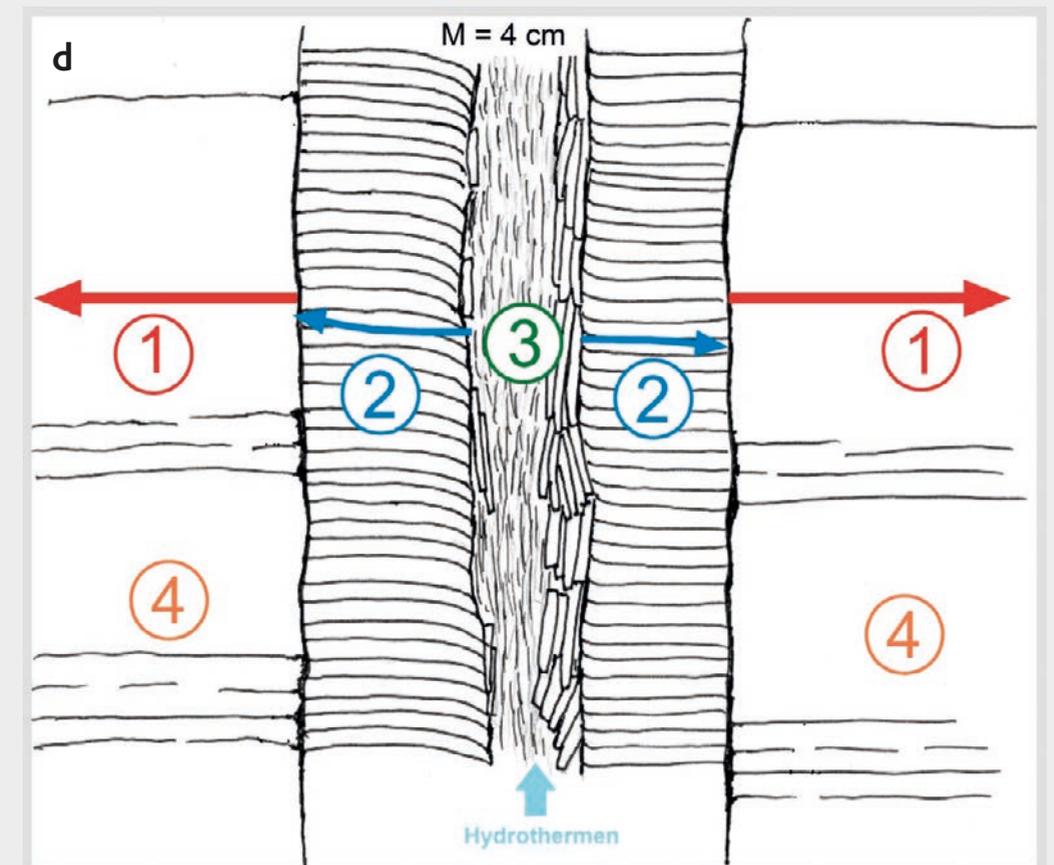
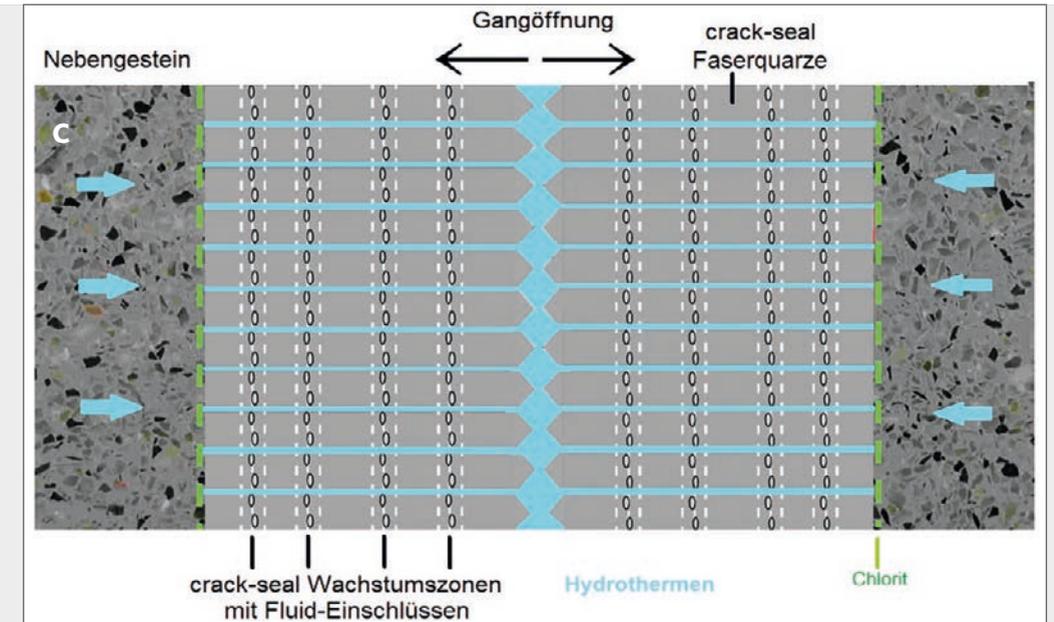
a Senkrecht zu den Salbändern wachsender, stängeliger Quarz. Links und rechts als Nebengestein sandige Grauwacke. Kleine Chlorit-Funken. Die Quarzfasern zeigen teilweise schwache Deformationsgefüge in Form von unzulösen Auslöschungen (besonders deutlich im „und“-markierten Bereich). Grube Apollo (Raubach).

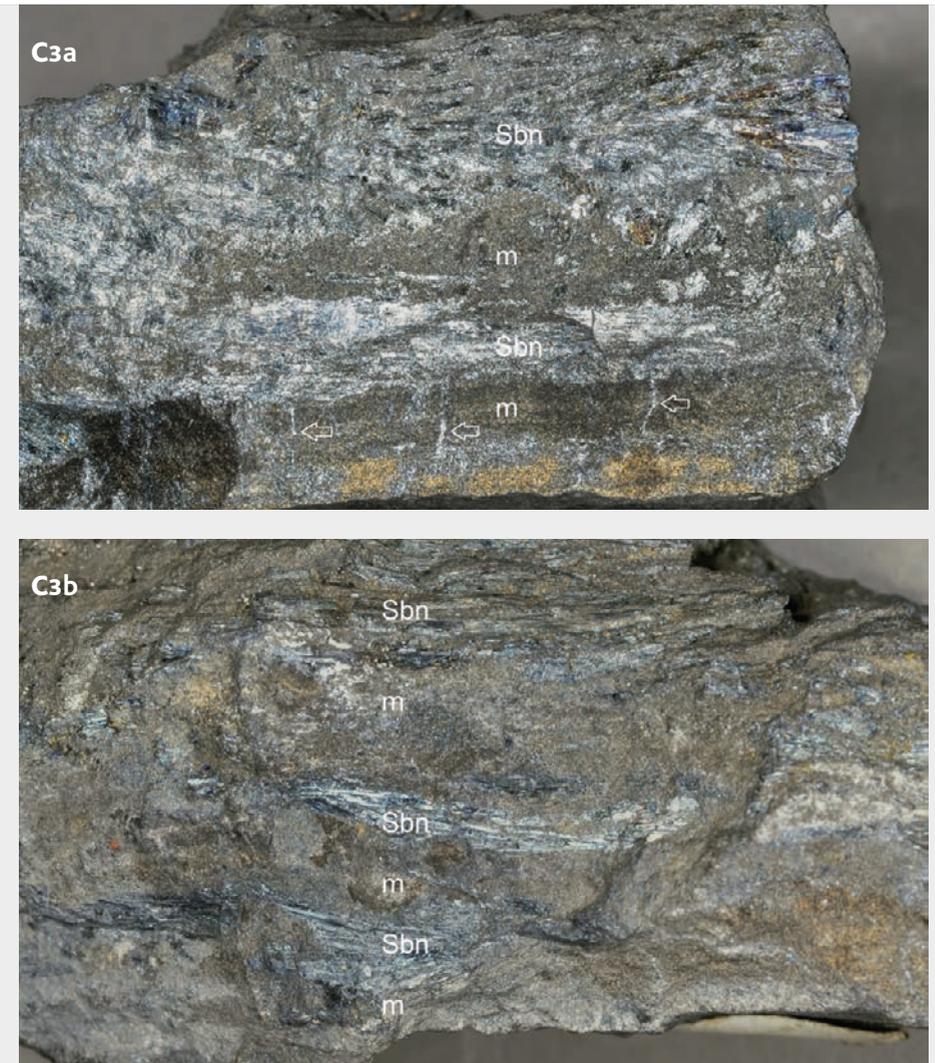
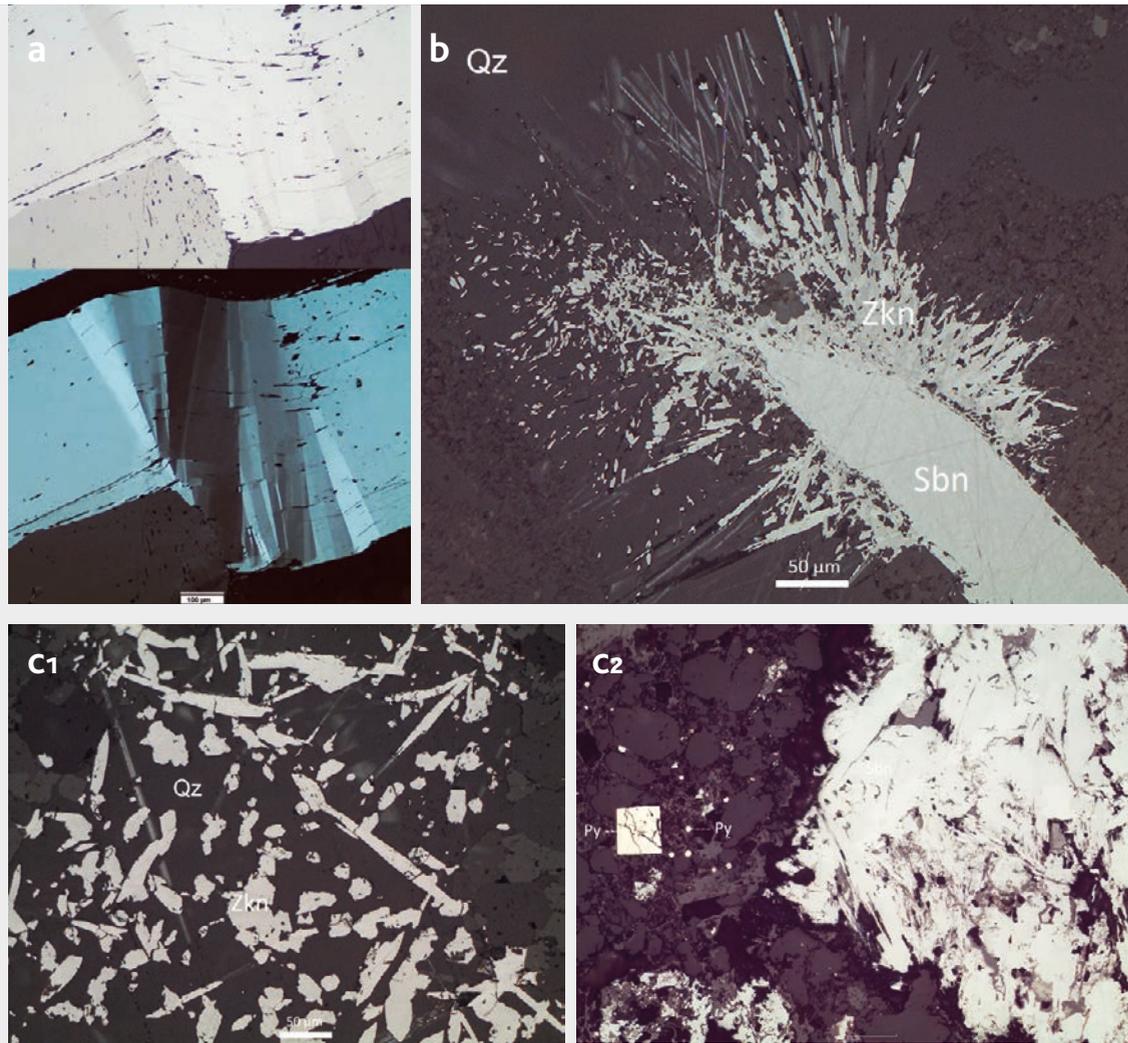
b Typ 1 Sb-Mineralisation: Antimonit-Vererzung zwischen den Quarz-Fasern im Gangraum, Chlorit ist an den Salbändern markiert. Links Anbruch, rechts anpoliert. Grube Apollo (Raubach).

Gegenüberliegende Seite:

c Schemadarstellung des syntaxialen "crack-seal-Wachstums": Während der schrittweisen Gangöffnung apikales Wachstum der senkrecht zu den Salbändern verlaufenden Quarzfasern durch Aufreißen und Wiederverheilen. Die durch progressive Gangöffnung entstehenden Brüche in den sich bildenden Quarz-Fasern werden durch die der Spalte zufließenden hydrothermalen Lösungen rhythmisch wieder verheilt, wobei an den Verheilungsstellen typischerweise kleine Flüssigkeitseinschlüsse der Hydrothermen eingeschlossen bleiben. Grafik: H.G. ADELMANN.

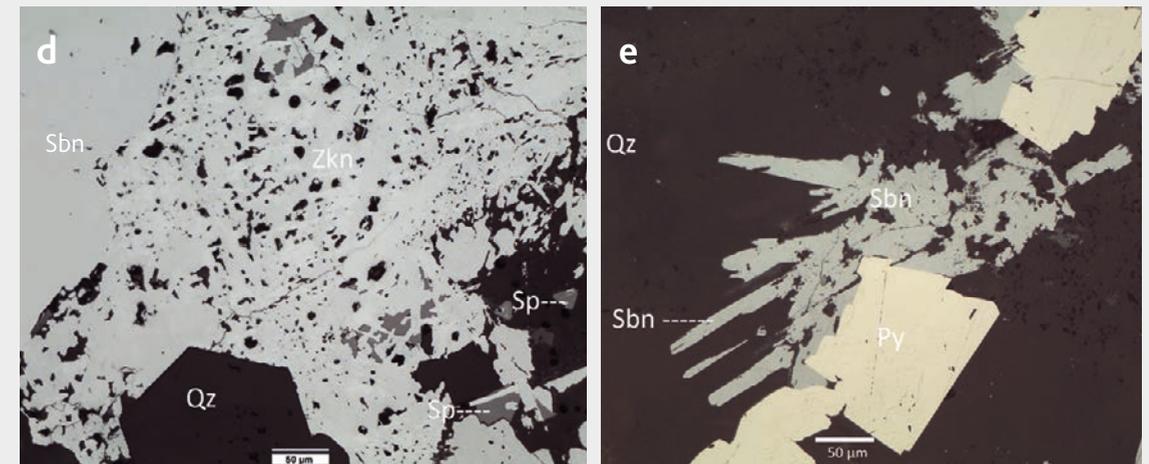
d Typ 1b Sb-Mineralisation: Schema der antitaxialen Gangspalte mit Antimonit. "Hydrofracture" ist eine sich durch Fluid-Oberdruck öffnende Gangspalte. Auf der sich aufweitenden Spalte (1) wachsen, ausgehend von der Kernzone (3), die faserförmigen Antimonit-kristalle (2) nach außen in Richtung des Nebengesteins (4). M = Mächtigkeit. Nach BONIS et al. (2022). Grafik: P. PENKERT.

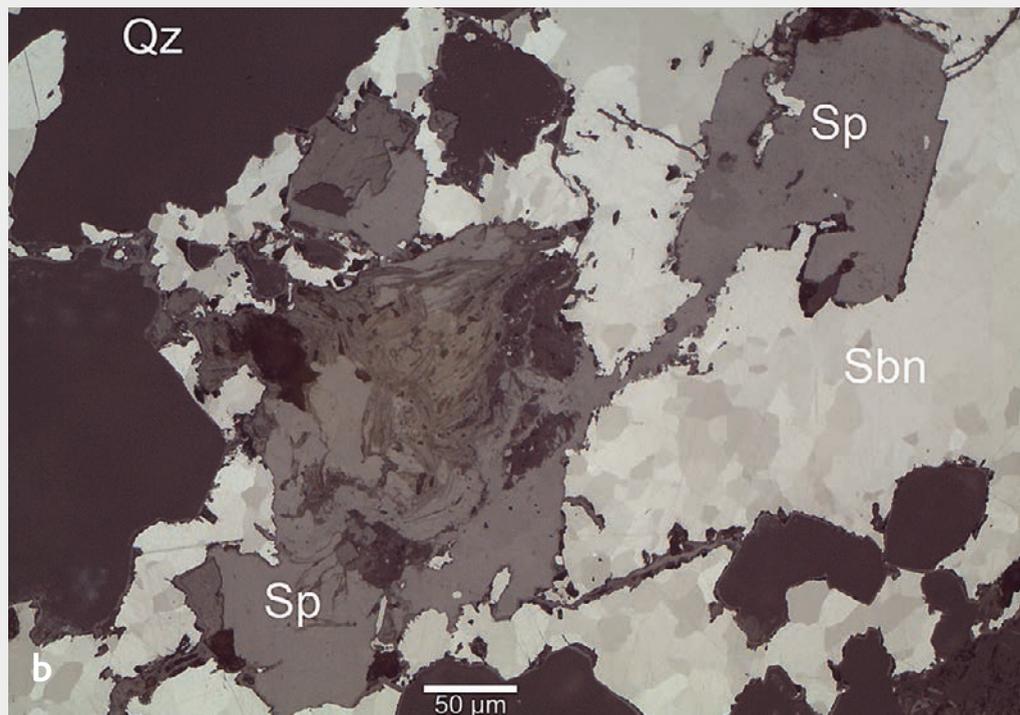
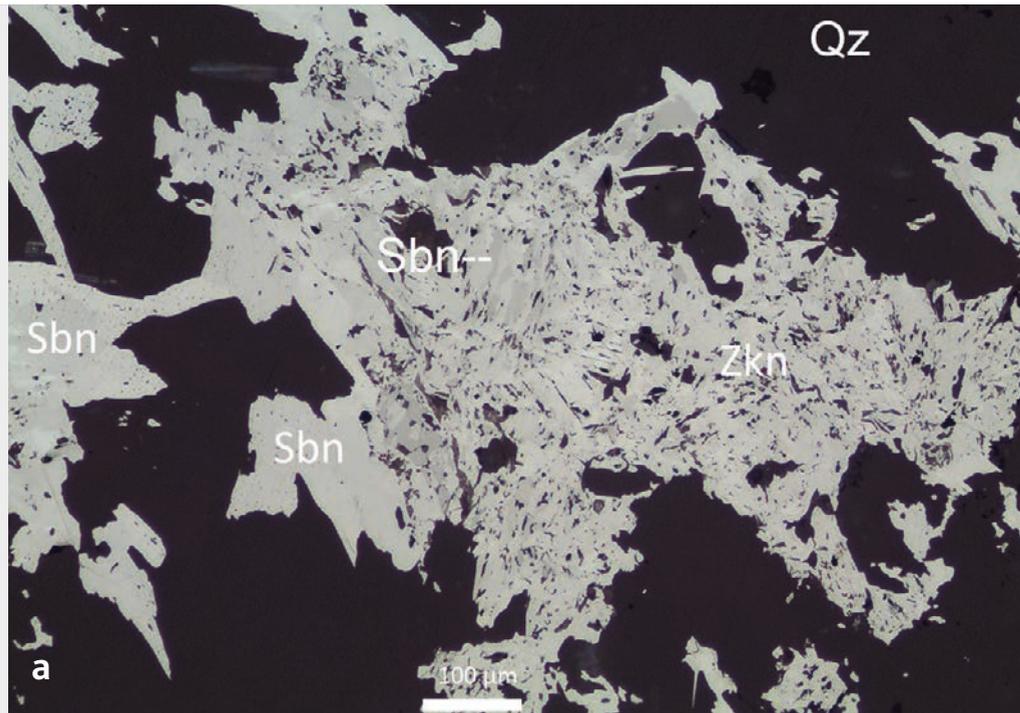




Tafel 2

- a Typ 1 Sb-Mineralisation: Tektonisch beanspruchter, deformierter Antimonit in Gesteinsmatrix. Temporärer Aufschluss „Am Bockstall“, BAB-Baustelle (Arnsberg).
- b Typ 1 Sb-Mineralisation: Nadeliger Zinkenit als Aufwuchs auf Antimonit. Temporärer Aufschluss „Am Bockstall“, BAB-Baustelle (Arnsberg).
- c1 Typ 1 Sb-Mineralisation: Zinkenit in idiomorpher, nadeliger Ausbildung. Casparizeche (Arnsberg).
- c2 Massiges Antimonit-Aggregat ohne scharfe Abgrenzung zum Nebengestein. Im Nebengestein idiomorphe Pyritwürfel und Pyrit-Framboide. Die Abbildung steht nicht im Widerspruch zu einer primär synd sedimentären Sb-Mineralisation. Casparizeche (Arnsberg).
Gegenüberliegende Seite:
- c3 Typ 1 Sb-Mineralisation: Nadelig-idiomorpher, eingeregelter Antimonit in Wechsellagerung mit der Nebengesteins-Matrix (m). Bildbreite 4 cm. Vor- und Rückseite der Probe. Die Pfeile deuten auf mögliche Vererzungen in Schrumpfungsrissen im Nebengestein hin. Casparizeche (Arnsberg).
- d Typ 1 Sb-Mineralisation: Antimonit, überwachsen von Zinkenit. Kleine Mengen Fe-arme Zinkblende (mittelgrau) füllt Lücken in der Mineralisation. Daneben idiomorpher Quarz. Grube Passauf (Nuttlar).
- e Typ 1 Sb-Mineralisation: Nadeliger Antimonit überwächst idiomorphen Pyrit. Grube Saarsegen (Altenahr).





Tafel 3
a Typ 1 Sb-Mineralisation: Antimonit, überwachsen von Zinknit. Grube Saarsegen (Altenahr).
b Typ 1 Sb-Mineralisation: Antimonit, Quarz, Fe-arme Zinkblende. Grube Spes (Ahrbrück).

Pyrit, welcher mit der Sb-Mineralisation assoziiert ist, fanden wir besonders ausgeprägt in den Proben von Grube Apollo (Raubach), Spes (Ahrbrück), und auch aus der Typ 1-Mineralisation der Grube Saarsegen (Altenahr, Tafel 2e). Tafel 3a zeigt **Antimonit**, der von **Zinknit** korrodiert und überwachsen wird mit Quarz als Matrix als Beispiel einer Typ 1-Mineralisation von der Grube Saarsegen. In Tafel 3b ist **Antimonit** mit Quarz und Fe-armer **Zinkblende** verwachsen als Beispiel einer Typ 1-Mineralisation von der Grube Spes (Ahrbrück).

4.1.2 Sb-Mineralisationen vom Typ 2 (Sb-überprägte variszische Mineralisationen)

Von BORNHARDT (1912) erwähnten **Antimonit** von der Grube Bautenberg (Wilden) konnten die Verfasser untersuchen; er überwächst, korrodiert, und imprägniert zumindest die Randzonen von variszischem **Siderit** (Tafel 4a). In einer Probe von der Grube Fischbacherwerk überwächst massiger **Boulangerit** der Sb-Mineralisation älteren, variszischen **Bleiglanz**, welcher nur noch als Korrosionsreste im Boulangerit erscheint (Tafel 4b). **Fahlerz** wird in dieser Probe ebenfalls von Boulangerit-Nadeln imprägniert und dann von Bournonit überwachsen. Eine andere Probe dieser Fundstelle zeigt variszischen Bleiglanz, der von Boulangerit korrodiert, infiltriert, und überwachsen wird (Tafel 4b₂). Eine Verwachsung von der Grube Petersbach (Eichelhardt) zeigt erhebliche Korrosion von älterem **Kupferkies** und **Bleiglanz** durch massigen **Bournonit** der Sb-Mineralisation (Tafel 4c). In einer Probe von der Grube Schöne Freundschaft (Obersdorf) konnten die Verfasser **Bournonit** der Sb-Mineralisation finden, welcher älteren, variszischen **Bleiglanz** korrodiert und überwächst (Tafel 4d). In einem HÜTTENHAIN'schen Erzanschliff von der **Grube Glanzenberg** bei Silber fand sich reichlich Boulangerit sowie Bournonit in Verwachsung mit Fe-armer Zinkblende (Tafel 4e). Abb. 10 zeigt starke Korrosion von variszischem **Bleiglanz** durch **Bournonit** der Sb-Mineralisation, alles wird zuletzt von massigem **Boulangerit** überwachsen (Grube Alte Silberwiese, Oberlahr).

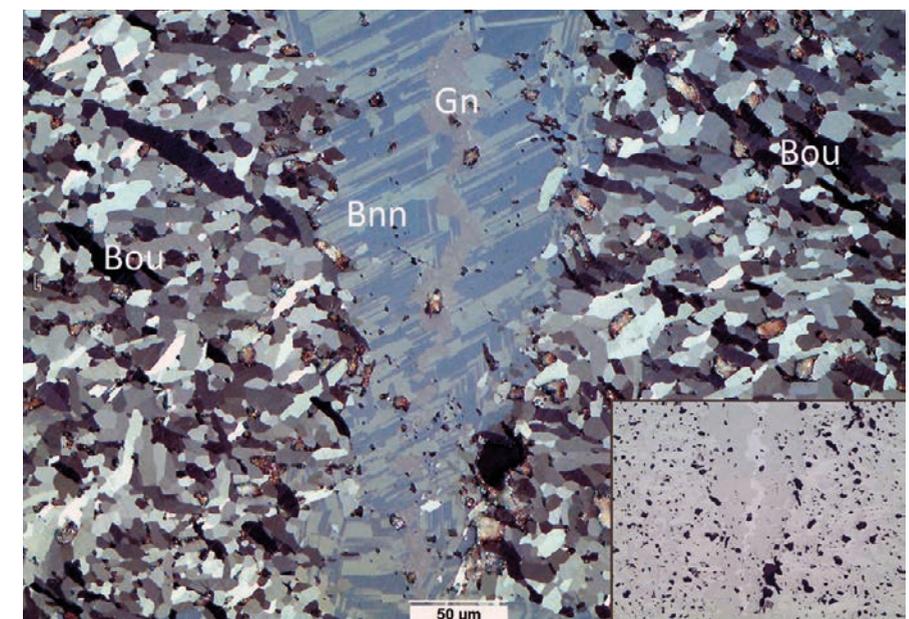
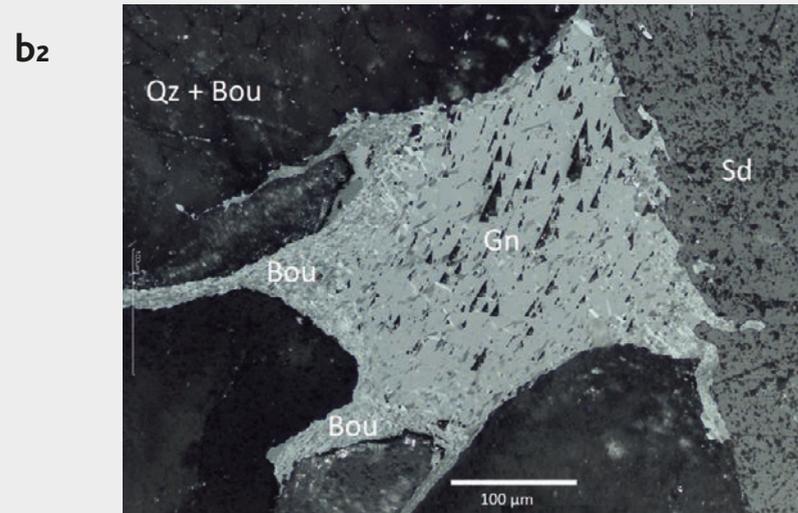
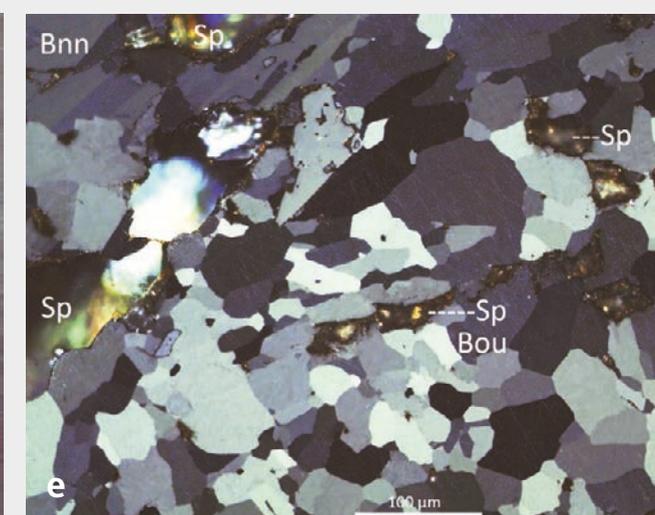
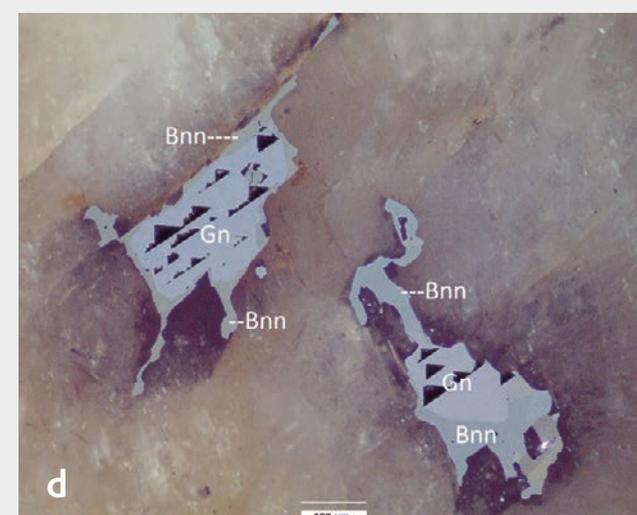
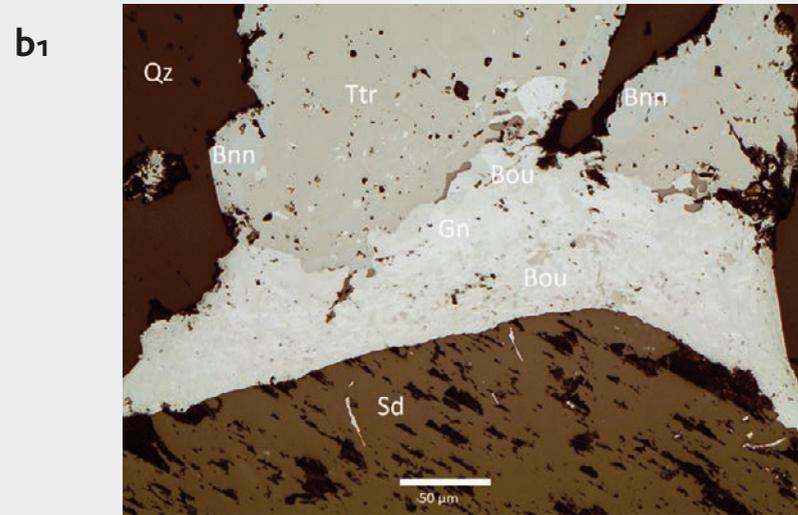
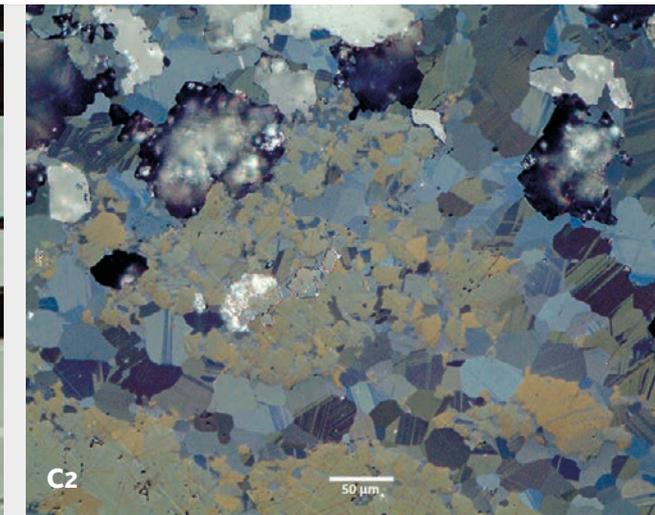
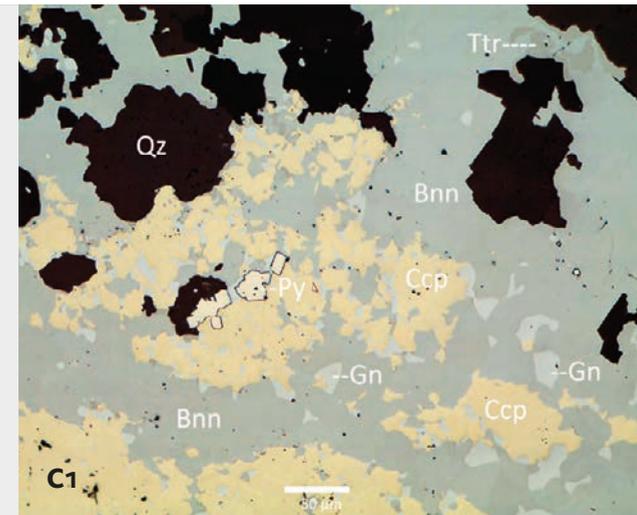
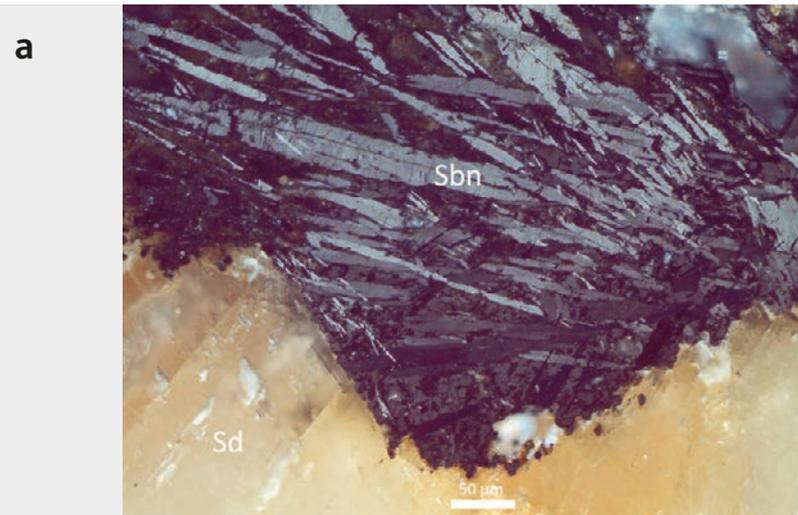
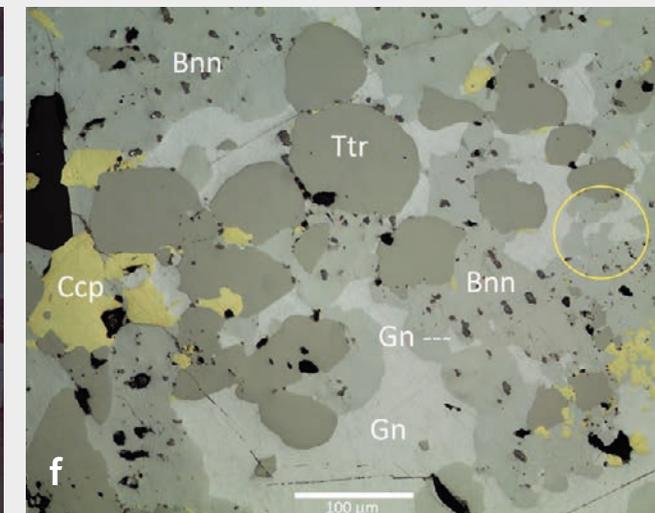
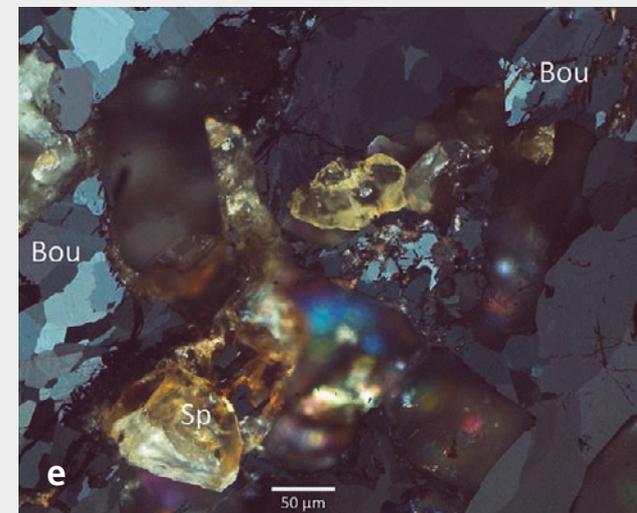
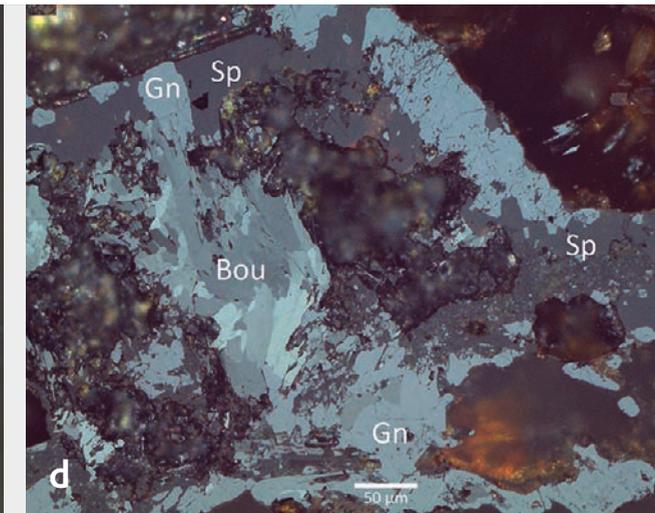
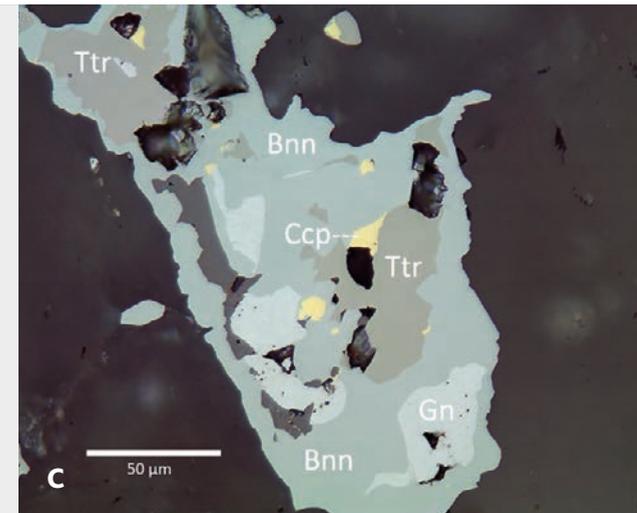
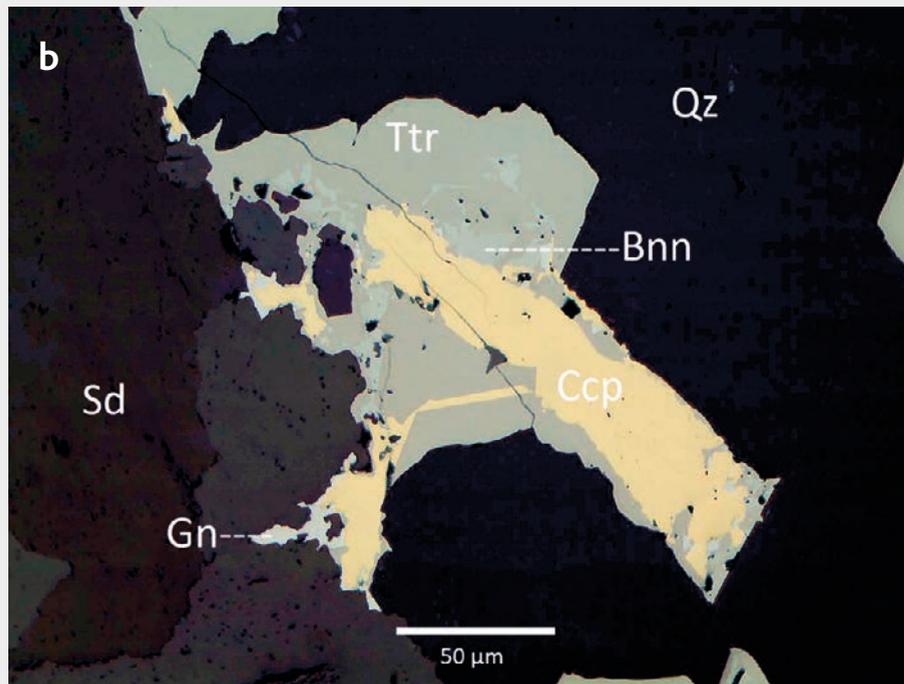
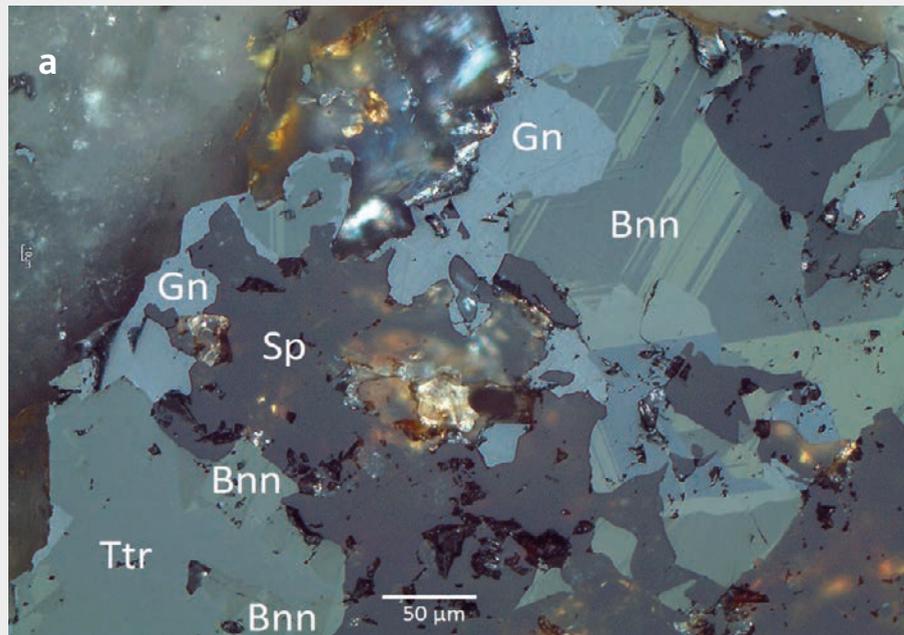


Abb. 10: Typ 2 Sb-Mineralisation: Starke Korrosion von variszischem Bleiglanz durch Bournonit der Sb-Mineralisation, alles wird zuletzt von massigem Boulangerit überwachsen. Abweichende Mineralisations-Reihenfolge (siehe Text). Der Bournonit zeigt hier unter XPL sehr deutliche polysynthetische Zwillings-Lamellen. Kontrastverstärktes Bild. Grube Alte Silberwiese (Oberlahr).



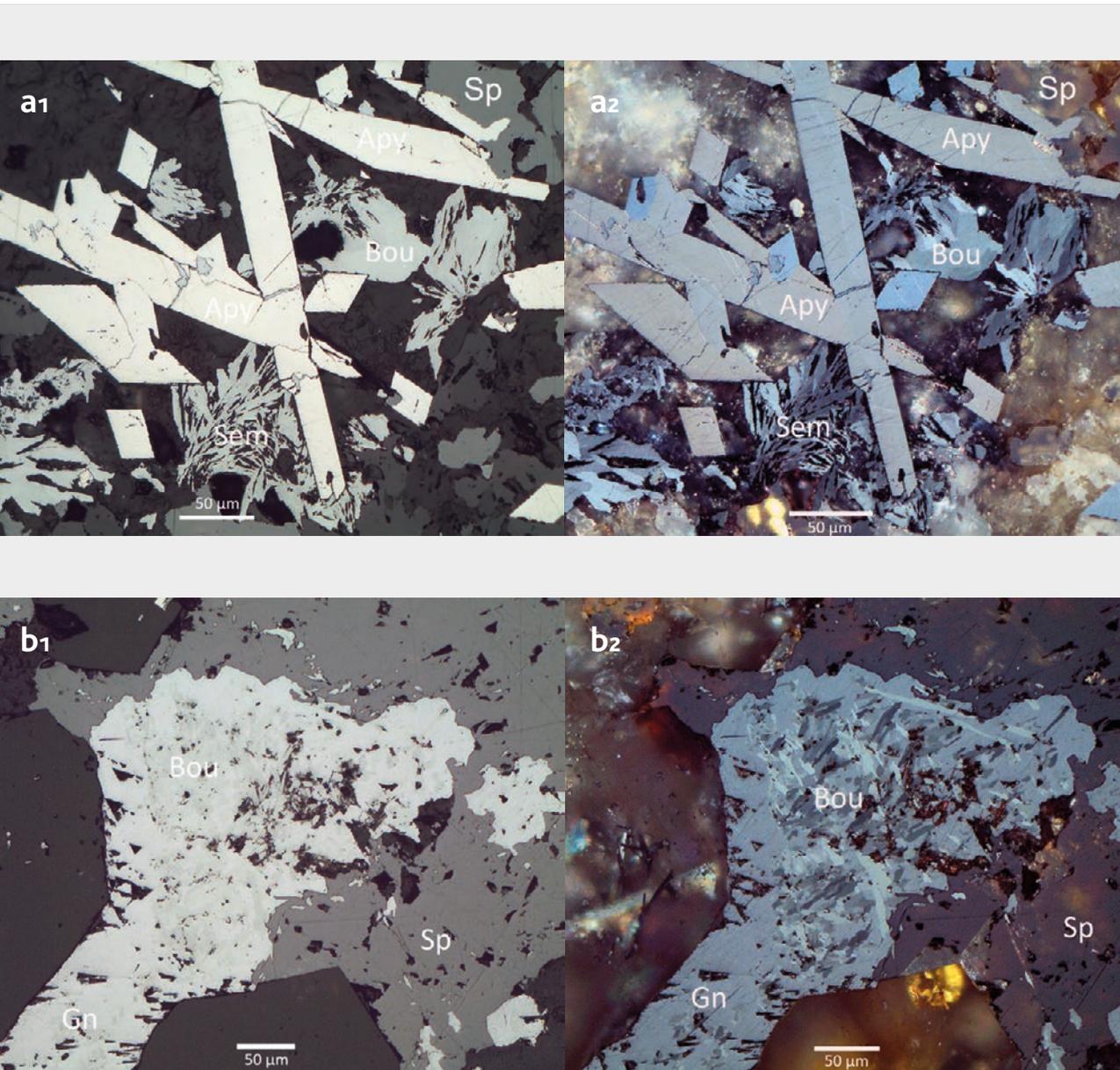
Tafel 4

- a** Typ 2 Sb-Mineralisation: Idiomorpher Antimonit wächst in einem Korrosionshohraum im Siderit. Grube Bautenberg (Wilden).
- b1** Typ 2 Sb-Mineralisation: Massiger Boulangerit der Sb-Mineralisation überwächst älteren, variszischen Bleiglanz, welcher nur noch als Korrosionsreste im Boulangerit auftritt. Tetraedrit und Bournonit erscheinen ebenfalls als jüngere Bildungen. Grube Fischbacherwerk (Niederfischbach).
- b2** Typ 2 Sb-Mineralisation: Variszischer Bleiglanz wird von Boulangerit der Sb-Mineralisation korrodiert, infiltriert, und überwachsen. Auch der anschließende Quarz ist mit Boulangerit-Nadeln imprägniert. Grube Fischbacherwerk (Niederfischbach).
- c** Typ 2 Sb-Mineralisation: Erhebliche Korrosion und Verdrängung von variszischem Kupferkies und Bleiglanz durch massigen Bournonit der Sb-Mineralisation (**c1**: PPL, **c2**: XPL). Randlich auch Tetraedrit der Sb-Mineralisation in Verwachsung mit dem Bournonit. Grube Petersbach (Eichelhardt).
- d** Typ 2 Sb-Mineralisation: Bournonit der Sb-Mineralisation korrodiert und überwächst älteren, variszischen Bleiglanz. Der Bournonit zeigt hier unter XPL deutlich seine Anisotropie. Grube Schöne Freundschaft (Obersdorf).
- e** Typ 2 Sb-Mineralisation: Boulangerit und Bournonit in Verwachsung mit Fe-ärmer Zinkblende. Original-Erzanschliff aus der Slg. Hüttenhain. Kontrastverstärktes Bild. Grube Glanzenberg (Silberg, Müsener Horst).



Tafel 5

- a** Typ 2 Sb-Mineralisation: Bournonit der Sb-Mineralisation überwächst variszischen Bleiglanz. Der Bleiglanz ist deutlich korrodiert. Daneben Tetraedrit und Fe-arme Zinkblende als Bildung der Sb-Mineralisation. Grube Reichensteinerberg (Puderbach).
- b** Typ 2 Sb-Mineralisation: Tetraedrit der Sb-Mineralisation überwächst Bournonit und variszischen Kupferkies und ist hier die jüngste Bildung. Daneben noch stark korrodierte Reste von variszischem Bleiglanz. Abweichende Mineralisations-Reihenfolge (s. Text). Grube Petersbach (Eichelhardt).
- c** Typ 2 Sb-Mineralisation: Variszische Mineralisation bestehend aus Bleiglanz, Tetraedrit, und Kupferkies wird korrodiert und überwachsen vom Bournonit der Sb-Mineralisation. Grube Apollo (Raubach).
- d** Typ 2 Sb-Mineralisation: Variszischer Bleiglanz wird vom Boulangerit der Sb-Mineralisation und Fe-armen Zinkblende als jüngster Bildung überwachsen. Grube Schöne Freundschaft (Obersdorf).
- e** Typ 2 Sb-Mineralisation: Boulangerit, verwachsen mit Fe-armer Zinkblende. Grube Saarsegen (Altenahr).
- f** Typ 2 Sb-Mineralisation: Bournonit als jüngste Bildung verdrängt variszischen Bleiglanz und korrodiert auch Tetraedrit (abgerundete Körner) und Kupferkies. Deutliche Korrosionsreste des Bleiglanzes im Bournonit (z. B. im gelben Kreis). Hüttenhain'sche Probe aus dem Mittel Wüstseifen / Hahnhof der Grube Wilhelmine (Freusburg).



Tafel 6

a Verwachsung von Semseyit und Boulangerit mit wasserklarer, Fe-armer Zinkblende auf unkorrodiertem Arsenopyrit. Der Arsenopyrit ist hier die älteste Phase. Kontrastverstärktes XPL-Bild. Grube Aurora, Wilhelmstollen, Überbruch 33 (Dörnberg, Ramsbecker Revier).

b Typ 2 Sb-Mineralisation: Imprägnation, Korrosion, und Verdrängung von variszischem Bleiglanz durch Boulangerit. Als jüngste Phase ist Fe-arme Zinkblende aufgewachsen, welche den Bleiglanz ebenfalls korrodiert. Grube Aurora, Wilhelmstollen, Überbruch 33 (Dörnberg, Ramsbecker Revier).

Oberlahr). Diese Mineralisations-Reihenfolge weicht vom Paragenese-Schema in WAGNER & COOK (2000: Abb. 3c) ab, Boulangerit ist hier eine jüngere Bildung als Bournonit. Der in dieser Paragenese gebildete **Bournonit** zeigt sehr oft deutliche polysynthetische Verzwilligungen, wie z. B. in Abb. 10 deutlich wird.

In einer Probe von der Grube Reichensteinerberg (Puderbach) korrodiert und überwächst junger **Bournonit** variszischen **Bleiglanz**, welcher deutliche Korrosion aufweist. Daneben **Tetraedrit** der Sb-Mineralisation (Tafel 5a), klare, Fe-arme Zinkblende füllt zum Schluss die Lücken in der Mineralisation. Tafel 5b zeigt ebenfalls eine vom Paragenese-Schema in WAGNER & COOK (2000: Abb. 3c) abweichende Mineralisations-Reihenfolge: Tetraedrit der Sb-Mineralisation überwächst Bournonit und variszischen Kupferkies und ist hier die jüngste Bildung; daneben noch stark korrodierte Reste von variszischem Bleiglanz (Grube Petersbach, Eichelhardt). Eine Probe von der Sb-überprägten variszischen Paragenese von der Grube Apollo (Raubach) zeigt eine vorbestehende variszische Mineralisation aus **Bleiglanz**, **Fahlerz**, und **Kupferkies**, korrodiert und überwachsen vom **Bournonit** der Sb-Mineralisation (Tafel 5c). Eine Probe von der Grube Schöne Freundschaft (Obersdorf) zeigt **Bleiglanz**, welcher von **Boulangerit** und Fe-armer **Zinkblende** als jüngster Bildung überwachsen wird (Tafel 5d). Eine Probe aus der Typ 2-Mineralisation der Grube Saarsegen (Altenahr) zeigt **Boulangerit**, welcher mit Fe-armer Zinkblende verwachsen ist (Tafel 5e).

Tafel 5f zeigt eine HÜTTENHAIN'sche Probe von der Grube Wilhelmine (Freusburg), zu der auch die Mittel Wilhelmssegen, Wüstseifen, und Louise zu rechnen sind (FENCHEL et al. 1985: 204ff). Die Sb-Mineralisationen kommen in ausgedehnteren Lagerstätten nicht in allen Bereichen vor, hier ist eine Probe aus dem Bereich Wüstseifen der Grube Wilhelmine gezeigt. Man erkennt, dass **Bournonit** als jüngste Bildung der Sb-Mineralisation älteren, variszischen **Bleiglanz** wie auch älteren **Tetraedrit** und **Kupferkies** verdrängt. Korrosionsreste des Bleiglanzes sind im Bournonit noch gut erkennbar. Abb. 11 zeigt eine Korrosionsfront von **Boulangerit** gegen Fe-reiche, opake variszische **Zinkblende** (Sp I), dahinter kristallisiert die remobilisierte Zinkblende (Sp II) in klaren, idiomorphen, Fe-armen Kristallen (Grube Fischbacherwerk, Niederfischbach).

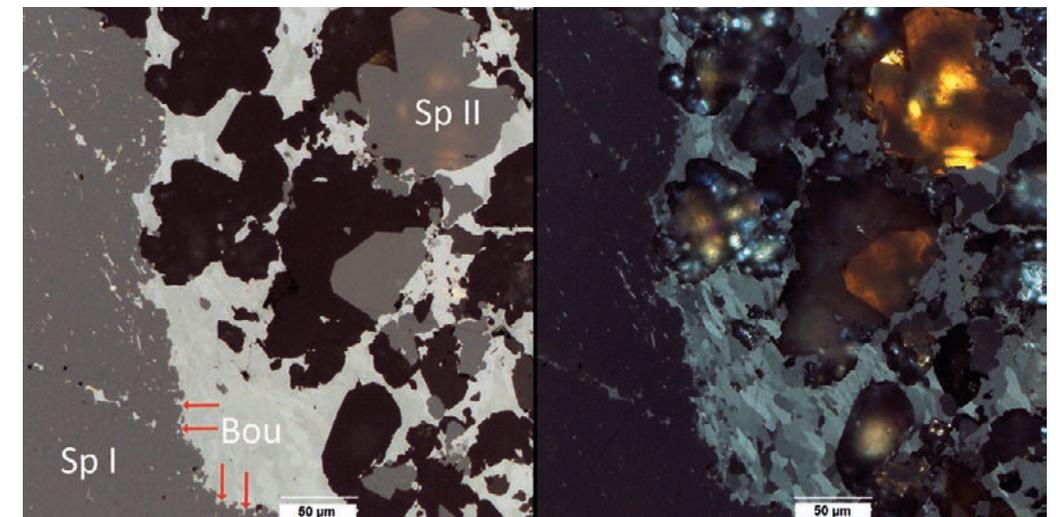
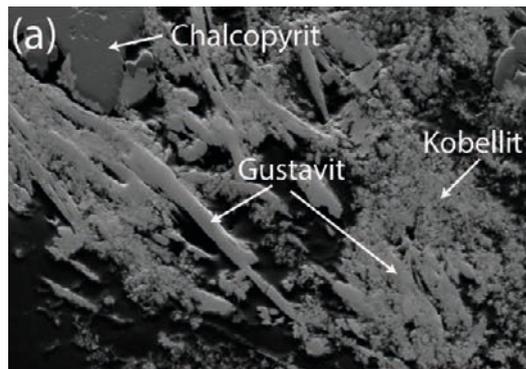


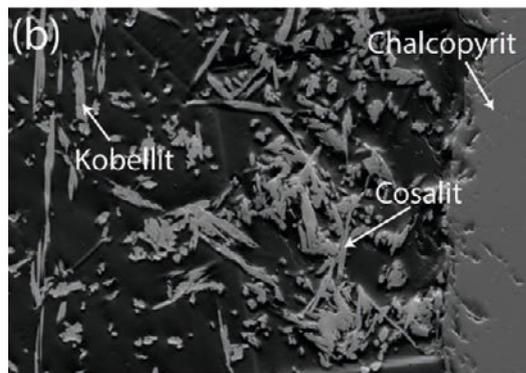
Abb. 11 : Typ 2 Sb-Mineralisation: Korrosionsfront (rote Pfeile) von Boulangerit gegen Fe-reiche, opake Zinkblende, dahinter kristallisiert die remobilisierte Zinkblende in klaren, idiomorphen, Fe-armen Kristallen (Grube Fischbacherwerk, Niederfischbach).

Die Proben von der Grube Aurora, Wilhelmstollen, Überbruch 33 (Dörnberg, Ramsbecker Revier) zeigen Verwachsung von **Semseyit** und **Boulangerit** mit wasserklarer, Fe-arme **Zinkblende** auf unkorrodiertem **Arsenopyrit** (Tafel 6a1,a2). Der Arsenopyrit wird von BAUER et al. (1979: 24) im Revier Ramsbeck gleich drei variszischen Mineralisationsphasen zugeordnet (Vorphase, Hauptphase, und Nachphase). Verfasser sehen ihn im Schliffbild in der Paragenese als ältere Bildung an, die Sb-Mineralisation aus **Boulangerit** und **Semseyit** und die Fe-arme **Zinkblende** sind jüngere Bildungen. Die mesothermale Sb-Mineralisation ist zudem nicht in der Lage, den bereits abgeschiedenen Arsenopyrit zu korrodieren. Tafel 6b1,b2 zeigt Imprägnation, Korrosion, und Verdrängung von variszischem **Bleiglanz** durch **Boulangerit** von der Grube Aurora, Wilhelmstollen, Überbruch 33, als jüngste Phase ist Fe-arme **Zinkblende** aufgewachsen, welche den Bleiglanz ebenfalls korrodiert.



4.2 Neue Minerale

Sämtliche im Folgenden beschriebenen Minerale wurden basierend auf mikroskopischen Befunden und mineralchemischer Analytik/Mineralstöchiometrie identifiziert. Zusätzlich wurde Elektronenrückstreuung (EBSD) zur Überprüfung der Kristallstruktur eingesetzt. Nadelige Minerale, die sich randlich am Kupferkies / Pyrit in einer Probe der Grube Georg fanden, stellen Sb- und Se-haltigen Gustavit sowie Cosalit dar.



Cosalit ($Pb_2Bi_2S_5$) ist von der Grube Georg bekannt und hier bestätigt, er enthält nach Analyse der Verfasser zusätzlich noch etwas Sb (bis 1,9 Gew.-%) und Se (1,1-5,2 Gew.-%) sowie bis zu 2,2 Gew.-% Ag (Abb. 12b,c).

Gelegentlich verzeichnet die EBSD-Analytik auch Treffer für **Kobellit** ($Pb_{22}Cu_4Bi_{25}Sb_5S_{69}$) (Abb. 12a,b). Dieser ist genau wie Cosalit auch orthorhombisch und enthält nominell ca. 2 Gew% Cu. Da die Mikrosonden-Analytik maximal 0,5 Gew.-% Cu zeigte, wird es sich hier eher um Cosalit handeln. Ganz auszuschließen ist aber nicht, dass Cosalit und Kobellit auch in enger Verwachsung vorkommen, wobei dann die Cu-Gehalte auf eine Mischanalyse beider Phasen zurückzuführen sind. Kobellit ist von dieser Lokalität bereits beschrieben (GOLZE et al. 2013: 612).

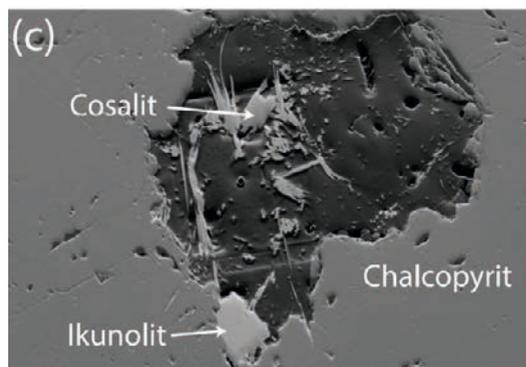


Abb. 12: Rückstreuerelektronenbilder ausgewählter Minerale (vgl. Text). Grube Georg, Willroth, Westerwald.

Gustavit ($PbAgBi_3S_6$) ist eine Neubeschreibung für die Grube Georg (Abb. 12a), er enthält hier bis zu 3,1 Gew.-% Sb und auch etwas Se (2,8-3,4 Gew.-%). Der Silbergehalt beträgt bis zu 8 Gew.-%.

Ikunolit ($Bi_4S_{2,25}Se_{0,75}$), ebenfalls eine Neubeschreibung für Grube Georg (Abb. 12c), beschränkt sich größtenteils auf Einschlüsse in Kupferkies/Pyrit. Der Selengehalt beträgt bis zu 4,8 Gew.-%. Vermutlich wurde Ikunolit relativ früh in der Paragenese gebildet. **Tabelle 1** im Anhang enthält die detaillierte Mineralchemie dieser Phasen.

4.3 Gold- und Arsengehalte der Pyrite von Grube Apollo

Die Verfasser konnten in der Siegerland-Erzsammlung von HÜTTENHAIN an der Universität Clausthal originale Erzproben und Erzanschliffe von der Grube Apollo bei Raubach auffinden. Die Erzanschliffe hatte er vermutlich in seiner Habilitationsschrift untersucht (HÜTTENHAIN 1939), sie wurden für die aktuellen Analysen neu eingegossen und poliert (Abb. 13). Proben des von HÜTTENHAIN dort 1944 neu gesammelten, stark pyritisierten Nebengesteins (Abb. 14, 15) wurden mittels Röntgenfluoreszenz-Spektroskopie und ICP-MS analysiert.

WAGNER (1999: 45) bestätigt in seinen mineralchemischen Analysen den schon von HÜTTENHAIN (1939) angegebenen As-Gehalt des Pyrits der Qz-Sb-Gänge von Apollo, die überwiegend idiomorph ausgebildeten Pyrite besaßen aber kein erkennbare As-Zonierung. In der Nachuntersuchung der HÜTTENHAIN'schen Erzanschliffe konnten die Verfasser allerdings durchweg ausgeprägte As-Zonierungen sowohl im Rückstreuerelektronenbild als auch in mit der Mikrosonde aufgenommenen Elementverteilungsbildern erkennen (Beispiel von Probe 975 in Abb. 16).



Abb. 13: Aufgearbeitete historische Erzanschliffe von der Grube Apollo (Raubach) aus den 1930er Jahren von Hüttenhain. Sammlung Universität Clausthal.

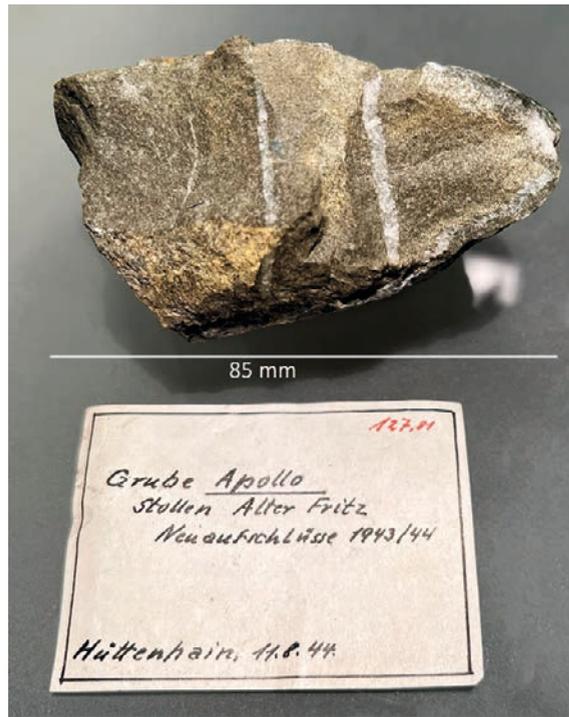


Abb. 14: Stark pyritisertes Nebengestein. Probe von der Grube Apollo (Raubach), gesammelt von HÜTTENHAIN in 1944. Sammlung Universität Clausthal.

Mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde haben die Verfasser quantitative in-situ-Mineralanalysen von Pyrit durchgeführt. Durch die Verwendung eines hohen Strahlstroms, durchgeführte Interferenzkorrekturen sowie eine lange Zählzeit auf Peak und Untergrund der Röntgenlinien (jede Messung dauerte 38 Minuten), konnten Nachweisgrenzen für Au von generell $<30 \mu\text{g/g}$ (z.T. auch $<10 \mu\text{g/g}$) erreicht werden. Wie bereits aus den Elementverteilungsbildern (Abb. 16) ersichtlich, sind die As-Gehalte im Pyrit stark variierend, von ca. 0,07 Gew.-% bis zu 3,8 Gew.-%. Die Au-Gehalte im Pyrit

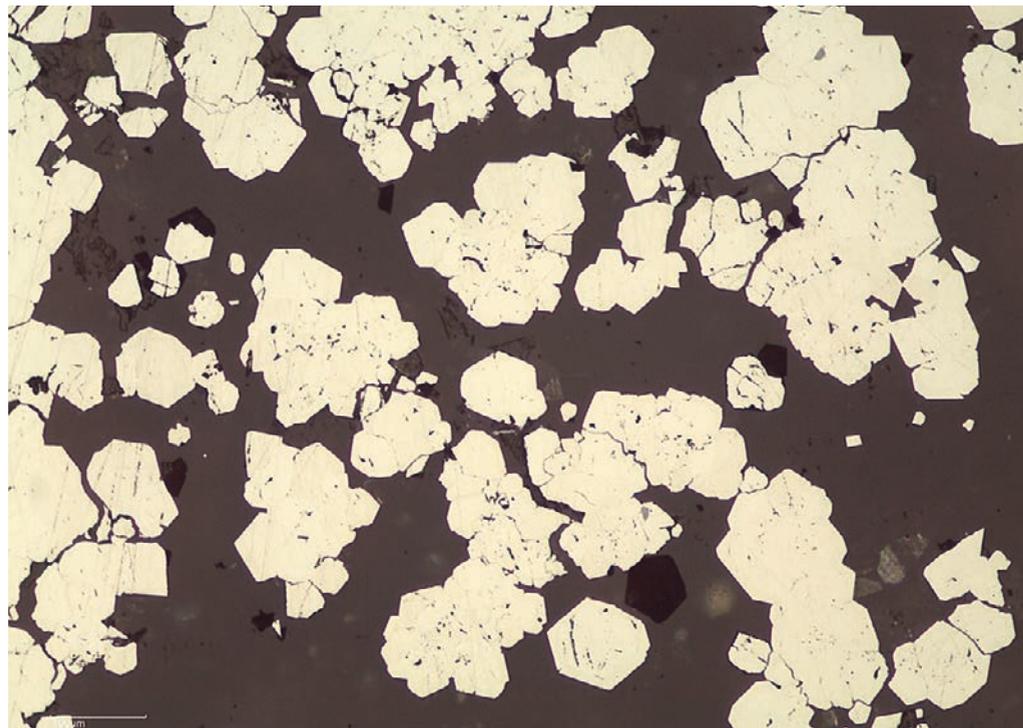


Abb. 15: Stark pyritisertes Nebengestein. Erzanschliff. Probe von der Grube Apollo (Raubach), gesammelt von Hüttenhain in 1944. Sammlung Universität Clausthal.

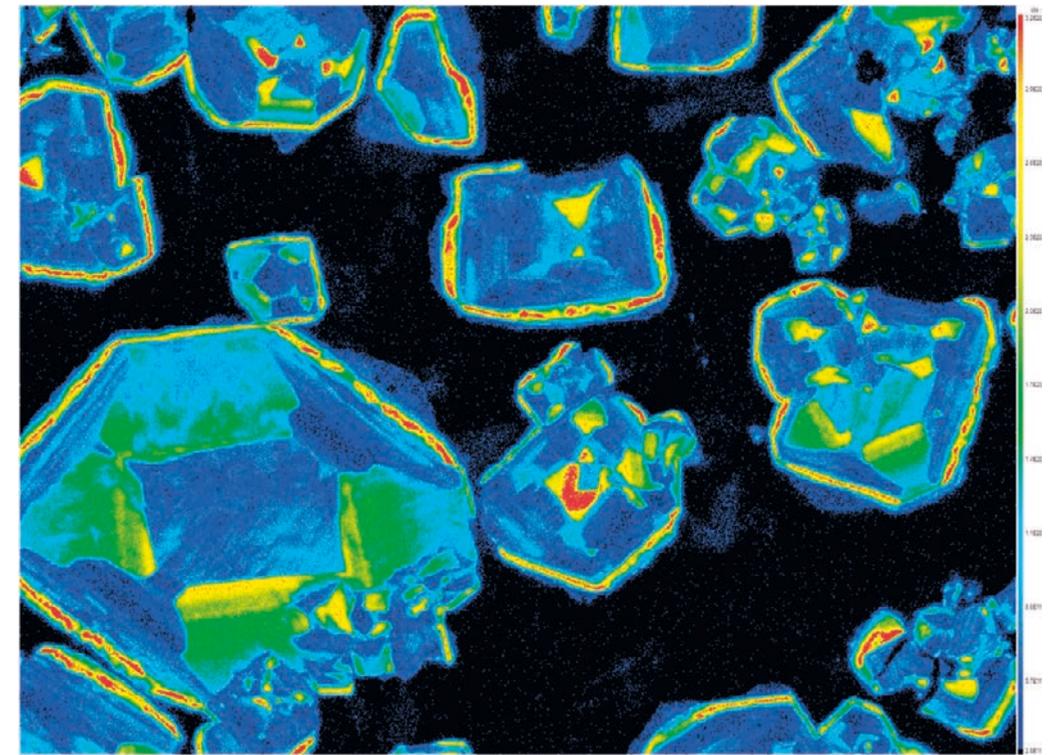


Abb. 16: As-Zonierungen von Pyrit in einem mit der Mikrosonde aufgenommenen Elementverteilungsbild. Probe 975 von Grube Apollo (Raubach).

der Apollo-Proben liegen im Mittel bei ca. $30 \mu\text{g/g}$, also nahe der Nachweisgrenze. Einige Analysen in As-reichen Pyritzonen zeigen aber auch deutlich höhere Au-Gehalte im Bereich von $130 - 150 \mu\text{g/g}$ (Probe A975). Dass nicht alle Analysen As-reicher Pyritzonen auch solch hohe Au-Gehalte aufweisen, kann als Hinweis darauf gesehen werden, dass das Gold nicht strukturell im Pyrit gebunden ist, sondern in Form irregulär verteilter Au-Nanopartikel vorkommt. Dies ist insbesondere in hydrothermal gebildetem Pyrit weit verbreitet (DEBITIUS et al. 2011).

Die Untersuchung des pyritreichen Nebengesteins von Apollo mittels Röntgenfluoreszenz-Spektroskopie zeigte eine Au $L\alpha$ -Röntgenlinie, die sich geringfügig vom Bremsstrahlungs-Untergrund abhebt, d.h. der Au-Gehalt der Nebengesteinsprobe liegt im Bereich der Nachweisgrenze der Analysemethode. Die Auswertung des Röntgenspektrums zeigt, dass der Goldgehalt mit Sicherheit $<50 \mu\text{g/g}$ beträgt. Über die Haupt- und Nebenelement-Zusammensetzung lassen sich ebenfalls Aussagen treffen. So sind die wesentlichen chemischen Bestandteile des Gesteins Si (22,13 Gew.-%), Fe (19,64 Gew.-%), S (16,03 Gew.-%), Al (2,31 Gew.-%), Ti (0,91 Gew.-%) K (0,73 Gew.-%) und As (0,66 Gew.-%). Die hohen Gehalte von Fe, S und As zusammen mit Si deuten darauf hin, dass das Gestein eine Mischung aus Pyrit und Silikatmineralen repräsentiert. Das vorherrschende Silikatmineral im Nebengestein ist Quarz.

Diese Analyseergebnisse konnten durch ICP-MS-Analytik bestätigt und präzisiert werden. Demnach lässt sich bei vergleichbarem Sulfid-/Silikat-Verhältnis im pyritreichen Nebengestein ein Goldgehalt von $36 \mu\text{g/g}$ nachweisen.

5. Diskussion

5.1 Verbreitung der eigenständigen Sb-Paragenese

Validieren konnten die Verfasser die folgenden Vorkommen aufgrund eigener Befunde oder überzeugender Literaturlage:

Eigenständige Sb-Mineralisationen treten ausgeprägt auf den Fundorten bzw. Lagerstätten im nördlichen Sauerland auf (**Passauf, Casparizeche/Bockstall**). Diese unterscheiden sich allerdings deutlich von den nativen Sb-Mineralisationen vom Typ 1 im Siegerland und der Osteifel (s. Diskussion zur Genese in Kapitel 5.2.2).

Die Proben bestätigen das Auftreten einer eigenständigen Sb-Mineralisation auf der **Grube Aurora** (Dörnberg) im Revier Ramsbeck. BAUER et al. (1979: 24) unterscheiden dort nur zwischen einer mehrphasigen variszischen Mineralisation auf Gängen und Flächen und postvariszischen Mineralisation auf den "Querklüften". Sie stellen Boulangerit (mittels Röntgenanalyse bestätigt) und Bournonit in eine "Nachphase" innerhalb der variszischen Vererzung. Diese beiden Minerale interpretieren die Verfasser jedoch – zusammen mit dem später nachgewiesenen Semseyit (PENKERT & PENKERT, 1995; WAGNER & COOK 2000) – als lokale Bildungen einer eigenständigen spätvariszischen Sb-Mineralisation. Bereits BEHREND (1937) stufte das filzige Antimonerz als separate azendente Bildung ein und zog Parallelen zu den Sb-Mineralisationen auf der Casparizeche, er erkannte das Erz allerdings noch nicht als Boulangerit. Die Vererzungen in der Lagerstätte Ramsbeck sind aufgrund mehrerer Hydrothermalphasen und ausgeprägter tektonischer Überprägung und mehrfacher Umlagerung des Erzinventars komplex und teils schwierig zu interpretieren.

Ebenso finden sich eigenständige Sb-Mineralisationen am Müsener Horst, wo auf der **Grube Glanzenberg** bei Silberg Plagionit sicher nachgewiesen wurde (HENRICH 1995). In den Verfassern vorliegenden Proben von dort fand sich reichlich Boulangerit sowie Bournonit in Verwachsung mit Fe-armer Zinkblende. Ähnliche Erwähnungen von Bournonit bei GOLZE et al. (2013) auf den Gruben **Altenberg** (erstes Gangmittel), **Heinrichsseggen**, und **Schwabengrube** wären noch diesbezüglich zu überprüfen. Die oben beschriebenen historischen Funde von "Federerz" auf der Schwabengrube in Müsen sind sicher glaubhaft, möglicherweise handelte es sich um Boulangerit. Dieser tritt auch in massiger, dichter Form auf der **Grube Stahlberg** auf, entsprechende Proben konnten in der Sammlung des Mineralogischen Instituts der Universität Bonn eingesehen und beprobt werden (Abb. 6).

Im Siegerland fanden die Verfasser in eigenen Proben eine eigenständige Sb-Mineralisation recht ausgeprägt auf **Grube Fischbacherwerk**. WAGNER & COOK (2000) erwähnen diese Grube nicht als Vorkommen der eigenständigen Sb-Mineralisation, SCHNORRER-KÖHLER (1989b) ist sich dort bzgl. des Auftretens einer Sb-Mineralisation unsicher und interpretiert den Boulangerit als Bildung der variszischen Sulfidphase. Nach Häufigkeit und Art der Verwachsung mit Korrosion von variszischem Bleiglanz (Tafel 4b₁,b₂) ist der Boulangerit auf Fischbacherwerk jedoch eindeutig als Bildung einer eigenständigen Sb-Mineralisation einzustufen. Die dortige Sb-Mineralisation ähnelt im Übrigen sehr stark der auf der nahen **Grube Concordia**.

Auf der **Grube Bautenberg** konnte nach dem historisch beschriebenen Antimonit auch Semseyit identifiziert werden (HENRICH 1995). Beispiele der historisch genannten rosettenförmigen Aggregate konnten in den entsprechenden Proben der Verfasser als Antimonit verifiziert werden. Damit ist das Vorliegen einer eigenständigen Sb-Mineralisation dort wahrscheinlich.

Die alte Siderit-Quarz-Halde der **Grube Schöne Freundschaft** im oberen Leimbachtal ist immer noch fündig für bis zu 5 cm große, derbe Boulangerit- und Bournonit-Aggregate und stellt sicher einen lokalen Schwerpunkt der eigenständigen Sb-Mineralisation im Siegerland dar.

Für die **Grube Wilhelmine** (Freusburg) gibt es, wie in Kapitel 2.3 dargelegt, historische Hinweise für das Auftreten einer eigenständigen Sb-Mineralisation in manchen Mitteln. In eigenen Proben vom Mittel Wüstseifen-Louise fanden die Verfasser Bournonit, Tetraedrit und Bleiglanz für eine Typ 2-Sb-Mineralisation typischer Verwachsung. Hydrothermal überprägte Bleiglanz-Kristalle von der **Grube Pfannenberg** bei Salchendorf zeigen gelegentlich einen Aufwuchs von Plagionit-Pusteln und auch feinkristallinem Kupferkies (Abb. 7), Neufunde aus den 1990er Jahren bestätigen Plagionit auf der Halde des Mittels "Vorderste Kreuzbach". Nach KIRNBAUER & HUCKO (2011: 275) sind sehr gut kristallisierte Karbonate und Sulfide im Bereich von variszischen Erzgängen vermutlich als Rekristallite im Rahmen der Zerrklüft-Paragenese entstanden, falls sie keine sicher postvariszischen Bildungen darstellen. Aufgrund der Ähnlichkeiten der Zerrklüft-Paragenese mit der Sb-Mineralisation vom Typ 1 (extensionale Qz-Sb-Gänge; KIRNBAUER & HUCKO 2011: 274f) können die mit Plagionit überwachsenen, recht großen idiomorphen Bleiglanz-Kristalle auf der Grube Pfannenberg durchaus als Bildungen der eigenständigen Sb-Mineralisation interpretiert werden.

Auf der benachbarten Grube Brüderbund wurde auch Semseyit bestätigt (HENRICH 1995). FENCHEL et al. (1985: 264) erwähnen eine bedeutende, ca. 75° SSE einfallende postsideritische Störung im Bereich Brüderbund, wo allerdings auch die spätvariszische hydrothermale Rejuvenation ausgeprägt auftritt (ADELMANN 2021). WAGNER & COOK (2000) erwähnen diese Gruben nicht als Vorkommen der eigenständigen Sb-Mineralisation. Man kann im Bereich Pfannenberg und auch Brüderbund (untergeordnet) eine überprägende Sb-Mineralisation vom Typ 2 vermuten. Im Wied-Bezirk kann das Auftreten von eigenständigen Sb-Mineralisationen für die Gruben **Silberwiese**, **Apollo**, **Reichensteinerberg** und **Georg** bestätigt werden. Von der **Grube Petersbach** (Eichelhardt) liegen den Verfassern Proben vor, die dort eine ausgeprägtere eigenständige Sb-Mineralisation belegen, als es bisher in der Literatur beschrieben ist.

In der Osteifel kann auf den Gruben **Spes / Hoffnung** bei Brück an der Ahr, sowie weiter westlich im Sahrachtal auf der **Grube Saarseggen** eine eigenständige Sb-Mineralisation in den Proben der Verfasser bestätigt werden. REPPKE (1993: 327) führt die **Grube Silbersand** nicht als Vorkommen der eigenständigen Sb-Mineralisation, erwähnt aber, dass Bournonit dort in cm-großen, derben Massen und als bis 200 µm große, rundlich-ovale Einschlüsse in Galenit auftritt, teilweise mit der für Bournonit typischen, parkettartigen Zwillingsbildung. Die derben Bournonit-Partien sind z.T. mit Siderit, Sphalerit, Chalkopyrit, Ullmannit, Polydymit, Breithauptit, Fahlerz und Pyrit verwachsen, auf die der Bournonit verdrängend einwirkt. Diese Verwachsungen könnten prinzipiell auch während der variszischen Mineralisation gebildet worden sein. Boulangerit wurde schon von G. VOM RATH (1869) auf den Halden der Grube Silbersand nachgewiesen. Dort tritt er in cm-großen, fein verfilzten Aggregaten in der Gangmasse sowie in Form nadeliger Kristalle in kleinen Hohlräumen auf (REPPKE 1993). In den Proben der Verfasser von der Grube Silbersand erscheint der Boulangerit aufgewachsen auf Bleiglanz, zusätzlich ist wasserklare, Fe-arme Zinkblende sichtbar. Haldenfund von Boulangerit gelangen den Verfassern dort weitaus häufiger, als man es von einer variszischen Bildung vermuten kann. Zudem zeigen WAGNER & COOK (2000: 209) ein für die Sb-Mineralisation typisches, extensionales Quarz-Antimonerz-Gängchen von dort. Zusammengenommen nehmen die Verfasser hier also zusätzlich zur variszischen Vererzung das Vorliegen einer eigenständigen Sb-Mineralisation an.

Fraglich bleibt das Vorliegen einer eigenständigen Sb-Mineralisation auf folgenden Vorkommen: Den von GOLZE et al. (2013) erwähnten, mit Fahlerz verwachsen Bournonit konnten die Verfasser in eigenen Proben von der **Grube Wildermann** finden. Allerdings kann dieser Bournonit aufgrund der paragenetischen Verwachsungen in diesen Proben durchaus noch als variszische Bildung angesehen werden, er wird jedenfalls, wie auch benachbarter Bleiglanz, von massigem Fahlerz korrodiert und überwachsen. Die Verfasser sehen das massige Fahlerz als eine dort häufige postvariszische Bildung an. Eindeutige Hinweise für eine eigenständige Sb-Mineralisation ergeben sich aus den eigenen Proben von der Grube Wildermann nicht. Eigenständige Sb-Mineralisationen konnte bislang nicht für alle Gruben am Müsener Horst sicher nachgewiesen werden. Ausgeprägte postvariszische Überprägungen dort erschweren zudem die Zuordnung von Mineralen zu den einzelnen Mineralisationsphasen.

Für die **Grube Anxbach** im Wiedtal (oberflächlich Bleiglanz und Zinkblende, nach der Teufe Siderit) werden von GOLZE et al. (2013) Bournonit und Boulangerit in kleinen Kristallen, sowie derb angegeben. Die weitere Literatur ergibt keine Hinweise auf das dortige Vorliegen einer eigenständigen Sb-Mineralisation, so dass diese Mineralisation dort derzeit als nicht validiert eingestuft werden muss. Entsprechende Proben liegen den Verfassern nicht vor.

Erzreviere außerhalb des aktuellen Untersuchungsgebiets

Eine Verbreitung von eigenständigen Sb-Mineralisationen im Lahn-Dill Gebiet bzw. im Hessischen Hinterland, welche beide an den Siegerland-Wieder-Spateisensteinbezirk angrenzen, sind in der mineralogischen Regionalliteratur (STOPPEL 1988) oder den alten Bergrevierbeschreibungen (RIEMANN 1878, WENCKENBACH 1879, FROHWEIN 1885) nicht angegeben und von den Verfassern auch nicht gefunden worden.

Es ist bemerkenswert, dass auf dem Emser Gangzug bisher keine eigenständigen Sb-Mineralisationen sicher nachgewiesen wurden, obwohl der nördlich benachbarte Horhauser Gangzug mit der Grube Georg und die östlich von jenem liegenden Gruben Reichensteinerberg und Apollo so reich an jungen Sb-Vererzungen sind. Möglicherweise haben die Schichtenfolge bzw. das Fehlen entsprechender Störungen den Aufstieg der Sb-Hydrothermen im Bereich des Emser Gangzuges verhindert.

Auch die spätvariszische Rejuvenation (ADELMANN 2021) konnte von SCHNORRER-KÖHLER (1990) nur unsicher aufgrund von geringen Hämatitfunden auf dem Emser Gangzug vermutet werden. Bezüglich dieser beiden jüngeren Mineralisationen besteht offenbar eine erhebliche Differenz zwischen dem Emser Gangzug und dem Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirk.

Von der Sb-Phase überprägte Paragenesen der hydrothermalen Rejuvenation (bzw. umgekehrt) sind bisher nicht bekannt geworden und wurden auch im Rahmen der hier vorliegenden aktuellen Untersuchungen nicht gefunden.

5.2 Typische paragenetische Bilder, Mineralinventar & Abscheidungs-Sequenz

5.2.1 Sb-Mineralisationen vom Typ 1a: Extensionale Qz-Sb-Gänge ("Typ Apollo")

Die frühe Phase

Die extensionalen Qz-Sb-Gänge, wie sie in sehr deutlicher Ausbildung auf der Grube Apollo (Raubach) vorliegen, sind überwiegend einem syntaxialen Gangtypus (BONS et al. 2022) zuzu-

ordnen, wo Quarzkristalle durch vielfaches Aufreißen und Verheilen ("crack-seal", RAMSAY 1980) senkrecht von beiden Salbändern ausgehend nach innen zum Zentrum des Gangs wachsen (Tafel 1a bis c, Abb. 8). Verbleibende Hohlräume im Zentrum und zwischen den Quarzkristallen der Gänge werden dann später von der Sb-Mineralisation ausgefüllt (Tafel 1b).

Eine frühe, ausgeprägte Abscheidung von **Pyrit** und **Quarz** in den neugebildeten Gängen (Abb. 13), sowie eine begleitende, ausgeprägte Pyritisierung des Nebengesteins (Abb. 14) der Qz-Sb-Gänge ist kein gemeinsames Merkmal aller Vorkommen der nativen Sb-Mineralisation, dies muss im Paragenese-Schema (s. u.) entsprechend herausgestellt werden. So ausgeprägt wie auf der Grube Apollo (Raubach) konnten die Verfasser die Pyritisierung des Nebengesteins bzw. Salbandes sowie den Quarzgehalt der Mineralisation in keinem anderen Vorkommen der nativen Sb-Mineralisation finden.

Die Sb-Mineralisation von Apollo befindet sich an der Grenze von mittleren zu oberen Siegener Schichten in ausgeprägt quarzhaltigem Nebengestein (FENCHEL et al. 1985:365; GÜK 200 CC 5510 Siegen), aus welchen der Gangquarz durch die Sb-Hydrothermen mobilisiert werden konnte. WAGNER (1999) gibt besonders auf den Fundpunkten Spes und Apollo eine signifikante Desilifizierung des Nebengesteins durch die hydrothermalen Lösungen an, offenbar überwiegend durch Abbau von Feldspäten. WAGNER & COOK (2000) sahen im Vorkommen Spes (Ahrbrück) frakturierte Pyrit-Blasten, welche von Antimonit verkittet waren. In eigenen Proben von der Grube Spes sehen die Verfasser immerhin reichlich Quarz, wenn auch nicht mit so ausgeprägt stängeligen Habitus wie auf Apollo.

In manchen Vorkommen der eigenständigen Sb-Mineralisation fehlt eine durch die Sb-Mineralisation bedingte Pyritisierung des Nebengesteins und auch der extensionale Quarz sogar weitgehend, wie zum Beispiel in den Lagerstätte Casparizeche/Bockstall, dort tritt Pyrit nur als eingesprenzte Würfel von etwa 0,5 mm im begleitenden Schwarzschiefer auf (SCHNORRER-KÖHLER 1989a, Tafel 2c₂). Anstelle der meist syntaxialen Zerrkluft-Mineralisationen der Qz-Sb-Gänge treten auf Casparizeche/Bockstall antitaxiale, stängelig bis faserige Antimonit-Zerrklüfte ohne Quarz auf (WAGNER & COOK 2000). Die Antimonit-Kristalle wachsen dabei von einer Zentralzone ausgehend nach beiden Seiten auf die auseinanderrückenden Klüftwände zu. Die feinkristalline Kernzone enthält Pyrit, Plagionit und Sphalerit. (Tafel 1d).

WAGNER & BOYCE (2003) beschreiben kleine Qz-Sb-Gängchen vom Haldenmaterial der **Grube Passauf** (Nuttlar). Die Qz-Sb-Gängchen treten dort aber wohl nur sehr untergeordnet in der Grauwacke auf, zur Hauptvererzung dort s. Kap. 5.2.2. In eigenen Proben von dieser Lagerstätte trat Pyrit meist nur in Form von Framboiden im angrenzenden Nebengestein auf. Ein reiches Vorkommen von stängeligen **Quarz** in den extensionalen Gängen bzw. Klüftmineralisationen der nativen Sb-Mineralisationen ist primär durch eine quarzreiche Lithologie des Nebengesteins gesteuert. Eine **Chloritisierung** der Gangwände konnten die Verfasser in den eigenen Proben nirgendwo so deutlich wie auf der Grube Apollo beobachten. Eine Chloritisierung im Bereich der Sb-Mineralisation erfordert eine passende Nebengesteins-Lithologie sowie ein ausreichendes Temperaturniveau (WAGNER & COOK 2000).

Die in vielen Fundorten der Sb-Mineralisationen nachweisbaren Verbiegungen und "Knitterlamellen" der Antimonite (Tafel 2a) wie auch die teils undulöse Auslöschung in den Faserquarzen (Tafel 1a) belegen tektonische Beanspruchungen und somit fortdauernde Gebirgsbewegungen und Gang- bzw. Klüftbildungen während der Abscheidung der Sb-Mineralisation.

5.2.2 Sb-Mineralisationen vom Typ 1b: Sb-Mineralisationen in schichtkonkordanten Dilatationszonen oder Klüften

Die in der Lagerstätte Passauf (Nuttlar) historisch beschriebene Sb-Gangvererzung (s. Kap. 2.3) wird bereits von BUFF (1827) diskutiert. Dieser gibt an, dass die Vererzung beinahe parallel mit dem Nebengestein streicht und offenbar auch gleiches Einfallen zeigt. Dennoch hält er die Lagerstätte eher für einen Gang, als für ein aufgefaltetes Lager, da sich in der Sb-Vererzung einzelne Partien vom Nebengestein (Kieselschiefer) in einer Mächtigkeit von 0,5 bis 2 Fuß befänden. In jüngerer Zeit wurde im Grubengebäude eine Abbauzone dokumentiert, welche wie ein Gang imponiert (Abb. 3). Es handelt sich bei der Lagerstätte Passauf wohl am ehesten um Gänge, welche in einer Lettenfüllung Kieselschiefer-Fragmente des Nebengesteins und Nester (Abb. 2) einer Sb-Mineralisation enthalten. Eine Untersuchung der Lagerstätte Passauf mit ÜT- und UT-Vermessung durch STADLER bestätigte das Vorliegen von zwei Gängen die WNW-ESE streichen und nach SW einfallen (STADLER 1970). Diese Lagerstättenbeschreibung nebst Vermessung sowie die Beobachtungen von HAMPEL (pers. Mitt.), unterstützen eher eine Ganglagerstätte und weniger die alternative Interpretation einer nachträglich vererzten Ruschelzone einer extensionalen Störung / Blattverschiebung.

Eigene Proben von der Grube Passauf enthalten etwas Quarz in der Sb-Mineralisation. Möglicherweise wurde das SiO₂ aus den Fragmenten des kieseligen oberkarbonischen Gesteins in der Lettenfüllung oder aus dem Nebengesteins hydrothermal mobilisiert (WAGNER & BOYCE 2003: 300). Ein von WAGNER & BOYCE (2003: 302) angegebenes Auftreten von extensionalen Qz-Sb-Gängen in der Lagerstätte Passauf konnten die Verfasser in eigenem Material bisher nicht nachvollziehen und wird daher allenfalls für sehr untergeordnet eingeschätzt. Diese Proben wurden dort damals von WAGNER und PENKERT auf den Halden gefunden. Sie stammen aus den Grauwackenbänken des Nebengesteins.

Für die von WAGNER & BOYCE (2003: 302) angegebenen extensionalen Antimonit-Vererzungen in der Lagerstätte Casparizeche liegen den Verfassern Proben vor. Quarz kommt dort allerdings in keinen nennenswerten Mengen vor. Das Fehlen syntaxialer Qz-Sb-Gängchen auf Casparizeche/Bockstall führen die Verfasser in erster Linie auf die Quarzarmut und fehlende Sprödigkeit des duktilen Nebengesteins zurück. An ihre Stelle treten dort die antitaxialen Zerrklüfte mit Antimonit-Mineralisation (Tafel 1d).

Die unklare Genese der Lagerstätte Casparizeche zieht sich durch die Literatur. ARNDTS (1824) fand bei seiner Befahrung im gleichen Jahr das Grauspießglanzerz eingebettet in einer "schmierigen schwärzlichen Masse zwischen den Kalkbänken des Plattenkalkes.

Nach BUFF (1827) sind dagegen sowohl die Kalkbänke als auch der Schiefer von den Grauspießglanzerzen "*durchdrungen*" (Abb. 5). Er schreibt: "*Die Erze finden sich in den Gesteinsschichten gewöhnlich in der Mitte derselben [...] häufig in derben Partien [...] und von der Mitte aus in den feinsten Blättern oder Strahlen (Kristalle; Anm. Verf.) [...] bis nahe an die Schichtungsflächen verlaufend, theils mit den derben Erzparthien in der Mitte in Verbindung, noch öfterer aber ganz davon getrennt*". Nach SIMMERSBACH (1870) treten die Sb-Erze in der Mitte "kieseliger Schieferthonbänke" auf und nach dessen Beschreibung ist ihre Kristallausbildung ganz ähnlich der, wie sie BUFF auch innerhalb der Plattenkalkbänke beobachtet hat. STELZNER & BERGEAT (1904: 879) beschreiben wiederum die Sb-Vererzung als Ansiedlungen zwischen den Schichtflächen. BEYSCHLAG et al. (1921: 426) vermuteten eine metasomatische Lagerstätte, also den Absatz der Mineralisation

durch Verdrängung des Kalksteins. Den älteren Autoren fällt schließlich noch die Veränderung des Nebengesteins im Bereich der Vererzung auf. ARNDTS (1824, 1834) beschreibt den Kalkstein in der Nähe der Erze als weniger mit Säure aufbrausend, schwärzer und mürber. BUFF (1827) notiert: "*Das ganze Gestein, auch die erzeeren Schichten, soweit sich die Erzniederlage erstreckt, befinden sich in einem etwas veränderten Zustand; sie haben an Festigkeit verloren und eine dunklere Farbe erhalten [...]*".

Unbeachtet der zeitgenössischen Deutungen der frühen Beobachter zur Genese der Antimonlagerstätte Casparizeche/Bockstall geben ihre genauen Beobachtungen wertvolle Hinweise für die moderne Forschung. Das Auftreten der Erze zwischen den Kalkbänken (ARNDTS; STELZNER) in Verbindung mit den Veränderungen des Nebengesteins können mit dem Modell von WAGNER & COOK (2000: 218) erklärt werden. Ein diesem Modell entsprechender großräumiger Aufstieg von Fluiden bevorzugt in Sattelstrukturen kann im Untersuchungsgebiet für den Remscheid-Altener Hauptsattel angenommen werden, in dem die Lagerstätte Casparizeche/Bockstall liegt. Der kanalisierte Aufstieg der Fluide erfolgte über durchlässige Gesteine und Wegbarkeiten bis in Cap-Rock-Position. Unterhalb undurchlässiger Schichten kommt es zu Stagnation, Abkühlung und Absatz der Mineralisation. Mit dem Aufstieg und vor allem bei der Stagnation passiert eine intensive Wechselwirkung der Fluide mit den durchströmten Gesteinen. Diese Alteration erklärt die von ARNDTS und BUFF beobachteten Veränderungen des Nebengesteins.

Nimmt man nun die zuvor beschriebenen, nach Abscheidungsort und Textur unterschiedlichen Sb-Erz-Formen als Grundlage, so ergibt sich für Casparizeche/Bockstall das folgende Bild. Schichtkonforme synsedimentäre Abscheidungen innerhalb der Gesteinsbänke (Beobachtung BUFF, SIMMERSBACH) bilden den ältesten Teil der Lagerstätte. Nachfolgend kommt es mehrfach zu Remobilisation und Wiederabsatz bestehender Mineralisationen. Als Vertreter der eigenständigen Sb-Mineralisation kommen offensichtlich nur zwei Erscheinungsformen in Betracht. Das sind zunächst einmal die antitaxialen Extensionsgängchen mit distal zugeführtem Mineralinhalt aus Antimonit und der kleinen Menge Pyrit, Sulfosalzen und Sphalerit. Sie sind danach den **extensionalen Gängen vom Typ 1a** (voriger Abschnitt) hinzuzustellen. Die Sb-Erzlagen zwischen den Kalkbänken (Beobachtung ARNDTS, STELZNER-BERGEAT) schließlich können zu dem **Typ 1b schichtkonkordanter Sb-Mineralisationen in Dilatationszonen und Klüften** gestellt werden, insofern sie durch Fluidüberdruck in die Schichtfugen eingepresst und abgeschieden wurden und nicht synsedimentären Ursprungs sind.

Das Auftreten der Erze nach BUFF und SIMMERSBACH zentral innerhalb von Plattenkalk- und "*kieseligen Schieferthonbänken*" mit Kristallwachstum in Richtung der Schichtgrenze spricht für eine **synsedimentäre, spät-diagenetische Entstehung**. Erzabsatz durch Metasomatose, wie BEYSCHLAG et al. (1921) es vorschlagen, wäre im Plattenkalk durch Verdrängung des Kalks grundsätzlich denkbar. Die Beschränkung auf die zentrale Ebene innerhalb einer Bank ist dabei allerdings schwer zu erklären. Der gleiche Verdrängungsprozess inmitten einer kiesel-schieferartigen Gesteinsschicht lässt sich damit nicht erklären.

In eigenen Proben von der Casparizeche konnten die Verfasser die Durchdringung des Nebengesteins mit Lagen von gut kristallisierten, quasi parallel eingeregelteten Antimonit-Nadeln sehen (Tafel 2c_{3,a,b}), untypisch für eine Gangvererzung und eher passend zu einer syngenetischen Bildung der Vererzung. Verfasser sehen daher Indizien, welche die Lagerstätte Casparizeche/Bockstall primär als eine **synsedimentäre / syngenetische Vererzung erscheinen lässt, die dann im Rahmen spätvariszischer Extensionstektonik reaktiviert und hydrothermal über-**

prägt wurde, dies vermutet auch SCHAEFFER (pers. Mitteilung). Die Möglichkeit einer mehrfach überprägten Sb-Mineralisation auf Casparizeche/Bockstall wird in Kapitel 5.6 diskutiert. Die Lagerstätte Casparizeche/Bockstall wurde später auch postvariszisch überprägt, was das dortige Auftreten von Baryt, Calcit, Fluorit, und auch Bournonit vermuten lässt (SCHAEFFER 1984b, ARNEMANN et al. 1988).

Die beiden eigenständigen Sb-Vererzungen im N Sauerland, Casparizeche/Bockstall und Passauf, weichen genetisch also erheblich vom Rest der hier beschriebenen Vorkommen von Sb-Mineralisationen ab. Für beide ergibt sich damit noch Forschungsbedarf.

5.2.3 Das Mineralinventar der Typ 1 Sb-Mineralisationen (native Sb-Vererzungen)

Antimonit ist die stärkste und früheste Antimonerz-Abscheidung in den nicht-überprägten Paragenesen der Sb-Phase. Nach WAGNER & COOK (2000) wird Antimonit durch immer Pb-reichere Sulfosalze verdrängt. Nachfolgend einige Pb/Sb-Verhältnisse: **Zinkenit** ($Pb_9Sb_{22}S_{42} = 0,41$), **Plagionit** ($Pb_5Sb_8S_{17} = 0,63$), **Semseyit** ($Pb_9Sb_8S_{21} = 1,13$).

WAGNER (1999: 27) und WAGNER & COOK (2000) erwähnen zusätzlich **Boulangerit** ($Pb_5Sb_4S_{11} = 1,25$) als Pb-Sb-Sulfosalz der Typ 1-Mineralisation, führen es allerdings nicht in den entsprechenden Paragenese-Schemata auf. In der den Verfassern vorliegenden Literatur ergibt sich ebenfalls kein stichhaltiger Hinweis, dass nennenswerte Boulangerit-Abscheidungen in den Sb-Mineralisationen vom Typ 1 gefunden wurden. Die Verfasser konnten in den vorliegenden Proben der Typ 1 Mineralisation ebenfalls keinen Boulangerit sicher identifizieren. Möglicherweise erfordert die Bildung von Boulangerit in den Sb-Mineralisationen einen etwas höheren Bleigehalt der Fluide, wie er bei der Überprägung von variszischen Zinkblende-Bleiglanzgängen durch Bleiglanz-Mobilisierung erreicht wird (s. Kap. 5.2.5). HÜTTENHAIN (1939) gibt als Erzinventar der primären Sb-Mineralisation auf der Grube Apollo Pyrit, **Berthierit** ($FeSb_2S_4$), Antimonit, **Jamesonit** ($FePb_4Sb_6S_{14}$), Quarz, und Chlorit an, wobei Jamesonit als zweithäufigste Bildung nach Antimonit genannt wird. Nach neueren Untersuchungen ist Jamesonit dort wohl als Fehlbestimmung einzustufen und vermutlich mit Zinkenit verwechselt worden. Glaubhaft hat SCHNORRER-KÖHLER (1989a) Jamesonit auf der Casparizeche nachweisen können. Berthierit jedoch wird von keinen späteren Autoren mehr in Verbindung mit der Typ 1-Sb-Mineralisation genannt, weshalb seine paragenetische Stellung als ungeklärt angesehen werden muss.

5.2.4 Paragenese-Schema Typ 1

Die von WAGNER & COOK (2000: Abb. 3a, "Antimony stage") angenommene Abscheidungsreihenfolge von **Antimonit und Pb-Sb-Sulfosalzen** in den nicht-überprägenden, nativen Sb-Paragenesen konnte weitgehend bestätigt werden. Boulangerit als Pb-reiches Sulfosalz wird von diesen Autoren im Text erwähnt, findet aber keine Nennung im entsprechenden Paragenese-Schema von WAGNER & COOK (2000: Abb. 3a). Auch in eigenen Proben der Typ 1 Sb-Mineralisationen konnten die Verfasser Boulangerit nicht sicher identifizieren und verzichteten daher auch auf eine Aufnahme ins Schema.

Die angenommene Abscheidungsreihenfolge der **frühen Phase** in den nicht-überprägenden, nativen Sb-Paragenesen konnte für Vorkommen mit extensionalen Qz-Sb-Gängen (z. B. Apollo, Spes) weitgehend bestätigt werden, dies trifft teilweise auch für die Grube Passauf bei Nuttlar zu.

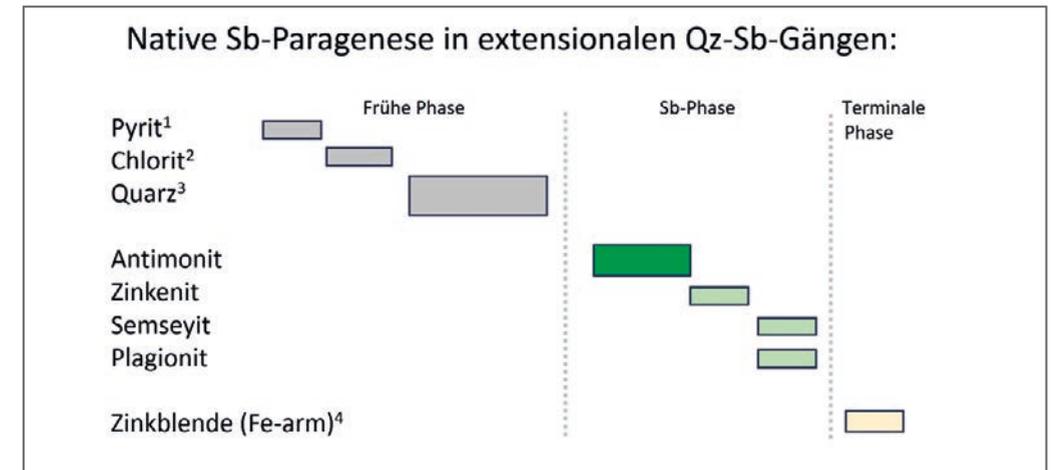


Abb. 17: Paragenese-Schema Typ 1

(nach WAGNER & COOK, 2000, umgezeichnet. Die „Frühphase“ ist jedoch nicht allgemein gültig und nur für einige Sb-Mineralisationen validiert, z. B. nicht generalisierbar für Casparizeche / Bockstall)

1. Die Pyrit-Abscheidung ist nicht immer stark, allerdings auf Grube Apollo sehr ausgeprägt, sie fehlt auf der Casparizeche und Am Bockstall.
2. Chlorit tritt nicht auf der Casparizeche und Am Bockstall auf – dort auch meist keine ausgeprägten Grenzen der Mineralisation zum Nebengestein.
3. Quarz stellt in den meisten Lagerstätten / Fundorten den Hauptanteil des Ganginhaltes, tritt aber im Aufschluss Am Bockstall sowie auf der Casparizeche ganz zurück: der Quarz in der Sb-Mineralisation ist aus dem Nebengestein remobilisiert.
4. Fe-arme Zinkblende kommt nur in bestimmten Typ 1 Sb-Mineralisationen vor und kann nicht generalisiert werden.

WAGNER & COOK (2000) machen unterschiedliche Aussagen, ob als letztes Pb-Sb-Sulfosalz der Typ 1 Mineralisation noch Boulangerit auftritt oder nicht. Möglicherweise erfordert die Bildung von Boulangerit in den Typ 1 Sb-Mineralisationen einen höheren Bleigehalt der Sb-Hydrothermen (siehe Text).

Allerdings weichen, wie in Kap. 5.2.2 dargestellt, die eigenständigen Sb-Mineralisationen auf der Casparizeche/Bockstall von den übrigen Sb-Mineralisationen vom Typ 1 ab, dies wird in der Beschreibung zum neuen Paragenese-Schema der nativen Sb-Mineralisationen deutlich gemacht.

Auch die Fe-arme Zinkblende tritt nicht in allen Typ 1 Mineralisationen auf und ist nicht generalisierbar, auch dahingehend wurde das Paragenese-Schema von WAGNER & COOK (2000) annotiert (Abb. 17).

5.2.5 Das Mineralinventar der Typ 2 Sb-Mineralisationen (Sb-überprägte variszische Mineralisationen)

Antimonit tritt in den überprägten Mineralisationen der Sb-Paragenese ganz zurück, wurde aber nach glaubhaften Quellen (z. B. BORNHARDT 1912: 277, GOLZE et al. 2013) gelegentlich beobachtet (Gruben Bautenberg, Stahlberg, Victoria), und wurde auch in einer aktuellen Probe auf korrodiertem Siderit von der Grube Bautenberg analysiert. Antimonit findet daher eine Aufnahme ins neu vorgeschlagene Schema der überprägten Paragenese. FENCHEL et al. (1985: 88) erwähnen im Übrigen noch untergeordnet einen jüngeren "Antimonit I" in der variszischen Sulfidphase und belegen dies durch sein Auftreten in der Millerit-Hauchecornit-Paragenese auf der Grube

Friedrich (Wissen). Nach aktuelleren Untersuchungen (ADELMANN 2014a) handelt es sich hierbei allerdings um Bismuthinit. Ebenfalls unbestätigt muss der von FENCHEL et al. (1985: 91) angegebene "Antimonit I" in der Sulfidphase auf der Grube Grüne Au (Schutzbach) gelten, hier konnte nur der ähnlich erscheinende Bismuthinit nachgewiesen werden (SCHNORRER & LATSCH 1997; ADELMANN, unveröff.).

In Ergänzung zu den Angaben in WAGNER & COOK (2000) können die Verfasser neben dem **Semseyit** nun auch den **Plagionit** als Bildung der überprägenden Sb-Mineralisationen aufnehmen, er ist zumindest auf den Gruben Pfannenberg und Glanzenberg bestätigt.

WAGNER & COOK (2000) stellen in ihrem Paragenese-Schema der überprägten Mineralisationen den Bournonit als die wichtigste Bildung dar, und die Bournonit-Vorkommen auf Gruben wie Georg oder Silberwiese sind sicherlich beeindruckend. Allerdings stellt nach Ansicht der Verfasser der **Boulangerit** die verbreitetste Abscheidung in den überprägten Paragenesen der Sb-Phase mit vorbestehender variszischer Mineralisation dar. Boulangerit ist, wie in Kap. 5.2.3 aufgezeigt, das Pb-Sb-Sulfosalz mit dem höchsten relativen Bleigehalt.

Es ist dabei auffallend, dass eben dieser Boulangerit in den Typ 1 Sb-Mineralisationen kaum auftritt, möglicherweise sind Pb-Mobilisierungen aus Bleiglanz im Rahmen der Überprägungen der variszischen Mineralisationen nötig, um nennenswert Boulangerit entstehen zu lassen. Reaktionsfronten eines korrosiven Boulangerits gegen variszischen Bleiglanz und variszische Zinkblende konnten wir häufig entdecken, wie in Kap. 4.1.2 dargestellt.

FENCHEL et al. (1985: 114) erwähnen im Parageneseschema noch ein Auftreten von Boulangerit I als Teil der variszischen Sulfidphase, eigentlich wird dieser auch nur für den Müsener Horst (Gruben Viktoria und Glanzenberg) beschrieben (FENCHEL et al, 1985: 92). Es ist sicher möglich, dass Boulangerit z.B. in Form einer sehr begrenzten Reaktionszone / Übergangsphase zum variszischen Bleiglanz auftritt, eine eigene paragenetische Stellung innerhalb der Sulfidphase scheint aber übertrieben.

Bournonit ist ein sehr typisches und häufiges Erz der überprägenden Sb-Mineralisation, kommt jedoch nicht immer in der Abscheidungsreihenfolge nach Boulangerit, wie von WAGNER & COOK (2000: Abb. 3c) angegeben, auch umgekehrte Abscheidungen sind zu sehen wie in Kap. 4.1.2 dargelegt (Abb. 10).

Tafel 5b zeigt **Tetraedrit** der Sb-Mineralisation, welcher Kupferkies und auch Bournonit überwächst und hier die jüngste Bildung darstellt, während WAGNER & COOK (2000: Abb. 3c) den Tetraedrit als sehr frühe Bildung der überprägenden Sb-Mineralisation einstufen. Die Mineralabscheidungen in den überprägenden Sb-Mineralisationen sind also keinesfalls immer so linear wie von WAGNER & COOK (2000) angegeben.

Meneghinit beschreiben WAGNER & COOK (2000) nur von den Gruben Schöne Freundschaft (Obersdorf) und Apollo (Raubach), beide Lagerstätten sind nach WAGNER (1999: 163) durch höhere Bildungstemperaturen gekennzeichnet. Meneghinit kann sich bei der Sb-Überprägung von Bleiglanz bilden. Der von WAGNER & COOK (2000) beschriebene Zerfall des Meneghinit zeigt, dass er beim Abkühlen der Fluide nicht stabil ist und zu Dekomposition neigt. Meneghinit scheint in der Typ 2-Paragenese insgesamt jedoch eine seltene Bildung zu sein, er konnte in den eigenen Proben bislang nicht aufgefunden werden.

Die terminale Abscheidung einer klaren, **Fe-armen Zinkblende** spricht generell für epi- bis telethermale Abscheidungsbedingungen zum Ende der überprägenden Sb-Mineralisation. Nach RAMDOHR (1980:517) kann die unter niedriger Temperatur (re-)kristallisierende Zinkblende kaum FeS lösen und bleibt somit Fe-arm. Die Verfasser fanden Fe-arme Zinkblende in eigenen Proben von folgenden Gruben mit Sb-überprägter, variszischer Mineralisation: Alte Silberwiese (Oberlahr), Reichensteinerberg (Puderbach), Silbersand (Mayen), Schöne Freundschaft (Obersdorf), Fischbacherwerk (Niederfischbach) und Dörnberg-Aurora (Ramsbeck). Da die überprägten variszischen Mineralisationen oftmals bereits Zinkblende enthalten, ist hier eine Unterscheidung zwischen neu hydrothermal zugeführter und remobilisierter Zinkblende schwierig.

Bezüglich der terminalen Abscheidung von klarer, Fe-ärmer Zinkblende gibt es Gemeinsamkeiten der Sb-Mineralisationen mit jüngeren Mineralisationen. So konnten durch die Verfasser in postvariszischen Ag-Mineralisationen auf der Grube Heinrichsseggen (Littfeld) als auch in der postvariszischen Lagerstätte Grube Gonderbach (Fischelbach) wasserklare Zinkblende um Ag-Sulfosalze als jeweils jüngste Bildung gefunden werden (unveröffentlicht).

Nach WAGNER (1998:168) hat während der Sb-Mineralisation neu abgeschiedener Siderit einen niedrigeren Mangangehalt als der Siderit der Hauptphase (Fe-Mn Verhältnis 14,0 gegenüber 4,8 im variszischen Siderit).

5.2.6 Paragenese-Schema Typ 2

Für die das Paragenese-Schema der überprägenden Sb-Mineralisationen (Typ 2) werden erhebliche Änderungen vorgeschlagen:

Die von WAGNER & COOK (2000) im Paragenese-Schema der überprägten Sb-Paragenese sequentiell dargestellten Überprägungen von Kupferkies und Bleiglanz wurden parallelisiert, da für die Umwandlungen lediglich entscheidend ist, dass die Sb-haltigen Hydrothermen auf die jeweiligen Ausgangsminerale treffen, was ja zeitgleich geschehen kann; die Annahme einer offenbar von der Mineralisationsabfolge der variszischen Sulfidphase ausgeborgten Sequenz (FENCHEL 1985:114) ist für den Mechanismus der Sb-Überprägung nicht zwingend. Allerdings können im Parageneseschema nur die initialen Umwandlungen der vorexistierenden, variszischen Mineralbildungen durch die Hydrothermen der Sb-Mineralisation beschrieben werden, da in späteren Stadien des hydrothermalen Überprägungsprozesses auch die zuerst neu gebildeten Phasen teilweise wieder korrodiert und abgebaut werden. Diese späteren Prozesse tragen zu der Komplexität der paragenetischen Bilder bei.

WAGNER & COOK (2000) stellen in ihrem Paragenese-Schema der überprägten Mineralisationen den Bournonit als die wichtigste Bildung dar. Die Bournonit-Vorkommen auf Gruben wie Georg oder Silberwiese sind sicherlich beeindruckend, allerdings sehen die Verfasser in der Gesamtschau der Befunde den Boulangerit als mengenmäßig häufige und dabei verbreitetste Abscheidung in den überprägten Paragenesen der Sb-Phase. Daher wurde der Boulangerit im neuen Schema hervorgehoben.

Antimonit findet eine Aufnahme in das neu vorgeschlagene Schema der überprägten Paragenese. Auch Plagionit, der in zwei überprägten Paragenesen gefunden wurde, wird neu in das Schema der überprägten Paragenese (Abb. 18) aufgenommen.

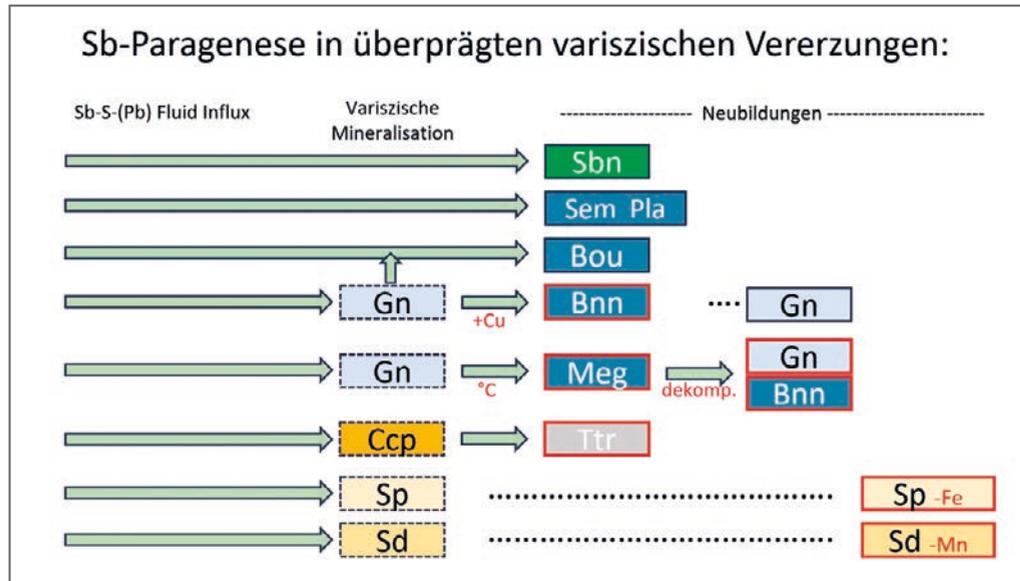


Abb. 18: Paragenese-Schema Typ 2

Weitgehende Parallelisierungen der Mineral-Überprägungen.

Offenbar ist eine Pb-Anreicherung der jüngeren Sb-haltigen Fluide durch mobilisierten variszischen Bleiglanz zur Bildung von Boulangerit erforderlich.

Im Schema für die Typ 2 Sb-Mineralisation wird nicht nochmals nach dem Auftreten von Meneghinit unterschieden, den die Verfasser als sehr seltene Bildung dieser Paragenese ansehen (s. WAGNER & COOK 2000: 210).

Gestrichelte Linien um die Minerale sollen Remobilisationen im Rahmen der Überprägung durch die Sb-haltigen Fluide ausdrücken.

5.3 Neue Minerale

FENCHEL et al. (1985: 93), beschreiben Kobellit von der Grube Georg, eine Abbildung findet sich in GOLZE et al. (2013: 612). WAGNER & COOK (1997) geben das Bi-haltige Pb-Sb-Sulfosalz Jaskolskiit auf Grube Apollo an, welches die Verfasser in den eigenen Proben nicht wiederfinden konnten. Allerdings spricht der Fund eines Sb- und Se-haltigen Gustavits, des Ikonolits, sowie die Bestätigung des Cosalits auf der Grube Georg für lokal verstärktes Auftreten von Bi im Wied-Bezirk. WAGNER & COOK (1997: 587) erwähnen, dass die Bi-Anreicherungen nur in den Mineralen der überprägten (Typ 2) Sb-Mineralisation auf Apollo auftritt, die Pb-Sb-Sulfosalze der Typ 1-Mineralisation der Qz-Sb-Gänge von Apollo jedoch Bi-arm waren. Dies spricht eher für einen Bi-Gehalt der variszischen Mineralisation auf Apollo. Da der Ikonolit im Kupferkies der Grube Georg eine frühe Bildung innerhalb dieser Paragenese darstellt und der Kupferkies vermutlich eine variszische Mineralisation repräsentiert, könnte der Bi-Gehalt tatsächlich bereits in der variszischen Mineralisation in diesem Raum zu vermuten sein. Die Vermutung eines bereits variszisch vorhandenen Bi-Gehalts auf den Gruben Georg und Apollo im Wied-Bezirk ist zudem

nicht in Widerspruch zu der kürzlich publizierten Identifikation von Ikonolit und Gustavit als relativ frühe Abscheidungen aus variszischen (bis allenfalls beginnend spätvariszischen) Mineralisationen der Sulfidphase der variszischen Hauptmineralisation ("Zinkblende-Bleiglanz-Gänge"; FENCHEL et al. 1985) im Siegener Kernrevier durch SCHRAMM et al. (2023) und passt auch zu der Beschreibung der paragenetischen Stellung von variszischen Bi-Sulfiden bzw. Bi-Sulfosalzen im Rahmen der Untersuchung der variszischen Au-Mineralisation im Siegerland-Wied-Bezirk durch ADELMANN (2024).

5.4 Gold- und Arsengehalte der Pyrite von Grube Apollo

HÜTTENHAIN (1939) gibt für pyritreiche Grauwacken von Grube Apollo je nach Probe zwischen 20 - 100 g/t Au an. Diese chemischen Untersuchungen wurden nasschemisch generiert, wofür zu damaliger Zeit sicherlich mehrere Milligramm des Gesteins/Pyrits aufgeschlossen werden mussten. Die Rasterelektronenmikroskopie wurde damals gerade entwickelt (erstes REM wurde 1937/1938 von MANFRED VON ARDENNE entwickelt). Verfahren zur hoch-ortsaufgelösten Elementanalytik waren noch nicht verfügbar. Die Verfasser sehen in der Mikrosonden-Analytik Au-Gehalte im Pyrit, die im Mittel (30 µg/g) niedriger sind als von HÜTTENHAIN (1939) angegeben. In As-reichen Pyritzonen liegen sie jedoch bei 130 - 150 µg/g. Im Durchschnitt scheinen die von HÜTTENHAIN (1939) angegebenen Goldgehalte, zumindest auf die As-reichen Pyrite im Gangbereich bezogen, zu stimmen.

Die hohen Goldgehalte im pyritisierten Nebengestein konnten mittels Röntgenfluoreszenz-Analyse und ICP-MS weder eindeutig bestätigt noch widerlegt werden. Beide Analysemethoden zeigen, dass das Nebengestein im Wesentlichen eine Mischung aus Pyrit und Quarz ist. Die ermittelten Goldgehalte im Nebengestein von <50 µg/g bzw. 36 µg/g fallen in den unteren von Hüttenhain (1939) ermittelten Konzentrationsbereich. Die Schlussfolgerung liegt nahe, dass das Gold in erster Linie im Pyrit vorkommt, entweder strukturell gebunden oder in Form von "Nano-Gold"-Einschlüssen; somit lässt sich das publizierte breite Spektrum von Goldgehalten mit unterschiedlichen Pyrit/Silikat-Verhältnissen bei der Gesamtgesteinsanalytik erklären.

Weitergehende Schlussfolgerungen zu den Goldgehalten der Proben von Grube Apollo ergeben sich durch die Mikrosondenanalysen an Pyriten. Bei den gewählten Analysebedingungen wurde eine Ortsauflösung von circa 1-3 µm Durchmesser des Anregungsvolumens in der Probe erreicht. Es wurde beobachtet, dass die höchsten Au-Gehalte in As-reichen Zonen der Pyrite auftreten. Es gibt allerdings auch As-reiche Pyrite ohne deutlich erhöhte Au-Gehalte. Somit kann geschlossen werden, dass das Gold nicht strukturell im Sulfid gebunden ist, sondern in Form von Einschlüssen in Pyrit vorkommt. Mikroskopisch ließen sich solche Au-Einschlüsse zwar nicht nachweisen, es ist aber insbesondere von hydrothermal gebildeten Pyriten bekannt, dass sogenanntes "invisible gold" enthalten sein kann (siehe z.B. ПОКРОВСКИ et al., 2019). Unter "invisible gold", also unsichtbarem Gold, versteht man metallische Goldeinschlüsse oder Au-angereicherte Polysulfid-Cluster von Sub-Mikrometer- bis Nanometer-Größe. Da mit der Mikrosonde kein Tellur nachgewiesen werden konnte, handelt es sich bei den eingeschlossenen Nanopartikeln vermutlich um FeAsS (kristallin oder amorph; DEBITIUS et al., 2011) und nicht um goldhaltige Telluride, welche in anderen Lagerstätten ebenfalls eine wichtige Rolle spielen können (z.B. PALS et al., 2003). WAGNER (1999: 46) gibt an, dass der Arsengehalt des Pyrits mit einer Substitution von [AsS]³⁻-Baugruppen im Pyrit einhergeht, welche den Einbau von Au³⁺-Kationen bei elektrostatischer Neutralität ermöglicht.

5.5 Tektonik und hydrothermale Anlieferungen

Nach WAGNER (1999) waren spätvariszisch aktive, extensionale Störungszonen verantwortlich für die Anlieferung der Sb-haltigen Hydrothermen aus tieferen Stockwerken der oberen Kruste. Es fällt auf, dass sich die wichtigsten Vorkommen von eigenständigen Sb-Mineralisationen im Revier Siegerland-Wied entlang der **Siegener Hauptüberschiebung** aufreihen (Abb. 1), und zwar von der Grube Silbersand im SW bis hoch zum Siegerland im NE. Vermutlich kam es im Rahmen der Extensionstektonik zur teilweisen Reaktivierung bereits variszisch angelegter Störungen. Andere wichtige Vorkommen von eigenständigen Sb-Mineralisationen sind an offenbar ebenfalls reaktivierte variszische Strukturen und Parallelstörungen in der Nachbarschaft der Siegener Hauptaufschiebung gebunden. Die Vorkommen der eigenständigen Sb-Mineralisation auf der Grube Hoffnung / Spes und Saarsegen südwestlich von Altenahr bzw. westlich von Ahrbrück liegen im Bereich des parallelen **Ahrtal-Sattels** (Abb. 1, MEYER 1986: 193), wo der prädevonische Untergrund vermutlich weit hinaufreicht (MEYER & STETS 1996: 111). Das ausgeprägte Vorkommen einer eigenständigen Sb-Mineralisation auf der Grube Schöne Freundschaft (Siegen-Obersdorf) liegt im Bereich einer Parallel-Störung zur Siegener Hauptüberschiebung, der **Aufschiebung Engelhardt Süd** (ZITZMANN 1989). Das Vorkommen auf der Grube Apollo (Raubach) liegt im Bereich einer eng benachbarten Parallelstörung südwestlich der Siegener Hauptüberschiebung, welche die mittleren von den oberen Siegener Schichten trennt (ZITZMANN 1989).

Die Verbreitung der Gänge und -Klüfte der eigenständigen Sb-Mineralisationen im Revier Siegerland-Wied ist jedoch nicht direkt an die variszischen Großstrukturen gebunden, sondern an **lokal stark tektonisch beanspruchte, zersicherte und zerstückelte Bereiche** (s. Kap. 2.4) mit teils steilstehenden und tiefreichenden Störungen, welche wohl die Aufstiegswege der Antimon-reichen Hydrothermen darstellten.

Die abweichende Genetik der eigenständigen Sb-Mineralisationen im Bereich Arnsberg (Lagerstätte Casparizeche/Bockstall) wurde bereits im Kap. 5.2.2 diskutiert. Diese ausgeprägte, vermutlich syndesimentäre / syngenetische Sb-Mineralisation liegt in jüngeren, karbonischen Schichten wie oben erwähnt und wurde mehrfach hydrothermal überprägt, s. auch die Diskussion in Kap. 5.6.

Nach WAGNER & COOK (2000) muss die Herkunft des Antimons in den Hydrothermen der eigenständigen Sb-Mineralisationen unklar bleiben, die paläozoischen Sedimente geben zum Beispiel bisher keine Hinweise auf stattgehabte Vor-Konzentrationen von Antimon. Neuere Erkenntnisse liegen hier nicht vor.

Anmerkungen zur Herkunft des Schwefels in den Pb-Sb-Sulfosalzen

WAGNER & BOYCE (2003) untersuchten die Schwefel-Isotopie im Bereich Arnsberg, wo die S-Isotopie der Sb-Mineralisation nicht mit der des umgebenden Gesteins, insbesondere der des sedimentären Pyrits der Schwarzschiefer, übereinstimmt. Die Autoren vermuten daher die Neuzufuhr von Schwefel in den Sb-Hydrothermen. Als mögliche Herkunft des Schwefels der Sb-Mineralisation im Raum Arnsberg wird Lateralsekretion aus mitteldevonischen pelitischen Schiefer des Givet mit anschließendem nordwärts gerichteten Transport über 10-20 km postuliert (WAGNER & BOYCE 2003:300). Diese devonischen Gesteine weisen eine ähnliche Schwefel-Isotopensignatur auf wie die Sb-Mineralisationen im Bereich Casparizeche/Bockstall. Ob in diesen Gesteinen neben der Quelle des Schwefels auch die Antimon-Quelle der Sb-Mineralisationen im

Nordsauerland liegen ist nicht belegt. Die Daten der Schwefel-Isotopie der Sb-Mineralisationen im Raum Arnsberg liegen in einem engen Bereich und passen nach WAGNER & BOYCE (2003:307) wiederum nicht zu denen der Sb-Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge, auch nicht zum südlich benachbarten Revier Ramsbeck.

Anmerkungen zur Herkunft des Bleis in den Pb-Sb-Sulfosalzen

Auf der Grube Spes und der Grube Passauf gibt es keine Hinweise auf signifikante vorbestehende variszische Bleiglanz- und Zinkblende-Vererzungen. Vom Fundort Casparizeche/Bockstall ist kein Bleiglanz bekannt, jedoch die Pb-Sb-Sulfosalze Zinkenit, Semseyit, und Plagionit. Von der Casparizeche beschreibt SCHNORRER-KÖHLER (1989a) reliktsche, xenomorphe Bleiglanz-Körner bis 8 mm aus einer Schlacke, diese Bildung ist durch Zersetzung von Pb-Sb-Sulfosalzen zwanglos erklärbar.

Bleiglanz fehlt auch auf Passauf und wird hier in Form der oben genannten Pb-Sb-Sulfosalze vertreten. Auch in den reinen Qz-Sb-Gängen von Apollo ist kein vorbestehender Bleiglanz oder vorbestehende Zinkblende vorhanden.

WAGNER & SCHNEIDER (2002) generierten Blei-Isotopendaten von Antimonit und Pb-Sb-Sulfosalzen von nicht-überprägten, extensionalen Qz-Sb Gängen bzw. Sb-Mineralisationen, sowie von Sb-überprägten variszischen Paragenesen. Die Hydrothermen der nativen Qz-Sb-Gänge haben wohl neben Antimon auch stets etwas Blei zugeführt, anders ist die Bildung der Pb-Sb-Sulfosalze in diesem Mineralisationstyp ohne vorbestehende Pb-Vererzungen schwerlich zu erklären. Für diese Annahme sprechen auch die Blei-Isotopendaten von WAGNER & SCHNEIDER (2002). Die Antimonite und Pb-Sb-Sulfosalze (Zinkenit, Semseyit, Plagionit) aus den nicht-überprägten, nativen Sb-Mineralisationen ergaben $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse, welche eine höhere Radiogenität aufwiesen als der Bleiglanz der variszischen Gänge. Das Blei im Antimonit der nativen Sb-Vererzungen hat offenbar die Signatur des Bleis in den Hydrothermen der Sb-Mineralisation. Die Blei-Isotopen-Komposition der überprägten Paragenese ergaben $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse, die durch die Radiogenität des ursprünglichen, in den variszischen Gängen vorhandenen Bleiglanzes dominiert sind. Das spricht für die Mobilisation von variszischem Blei.

Daten aus einem Qz-Sb-Gang von der Grube Passauf liegen im niedrigen, variszischen Bereich der Radiogenität (WAGNER & SCHNEIDER 2002). Die Pb-Sb-Sulfosalze von Casparizeche/Bockstall sind nach diesen Autoren allerdings in einem relativ hohen Bereich der Radiogenität. Mit den Daten von SCHAEFFER (1984) zusammengeführt, plotten sie im Bereich von postvariszischem Blei innerhalb paläozoischer Gesteine. Diese Diskrepanzen lassen sich zum einen möglicherweise auf die dort zu findenden mehrphasigen hydrothermalen Überprägungen zurückführen, zum anderen ergab ja die Schwefel-Isotopie bereits Hinweise auf abweichende Liefergesteine für den Schwefel in Sb-Vererzungen auf Casparizeche/Bockstall, hierdurch wird die Blei-Isotopie natürlich beeinflusst. Diese Daten unterstreichen den vermuteten erheblichen Unterschied der Genese der Sb-Mineralisationen von Casparizeche/Bockstall und vermutlich auch Passauf zu denen im restlichen Rheinischen Schiefergebirge.

Cu- und Bi-Zufuhr in der Hydrothermen der Sb-Mineralisation als lokale Varianten

WAGNER & COOK (1997) geben für die Sb-Sulfosalze von der Grube Apollo erhöhte Cu- und auch Bi-Gehalte an, dies ist nicht auf allen Fundstellen von eigenständigen Sb-Mineralisationen reproduzierbar. Cu-haltige Pb-Sb-Sulfosalze sind z. B. aus den Sb-Mineralisationen von Bockstall und Passauf nicht bekannt. SCHNORRER-KÖHLER (1989a) gibt allerdings kleine Bournonit-Kristalle

für die Casparizeche an, was auf zusätzliche lokale Zufuhr von Cu in den dortigen Sb-Hydrothermen oder aber aufgrund der Geringfügigkeit des Befundes auf Lateralsekretion aus den direkten Nebengesteinen schließen lässt.

Ein höherer Bi-Gehalt in den Sb-Sulfosalzen von der Grube Apollo passt zur Nähe zur Grube Georg, wo neben den Bi-Mineralen **Kobellit** und **Cosalit** von den Verfassern auch Sb- und Sehaltiger **Gustavit** sowie **Ikunolit** nachgewiesen werden konnte. Offenbar führt der südliche Horhauser Gangzug und seine direkte Umgebung auffällig mehr Bi als andere hier beschriebene Teilreviere mit Auftreten der eigenständigen Sb-Mineralisation. Wie in Kap. 5.3 dargelegt kann der Bi-Gehalt jedoch auch schon in der variszischen Mineralisation vermutet werden, ein lokal höherer Bi-Gehalt in den jüngeren, Sb-zuführenden Hydrothermen ist möglich, aber nicht zwingend.

Zufuhr bzw. Remobilisation von Zink in den Sb-Mineralisationen

Die terminale Abscheidung einer klaren, Fe-armen Zinkblende spricht für epi- bis telethermale Bedingungen zum Ende der eigenständigen Sb-Mineralisationen (s. auch Kap. 4.2.2). WAGNER (1999: 52) beschreibt von der **Casparizeche** bei Arnsberg und der Grube **Passauf** Zinkblende ohne Bezug zu vorbestehenden Mineralisationen. Sie findet sich in den untersuchten Proben in den nicht-überprägten Sb-Mineralisationen auf der Grube **Passauf** und **Spes**. Da auf den genannten Gruben eine vorbestehende variszische Mineralisation nicht sicher nachgewiesen wurde, kann dort eine lokal begrenzte Neuzufuhr von Zink in den Hydrothermen der Sb-Mineralisationen angenommen werden.

5.6 Altersstellung der eigenständigen Sb-Mineralisation

BORNHARDT (1912) erwähnt bereits das Auftreten von Antimonglanz in geologisch jungen, die Gangmasse durchsetzenden Klüften.

HÜTTENHAIN (1939: 394) beschreibt, dass die Lösungen, die zum Absatz der Blei-Antimon-Erze in dem Verbreitungsgebiet geführt haben, ascendent-hydrothermalen Natur waren. *"Ihre Absätze sind geologisch jünger als die Hauptausfüllung der Spateisensteingänge des Siegerlandes, was durch die Einwirkung der jüngeren Antimonerzlösungen auf dem Primär-bestand der Eisensteingänge bewiesen wird"*.

HÜTTENHAIN (1963) stuft die eigenständigen Antimon-Vererzungen darüber hinaus auch jünger ein als die Rejuvenation. Nach seiner Ansicht sind die Quarz-Kupferkiesphase, die Quarz-Ankeritphase, und die Antimonerzphase als Folgeerscheinungen des Tertiärvulkanismus zu deuten. FENCHEL et al. (1985: 110ff) übernehmen die Deutung als postvariszische Mineralisation. Sie geben jedoch den Hinweis, dass die genetische Stellung der Antimonit-Phase im Rahmen der Siegerländer Gesamtmineralisation bis heute nicht endgültig geklärt sei, da mit der Antimonit-Phase immer auch variszische Mineralisationen der Haupt- und Sulfidphase auftreten und die Zuordnung einiger Minerale Schwierigkeiten bereitet.

WAGNER (1999) konnte für die von ihm als spätvariszisch eingestufte Antimon-Mineralisationen niedrigsalinare, NaCl-KCl-reiche Fluide nachweisen, die wohl während der Mineralisation eine signifikante Abkühlung erfuhren, welches die Abscheidung der Antimonerze dieser Mineralisation auslöste. Diese Fluide sind nach WAGNER & COOK (2000) typisch für die späteste Phase der

variszischen Mineralisation und sollen sich signifikant von den Fluiden der frühen variszischen Mineralisation und auch von den hochsalinaren Fluiden der postvariszischen Mineralisation unterscheiden.

Die Alterseinstufung der Antimonit-Mineralisationen ist auch nach Ansicht von KIRNBAUER & HUCKO (2011) vermutlich spätvariszisch und wäre aufgrund der extensionalen Merkmale der Gänge möglicherweise in das oberste Karbon bis unterste Perm zu legen, einer Periode, in der es im Rhenoherynikum über eine "strike-slip" Tektonik hin zu postkinematischen Extensionen und schließlich zur beginnenden Exhumierung des Gebirges kam (HENK 1995). Dies wird gestützt durch die P-T Berechnungen von WAGNER & COOK (2000). Die von berechneten Drücken abgeleiteten regionalen Bildungstiefen (Osteifel: 2,1-3,6 km; Siegerland: 1,8-3,0 km; Nordsauerland: 0,9-1,2 km) fallen deutlich oberflächennäher aus als die aus anderen Berechnungen abgeschätzten regionalen Sedimentüberdeckungen (WALTER 2007). Daher nehmen diese Autoren an, dass es während der spätvariszischen Sb-Mineralisationen bereits zu einer Exhumierung des Gebirges gekommen sein muss, was zu den beobachteten Extensionsmerkmalen der Sb-Gangvererzungen passt. Dabei würden im Sinne von STAUDE et al. (2009) auch die notwendigen Fluidmengen generiert und kontinuierlich und großräumig den aufreißenden Extensionsgängen und -gängen zugeführt.

Die von WAGNER & SCHNEIDER (2002) generierten Blei-Isotopen-Signaturen der meisten untersuchten Qz-Sb-Gänge liegen zwischen den gut etablierten Feldern, welche die variszischen und die postvariszischen Mineralisationen charakterisieren. Die Autoren schließen hieraus, dass die Blei-Isotopensignatur der Qz-Sb-Gänge zu einer vermuteten spätvariszischen Genese der mesothermalen Sb-Mineralisationen passen.

Die umfangreichen Untersuchungen zu den verschiedenen postvariszischen Mineralisationen von Siegerland, Sauerland und Hessen, welche vom unteren Mesozoikum bis ins Tertiär stattfanden (z. B. SCHAEFFER 1984A, B; HEIN 1984; TUFAR & GRASSEGER 1984; STOPPEL & GUNDLACH 1984; FENCHEL ET AL. 1985; STOPPEL 1988) beschreiben weder Antimonit noch Pb-Sb-Sulfosalze aus Paragenesen dieser Zeiträume.

Die ebenfalls als spätvariszisch beschriebenen alpinotypen Zerrklüfte (KIRNBAUER 1998; WAGNER 1999) entsprechen den extensionalen Sb-Mineralisationen der Phase 1a und sind während der postkinematischen Extensionsphase des Orogens entstanden. Sie unterscheiden sich aber wesentlich durch die jeweiligen hydrothermalen Zuflüsse mit erheblich geringerem Eintrag von Metallen im Falle der alpinotypen Zerrklüft-Paragenesen.

Aufgrund der Gangausbildung und -Tektonik, der beschriebenen Chemie der Fluide, den P-T-Bedingungen und der Radiogenität des Bleis ist zu vermuten, dass es sich bei den mesothermalen Sb-Vererzungen um eigenständige, spätvariszische hydrothermale Mineralisationen handelt. Mit der ebenfalls als spätvariszisch einzuschätzenden Rejuvenations-Paragenese (ADELMANN 2021) bestehen zumindest initial Gemeinsamkeiten bei den hochtemperierten sowie niedrigsalinaren Fluiden. Bisher wurden im Rheinischen Schiefergebirge keine Fundstellen bekannt, wo diese beiden, vermutlich spätvariszischen Paragenesen in ausgeprägter Form nebeneinander auftreten oder sich gar überprägen. Offenbar stammen die metallbringenden Fluide beider Mineralisationen aus unterschiedlichen Quellen, die Mineralisationen fanden auch wohl in verschiedenen Zeiträumen statt. Die Aufreihung einiger, aber bei weitem nicht aller Fundstellen von eigenständigen Sb-Mineralisationen entlang der Siegener Hauptüberschiebung lässt vermuten, dass

teilweise alte Störungen im Bereich variszischer Strukturen im Rahmen der Sb-Mineralisationen reaktiviert wurden. Die Sb-Paragenese bildet jedoch häufig die typischen, eigenständigen Extensionsgänge und -klüfte, die ältere Strukturen queren, während die Rejuvenation noch viel direkter an ältere, variszische Gänge gebunden ist. Die Sb-Paragenese könnte daher jünger sein als die Rejuvenation, für die zuletzt (ADELMANN 2021) eine Zeitklammer zwischen 300 Ma und 258 Ma vorgeschlagen wurde. Gegen ein postvariszisches Alter der Sb-Mineralisation, z. B. in Verbindung mit dem Tertiärvulkanismus, wie von HÜTTENHAIN (1963) angenommen, sprechen die Fluid-Daten sowie die Blei-Isotopie.

Bei den eigenständigen Sb-Mineralisationen im nördlichen Sauerland (Passauf bei Nuttlar und Casparizeche/Bockstall bei Arnsberg-Uentrop) bestehen erhebliche Unterschiede in der Genese im Vergleich zu den restlichen hier besprochenen Vorkommen. Die zeitliche Einstufung dieser Lagerstätten, wie auch einer möglichen, bei Casparizeche/Bockstall offensichtlichen Mehrphasigkeit muss neu diskutiert werden. Die ältesten Antimonerze von Casparizeche/Bockstall sind als syngenetisch-synsedimentär zu betrachten. Sie wurden in herzynischer Fazies im höheren Unterkarbon unter euxinischen Bedingungen am Boden des Kulmbeckens abgeschieden. In der spät- bis nachorogenen Extensionsphase treten die antitaxialen Antimonit-Extensionsgängchen dazu. Weitere Mineralisationen mit Mobilisierung und Wiederabsatz von Komponenten der älteren Erze weisen auf postvariszische, mesozoische bis tertiäre Bildungen hin.

Die von WAGNER & SCHNEIDER (2002) angegebenen Pb-Isotopendaten sind wegen eben solcher nachfolgender Überprägungen für die Altersabschätzung dort nicht hilfreich (beim Vorkommen Passauf läge danach der Zeitpunkt der Abscheidung vor der Entstehung des Nebengesteins – was keinen Sinn ergibt).

6. Schlussfolgerungen

Die bisher angenommene Verbreitung der eigenständigen Sb-Paragenese in der Osteifel, im Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirk, am Müsener Horst, im nördlichen Sauerland bei Arnsberg und Nuttlar, sowie in den Gangmitteln Dörnberg-Aurora des Ramsbecker Erzreviers, kann auch nach den hier vorliegenden, neuen Untersuchungen im Wesentlichen als bestätigt gelten, Abweichungen sind in Kap. 5.1 diskutiert.

Die Bildung der reinen, nicht überprägten Gänge der Qz-Sb-Mineralisationen durch "crack-seal" Wachstum des Gangquarzes wurden nicht an allen Fundpunkten immer deutlich ausgeprägt gefunden, wobei die Qz-Sb-Gänge auf der Grube Apollo diese Genetik nach unseren Untersuchungen am deutlichsten zeigen.

Die von WAGNER & COOK (2000: Abb. 3a) angenommene Abscheidungsreihenfolge von Antimonit und Pb-Sb-Sulfosalzen in den nicht-überprägenden, nativen Sb-Paragenesen konnte weitgehend bestätigt werden. Die frühe Phase mit Abscheidungen von Pyrit, Chlorit, und Quarz ist allerdings hochvariabel, nach Ansicht der Verfasser lithologisch bedingt und nicht überall vorhanden. Dies wurde im modifizierten Paragenese-Schema der nativen Sb-Mineralisationen deutlich gemacht (Abb. 17).

Die beschriebenen Sb-Mineralisationen im nördlichen Sauerland liegen im Bereich des Nordrands des Rheinischen Schiefergebirges im Karbon und weichen deutlich von den eigenstän-

digen Sb-Mineralisationen im Siegerland und in der Osteifel ab. Die Sb-Mineralisationen auf Casparizeche/Bockstall sind durch weitgehendes Fehlen von Quarz, Chlorit, und auch einer fehlenden Pyritisierung des typischerweise schlecht abgegrenzten Nebengesteins charakterisiert. Es finden sich hier Sb-Mineralisationen in weitgehend schichtkonkordanten Kluffzonen (Dilatationszonen) in karbonischen Gesteinen. Die Genetik der Lagerstätte Casparizeche/Bockstall weicht daher erheblich von denen der anderen hier besprochenen Fundstellen der eigenständigen Sb-Mineralisation ab und muss neu diskutiert werden. Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine primär syngenetische Sb-Mineralisation, welche sekundär extensional beansprucht und vermutlich mehrfach hydrothermal überprägt wurde.

In der Lagerstätte der Grube Passauf bei Nuttlar muss nach der Gesamtschau der Beobachtungen einschließlich den Beschreibungen und Vermessungen durch STADLER wohl von einer Gangvererzung ausgegangen werden. Die dortige Ausbildung der Sb-Mineralisation in einem mit Letten gefüllten Gang, in dem Kieselschiefer-Fragmente des Nebengesteins und nestartig die Antimonerze eingelagert sind, unterscheidet sich strukturell ebenfalls von den anderen hier besprochen Vorkommen der nativen Sb-Mineralisation.

Die deutlichen Abweichungen der Schwefel-Isotopie bzw. Variabilität der Blei-Isotopie von Casparizeche/Bockstall und Passauf lassen vermuten, dass es im hier besprochenen Untersuchungsgebiet nicht nur eine, sondern mehrere Sb-Mineralisationen gab – möglicherweise auch zu verschiedenen Zeiten und aus unterschiedlichen Liefergesteinen.

Der Aussage von WAGNER (1999: 25), dass die Antimon-Mineralisationen des Rheinischen Schiefergebirges generell eine weitgehend übereinstimmende mineralogische, strukturelle, und paragenetische Ausbildung haben, muss besonders hinsichtlich der strukturellen Gemeinsamkeiten widersprochen werden.

In einem Bereich, der sich vom Müsener Horst im nördlichen Siegerland über das Revier Ramsbeck bis in das nördliche Sauerland bei Arnsberg erstreckt, sind eine Vielzahl variszischer, spätvariszischer und postvariszischer Mineralisationen bekannt. In der Folge haben sich teils komplexe Lagerstättenbilder und komplexe Mineralinventare ergeben, die teils schwierig zu interpretieren sind.

Die Verfasser schlagen erhebliche Änderungen für das Schema der überprägten Mineralisationen vor und sehen in der Gesamtschau der Befunde den Boulangerit als mengenmäßig recht häufige und auch verbreitete Abscheidung in den überprägten Paragenesen der Sb-Phase. Die von WAGNER & COOK (2000: Abb. 3b, c) angegebenen, streng sequenziellen Abscheidungen der neugebildeten Minerale sind keinesfalls immer so linear angeordnet wie angegeben, die Verfasser haben aufgrund der aktuellen Befunde diese Neubildungen daher weitgehend parallelisiert. Antimonit und Plagionit finden aufgrund der Befunde eine Aufnahme in das Schema der überprägten Paragenese. Ein vorgeschlagenes, modifiziertes Paragenese-Schema für die überprägten Sb-Mineralisationen ist in Abb. 18 dargestellt.

Die Entstehung der Pb-Sb-Sulfosalze in der nicht-überprägten Sb-Paragenese ist durch die Zufuhr von Sb und auch Pb in den Hydrothermen zu erklären, da in diesen Fällen vorbestehende Pb-Mineralisationen nicht signifikant sind oder ganz fehlen. Außerdem hat das Blei der Sb-Paragenese eine höhere Radiogenität und lässt sich nicht einfach durch Remobilisierung älterer Bleimineralisationen erklären. Ein erhöhter Bi-Gehalt der Erze der überprägenden Sb-Paragenese

wurden von WAGNER & COOK (1997) von der Grube Apollo bei Raubach beschrieben, von der benachbarten Grube Georg wurden die Bi-Mineralen Cosalit und Kobellit beschrieben. In dieser Arbeit konnten für die Grube Georg die Bi-Mineralen Gustavit und Ikonolit ergänzt werden. Die Verfasser vermuten aber bereits erhöhte Bi-Gehalte in den variszischen Erzen in diesem Bereich. Eine lokale Bi-Zufuhr in den Hydrothermen der eigenständigen Sb-Mineralisationen wie von WAGNER & COOK (1997) angegeben, ist nicht zwingend, zudem die Erze der nativen, nicht überprägten Sb-Mineralisation auf Apollo Bi-arm waren.

HÜTTENHAIN (1939) gibt für pyritreiche Grauwacke von Apollo je nach Probe zwischen 20 und 100 g Gold pro Tonne an. Mittels Röntgenfluoreszenz- und ICP-MS-Analyse des Nebengesteins konnten nun Goldgehalte im unteren von HÜTTENHAIN (1939) publizierten Konzentrationsbereich bestätigt werden. In As-reichen Pyritzonen zeigt die Mikrosondenanalytik jedoch lokal begrenzt Au-Gehalte von 130 - 150 µg/g. Das von HÜTTENHAIN (1939) publizierte breite Spektrum von Goldgehalten ist daher sehr wahrscheinlich auf unterschiedliche Pyrit/Silikat-Verhältnisse im analysierten Gesamtgesteinsmaterial zurückzuführen.

Aufgrund der Gangausbildung und -Tektonik, der beschriebenen Chemie der Fluide, den P-T-Bedingungen und der Radiogenität des Bleis (WAGNER & SCHNEIDER 2002) ist zu vermuten, dass es sich bei den mesothermalen Antimon-Mineralisationen um eine eigenständige, typischerweise spätvariszische hydrothermale Mineralisation handelt. Mit der ebenfalls als spätvariszisch einzuschätzenden Rejuvenations-Paragenese (ADELMANN 2021) bestehen Gemeinsamkeiten bei den hochtemperierten sowie niedrigrisinalen Fluiden.

Die in Kap. 2.3 erwähnte Nachbarschaft der hydrothermalen Rejuvenation (ADELMANN 2021) zu der eigenständigen Sb-Mineralisation im Bereich Pfannenberg ist im Untersuchungsgebiet dieser Arbeit eine Ausnahme. Bis dato wurden im Rheinischen Schiefergebirge jedoch keine Fundstellen bekannt, wo diese beiden vermutlich spätvariszischen Paragenesen in ausgeprägter Form innerhalb eines Erzmittels auftreten oder sich gar überprägen. Offenbar stammen die metallbringenden Fluide beider Vererzungen aus unterschiedlichen Quellen und mineralisierten auch zu verschiedenen Zeiten. Zudem fällt auf, dass die Rejuvenation noch viel direkter an ältere, variszische Gänge gebunden ist als die Sb-Mineralisation. Letztere erscheint häufiger als eigenständige, extensionale Gängchen, die ältere tektonische Strukturen durchschlagen können. Das Ganze vollzieht sich in einem Umfeld großräumiger Extensionstektonik mit ebenso großräumiger Fluidgenerierung. Überall, wo Sb oder andere Metalle kleinräumig mobilisiert werden können, entstehen die Sb-Erzgängchen. Im weitaus größeren Bereich bleibt es aber bei den monomineralischen, extensionalen Quarz-Gängchen. Die mesothermale Sb-Paragenese mit extensionalen Qz-Sb-Gängchen ("Typ Apollo") könnte daher jünger sein als die Rejuvenation, für die zuletzt (ADELMANN 2021) eine Zeitklammer zwischen 300 Ma und 258 Ma vorgeschlagen wurde. Gegen ein postvariszisches Alter der Sb-Mineralisationen sprechen insbesondere die Fluid-Daten, sowie die Blei-Isotopie.

Die Alterstellung der Mineralisationen auf Casparizeche/Bockstall ist aufgrund mehrphasiger hydrothermalen Überprägung komplexer.

Dank

Die Verfasser danken SABINE WEISEL, Ruhr-Universität Bochum, für Unterstützung bei den EDS-, DS-, und EBSD-Analysen. THOMAS FOCKENBERG, Ruhr-Universität Bochum, sei für die Röntgenflu-

oreszenz-Untersuchungen gedankt. Wir danken MICHAEL BODE und SABINE KLEIN, Deutsches Bergbau Museum Bochum, für die ICP-MS Analysen; ANNE ZACKE, Universität Bonn, für die Möglichkeit zur Beprobung der Mineralogische Sammlung. FRIEDEL PFEIFFER (Hohenahr) und SEBASTIAN AXT (Dortmund) danken wir für Proben. WILFRIED LIESSMANN, Universität Clausthal, sei für die Möglichkeit zur Beprobung der Hüttenhain'schen Schriff- und Erz-Sammlung gedankt. HEINER FLICK (Marktoberdorf) danken wir für Diskussionen. REINHARD SCHAEFFER (Bochum) danken wir für die Bereitstellung von Erzanschliffen der Fundstellen im Sauerland und für Diskussionen. MARC HAMPEL (Möhnesee) sei gedankt für die Erlaubnis das "Gangfoto" Passauf zu veröffentlichen. Sincere thanks go to JORDI FABRE (#MVM Minerals - Virtual Museum) for providing the right to publish his macro photograph of a semseyite xx-aggregate.

Literatur

- ADELMANN, H. G. (2024): Hydrothermal gebildetes Gold auf den Erzgängen des Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirks. – Geol. Jb. Hessen, **141** – im Druck
- ADELMANN, H. G. (2021): Die hydrothermale Rejuvenation im Rheinischen Schiefergebirge – neue Erkenntnisse zu einer weniger bekannten Mineralisation. – Geol. Jb. Hessen, **140**: 145–182, 21 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- ADELMANN, H. G. (2014b): Die Erzminerale des Siegerland-Wied-Distriktes und Ihre Verwachsungen (Teil 3). – Der Aufschluss, **65** (5): 268–291.
- ADELMANN, H. G. (2014a): Die Erzminerale des Siegerland-Wied-Distriktes und Ihre Verwachsungen (Teil 2). – Der Aufschluss, **65** (2): 78–98.
- ANONYMUS (1890): Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe sowie der Fürstenthümer Waldeck und Pyrmont. Bonn (Marcus).
- ARNDTS, A. W. S. (1824): Ueber den Bergbau auf Spiessglanz am Silberberge unweit Arnsberg im Herzogthum Westphalen. – In: Neue Jahrbücher der Berg- und Hüttenkunde **5**: 272–302.
- ARNEMANN, R., DIETRICH, R. & LEHMENKÜHLER, R. (1988): Eine durch Straßenbau neu erschlossene Mineralfundstelle im Sauerland (Caspari/Bockstall) – Der Aufschluss **39**: 243–251.
- BAUER, G., EBERT, A., HESEMANN, J., VON KAMP, H., MÜLLER, D., PIETZNER, H., PODUFAL, P., SCHERP, A. & WELLNER, F.-W. (1979): Monographien der deutschen Blei-Zink-Erzlagerstätten: 6. Die Blei-Zink-Erzlagerstätten von Ramsbeck und Umgebung. – Geol. Jb., **D33**: 377 S, 88 Abb., 52 Tab., 27 Fototaf., 8 Taf.; Hannover.
- BEHR, H.-J. & HORN, E.-E. (1984): Unterscheidungskriterien für Mineralisationen des varistischen und postvariszischen Zyklus, die aus der Analyse fluider Einschlüsse gewinnbar sind. – Schriftenreihe der GDMB, **41**: 255–269.
- BEHREND, F. (1937): Beobachtungen über die Entstehung des "primären Teufenunterschiedes" auf Blei-Zinkerz-Gängen. – Z. prakt. Geol. **45**: 5–9.
- BEYSCHLAG, F. H. A., KRUSCH, P. & VOGT, J. H. L. (1921): Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine, Band 2: 426–427, Stuttgart (Enke).
- BINDI, L. & MENCHETTI, S. (2005): Garavellite, FeSbBiS₄, from the Caspari mine, North Rhine-Westphalia, Germany: composition, physical properties and determination of the crystal structure. – Mineralogy and Petrology, **85**: 131–140.
- BONS, P. D., CAO, D., DE RIESE, T., GONZÁLEZ-ESVERTIT, E., KOEHN, D., NAAMAN, I., SACHAU, T., TIAN, H. & GOMEZ-RIVAS, E. (2022): A review of natural hydrofractures in rocks. – Geological Magazine. <https://doi.org/10.1017/S0016756822001042>

- BORG, G., PIESTRZYNSKI, A., BACHMANN, G. H., PÜTTMANN, W. & WALTHER, S. (2012): An Overview of the European Kupferschiefer Deposits. – Society of Economic Geologists, Inc., Special Publication 16. 472-473.
- BORNHARDT, W. (1910): Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung (Tl. I). – Archiv Lagerstättenforsch., 2: XII + 415 S., 81 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- BORNHARDT, W. (1912): Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung (Tl. II). – Archiv Lagerstättenforsch., 8: VIII + 444 S., 57 Abb., 6 Tab., 14 Gangbilder; Berlin.
- BUFF, L. C. (1833): Über Gangbildungen, welche eine lagerartige Entstehung zu haben scheinen (Spießglanzerze auf der Casparizeche). – Karstens Archiv f. Min., 6: 439-443.
- BUFF, L. C. (1827): Geognostische Bemerkungen über das Vorkommen der Spießglanzerze auf der Grube Caspari bei Wintrop und auf der Grube Unverhofft Glück bei Nuttlar im ehemaligen Herzogthum Westphalen. – Archiv für Bergbau und Hüttenwesen, Band 16: 54-60, Berlin.
- DEDITIUS, A.P., UTSONOMIYA, S., REICH, M., KESLER, S.E., EWING, R.C., HOUGH, R. & WALSHE, J. (2011): Trace metal nanoparticles in pyrite. – Ore Geology Reviews, 42: 32-46. <https://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.03.003>
- DILL, H.G. (1993): Die Antimonvorkommen der mitteleuropäischen Alpen und Varsiziden. – Z. dt. geol. Ges., 144: 434-450.
- ERBREICH, L. (1827): Geognostische Beschreibung der Spießglanz-Lagerstätte in dem Concessions-Felde Hoffnung bei dem Dorfe Brück, in der Bürgermeisterei und im Kreise Adenau, Regierungs-Bezirk Koblenz. – In: KARSTEN, C. J. B. (Hrsg.): Archiv für Bergbau und Hüttenwesen, 16: 44-53, 1 Taf.; Berlin (Reimer).
- FENCHEL, W., GIES, H., GLEICHMANN, H.D., HELLMUND, W., HENTSCHEL, H., HEYL, K.H., HÜTTENHAIN, H., LANGENBACH, U., LIPPERT, H. J., LUSZNAT, M., MEYER, W., PAHL, A., RAO, M. S., REICHENBACH, R., STADLER, G., VOGLER, H. & WALTHE, H.W. (1985): Sammelwerk Deutsche Eisenerzlagertstätten: I. Eisenerze im Grundgebirge (Varistikum): 1. Die Sideriterzgänge im Siegerland-Wied-Distrikt. – Geol. Jb., D77: 3-517, 128 Abb. 38 Tab., 31 Taf.; Hannover.
- FROHWEIN, E. (1885): Beschreibung des Bergreviers Dillenburg. Bonn (Marcus).
- GAVSHIN, V. M. (1991): Seawater as a source of metals in blackshales. – In: PAGEL, M., LEROY, J. (Ed.): Source, Transport and Deposition of Metals. – Proc. 25 Years SGA Anniv. Meeting: 57-60, Balkema Rotterdam/Brookfield.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen, 1:25.000, Blatt 4616 Olsberg-Eversberg, Krefeld, 1961.
- GOLZE, R., HENRICH, M., HUCKO, S. & STÖTZEL, N. (2013): Siegerland & Westerwald. Bergbaugeschichte - Mineralienschatze - Fundorte. – 800 S., zahlr. Ill., graph. Darst; Salzhamendorf-Lauenstein (Bode).
- HEIN, U. (1984): Die tertiäre Gangmineralisation am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – In: Postvaristische Gangmineralisation in Mitteleuropa. Alter, Genese und wirtschaftliche Bedeutung. Schriftenreihe der GDMB, 41: 65-77; Weinheim (Verlag Chemie).
- HENK, A. (1995): Late Variscan exhumation histories of the southern Rhenohercynian Zone and western Mid-German Crystalline Rise: results from thermal modeling. – Geol. Rdsch., 84: 578-590; Stuttgart.
- HENRICH, M. (1995): Semseyit und Plagionit – seltene Bleispießglanzerze aus dem Siegerland. – Min.-Welt, 6 (3): 36 – 37; Haltern.
- HÜTTENHAIN, H. (1939): Die Antimonerzführung im westlichen Teil des Westerwaldes und deren bergwirtschaftliche Bedeutung. – Zschr. angew. Mineral., 1/4: 353 – 396.
- HÜTTENHAIN, H. (1963): Die Mineralisationsphasen der Siegerländer Spateisensteingänge. – Fortschr. Min., 40: 62-63; Stuttgart.
- KIRNBAUER, TH. & HUCKO, S. (2011): Hydrothermale Mineralisation und Vererzung im Siegerland. – Der Aufschluss, 62, Heft 4/5: 257-296; Heidelberg.

- KIRNBAUER, Th. (1998): Alpinotype Zerrklüfte. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. S 150-156; Wiesbaden.
- KORN, D. (1993): Stratigraphie und Fossilführung der Visé/Namur-Aufschlüsse am Bau der A46 bei Arnsberg/Westfalen. – Geol. Paläont. Westf., 23: 35-50, Münster.
- LIEBERING, W. (1883): Beschreibung des Bergreviers Coblenz 1. – 113 S.; Bonn (Marcus).
- LIEßMANN, W. & STEDINGK, K. (2020): Der Wolfsberger Gangzug im Unterharz. – Min.-Welt, 31, H.2: 54-72.
- LUSZNAT, M. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1: 25.000, Blatt 5113 Freudenberg. Krefeld.
- MERLET, C. (1994): An accurate computer correction program for quantitative electron probe micro-analysis. – Microchimica Acta, 114-115: 363-376.
- MEYER, W. (1986): Geologie der Eifel. Stuttgart (Schweizerbart).
- MEYER, W. & STETS, J. (1996): Das Rheintal zwischen Bingen und Bonn. – Slg. Geol. Führer, 89, 386 S.; Berlin-Stuttgart (Borntraeger).
- MITTMEYER, H-G. (1996): Geologische Übersicht Blatt 5608 Virneburg und umgebende Blätter 1:100.000. Beilage zu den Erläuterungen der Geologischen Karte von Rheinland-Pfalz 1:25.000, Blatt Virneburg. Mainz (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz).
- MOËLO, Y. & BIAGIONI, C. (2020): Contribution to the crystal chemistry of lead-antimony sulfosalts: systematic Pb-versus-Sb crossed substitution in the pligionite homologous series, $Pb_{2N-1}(Pb_{1-x}Sb_x)_2(Sb_{1-x}Pb_x)_2Sb_6S_{13+2N}$. – European Journal of Mineralogy, 32: 623 - 635.
- PALS, D.W., SPRY, P.G. & CHRYSOULIS, S. (2003): Invisible gold and tellurium in arsenic-rich pyrite from the Emperor gold deposit, Fiji: Implications for gold distribution and deposition. – Economic Geology, 98: 479-493.
- PENKERT, G. & PENKERT, P. (2020): Die Blei- und Zinkerzlagertstätte Ramsbeck, Rheinisches Schiefergebirge – Gangraumbildung, Metallquelle, Fluidynamik und die Mineralisationen über die Zeiten. Conference Paper. https://www.researchgate.net/publication/347663578_Die_Blei-und_Zinkerzlagertstatte_Ramsbeck_Rheinisches_Schiefergebirge_-_Gangraumbildung_Metallquelle_Fluidynamik_und_die_Mineralisationen_uber_die_Zeiten
- PENKERT, G. & PENKERT, P. (1995): Semseyit – ein Neufund für Ramsbeck, Sauerland. – Min.-Welt, 6: 39-40.
- POKROSVSKI, G.S., KOKH, M.A., PROUX, O., HAZEMANN, J.-L., BAZARKIN, E.F., TESTEMALE, D., ESCODA, C., BOIRON, M.-C., BLANCHARD, M., AIGOUY, T., GOUY, S., DE PARSEVAL, P. & THIBAUT, M. (2019): The nature and partitioning of invisible gold in the pyrite-fluid system. – Ore Geology Reviews, 109: 545-563. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.04.024>
- RAMDOHR, P. (1980): The Ore Minerals and Their Intergrowths. 2nd edition. 1205 p. Pergamon.
- RAMSAY, J. (1980): The crack-seal mechanism of rock deformation. – Nature, 284, 135- 139.
- RATH, G. VOM (1869): Ueber den Boulangerit vom Silbersand bei Mayen. – Ann. Phys. Chem., 136 (212): 430 - 434; Leipzig.
- REPPKE, V. (1993): Varistische und postvaristische Buntmetallmineralisation in der östlichen Eifel (Linksrheinisches Schiefergebirge) ein mineralogischer und bergbaulicher Überblick, Dissertation, Universität Göttingen.
- RIEMANN, W. (1878): Beschreibung des Bergreviers Wetzlar. Bonn (Marcus).
- SCHAEFFER, R. (1984a): Die postvariszische Mineralisation im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Braunschweiger geol.-paläont. Dissertationen, 3, 206 S., Braunschweig.
- SCHAEFFER, R. (1984b): Die postvaristische ("saxonische") Mineralisation im Sauerland und ihre Paragenese. – In: Postvaristische Gangmineralisation in Mitteleuropa. Alter, Genese und wirtschaftliche Bedeutung. Schriftenreihe der GDMB, 41: 15-25, 1 Abb.; Weinheim: Verlag Chemie.

- SCHNEIDERHÖHN, H. & RAMDOHR, P. (1931): Lehrbuch der Erzmikroskopie. – 2. Bd.: 714 S., 235 Abb.; Berlin (Borntraeger).
- SCHNORRER, G. & LATSCH, H. (1997): Die Mineralien der Grube Grüneau bei Schutzbach im Siegerland (Teil I). – *Lapis*, **22** (12): 18-36.
- SCHNORRER, G. (1993): Die Grube Apollo bei Raubach im Westerwald und ihre Minerale. – *Lapis*, **18** (3): 13-22.
- SCHNORRER-KÖHLER, G. (1990). Die Minerale des Emser Gangzuges. – *Der Aufschluss*, Sonderb. **33**: 141 – 198; Heidelberg.
- SCHNORRER-KÖHLER, G. (1989a): Das Antimonerzvorkommen der Caspari-Zeche bei Arnsberg im Sauerland. – *Lapis*, **14** (6): 11-32, 50.
- SCHNORRER-KÖHLER, G. (1989b): Die Minerale der Grube Fischbacherwerk bei Niederrischbach im Bergamtsbezirk Betzdorf/Siegerland. – *Der Aufschluss*, **40**, Heft 1/2: 5-30; Heidelberg.
- SCHNORRER-KÖHLER, G. (1984): Mineralien von der Grube Reichensteinerberg im Westerwald. – *Lapis*, **9**: 31-38.
- SCHRAMM, M., HELLMANN, A. & MEYER, F. M. (2023): Bi-Ag-sulfosalts and Au-Ag-Hg-minerals in polymetallic ores of the Siegerland Ore District, Rhenish Massif, Germany. – *N. Jb. Miner. Abh. (J. Min. Geochem.)* **198/2**: 119–148.
- SCHRÖCKE H. & WEINER K. L. (1981): Mineralogie. Ein Lehrbuch auf systematischer Grundlage. Berlin New York (de Gruyter).
- SIMMERSBACH, F. M. (1870): Das Antimonvorkommen auf der Casparizeche bei Arnsberg in Westfalen. – *Jb. der Bergakademie zu Leoben*, **19**: 344 - 363, 7 Abb.; Wien.
- SPENCER, L.J. & PRIOR, G.T. (1899): Plagionite, heteromorphite and semseyite as members of a natural group of minerals. – *Mineralogical Magazine* **12**: 55-68.
- STADLER, G. (1970): Bericht über das Antimonerzvorkommen "Passauf" (Unverhofft Glück) bei Nuttlar im Sauerland (Mbl. Eversberg Nr. 4616). – *Geol. Landesamt NRW, AZ: IIIb/3253/70 – Std/Aug*, (unveröffentlicht).
- STAUBE, S., BONIS, P. D. & MARKL, G. (2009): Hydrothermal vein formation by extension-driven dewatering of the middle crust: An example from SW-Germany. – *Earth and Planetary Science Letters*, **286**: 387-395.
- STELZNER, A.W. & BERGEAT, A. (1904): Die Erzlagerstätten. Unter Zugrundelegung der von Alfred Wilhelm Stelzner hinterlassenen Vorlesungsmanuskripte und Aufzeichnungen bearbeitet von Alfred Bergeat. Band 1 und 2 (in 3 Teilbänden). Leipzig (Arthur Felix).
- STOPPEL, D. (1988): Auf Erzsuche. Zur Geschichte des Silber-, Kupfer-, und Schwerspatbergbaues im Raum Biedenkopf-Dillenburg; Haltern (Bode).
- STOPPEL, D. & GUNDLACH, H. (1984): Junge Mineralisationen im Südwestharz und in Nordhessen. – In: *Postvaristische Gangmineralisation in Mitteleuropa. Alter, Genese und wirtschaftliche Bedeutung. Schriftenreihe der GDMB*, **41**: 79-90; Weinheim: Verlag Chemie.
- THÜNKER, M. (1998): Siegener Antiklinorium. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): *Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge*. S 78-83, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- TUFAR, W. & GRASSEGER, G. (1984): Zur Mineralparagenese der Baryt-Lagerstätte von Dreislar, Sauerland. – In: *Postvaristische Gangmineralisation in Mitteleuropa. Alter, Genese und wirtschaftliche Bedeutung. Schriftenreihe der GDMB*, **41**: 79-90; Weinheim: Verlag Chemie.
- WAGNER, T. (1999): Spätvaristische hydrothermale Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge. – Diss. publiziert in: *Freiberger Forschungshefte C 478 Geowissenschaften*, Technische Universität Bergakademie Freiberg.
- WAGNER, T. (1998): Antimonparagenesen. – In: Kirnbauer, T. (Hrsg.): *Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge*. S 165-170, 2 Abb.; Wiesbaden.

- WAGNER, T. & BOYCE, A. J. (2003): Sulphur isotope geochemistry of black shale-hosted antimony mineralization, Arnsberg, northern Rhenish Massif, Germany: Implications for late-stage fluid flow during the Variscan orogeny. – *Journal of the Geological Society*, **160**(2): 299-308. (doi: 10.1144/0016-764902-010)
- WAGNER, T. & COOK, N.J. (2000): Late-Variscan antimony mineralisation in the Rheinisches Schiefergebirge, NW Germany: evidence for stibnite precipitation by drastic cooling of high-temperature fluid systems. – *Mineralium Deposita*, **35**: 206-222.
- WAGNER, T. & COOK, N.J. (1998): Sphalerite remobilization during multistage hydrothermal mineralization events – examples from siderite-Pb-Zn-Cu-Sb veins, Rheinisches Schiefergebirge, Germany. – *Mineralogy and Petrology*, **63**: 223-241.
- WAGNER, T. & COOK, N. J. (1997): Mineral reactions in sulphide systems as indicators of evolving fluid geochemistry- a case study from the Apollo mine, Siegerland, FRG. – *Mineralogical Magazine*, **61**: 573-590.
- WAGNER, T. & SCHNEIDER, J. (2002): Lead isotope systematics of vein-type antimony mineralization, Rheinisches Schiefergebirge, Germany: a case history of complex reaction and remobilization processes. – *Mineralium Deposita*, **37**: 185 – 197. <https://doi.org/10.1007/s00126-001-0211-1>
- WALTER, R. (2007): *Geologie von Mitteleuropa*, 7. Auflage, 511 S., 184 Abb. Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Nägele u. Obermiller).
- WEISS, S. (1990): *Mineralfundstellen Atlas Deutschland West*. München (Weise).
- WENCKENBACH, F. (1879): *Beschreibung des Bergreviers Weilburg*. Bonn (Marcus).
- WITZKE, T. (2024): Heteromorphit. Online verfügbar: <https://tw.strahlen.org/typloc/heteromorphit.html> Letzter Aufruf: 07.02.2024
- WOLF, G. (1885): *Beschreibung des Bergreviers Hamm an der Sieg*. Bonn (Marcus).
- ZITZMANN, A. (1989): *Geol. Übersichtskarte 1:200.000, Blatt CC 5510 Siegen*. Hannover (BGR).

DOI: <https://doi.org/10.23689/idgeo-6160>

Manuskript eingangen am 06.04.2024

Anschriften der Autoren:

Dr. HOLGER G. ADELMANN

Schillerstraße 11a

D-50968 Köln

E-mail: holger.adelmann@t-online.de

PETER PENKERT

Löhnbachstraße 11

D-58730 Fröndenberg

E-mail: penkert.froendenberg@freenet.de

Dr. NIELS JÖNS

Zentrale Mikroanalytik (IB 02/159), Institut für Geologie, Mineralogie & Geophysik
Ruhr-Universität Bochum

Universitätsstraße 150

D-44780 Bochum

E-mail: Niels.Joens@ruhr-uni-bochum.de

Anhang

Tabelle 1: Repräsentative Analysen der Sulfosalz-Mineralen der Grube Georg. Die Berechnung der Mineralformeln erfolgte durch Normierung von "S+Se" auf 6 (Gustavit) bzw. 3 (Ikunolit) bzw. 5 (Cosalite).

Analysen-Nr	Gustavite			Ikunolite			Cosalite			
	19	24	26	38	39	41	8	12	66	79
Gew%										
Si	0,01	0,00	0,02	0,05	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,04	0,00	0,03
Cu	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,17	0,17	0,45	0,23	0,36
Zn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	8,45	7,97	7,76	0,33	0,13	0,24	1,14	2,19	1,17	1,81
Sb	3,07	3,04	2,82	0,00	0,00	0,00	1,36	2,27	0,94	2,17
Se	2,26	2,16	2,38	4,62	4,83	1,91	1,57	0,80	1,52	1,54
S	16,06	15,79	15,97	8,34	8,10	9,59	15,70	16,39	15,85	15,87
Pb	20,83	20,96	21,11	0,78	0,86	0,72	38,49	38,16	38,34	37,67
Bi	48,48	50,00	49,79	85,55	85,37	86,82	41,48	39,09	41,71	39,83
Total	99,20	99,93	99,85	99,69	99,36	99,56	99,92	99,39	99,76	99,28
Atome pro Formeleinheit										
Si	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Cu	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,07	0,04	0,06
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,89	0,85	0,82	0,03	0,01	0,02	0,10	0,20	0,11	0,16
Sb	0,29	0,29	0,26	0,00	0,00	0,00	0,11	0,18	0,07	0,17
Se	0,32	0,32	0,34	0,55	0,58	0,22	0,19	0,10	0,19	0,19
S	5,68	5,68	5,66	2,45	2,42	2,78	4,81	4,90	4,81	4,81
Pb	1,14	1,17	1,16	0,04	0,04	0,03	1,82	1,77	1,80	1,77
Bi	2,63	2,76	2,71	3,85	3,91	3,85	1,95	1,79	1,94	1,85
Total	10,95	11,07	10,96	6,94	6,98	6,96	9,01	9,01	8,96	9,02
(S+Se) norm	6	6	6	3	3	3	5	5	5	5

Euzonosoma petaloides (SIMONOWITSCH, 1871) und verwandte Taxa im deutschen Unter-Devon (Encrinasteridae, Emsium, Rheinisches Schiefergebirge)

PETER MÜLLER

Kurzfassung: Von *Euzonosoma petaloides* (SIMONOWITSCH, 1871), Typus-Art der Gattung *Euzonosoma* SPENCER, 1930, werden neue Funde vorgestellt. Das Vorkommen dieser Art ist auf das deutsche Ober-Emsium beschränkt. Unteremische Taxa aus dem Formenkreis von *Euzonosoma tischbeinianum* (ROEMER, 1863) und *Euzonosoma goldfussi* (SCHÖNDORF, 1910) unterscheiden sich hauptsächlich durch den abweichenden Bau ihrer Begrenzungsplatten. *Euzonosoma goldfussi* wird erstmals fotografisch dokumentiert sowie ein Lectotypus vorgeschlagen. Weiter werden alle verfügbaren deutschen *Euzonosoma*-Nachweise außerhalb der Hunsrückschiefer-Fazies behandelt. Zusätzlich kann die stratigrafische Reichweite von *Salteraster acuminatus* (SIMONOWITSCH, 1871) bis in die Flaserschiefer-Formation (Untere Kondel-Gruppe, Ober-Emsium) erweitert werden.

Schlüsselwörter: Echinodermata, Encrinasteridae, *Euzonosoma*, Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland.

Abstract: New findings of *Euzonosoma petaloides* (SIMONOWITSCH, 1871), type species of the genus *Euzonosoma* SPENCER, 1930, are documented. The occurrence of this species is restricted to the German Upper Emsian. Lower Emsian taxa similar to *Euzonosoma tischbeinianum* (ROEMER, 1863) and *Euzonosoma goldfussi* (SCHÖNDORF, 1910) differ mainly in the different construction of their ambital framework. *Euzonosoma goldfussi* is documented photographically for the first time and a lectotype is proposed. Furthermore, all available German records of *Euzonosoma* outside the Hunsrück slate facies are discussed. In addition, the stratigraphic range of *Salteraster acuminatus* (SIMONOWITSCH, 1871) is extended to the Flaserschiefer Formation (Lower Kondel Group, Upper Emsian).

Keywords: Echinodermata, Encrinasteridae, *Euzonosoma*, Lower Devonian, Rhenish Massif, Germany.

1. Einleitung

In diesem Teil des Projekts, die deutschen unterdevonischen Ophiuroidea und Asteroidea außerhalb der Hunsrückschiefer-Fazies zu aktualisieren, werden hier neue Daten zur Gattung *Euzonosoma* SPENCER, 1930 gegeben. Neben der in MÜLLER & HAHN (2020) dargestellten Gattung *Encrinaster* HAECKEL, 1866, ist auch *Euzonosoma* ein Vertreter der Encrinasteridae SCHUCHERT, 1914. Die Bearbeitung von *Encrinaster* und *Euzonosoma* haben seit SPENCER (1930) zu unterschiedlichen Interpretationen dieser Taxa geführt (SPENCER 1930, JELL & THERON 1999, FRAGA & VEGA 2020). BLAKE et al. (2017) weisen auf die unbefriedigende Situation im Hinblick auf *Encrinaster*, *Euzonosoma* und *Crepidodoma* SPENCER, 1930 hin. Die Autoren glauben, dass dieses Problem nicht ohne eine Neubewertung aller verfügbaren Daten zu lösen ist. Diese Arbeit soll hauptsächlich die Typusart von *Euzonosoma* nach modernem Kenntnisstand darstellen, sowie weitere deutsche Taxa der Gattung, z. T. erstmalig seit SCHÖNDORF (1910), neu bewerten, um eine Basis für weitere Diskussionen zu geben.

Ergänzend dazu wird dem Vorschlag zugestimmt, die Gattung *Luxaster* MÜLLER et al., 2018 den Encrinasteridae zuzuordnen (JELL & COOK 2020).

Nach der ursprünglichen Definition durch SPENCER (1930) unterscheidet sich die Gattung *Euzonosoma* von *Encrinaster* im Wesentlichen durch den Bau der Arme: schmal und lang bei *Encrinaster*, kürzer und breiter (petaloid) bei *Euzonosoma*. Dieser, für die Typus-Arten durchaus zutreffende Unterschied wurde bei später aufgefundenen Arten mehr und mehr verwischt. Ihre Zuordnung zu der einen oder der anderen der beiden Gattung wurde zunehmend unsicherer. JELL & THERON (1999) zogen daraus den Schluss, beide Gattungen zu vereinen und *Euzonosoma* zum jüngeren Synonym von *Encrinaster* zu erklären. Dem wird durch die Revision der deutschen *Encrinaster*-Arten widersprochen (MÜLLER & HAHN 2020). Danach zeigt die Typusart von *Encrinaster* im Gegensatz zu der von *Euzonosoma* zahlreiche, sehr kleine undifferenzierte Begrenzungsplättchen, lange schlanke Arme mit schräg angeordneten sich dachziegelartig überlappenden Adambulacralia (vgl. MÜLLER & HAHN 2020: Abb. 3, 4, 6a).

2. Problematik

Die typische, auf das Ober-Emsium beschränkte *Euzonosoma petaloides* unterscheidet sich durch ihre wenigen, sehr markanten Begrenzungsplatten (ambital framework oder marginal plates; in der Literatur nicht einheitlich) deutlich von der älteren Formengruppe um *Euzonosoma tischbeinianum* und *Euzonosoma goldfussi* aus dem Unter-Emsium. Wegen dieser morphologischen und stratigrafischen Differenzen könnte man für Letztere durchaus die Errichtung einer neuen Gattung in Betracht ziehen, wovon hier allerdings aus nachfolgenden Gründen abgesehen wird: LEHMANN (1957) errichtet die Gattung *Hymenosoma* mit der einzigen Art *H. opitzi* LEHMANN, 1957, die er durch die Anwesenheit einer interbrachialen Haut außerhalb der Begrenzungsplatten von *E. tischbeinianum* abtrennt (LEHMANN 1957: Taf. 6 Fig. 1-2). Beide Taxa stammen aus Hunsrückschiefen von Bundenbach, wobei *E. tischbeinianum* hier nicht selten auftritt, *H. opitzi* dagegen nach LEHMANN (1957) nur durch zwei Exemplare bekannt ist, von denen er allerdings nur den Holotypus abbildet (LEHMANN 1957: Taf. 6, hier Abb. 9b); vgl. auch GLASS 2006 (Fig. 8.29a-h, Fig. 8.30c-f). Die Validität von *Hymenosoma* und von *H. opitzi* wird allerdings von nachfolgenden Autoren angezweifelt, bzw. abgelehnt (SPENCER & WRIGHT 1966, GLASS 2006, SÜDKAMP 2017), wobei GLASS (2006, nicht veröffentlichte Daten) dieses Problem ausführlich diskutiert.

Wenn *Hymenosoma opitzi* ein jüngeres Synonym von *Euzonosoma tischbeinianum* darstellt, würde im Falle einer Absplitterung der unteremsischen Formengruppe von *Euzonosoma tischbeinianum* der Gattungsname *Hymenosoma* für diese Gültigkeit erlangen. Da dieses Problem nicht Gegenstand dieser Untersuchungen ist und den Forschungsergebnissen von GLASS (pers. Mitteilung) nicht vorgegriffen werden soll, werden hier keine nomenklatorischen Änderungen vorgenommen.

3. Fundstellen

Bundenbach (TK25 Blatt 6110 Gemünden): Bezüglich Daten zum Hunsrückschiefer wird hier auf das „Projekt Nahecaris“ verwiesen (siehe z.B. BARTELS et al. 2002, dort Zusammenstellung einiger Forschungsergebnisse und Hinweise auf weitere Arbeiten zum Thema) und auf SÜDKAMP (2017).

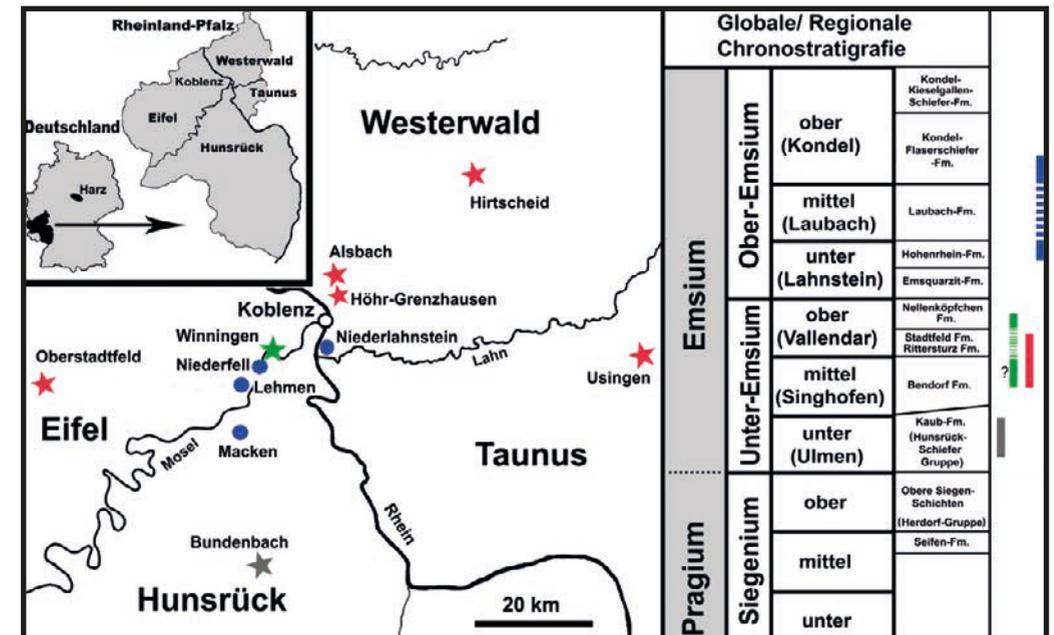


Abb. 1: Geografische und stratigrafische Positionen der im Text behandelten Taxa. Es bedeutet: blau = *Euzonosoma petaloides* (SIMONOWITSCH, 1871), grün = *Euzonosoma goldfussi* (SCHÖNDORF, 1910), grau = *Euzonosoma tischbeinianum* (ROEMER, 1863), rot = weitere Funde der *tischbeinianum*-Formengruppe.

Alpenrod/Hirscheid (TK25 Blatt 5313 Bad Marienberg): Vermutlich Singhofen-Gruppe, Bendorf-Formation. Ein von MÜLLER (1997) erstmals umfangreich beschriebener Fundpunkt in Nistertal, Westerwald, Rheinland-Pfalz. Der Aufschluss befindet sich am „Mühlenhahn“ westlich von Hirscheid, es sind mehrere fossilführende Horizonte aufgeschlossen. Innerhalb der über 100 nachgewiesenen Taxa (MÜLLER 1997: 16-18) erreichen besonders die Echinodermata eine hohe Diversität. Neben einem noch nicht sicher bestimmten Vertreter der Xenasteridae GREGORY, 1899 sind drei Taxa von Ophiuren von hier bekannt. MÜLLER et al. (2018) beschreiben die Art *Luxaster schweitzeri*, deren Gattungszugehörigkeit aber in der Revision der deutschen *Encrinaster*-Arten durch MÜLLER & HAHN (2020) angezweifelt wird. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um ein nahestehendes Taxon von *Encrinaster arnoldii* (GOLDFUSS, 1848). Ungewöhnlich ist weiter das Vorkommen eines noch nicht beschriebenen sechsarmigen Schlangensterne (MÜLLER 1997, 2011). Bei dem hier dokumentierten Rest der Gattung *Euzonosoma* handelt es sich um einen Einzelfund. Weiter werden durch EICHELE (2014) einige Lamellibranchiata aus der Slg. MÜLLER von hier dokumentiert. Der Aufschluss ist heute wegen Bebauung nur noch begrenzt zugänglich.

Usingen (TK25 Blatt 5617 Usingen): Haldenfund nahe Schlossers-Mühle, ca. 700 m südlich Usingen/Werborn, Taunus, Hessen. Nach MICHELS & SCHLOSSMACHER (1929, 1977) und MICHELS (1977) nicht genau einzugrenzendes Unter-Emsium (möglicherweise Bendorf-Formation). Weitere Angaben siehe BENNER (1937).

Winningen (TK25 Blatt 5611 Koblenz): Der ehemalige Steinbruch am Hasborn nördlich Winnigen ist der *locus typicus* von *Encrinaster arnoldii* (GOLDFUSS, 1848), Bendorf-Formation. Die

meisten historischen Exemplare sind meist nur mit dem Fundort Winnigen bezeichnet. Aber es wird auch „Junger Waldbruch“, bzw. „Jungerwaldbruch“ bei Winnigen angegeben, welcher nach SCHÖNDORF (1910) der locus typicus von *Euzonosoma goldfussi* (SCHÖNDORF, 1910) sein soll. Dabei handelt es sich vermutlich um einen nicht genau zu bestimmenden Fundort auf der gegenüberliegende Moselseite (?Kondertal), ?Nellenköpfchen-Formation. Angaben hierzu vgl. MÜLLER & HAHN (2020).

Alsbach (TK25 Blatt 5512 Montabaur): Steinbruch 1,9 km östlich Ortsmitte von Alsbach, östlich der Marienmühle, N50° 27' 55.5" E7° 40' 38.8". Westerwald, Rheinland-Pfalz. Vallendar-Gruppe, wahrscheinlich Rittersturz-Formation. Als weiterer Vertreter der Encrinasteridae ist *Encrinaster alsbachensis* MÜLLER & HAHN, 2020 von dort beschrieben.

Höhr-Grenzhausen (TK25 Blatt 5512 Montabaur): Aufschluss VII am Waldweg ca. 600 m östlich dem Moosberg, ca. 150 m nördlich der Autobahnbrücke (A48), N7° 40' 25,4" E50° 26' 55,5", Westerwald, Rheinland-Pfalz; Vallendar-Gruppe, vermutlich Rittersturz-Formation. Aus diesem Umfeld stammt *Devonaster wenndorfi* MÜLLER & HAHN, 2023, sowie eine unbestimmte bisher nicht beschriebene Ophiure. Weitere Angaben zur Fundstelle siehe MÜLLER & HAHN (2023: 136).

Oberstadtfeld (TK25 5806 Daun): Eifel, Rheinland-Pfalz. Es sind keine näheren Fundumstände bekannt, vermutlich Stadtfeld-Formation.

Niederlahnstein (TK25 Blatt 5611 Koblenz): Laubach-Gruppe, Hohenrhein-Formation. Klassische Fundstelle an der Hohenrheiner Hütte, Westerwald, Rheinland-Pfalz. Heute nicht mehr aufgeschlossen. Locus typicus von weiteren Asterozoa (SIMONOWITSCH 1871, SCHÖNDORF 1909a).

Niederfell (TK25 Blatt 5711 Boppard): Laubach-Gruppe, Hohenrhein-Formation. Großer Steinbruch an der B49 nördlich Niederfell, Hunsrück, Rheinland-Pfalz. Die hier beschriebenen Exemplare stammen aus einem etwa 30 cm mächtigen Sandstein-Horizont, deren Reste sich 2004 durch Verwitterung aus dem oberen Bereich der Steilwand gelöst hatten. Neben den hier aufgeführten Funden von *E. petaloides* beinhaltet dieser Horizont eine reiche Crinoidenfauna. Ihre wahllos erscheinende Einregelung deutet auf ein einmaliges dynamisches Ereignis hin. Besonders auffallend sind mehr oder weniger artikulierte Exemplare von *Ctenocrinus decadactylus* (GOLDFUSS, 1839) und *Rhadinocrinus cf. rhenanus* JAEKEL, 1895 (vgl. PALÄONTOLOGISCHER ARBEITSKREIS KOBLENZ, 1992: Taf. 9 Fig. 2-4, Taf. 11 Fig. 3). Ein weiteres Exemplar stammt aus dem Aspelerbachtal, unmittelbar nordöstlich von Niederfell, rechte Hangseite, N,50° 15' 25,9" E7° 30' 02,5" (leg. WENNDORF 1976).

Lehmen (TK25 Blatt 5711 Boppard): Eifel, Rheinland-Pfalz. Genauere Angaben zum Fundpunkt sind nicht bekannt; vermutlich Laubach-Gruppe.

Macken (TK25 Blatt 5810 Dommershausen): Steinbruch ca. 1 km südöstlich von Macken, Hunsrück, Rheinland-Pfalz; entgegen der Darstellung in MÜLLER & HAHN (2022) tiefe Kondel-Gruppe, Flaserschiefer-Formation (pers. Mitteilung U. JANSEN, vgl. auch WENNDORF 2022: 100). Von hier stammt auch der von MÜLLER & HAHN (2022) vorgeschlagene Neotypus von *Salteraster acuminatus* (SIMONOWITSCH, 1871).

4. Erhaltung

Mit Ausnahmen der Exemplare auf Abb. 8-9 liegen alle anderen in Steinkern-Erhaltung vor, was bedeutet, dass lediglich Sedimentabdrücke der Oral- und Aboralseiten erhalten sind. Beschrieben und abgebildet sind ausnahmslos die davon angefertigten Silikonabformungen, deren Qualität unter anderem von der Korngröße des Sediments abhängig ist.

5. Technisches

Die hier verwendete Terminologie richtet sich hauptsächlich nach SPENCER & WRIGHT (1966), HAUDE (1995) und BLAKE et al. (2015). Mit Ausnahme von Abb. 9a-c wurden alle Originale, Silikon- und Guttaperchaabformungen zur besseren fotografischen Dokumentation mit Magnesium-Oxid geweißt. Die mit „SMF“ gekennzeichneten Exemplare befinden sich im Forschungsinstitut Senckenberg (Frankfurt am Main), das mit „MB“ im Museum für Naturkunde (Berlin), das mit „IGPB“ im Institut für Geowissenschaft und Paläontologie in Bonn, diejenigen mit „PWL“ werden in der Landessammlung in Mainz (NHMMZ) hinterlegt.

6. Systematische Paläontologie

Klasse Ophiuroidea GRAY, 1840

Ordnung Oegophiurida MATSUMOTO, 1915

Unterordnung Lysophiurina GREGORY, 1897

Familie Encrinasteridae SCHUCHERT, 1914

Angaben zur Familie und zugehörige Gattungen siehe BLAKE et al. (2015, 2017), MÜLLER & HAHN (2020), FRAGA & VEGA (2020), JELL & COOK (2020) und REDDY et al. (2023).

***Euzonosoma* SPENCER, 1930**

*1930 *Euzonosoma* SPENCER, Brit. Pal. Asterozoa VIII: 404, 411-412.

1966 *Euzonosoma*. – SPENCER & WRIGHT, "Treatise", U3(1): U86.

1999 *Euzonosoma*. – JELL & THERON, Early Devonian echinoderms South Africa: 163-165.

2005 *Euzonosoma*. – SHACKLETON, phylogeny echinoderms: 88.

Bemerkung: Durch die sehr große, pentagonale Scheibe mit deutlich konkav begrenzten Interadien mit verstärktem äußerem Rand entsteht ein für Ophiuren sehr untypisches Aussehen, sodass BLAKE et al. (2015) sogar von „asteroid-like ophiuroid“ sprechen. *Euzonosoma* zählt neben *Encrinaster* zu den typischen Gattungen des deutschen Unterdevons. Sie sind allerdings im Gegensatz zu den Vorkommen im Hunsrücksschiefer als sehr seltene Nachweise zu betrachten (vgl. MÜLLER & HAHN 2020: 47).

Geschichte:

- SPENCER (1930) errichtet die Gattung *Euzonosoma* mit der Typus-Art *Euzonosoma petaloides* (SIMONOWITSCH, 1871). Er gibt charakteristische Merkmale zu seiner neuen Familie Euzonosomatidae (= jüngeres Synonym von Encrinasteridae). Als wesentliches Merkmal von *Euzonosoma* sieht er die deutliche Vergrößerung der Adambulacralia im Bereich des Scheibenrandes. Als weitere zugehörige Arten aus dem deutschen Unter-Devon nennt er *E. gold-*

fussi (SCHÖNDORF, 1910), *E. goldfussi* var., *E. tischbeinianum* (ROEMER, 1863) und *E. schmidtii* (SCHÖNDORF, 1910). Letztere Art wird später zu *Encrinaster* gestellt.

- LEHMANN (1957) gibt *E. orbitoides* SPENCER, 1930 als Typusart von *Euzonosoma* an.
- SPENCER & WRIGHT 1966 in "Treatise", S. U86, geben ebenfalls *E. orbitoides* SPENCER, 1930 als Typusart von *Euzonosoma* an.
- JELL & THERON (1999) diskutieren ausführlich die Frage nach der Typusart (S. 163) für *Euzonosoma*. Sie kommen zu dem Schluss, dass nach den Ausführungen in SPENCER (1930) nur *E. petaloides* dafür in Frage kommt. Sie synonymisieren ferner *Euzonosoma* mit *Encrinaster* HAECKEL, 1866.
- SHACKLETON (2005) gibt wieder *E. orbitoides* als Typusart an. Auf dieser Basis gibt er eine Diagnose für die Gattung.
- Auch FRAGA & VEGA (2020) und JELL & COOK (2020) betrachten *Euzonosoma* als Synonym von *Encrinaster*.
- MÜLLER & HAHN (2020) folgen der Argumentation von JELL & THERON (1999) bezüglich der Typusart von *Euzonosoma*, widersprechen aber einer Synonymisierung von *Euzonosoma* und *Encrinaster*.

Typus-Art: *Aspidosoma petaloides* SIMONOWITSCH, 1871. Die Typusart wird in SPENCER (1930: 404, *Euzonosoma* nov. gen. Genotype *Euzonosoma petaloides* (SIMONOWITSCH)) eindeutig festgelegt.

Revidierte Diagnose: Mäßig bis sehr große Gattung der Encrinasteridae mit folgenden Merkmalen: Aborale Ambulacralia im Bereich des Scheibenrandes aufgewölbt oder konkav eingesenkt. Adambulacralia im Bereich des Scheibenrandes deutlich vergrößert, sich nicht überlappend, außerhalb der Scheibe mit einem deutlichen Längskanal versehen. Die meist deutlich konkav begrenzten Interradien bestehen aus einer Reihe mehr oder weniger markant entwickelter primärer Begrenzungsplatten, sekundäre Begrenzungsplatten können vorhanden sein. Scheibenplatten fehlen oder sind nur an den äußeren Interradien entwickelt.

Revised diagnosis: Moderate to very large genus of Encrinasteridae with the following characteristics: Aboral ambulacrals bulging or concave in the area of the disc margin. Adambulacrals clearly enlarged in the area of the disc margin, not overlapping, with a clear longitudinal canal outside the disc. Disc margin usually clearly concave. Ambital framework consists of a series of more or less distinctly developed primary ossicles, secondary ossicles may be present aborally. Disc ossicles are missing or are only developed on the outer interradialia.

Arten: *E. petaloides* (SIMONOWITSCH, 1871), *E. tischbeinianum* (ROEMER, 1863) und *E. goldfussi* (SCHÖNDORF, 1910) aus Deutschland.

JELL & THERON (1999) beschreiben *Encrinaster tischbeinianus* (ROEMER, 1863) aus Südafrika (Bokkeveld Group, Unter-Devon). In ihrer Abb. 41 bezeichnen sie das große gut erhaltene Exemplar irrtümlicherweise als Holotypus der Art. Die schräge, dachziegelartige Anordnung der Adambulacralia, der unregelmäßige Bau der Begrenzungsplatten sowie die peitschenartigen Arme (JELL & THERON 1999: Abb. 40B, 41) sprechen tatsächlich eher für eine Zuordnung zu *Encrinaster*. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um ein neues Taxon dieser Gattung, aber sicherlich nicht um *E. tischbeinianum*. Die Gattungszuweisung von *E. orbitoides* Spencer, 1930 aus dem oberen Ordovizium von Schottland ist durch die deutlich konvex begrenzten Interradien zumindest fraglich (SPENCER 1930: Text. Fig. 264-267, Taf. 27 Fig. 8-9).

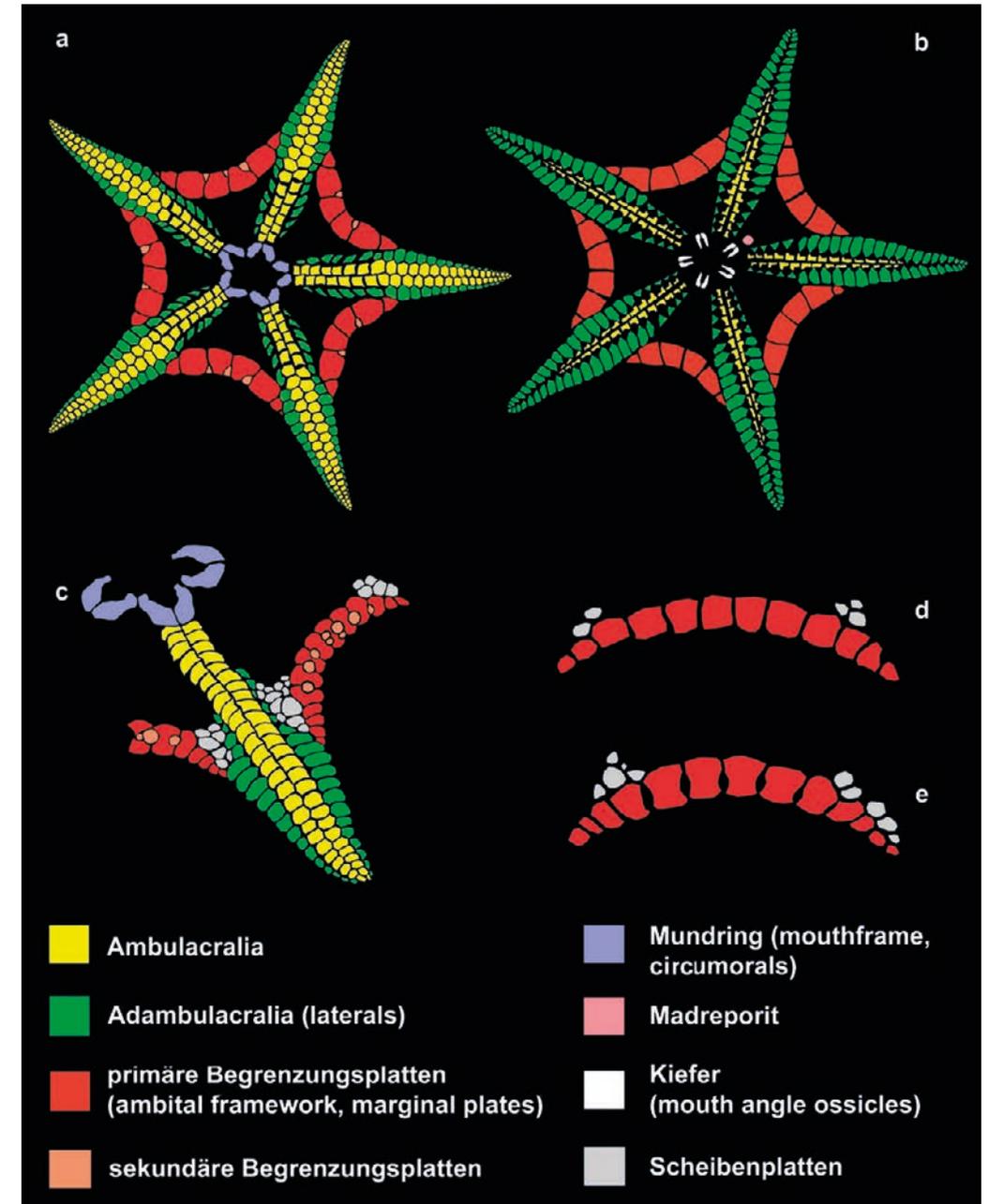


Abb. 2: Verwendete Termini und schematische Darstellungen von a-b *Euzonosoma petaloides* (SIMONOWITSCH, 1871) nach Funden aus der Hohenrhein-Formation von Niederfell, a = Aboralseite, b = Oralseite. c *Euzonosoma* sp., aff. *E. goldfussi* aus der Rittersturz-Formation von Alsbach, partielle Aboralseite nach PWL 2024/5007-LS. d *Euzonosoma goldfussi* (SCHÖNDORF, 1910), aborale Begrenzungs- und Scheibenplatten nach SMF xx 33a-1. e *Euzonosoma* sp., aff. *E. goldfussi* (SCHÖNDORF, 1910) aus der ?Stadtfeld-Formation von Oberstadtfeld, aborale Begrenzungs- und Scheibenplatten nach SMF Mb3 3386.

***Euzonosoma petaloides* (SIMONOWITSCH, 1871)**

Abb. 3-6, 7a-b

- *1871 *Aspidosoma petaloides* SIMONOWITSCH, Asteroidea rheinische Grauwacke: 106-113, Taf. 4 Fig. 1-3.
 1893 *Aspidosoma petaloides*. – HALFAR, erste Asteride Harz: 196, Taf. 10 Fig. 2-3.
 1908 *Aspidosoma petaloides*. – SCHÖNDORF, *Aspidosoma schmidtii*: 707.
 1909 *Aspidosoma petaloides*. – SCHÖNDORF, Seesterne Nassaus: 37-39, Taf. 4 Fig. 4-5.
 1910 *Aspidosoma petaloides*. – SCHÖNDORF, Die Aspidosomatiden: 14-21, 63, Taf. 1 Fig. 3-4, Taf. 2 Fig. 4, Taf. 3 Fig. 10-16. Dort Synonymie-Liste älterer Publikationen.
 1914 *Encrinaster petaloides*. – SCHUCHERT, Foss. Catalogus: 17.
 1915 *Encrinaster petaloides*. – SCHUCHERT, Rev. Pal. Stelleroidea: 243.
 1930 *Euzonosoma petaloides*. – SPENCER, Brit. Pal. Asterozoa VIII: 40, 42.
 2020 *Encrinaster petaloides*. – FRAGA & VEGA, Asterozoans Devonian South Brazil: 11, 14.
 2020 *Euzonosoma petaloides*. – MÜLLER & HAHN, Gattung *Encrinaster*: 53, Abb. 4 (= Lectotypus).

Geschichte:

- SIMONOWITSCH (1871) errichtet bei seiner Beschreibung der Asterozoen-Fauna von Niederlahnstein die Art *Aspidosoma petaloides* an Hand von drei Exemplaren (SIMONOWITSCH 1871: 112). Er beschreibt sie ausführlich und bildet Oral- und Aboralseite in Rekonstruktions-Zeichnungen ab. Die Exemplare wurden von Gruben-Direktor H. HEYMANN gesammelt.
- HALFAR (1893) dokumentiert *Aspidosoma petaloides* var. *goslariensis* aus dem Harz und vergleicht sie mit *A. petaloides* (ebd. 196). Er gibt zeichnerische Darstellungen der jeweiligen Aboralseite.
- SCHÖNDORF (1910) revidiert die Art. Ihm liegt neben dem Typusmaterial ein viertes Exemplar vor (Hypotypus, SCHÖNDORF 1910: 15). Es ist die letzte eingehende Darstellung der Art.
- SCHUCHERT (1914, 1915) stellt die Art zu *Encrinaster*.
- SPENCER (1930) macht *petaloides* zur Typusart seiner neuen Gattung *Euzonosoma*.
- MÜLLER & HAHN (2020) geben erstmals eine moderne Fotografie vom Lectotypus der Typusart *E. petaloides*.

Unterarten: *Euzonosoma petaloides goslariensis* (HALFAR, 1893).

Lectotypus (durch MÜLLER & HAHN 2020): Original MB.E.29, eine bis auf die Armspitzen vollständig erhaltene Aboralseite; Museum für Naturkunde, Berlin. – SIMONOWITSCH (1871: Taf. 4 Fig. 1, MÜLLER & HAHN 2020: Abb. 4, hier Abb. 3a). Einziges auffindbares Original zu SIMONOWITSCH (1871).

Historische Guttapercha-Abdrücke sind MB.E.12061, 12062 und 12065.

Paralectotypen: MB.E.12055, historischer Guttapercha-Abdruck, Beschädigte Oralseite (Abb. 3b). – MB.E.12066 und 12067, historische Guttapercha-Abdrücke, stark beschädigte Oral- und Aboralseite (Abb. 3d-e). Im Naturhistorischen Museum Wiesbaden befindet sich ein nicht nummerierter historischer Guttapercha-Abdruck mit der Beschreibung "Palaeont. Smlg. Greifswald, *Aspidosoma petaloides* Sim., Hohenrheiner Hütte. Orig. zu Simonow. Taf. IV Fig. II, Orig. und Slg. nat. Ver. Bonn", Aboralseite, hier Abb. 3c). Möglicherweise handelt es sich hierbei um die Gegenseite von MB.E.12055 (Abb. 3b).

Hypotypen: Nach Schöndorf (1910) Bruchstück zusammen mit Holotypus von *Xenaster dispar* SCHÖNDORF, 1909 auf Original IGPB-5a-b, (Abb. 3f), Hohenrheiner Hütte bei Niederlahnstein. (hiermit):

- PWL 2024/5000a-b-LS, Originale von beschädigter Oral- und Aboralseite (Silikonabformungen Abb. 4a-b); Steinbruch nördl. Niederfell, ex Slg. MÜLLER.
- PWL 2024/5001a-b-LS, Originale und Silikonabformung Oral- und Aboralseite eines beschädigten Exemplars, (Aboralseite Abb. 4c); Steinbruch nördl. Niederfell, ex Slg. MÜLLER.
- PWL 2024/5002a-b-LS, Originale einer nahezu vollständigen Aboralseite und etwas beschädigter Oralseite (Silikonabformungen Abb. 5a-b); Steinbruch nördl. Niederfell, ex Slg. POSCHMANN.
- PWL 2024/5003a-b-LS, Originale einer nahezu vollständigen Oral- und Aboralseite (Silikonabformungen Abb. 5c-d); Steinbruch nördl. Niederfell, ex Slg. STEINMEYER.
- PWL 2024/5005-LS, Original einer beschädigten Oralseite (Silikonabformung Abb. 7b); Aspelerbachtal bei Niederfell, ex Slg. WENNDORF.
- SMF 89725, beschädigte Oralseite (Silikonabformung Abb. 7a); Lehmen, südwestl. Niederfell.
- SMF 89686a-b, Oral- und Aboralseite eines juvenilen Exemplars; vermutlich aus dem Steinbruch nördl. Niederfell (Silikonabformungen Abb. 6d-e).
- PWL 2024/5004a-b-LS, Silikonabformung einer fast vollständigen Aboralseite (Begrenzungsplatten disartikuliert) und Fragmente der Oralseite (Abb. 6a-c); Steinbruch bei Macken, Originale verschollen, leg. GRÄBLE. Im Gegensatz zu allen anderen Exemplaren stammt dieses aus der Flaserschiefer-Formation und ist somit deutlich jünger.

Locus typicus: Ehemaliger alter Steinbruch hinter der Hohenrheiner Hütte bei Niederlahnstein, TK 25 Blatt 5611 Koblenz, Rheinland-Pfalz, Deutschland.

Stratum typicum: Unter-Devon, Ober-Emsium, Lahnstein-Gruppe, Hohenrhein-Formation.

Verbreitung: Bekannt aus der Hohenrhein-Formation vom locus typicus und aus dem Raum Niederfell sowie aus der Flaserschiefer-Formation (Kondel-Gruppe) von Macken. Weiter aus dem oberem Emsium von Kahleberg-Sandstein von Goslar (Harz) (Abb. 1). Spezifische Angaben zur Art: SCHÖNDORF (1910: 63).

Revidierte Diagnose: Die Typus-Art von *Euzonosoma* mit folgenden Merkmalen: Mit einem Radius bis 26 mm mäßig groß, sehr robust gebauter Encrinasteridae. Arme plump, im Bereich des Scheibenrandes deutlich verbreitert (petaloid), mit bis zu 25 Ambulacralia pro Reihe. Außerhalb der Scheibe Arme kurz und gerade. Interradien deutlich konkav mit vier sehr markanten Begrenzungsplatten sowie jeweils ein bis zwei kleinen dreieckigen verbindenden Platten an den Armen. Keine Scheibenplatten entwickelt. Aborale Ambulacralia proximal schmal, im Bereich des Scheibenrandes markant und mit aufgewölbtem Zentrum.

Revised diagnosis: The type species of *Euzonosoma* with the following characteristics: With a radius up to 26 mm moderately large, very robustly built Encrinasteridae. Arms plump, distinctly broadened (petaloid) near by the disk margin, with up to 25 ambulacras per row. Outside the disk arms short and straight. Interradia distinctly concave. Ambital framework with four very prominent ossicles and one or two small triangular connecting ossicles on each arm. No disk ossicles developed. Aboral ambulacrals narrow proximally, prominent in the area of the disk margin, with convex center.

Beziehungen: Sehr ähnlich gestaltet ist die monotypische *Ophiocantabria elegans* BLAKE, ZAMORA & GARCÍA-ALCALDE, 2015 aus dem tiefen Unter-Devon (Lochkovium) von N-Spanien.

Neben den deutlichen stratigrafischen Differenzen sind bei diesem Taxon die Ambulacralia gegenüber den Adambulacralia deutlich reduziert, auch sind die Begrenzungsplatten differenzierter gestaltet (vgl. BLAKE et al. 2015: Fig. 3a).

E. petaloides unterscheidet sich von der *E. tischbeinianum*-Gruppe durch die wenigen sehr markanten Begrenzungsplatten, sechs bis acht bei *E. petaloides* gegenüber ca. 12 bis deutlich mehr bei der *tischbeinianum*-Gruppe. Auch zeigt diese Gruppe gegenüber *E. petaloides* in den äußeren Interradien im Bereich der Arme zusätzliche Scheibenplatten. Besonders im Bereich des Scheibenrandes sind die aboralen Ambulacralia in ihrem Zentrum deutlich aufgewölbt (Abb. 6a, c), was bei der *tischbeinianum*-Gruppe nicht bekannt ist. Mit einem bekannten Durchmesser von etwa 50 mm ist *petaloides* auch deutlich kleiner.

Morphologie

Daten zur Art: SIMONOWITSCH (1871: 106-113), SCHÖNDORF (1910: 14-21) und MÜLLER & HAHN (2020).

Das Gros der neuen Hypotypen stammt aus einer recht grobkörnigen Sandstein-Bank aus dem großen Steinbruch bei Niederfell an der Mosel. Sie zeigen neue Erkenntnisse sowohl zur Morphologie als auch zur Ontogenie. Die Beschreibung orientiert sich hauptsächlich an dem größten vorliegenden Exemplar PWL 2024/5000-LS. Ergänzungen nach den übrigen Hypotypen, Maße vermitteln Tab. 1. Wie auch der Lectotypus zeigen alle vollständig erhaltenen Exemplare keine Krümmung der Arme. Diese zeigt lediglich ein Arm eines Paralectotypus (3d-e), was in die Rekonstruktionszeichnungen von SIMONOWITSCH (1871) und SCHÖNDORF (1910) eingeflossen ist, aber nach den neuen Funden nicht charakteristisch für die Art zu sein scheint.

Tab. 1: Maße und Merkmale der neuen Exemplare, sowie vom Lectotypus von *Euzonosoma petaloides* (SIMONOWITSCH, 1871). Maße der Paralectotypen von Niederlahnstein siehe SCHÖNDORF (1910: 21). – Es bedeutet: BP = Begrenzungsplatten.

Exemplar Nr.	Radius	BP pro Radius	Ambulacra pro Reihe	Fundort	Abb.
SMF 89686	9 mm	?4-6	12-15	Niederfell (?großer Bruch)	6d-e
PWL 2024/5005-LS	10 mm	4-6	ca. 12-15	Niederfell (Aspelerbachtal)	7b
MB.E.29, Lectotypus	15 mm	6	16	Niederlahnstein	3a
PWL 2024/5001-LS	17 mm	6	ca. 20	Niederfell (großer Bruch)	4c
PWL 2024/5004-LS	18 mm	6	ca. 20	Macken	6a-c
PWL 2024/5003-LS	19 mm	6	ca. 20	Niederfell (großer Bruch)	5c-d
PWL 2024/5002-LS	21 mm	6	ca. 20	Niederfell (großer Bruch)	5a-b
SMF 89725	23 mm	?6	ca. 22	Lehmen bei Niederfell	7a
PWL 2024/5000-LS	26 mm	6	ca. 25	Niederfell (großer Bruch)	4a-b

Aboralseite (Abb. 4b): Arme petaloid, größte Breite der Arme zwischen den Begrenzungsplatten. Anzahl der Platten pro Reihe ~25. Armspitzen teilweise leicht aufgebogen. Ambulacralia alternierend angeordnet. Innerhalb der Scheibe diese schmal, an ihren Vorder- und Hinterränder jeweils ein schmaler Grat entwickelt, dazwischen deutlich konkav eingedellt, mittig wieder halbkugelartig aufgewölbt (Abb. 6c). Bereich zwischen den Ambulacralia spaltartig vertieft.

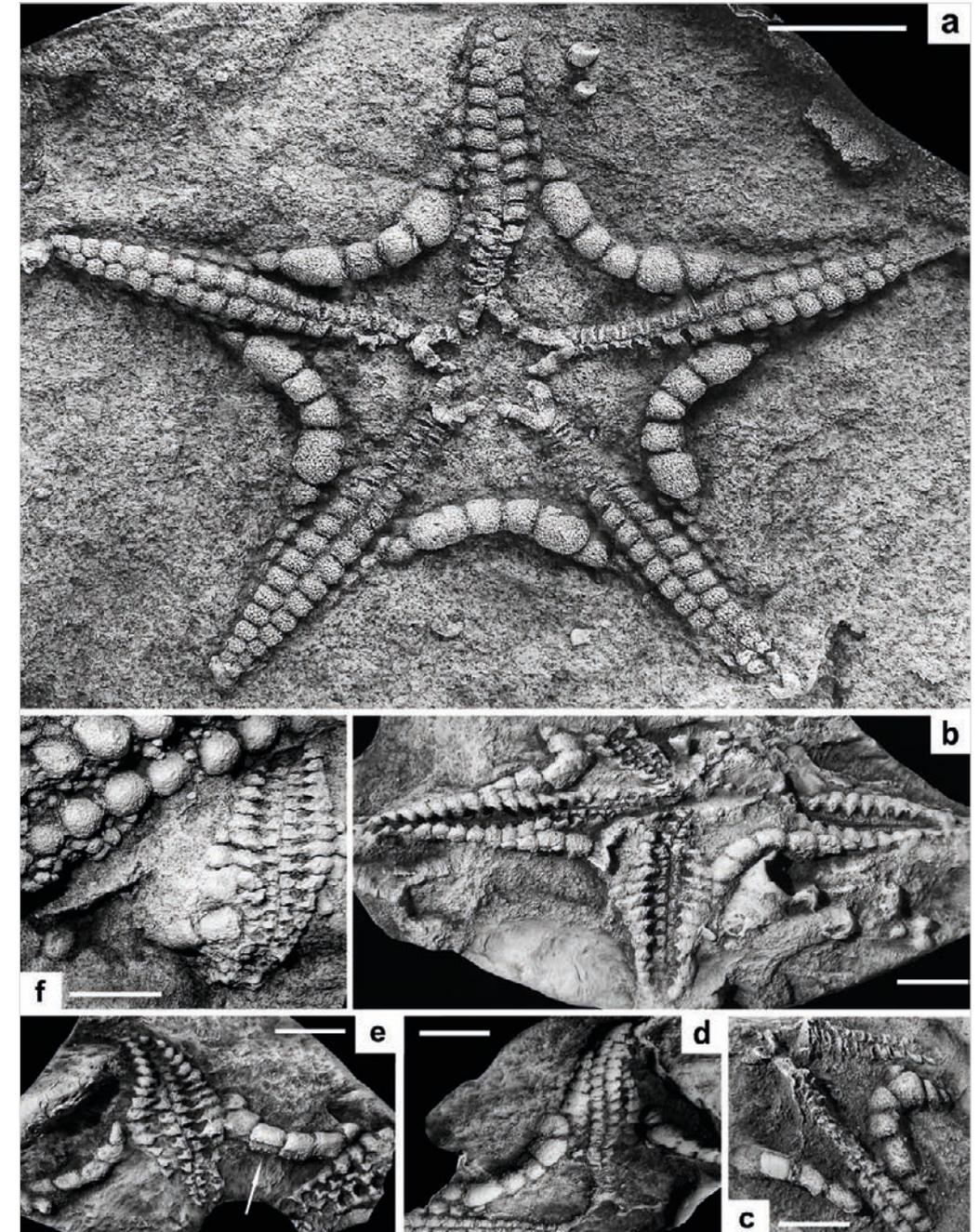


Abb. 3: *Euzonosoma petaloides* (SIMONOWITSCH, 1871), Hohenrheiner-Hütte bei Niederlahnstein (Westerwald, Rheinland-Pfalz), Hohenrhein-Formation, Lahnstein-Gruppe, Ober-Emsium. **a** MB.E.29, Silikonabformung vom Lectotypus, Aboralseite, Original zu Simonowitsch (1871: Taf. 4 Fig. 1). **b** MB.E.12055, historischer Guttapercha-Abdruck vom Paralectotypus, Oralseite, wahrscheinlich Orig. zu SIMONOWITSCH (1871: Taf. 4 Fig. 2). – **c** ?Paralectotypus, nicht nummerierter hist. Guttapercha-Abdruck, Aboralseite (möglicherweise Aboralseite von MB.E.12055). **d-e** MB.E.12066 und 12067, hist. Guttapercha-Abdrücke vom Paralectotypus, **d** Aboralseite (MB.E.12067), **e** Oralseite (MB.E.12066), wahrscheinlich Orig. zu SIMONOWITSCH (1871: Taf. 4 Fig. 3). **f** Hypotypus auf IGPB-5a, Silikonabformung, Fragment Oralseite, daneben Hypotypus von *Xenaster dispar* SCHÖNDORF, 1909. – Maßstäbe = 5 mm.

Außerhalb der Scheibe Ambulacralia schwach sechseckig und dicht aneinander stehend, auch erscheint ihre Oberfläche weniger differenziert.

Adambulacralia (Lateralia) innerhalb der Scheibe nur schwach als vertikal gestellte dreieckige Spitzen zu erkennen. Ab dem Scheibenrand treten diese sehr viel deutlicher in Erscheinung und erreichen die Form und Größe der Ambulacralia, werden aber nach distal zusehends von diesen verdeckt, etwa mittig ein deutlicher Längskanal (longitudinal channelway) entwickelt (linker Pfeil in Abb. 4b).

Außenrand der Interradien konkav, sich nahezu ohne Knick gleichmäßig bis in die Armspitzen fortsetzend. Äußerer Rand zwischen den Armen ziemlich konstant aus sechs (bis acht) symmetrisch angeordneten Begrenzungsplatten aufgebaut. Die mittleren vier primären Platten prägen durch ihre außergewöhnliche Größe (ca. 4x so groß wie die Adambulacralia) das robuste Aussehen der Ophiuroide. Diese sind im Durchmesser zylindrisch mit proximal eingedellter Seite (Abb. 3e, 6a). Die dadurch entstehenden beiden Kanten dienten wohl als Ansatzstellen der Körperhaut (Pfeil in Abb. 3e). Die Begrenzungsplatten erscheinen aboral und oralseitig unterschiedlich. Aboral sind die beiden mittleren Platten etwas kleiner als die jeweils äußere. Letztere wenn überhaupt nur schwach abgeschrägt. Die Platten an den Armen sind deutlich kleiner, etwa in Form und Größe wie die angrenzenden Adambulacralia. Beim größten vorliegenden Exemplar sind zwischen den primären Begrenzungsplatten außen kleine einzelne Begrenzungsplatten eingeschoben (rechte Pfeile in Abb. 4b). Die deutlich eingesenkten interradialen Flächen erscheinen strukturlos (?erhaltungsbedingt), keine Scheibenplatten erkennbar. In einer Rekonstruktionszeichnung in SCHÖNDORF (1910: Taf. 3 Fig. 10) wird eine einzelne Scheibenplatte („Verstärkungsplatte“ in SCHÖNDORF 1910) abgebildet. Hierbei handelt es sich aber mit großer Wahrscheinlichkeit um eine fehlinterpretierte Adambulacralia. Platten des Mundrings (modifizierte erste Ambulacralia) deutlich stabförmig vergrößert, V-artig nach innen gespreizt, außen höher aufragend als ihr innerer Bereich. Dieser wieder nach innen gekehrt (Abb. 5c, 6a). Ambulacralia und distale Adambulacralia mit zart gekörnter Oberfläche. Keine Stacheln erkennbar.

Oralseite (Abb. 4a, 5b,d): Ambulacralrinnen breit, deutlich eingetieft, zu den Armspitzen zunehmend geschlossen. Ambulacralia schuhartig, alternierend angeordnet, zusammen mit dem inneren Rand der Adambulacra einen deutlichen podialen Napf bildend. Podialporen nur in Abb. 3e schwach wahrnehmbar. Adambulacralia proximal reduziert wirkend, aber gut wahrnehmbar. Im Bereich des Scheibenrandes deutlich größer und höher entwickelt, annähernd rechteckig mit nach innen gerichteter, tiefer gelegener Spitze, hier die größte Ausdehnung erreichend, zur Armspitze kontinuierlich kleiner werdend.

Die Begrenzungsplatten treten oralseitig doch markanter in Erscheinung. An ihren Ecken nicht abgerundet, sie wirken dadurch nicht so kugelartig wie auf der Aboralseite sondern trapezförmig. Auch erscheinen die beiden mittleren großen Platten nicht reduziert, die beiden äußeren hingegen sind durch den Kontakt mit den Adambulacralia schon deutlich abgeschrägt. Meist jeweils nur noch eine weitere kleine dreieckige Platte an den Armen sichtbar. Die in Abb. 4b von außen eingeschobenen kleinen Plättchen sind oralseitig nicht entwickelt (Abb. 4a). Madreporit klein, halbkugelig hervortretend, sehr nahe an den Kiefern gelegen, Oberfläche mit mäanderartigen Linien besetzt (Pfeil in 5d). Kiefer (MAOs) klein, gratartig schmal im Umriss, jedes Paar aus zwei angrenzenden Radien ein U-förmiges Gebilde formend. Zähne nicht erkennbar. Keine Ornamentierung oder Stacheln wahrnehmbar (?erhaltungsbedingt).

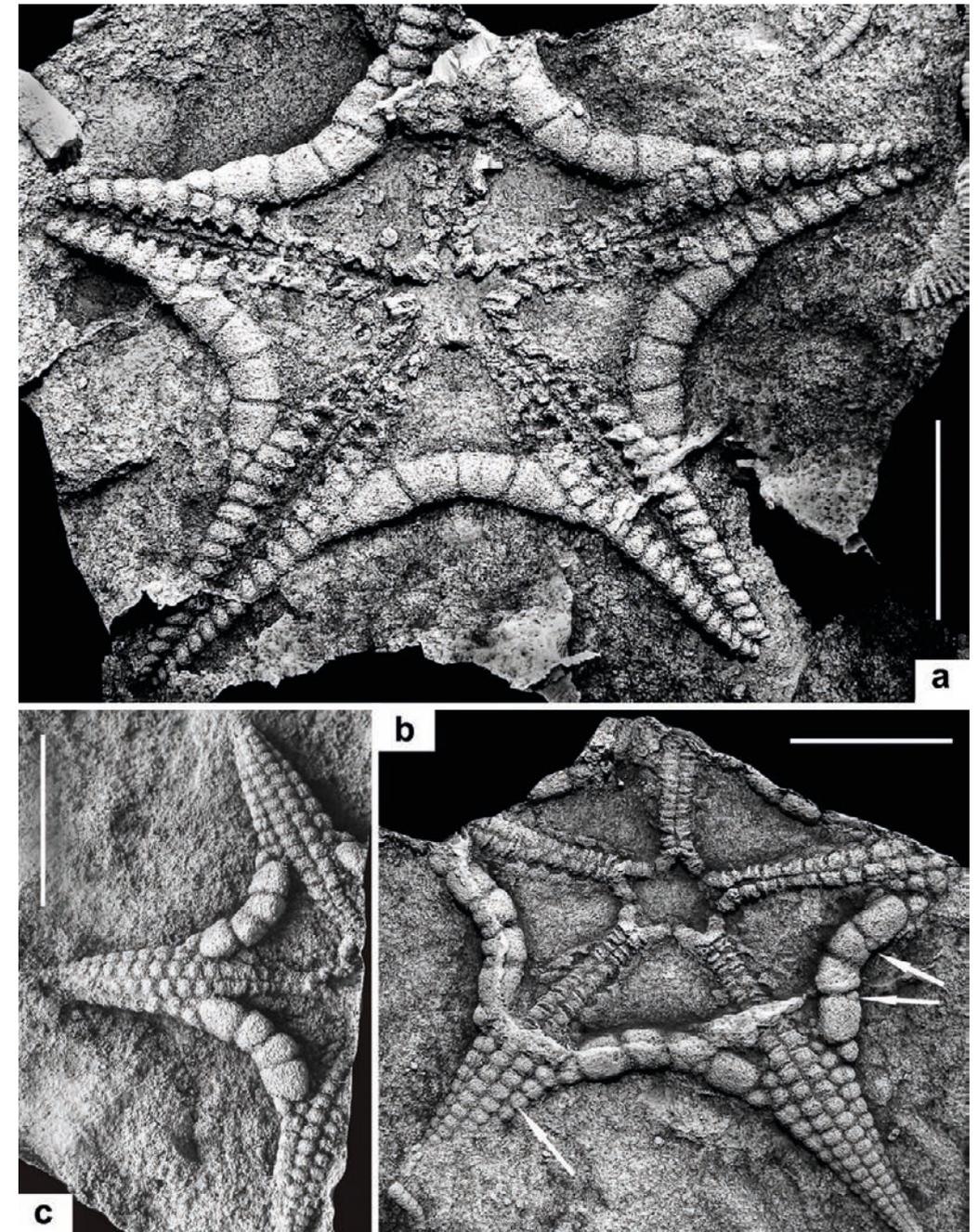


Abb. 4: *Euzonosoma petaloides* (SIMONOWITSCH, 1871), großer Steinbruch nördl. Niederfell (Hunsrück, Rheinland-Pfalz), Hohenrhein-Formation, Lahnstein-Gruppe, Ober-Emsium. **a-b** PWL 2024/5000a-b-LS, größtes vorliegende Exemplar. Silikonabformungen, **a** PWL 2024/5000a-LS Oralseite, **b** PWL 2024/5000b-LS Aboralseite. **c** PWL 2024/5001b-LS, Silikonabformung Aboralseite. – Maßstäbe = 10 mm.

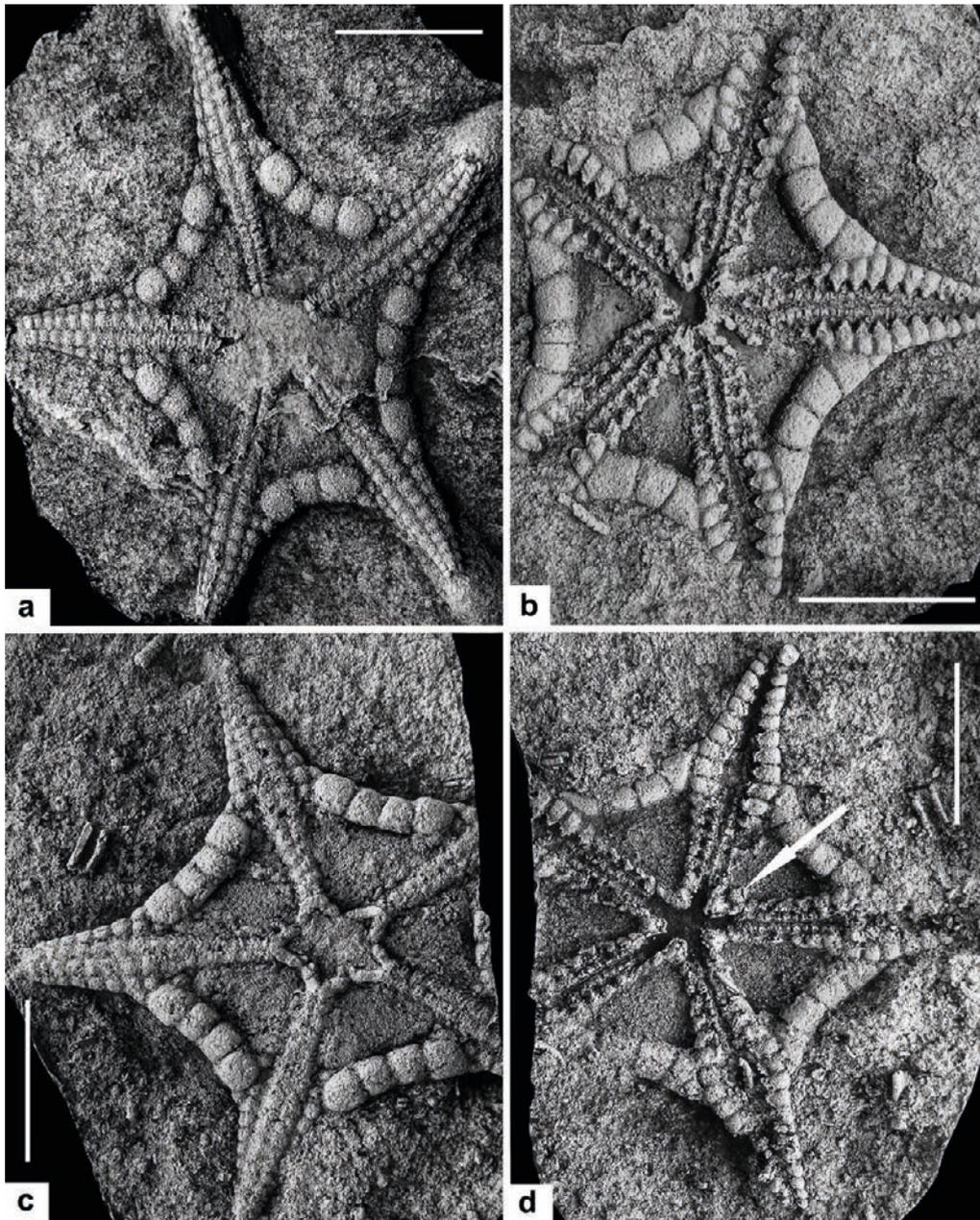


Abb. 5: *Euzonosoma petaloides* (SIMONOWITSCH, 1871), großer Steinbruch nördl. Niederfell (Hunsrück, Rheinland-Pfalz), Hohenrhein-Formation, Lahnstein-Gruppe, Ober-Emsium. **a-b** PWL 2024/5002a-b-LS, Silikonabformung von **a** PWL 2024/5002a-LS Aboralseite, **b** PWL 2024/5002b-LS Oralseite. **c-d** PWL 2024/5003a-b-LS, Silikonabformung **c** PWL 2024/5003a-LS Aboralseite, **d** PWL 2024/5003b-LS Oralseite. – Maßstäbe = 10 mm.

Bei Exemplar PWL 2024/5005-LS (Abb. 7b) sind die Begrenzungsplatten stark nach innen positioniert, sodass die Interradien sehr reduziert wirken. Ähnliche, wahrscheinlich postmortal entstandene Erhaltungsformen treten auch bei *E. tischbeinianum* auf (z.B. SÜDKAMP 2017: Fig. 213, GLASS 2006: Fig. 8.33a-d und BARTELS et al. 1998: Abb. 44).

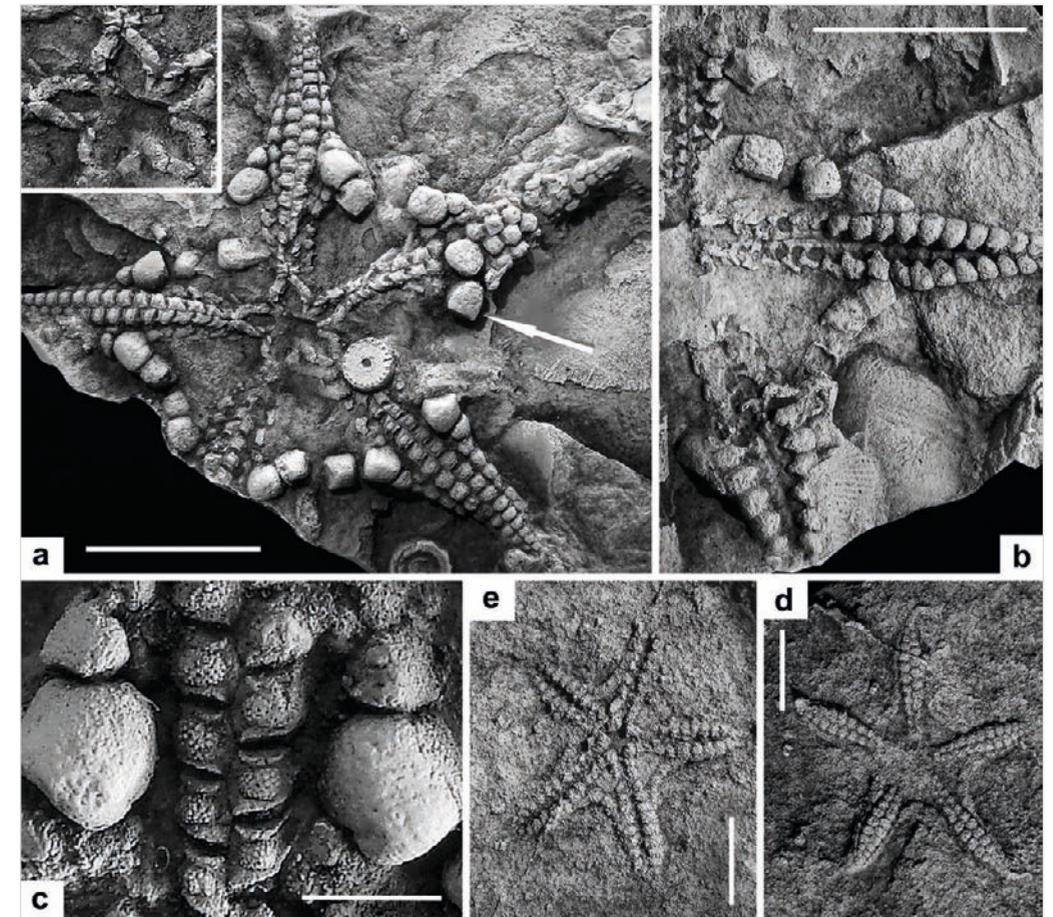


Abb. 6: *Euzonosoma petaloides* (SIMONOWITSCH, 1871), Ober-Emsium; Rheinland-Pfalz. **a-c** Steinbruch bei Macken (Hunsrück), Flaserschiefer-Formation, untere Kondel-Gruppe, Ober-Emsium, PWL-2024/5004a-b, teilweise disartikulierte Exemplar, Silikonabformung **a** PWL-2024/5004a-LS Aboralseite, **b** PWL-2024/5004b-LS Oralseite (partiell), **c** sehr gut erhaltene Ambulacra (vergrößerter Ausschnitt aus **a**); Maßstäbe **a-b** = 10 mm, **c** = 2 mm. **d-e** Vermutlich großer Steinbruch nördl. Niederfell (Hunsrück, Rheinland-Pfalz), Hohenrhein-Formation, Lahnstein-Gruppe, Ober-Emsium, juveniles Exemplar SMF 89686a-b, Silikonabformung von **d** Aboralseite und **e** Oralseite; Maßstäbe = 5 mm.

Ontogenie: Das kleinste vorliegende Exemplar SMF 89686 (Abb. 6d-e) mit einem Radius von nur 9 mm unterscheidet sich von den adulten Exemplaren durch die stärker petaloid geformten Arme mit deutlich weniger entwickelten Ambulacralia und Adambulacralia. Die Ambulacralia sind aboral stärker gegenüber den Adambulacralia herausgehoben als bei den adulten Exemplaren. Die Begrenzungsplatten scheinen die Form und Anzahl schon die der adulten Exemplare zu erreichen. Dies schließt die Möglichkeit aus, dass es sich um früh ontogenetische Stadien von Taxa der *tischbeinianum*-Gruppe handeln könnte. Die aborale Seite dieses kleinsten vorliegenden Exemplars ähnelt etwas der von *Encrinaster eifelensis* (SCHÖNDORF, 1910), allerdings fehlen dieser Art die markanten Begrenzungsplatten (MÜLLER & HAHN 2020: Abb. 17b-d). Das größte vorliegende Exemplar von *E. petaloides* zeigt im Gegensatz zu kleineren aboral zwischen den

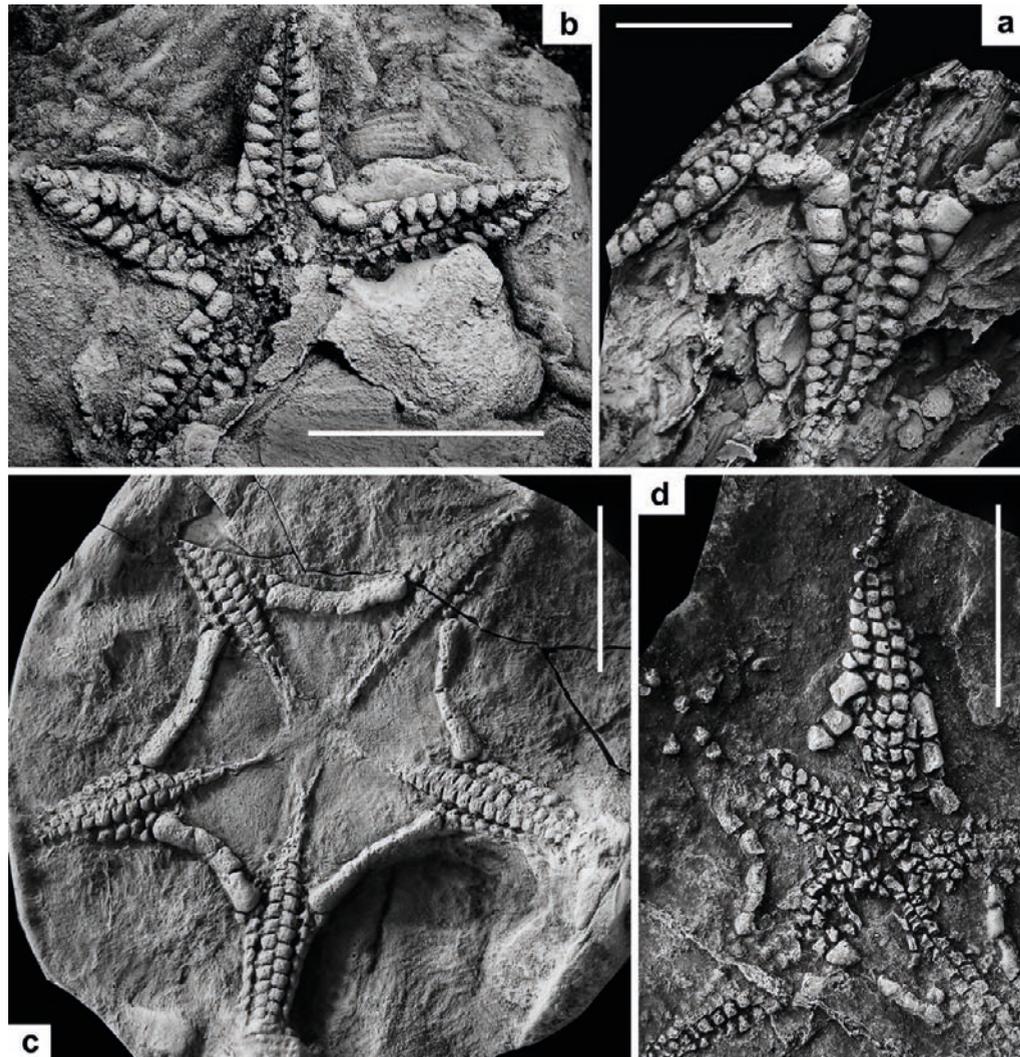


Abb. 7: **a** *Euzonosoma petalooides* (SIMONOWITSCH, 1871), Lehmen (Eifel, Rheinland-Pfalz); Ober-Emsium, wahrscheinlich Hohenrhein-Formation, Silikonabformung von SMF 89725, Fragment einer Oralseite. **b** *Euzonosoma petalooides* (SIMONOWITSCH, 1871), Aspelerbachtal bei Niederfell (Hunsrück, Rheinland-Pfalz), Hohenrhein-Formation, Lahnstein-Gruppe, Ober-Emsium; Silikonabformung von PWL 2024/5005-Ls, Oralseite. **c** *Euzonosoma petalooides goslariensis* (HALFAR, 1892), Gelmketal bei Goslar (Harz, Niedersachsen), Kahleberg-Sandstein, Ober-Emsium, MB.E.12054, historischer Guttapercha-Abdruck vom Holotypus, Aboralseite. **d** *Euzonosoma petalooides ? goslariensis*, Rammelsberg bei Goslar (Harz, Niedersachsen), Ober-Emsium, Silikonabformung von MB.E.5270, teilweise disartikulierte Aboralseite. – Maßstäbe = 10 mm.

primären Begrenzungsplatten außen meist eine kleine zusätzliche sekundäre Begrenzungsplatte (Pfeile rechts in Abb. 4b).

Variabilität: Bei den historischen Funden vom *locus typicus* sind zumindest teilweise bis zu acht Begrenzungsplatten je Interradius entwickelt, bei denen aus dem Raum Niederfell ziemlich regelmäßig nur sechs. Möglicherweise liegen geringfügig unterschiedliche Varianten aus den verschiedenen Fundregionen vor.

Euzonosoma petalooides goslariensis (HALFAR, 1893)

Abb. 7c-d

- 1889 *Aspidosoma petalooides?* – HALFAR, Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., Sitzungsber.: 632.
- *1893 *Aspidosoma petalooides* var. *goslariensis* HALFAR, erste Asteroide: 186-199, Taf. 10 Fig 1, 1a.
- 1908 *Aspidosoma petalooides* var. *goslariensis*. – SCHÖNDORF, *Aspidosoma Schmidt*: 707.
- 1910 *Aspidosoma petalooides* var. *goslariensis*. – SCHÖNDORF, *Aspidosomatiden*: 21-23, 63, Taf. 2 Fig. 5.
- 1914 *Encrinaster petalooides goslariensis*. – SCHUCHERT, *Foss. Catalogus, Animalia*: 17.
- 1915 *Encrinaster petalooides goslariensis*. – Schuchert, *Rev. Pal. Stelleroidea*: 243.
- 1930 *Crepidosome goslariensis*. – SPENCER, *Brit. Pal. Asterozoa VIII*: 405.
- 1930 *Crepidosome? goslariensis*. – SPENCER, *Brit. Pal. Asterozoa VIII*: 430.
- 2017 *Aspidosoma petalooides* SIMON. var. *goslariensis*. – BLAKE et al., *Silurian Ophiuroid Ireland*: 64.
- 2017 *Crepidosome? goslariensis*. – BLAKE et al., *Silurian Ophiuroid Ireland*: 64.

Geschichte:

- HALFAR (1893) beschreibt den ersten Vertreter der Asterozoa aus dem Unter-Devon des Ober-Harzes im Raum Goslar als *Aspidosoma petalooides* var. *goslariensis*. Vorhanden ist die Aboralseite eines Exemplars, das bis auf den Zentral-Bereich relativ gut erhalten ist. Der Autor gibt eine ausführliche Beschreibung und auch eine gute Zeichnung.
- SCHÖNDORF (1910) beschreibt die Art zusammenfassend, zweifelt aber die Berechtigung von var. *goslariensis* an.
- SPENCER (1930) erhebt das Taxon zu einer selbständigen Art und stellt diese, ohne eine Begründung dafür zu geben, zu seiner neuen Gattung *Crepidosome*.
- BLAKE et al. (2017) entfernen das Taxon wieder aus *Crepidosome*, ohne eine alternative Zuweisung.

Bemerkung: Hier wird *goslariensis* eindeutig als zu *Euzonosoma* gehörig angesehen. Ob wirklich eine Unterart von *petalooides* vorliegt, kann mangels ausreichender Datenbasis weder widerlegt noch bestätigt werden. Aus dem Harz war bisher lediglich der Holotypus bekannt. Ein weiterer Fund (MB.E.5270, Abb. 7d) vom Rammelsberg bei Goslar (Harz, Niedersachsen, TK 25 4218 Clausthal-Zellerfeld) wird unter Vorbehalt zur Unterart gestellt.

Holotypus (Monotypie): Exemplar MB.E.12054 (historischer Guttapercha-Abdruck, Original nicht aufgefunden), Aboralseite.

Locus typicus: ca. 4 km SSO von Goslar im Harz (Gelmketal), TK 25 4218 Clausthal-Zellerfeld, Niedersachsen, Deutschland.

Stratum typicum: Oberes Unter-Devon, Ober-Emsium, nach HALFAR (1893) Kahleberg-Quarzit.

Spezifische Angaben zur Art gibt SCHÖNDORF (1910: 63). Diese bleiben aber im Hinblick auf die Subspezies durch unzureichende Daten sehr vage.

Beziehungen: *E. petalooides goslariensis* ähnelt in starkem Maße der typischen *petalooides*. Der einzige Unterschied scheint im Bau der Begrenzungsplatten zu liegen. Diese sind bei *goslariensis* relativ schmal und treten dadurch nicht so markant hervor. Im Hinblick auf die Anzahl dieser Platten lassen sich keine Differenzen erkennen, auch die kleinen eingeschobenen kleinen Begrenzungsplatten an den äußeren Interradien sind entwickelt.

***Euzonosoma tischbeinianum* (ROEMER, 1863)**

Abb. 8-9a

- *1863 *Aspidosoma Tischbeinianum* F. ROEMER, Neue Asteriden Bundenbach: 144-146, Taf. 23 Fig. 1a. – non Taf. 23 Fig. 1b = *Encrinaster roemeri*.
- 1886 *Aspidosoma Tischbeinianum*. – STÜRTZ, Beitrag Kenntnis palaeoz. Seesterne: 92-94, Taf. 12 (5) Fig. 1-2.
- 1910 *Aspidosoma Tischbeinianum*. – SCHÖNDORF, Die Aspidosomatiden: 23-27, Taf. 1 Fig. 1, Taf. 3 Fig. 3, 4.
- 1914 *Encrinaster tischbeinianus*. – SCHUCHERT, Foss. Catalogus: 16, 17, 18.
- 1915 *Encrinaster tischbeinianus*. – SCHUCHERT, Rev. Pal. Stellerioidea: 244.
- 1930 *Euzonosoma tischbeinianum*. – SPENCER, Brit. Pal. Asterozoa VIII: 404, 412.
- ?1937 *Euzonosoma tischbeinianum*. – BENNER, *Euzonosoma tischbeinianum*: 117-129, Abb.1-6, 7-9. ?Abb. 7 = *Hymenosoma opitzi*.
- 1957 *Euzonosoma tischbeinianum*. – LEHMANN, Asterozoen Dachschiefern: 25-28, Taf. 4 Fig.1, 4-6, Abb. 3, 4.
- ?1957 *Hymenosoma opitzi*. – LEHMANN, Asterozoen Dachschiefern: 32, Holotypus Taf. 6 Fig. 1-2.
- 1957 *Hymenosoma opitzi*. – LEHMANN, Asterozoen Dachschiefern: 32, Exemplar Egr 67.
- 1978 *Euzonosoma tischbeinianum*. – HARPER & MORRIS, new ophiuroid: 156.
- non 1999 *Encrinaster tischbeinianus*. – JELL & THERON, Early Devonian echinoderms: 165-170, Abb. 40-43.
- 2006 *Euzonosoma tischbeinianum*. – GLASS, brittle star fauna: 368-386, Fig. 8.29B-H, 8.30A-B, 8.32-36, mit umfangreicher Synonymie-Liste.
- 2006 „*Hymenosoma opitzi*“. – GLASS, brittle star fauna: Fig. 8.30C-F.
- ?2006 „*Hymenosoma opitzi*“. – GLASS, brittle star fauna: Fig. 8.29A-H.

Bemerkung: Funde aus den Dachschiefern sind nicht immer eindeutig zu interpretieren. So zeigt fast jedes vorliegende Exemplar partiell andere Feinstrukturen, selbst die Oberflächen der Interradien sowie der Bau der Begrenzungsplatten eines einzelnen Exemplars können verschieden interpretiert werden. Auch können Plattengrenzen durch Brüche nur vorgetäuscht werden.

Zur Art findet man in der Literatur unterschiedliche Angaben zu ihrem Erscheinungsjahr. Im ursprünglichen Band werden Arbeiten der Jahre 1862-1864 zusammengefasst, was von SCHÖNDORF (1910) auch in dieser Weise undifferenziert übernommen wird. SPENCER (1930), Jell & Theron (1999) und GLASS (2006) geben 1862 an. In SCHWEIZERBART (1870: 55) wird für die ROEMER'sche Arbeit „neue Asteriden und Crinoiden aus den devonischen Schieferen von Bundenbach bei Birkenfeld“ das Jahr 1863 genannt, was hier als korrekt angesehen wird. Die Diagnose in JELL & THERON (1999) ist wegen ihrer Symonymisierung von *Euzonosoma* und *Encrinaster* nicht aussagekräftig.

Geschichte:

- F. ROEMER (1863) beschreibt die Art nach unpräparierten Funden aus Bundenbach. Ihm liegen zehn Exemplare vor, von denen zwei abgebildet werden. Nach heutiger Kenntnis gehört das Exemplar Taf. 25 Fig. 11 zu *Encrinaster roemeri* (SCHÖNDORF, 1910). Der Verbleib beider Exemplare ist unbekannt. SCHUCHERT (1915) und BENNER (1937) geben 1863 als Erscheinungsjahr an.
- SCHÖNDORF (1910) revidiert die Art anhand von elf neuen Hypotypen aus den Gruben Eschenbach und Schmiedenberg im Raum Bundenbach. Er bestimmt das Exemplar in ROEMER (1863: Abb. 1a) zum Lectotypus.
- BENNER (1937) beschreibt ein Exemplar (SMFxx34a-b) aus dem Taunus, einem anderen Fazies-Bereich als demjenigen von Bundenbach (hier als *Euzonosoma* sp., aff. *E. tischbeinianum*, Abb. 10a-b).
- LEHMANN (1957) gibt eine erneute Beschreibung anhand von weiteren Hypotypen aus vier verschiedenen Sammlungen. Er trennt seine neue Gattung und Art *Hymenosoma opitzi* von *E. tischbeinianum* ab.
- SPENCER & WRIGHT (1966) synonymisieren *Hymenosoma* mit *Euzonosoma*.

- GLASS (2006) gibt in seiner nur teilweise veröffentlichten Dissertation die bisher umfassendste Revision der Art. Er betrachtet *Hymenosoma opitzi* ebenfalls als ein Synonym von *E. tischbeinianum*.

Lectotypus (durch Schöndorf 1910: 23-24): Exemplar in Roemer (1863: Taf. 23 Fig. 1a). Verbleib unbekannt.

Hypotypen: Zahlreiche Exemplare aus dem Raum Bundenbach, über viele Museen und Institute verbreitet. – Zusammenstellung in GLASS (2006: 386).

Locus typicus: Bundenbach, TK 25 Blatt 6110 Gemünden, Rheinland-Pfalz, Deutschland.

Stratum typicum: Unter-Devon, Unter-Emsium, Kaub-Formation, Ulmen-Gruppe, Hunsrückschiefer-Fazies.

Verbreitung: Sicher bekannt aus mehreren Gruben in den Hunsrückschiefern im Raum Bundenbach. – Möglicherweise auch im Unter-Emsium im Raum Usingen im Taunus (Exemplar SMF xx 34a-b, BENNER 1937, hier als *E. sp.*, aff. *E. tischbeinianum* dokumentiert, siehe unten).

Spezifische Daten zur Art: SCHÖNDORF (1910: 62). Die hier gegebene Diagnose erfolgt ohne die Berücksichtigung von *Hymenosoma opitzi* LEHMANN, 1957.

Revidierte Diagnose: Eine Art von *Euzonosoma* mit folgenden Besonderheiten: Mit einem Radius von bis zu 135 mm sehr großwüchsige, robust gebaute Art. Arme im Bereich des Scheibenrandes etwas verbreitert, mit bis ca. 40 Ambulacralia pro Reihe. Außerhalb der Scheibe Arme relativ lang und meist etwas gebogen. Interradien deutlich konkav mit ca. 12 bis deutlich mehr markanten Begrenzungsplatten. Dazwischen können aboral weitere kleine sekundäre Begrenzungsplatten eingeschoben sein. An den äußeren Interradien kleine, mitunter zahlreiche Scheibenplättchen entwickelt. Haut zwischen den Interradien zart gekörnt. Oralseitige Adambulacralia auch innerhalb der Scheibe deutlich entwickelt. Aborale Ambulacralia innerhalb der Scheibe eingesenkt ohne aufgewölbtes Zentrum.

Revised diagnosis: Revised diagnosis: A species of *Euzonosoma* with the following special features: With a radius of up to 135 mm very large, robustly built species. Arms somewhat broadened in the area of the disk edge, with up to 40 ambulacrals per row. Outside the disk arms relatively long and usually somewhat curved. Interradia clearly concave. Ambital framework with 12 to considerably more prominent ossicles. In between, further small secondary ossicles may be inserted aborally. Small, sometimes numerous disk ossicles developed on the outer interradii. Skin between the interradii delicately granular. Oral adambulacrals also clearly developed within the disc. Aboral ambulacrals depressed within the disc without a bulging center.

Beziehungen: Durch die zahlreichen Begrenzungsplatten und die in ihrem Zentrum nicht aufgewölbten aboralseitigen Ambulacralia unterscheidet sich *E. tischbeinianum* deutlich von der Genotypus-Art *E. petaloides*. Innerhalb der hier als *E. tischbeinianum*-Gruppe bezeichneten Taxa kann lediglich *E. tischbeinianum* aus der Hunsrückschiefer-Fazies als gut dokumentiert angesehen werden. Allerdings verwischen alte Präparationstechniken meist viele Details, sodass nur wenige hervorragend präparierte Exemplare vorliegen (GLASS 2006: Fig. 8.32 bis 8.36; hier Abb. 8a-c). Mit einem Radius von bis zu 135 mm erreicht diese nicht seltene Art eine beträchtliche

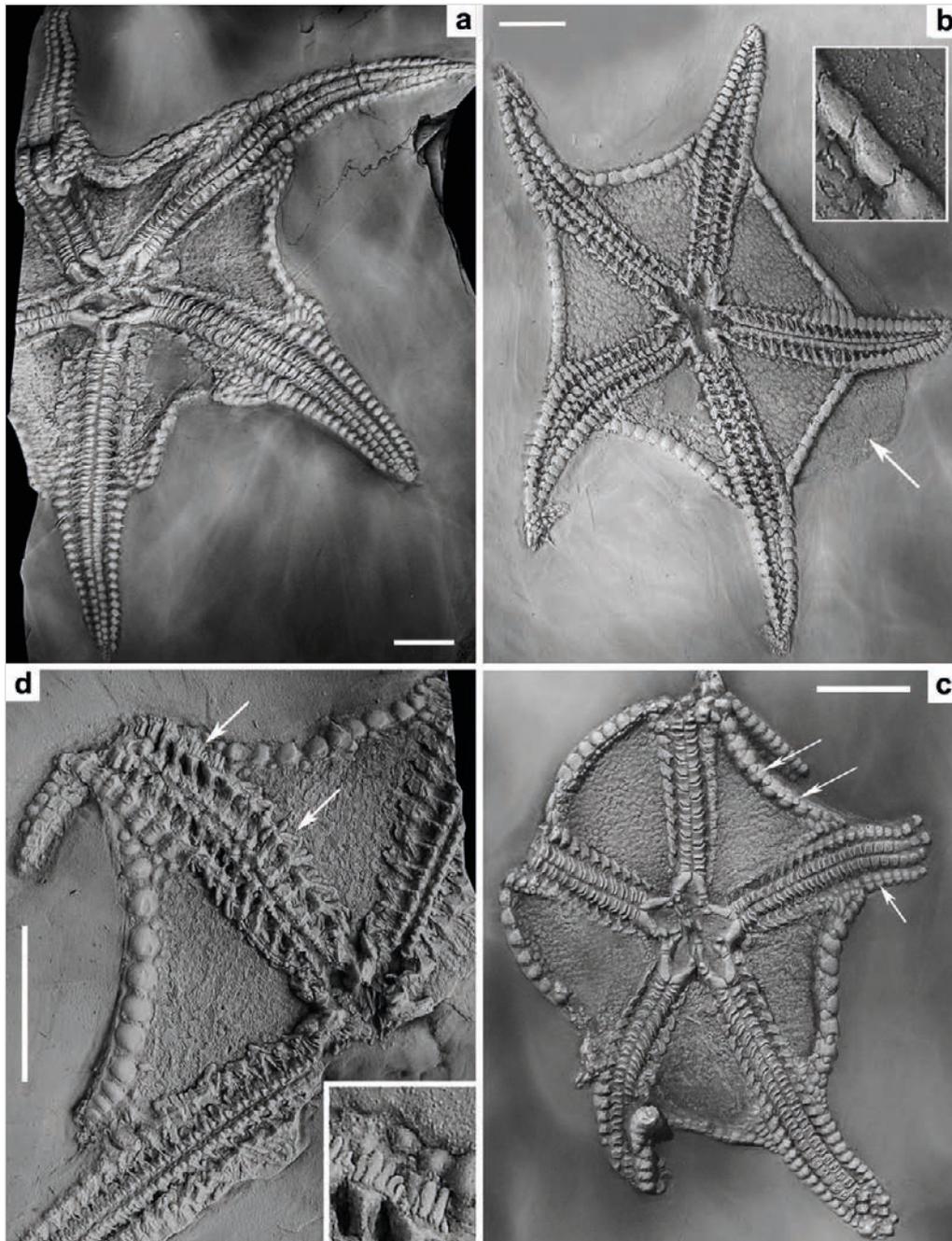


Abb. 8: *Euzonosoma tischbeinianum* (RÖMER, 1863), Bundenbach (Hunsrück, Rheinland-Pfalz); Kaub-Formation, Ulmen-Gruppe, Unter-Emsium. **a** Großes beschädigtes Exemplar KB30-2019-02 (Coll. BARTL), Aboral-seite. **b** Vollständiges Exemplar SMF-HS225, Oralseite mit teilweise nach außen verlagert Deckhaut (Pfeil), erhaltenem Madreporit und Resten von Stacheln an den Adambulacralia (vgl. GLASS 2006: Abb. 8.34b). **c** KB30-2005-38 (Coll. BARTL), hervorragend erhaltene Aboral-seite mit beschädigten, bzw. umgeschlagenen Armspitzen. **d** SMF-HS43, Fragment einer gut erhaltenen Oralseite mit Resten von Stacheln an den Adambulacralia (Pfeile und Ausschnittvergrößerung). – Maßstäbe = 10 mm.

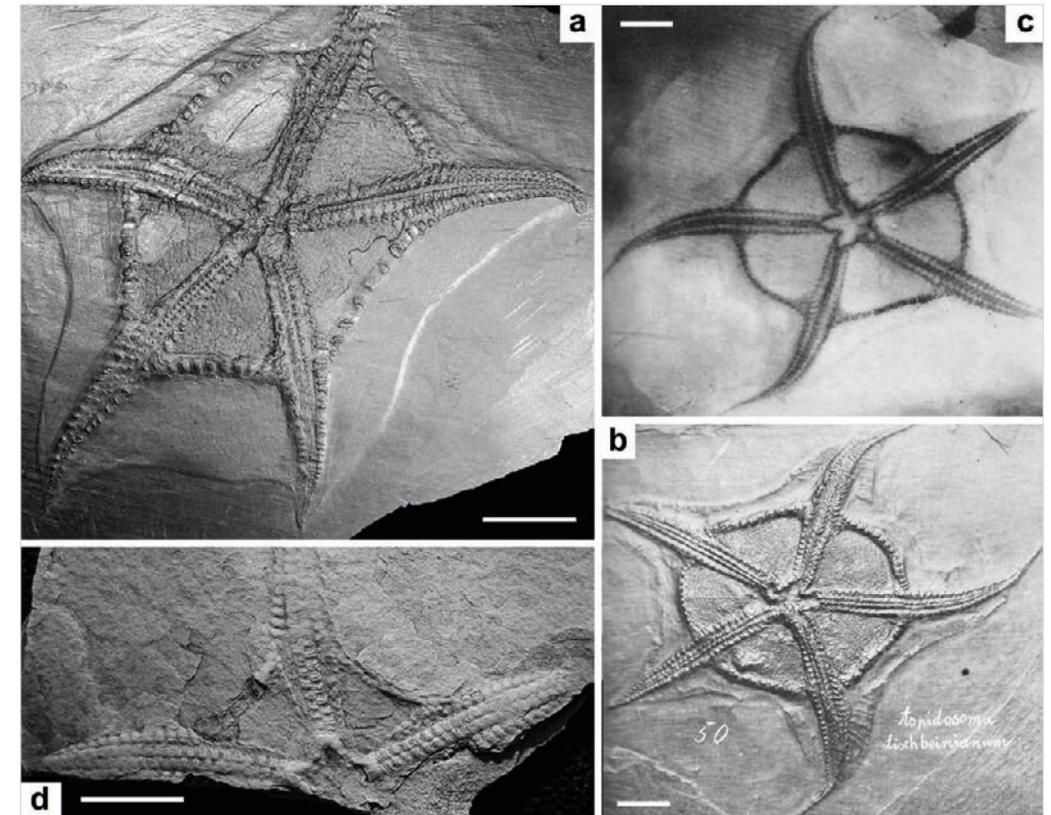


Abb. 9: **a** *Euzonosoma tischbeinianum* (RÖMER, 1863), Bundenbach (Hunsrück, Rheinland-Pfalz); Kaub-Formation, Ulmen-Gruppe, Unter-Emsium, Egr. 67 (Slg. LEHMANN im SMF), in LEHMANN (1957) als *Hymenosoma opitzi* beschrieben, „Haut“ außerhalb der Begrenzungsplatten sehr wahrscheinlich nur vorgetäuscht durch überlagernde Sedimente. **b-c** *Hymenosoma opitzi* LEHMANN, 1957, Holotypus, Bundenbach (Hunsrück, Rheinland-Pfalz); Kaub-Formation, Ulmen-Gruppe, Unter-Emsium, Scans aus LEHMANN (1957), aufbewahrt unter der Nr. 50 im Heimat-Museum in Bad Kreuznach. **b** Original, **c** Röntgenaufnahme. **d** *Euzonosoma goldfussi* (SCHÖNDORF, 1910), „Jungerwaldbruch“ bei Winnigen (Eifel, Rheinland-Pfalz), ?Nellenköpfchen-Formation, Vallendar-Gruppe, Unter-Emsium, Original MB.E.12071, körperlich erhaltenes Exemplar. – Maßstäbe = 10 mm.

Dimension und ist damit etwa fünfmal größer als *E. petalooides*. Durch ihre schwächer entwickelten und auch zahlreicheren Begrenzungsplatten scheinen die Arme der Art beweglicher gewesen zu sein als die starr eingebundenen Arme bei *E. petalooides*. Bei letzterer kann deshalb von einer Fortbewegung fast ausschließlich durch die Ambulacralfüßchen (tube feet) ausgegangen werden. Zudem kann vermutet werden, dass *E. petalooides* sehr gut an einen dynamischen Lebensraum auch oberhalb der Sturmwellenbasis angepasst war. Weitere Beziehungen siehe unter *E. goldfussi*. Der Holotypus von *Hymenosoma opitzi* LEHMANN, 1957 unterscheidet sich von *E. tischbeinianum* durch die interbrachiale „Haut“ außerhalb der Begrenzungsplatten. Zudem sind die Ränder der Scheibe gerade bis konvex und die Arme sind sehr lang und schmal, was besonders am Röntgenbild dokumentiert ist (Abb. 9b-c). Das sind allesamt Merkmale, die für *E. tischbeinianum* nicht typisch sind. So ist die Argumentation von LEHMANN (1957) morphologisch durchaus nachvollziehbar. Eine solche interbrachiale Haut außerhalb der Begrenzungsplatten ist hingegen bei keiner anderen Art der Encrinasteridae nachgewiesen.

Morphologie: SCHÖNDORF (1910: 23-27), LEHMANN (1957: 25-28), GLASS (2006: 368-386).
Ergänzungen zur Morphologie: Hier werden zwei neue, von P. HOHENSTEIN (Lautertal) hervorragend präparierte Exemplare von Bundenbach bekannt gemacht. Sie befinden sich unter den Nummern KB30-2019-02 (Abb. 8a) und KB30-2005-38 (Abb. 8c) in der Privatsammlung BARTL (Glattbach). Zusätzlich werden drei historische Funde aus dem SMF dokumentiert.

Oralseite: Das vollständige mäßig große Exemplar SMF-HS-225 (Abb. 8b) zeigt relativ kurze Arme, 12-13 primäre Begrenzungsplatten pro Interradius deren Kontaktflächen scheinen ineinander verzahnt zu sein (Ausschnittvergrößerung in Abb. 8b). Es sind keine sekundären Begrenzungsplatten erkennbar. Die Interradien zeigen eine craquelé-artige Oberfläche (?erhaltungsbedingt), es sind nur in den äußeren Winkeln im Kontaktbereich zu den Armen wenige Scheibenplatten erkennbar. Teilweise ragen hautähnliche feingekörnte Strukturen aus der Scheibe heraus, was als umgeschlagen Haut der Aboralseite gedeutet wird (Pfeil in Abb. 8b, vgl. auch MÜLLER & HAHN 2020: Abb. 9a-b). Bei dem partiell erhaltenen Exemplar SMF-HS-43 (Abb. 8d) sind ebenfalls mindestens 12 primäre Begrenzungsplatten erhalten, die keine Verzahnung zeigen, auch können sekundäre Begrenzungsplatten nicht eindeutig identifiziert werden. Ebenso zeigt dieses Exemplar deutlich erhaltene Stacheln an den Adambulacralia (Pfeile und Ausschnittvergrößerung in Abb. 8d). **Aboralseite:** Ambulacralia an ihren beiden Enden quer zur Armachse aufgebogen, der Bereich in ihrem Zentrum nicht aufgewölbt (Abb. 8c). Die relativ grobkörnige Oberfläche der Ambulacralia und Adambulacralia ist bei diesen hier vorgestellten Exemplaren nur partiell in Abb. 8a zu erkennen.

Exemplar KB30-2005-38 (Abb. 8c) ist ein typisches Beispiel für unterschiedliche Interpretationsmöglichkeiten des Scheibenrandes. Es zeigt sowohl konkave als auch konvexe Interradien. Die beiden rechten Interradien zeigen neben den primären Begrenzungsplatten kleine aufgesetzt erscheinende sekundäre Begrenzungsplatten (obere Pfeile in Abb. 8c), die Begrenzungsplatten der beiden linken Interradien scheinen etwas gekippt zu sein. Eine Reihe kleiner Scheibenplatten sind teilweise parallel zu den Begrenzungsplatten wahrnehmbar. Die Interradien zeigen ebenfalls eine craquelé-artige Oberfläche, partiell ist darauf eine feinkörnige Struktur erkennbar die LEHMANN (1957) als ursprüngliche Hautstruktur deutet. Auch ist ein Längskanal auf den Adambulacralia gut sichtbar (unterer Pfeil in Abb. 8c). Exemplar KB30-2019-02 (Abb. 8a) zeigt sehr markant ausgeprägte Scheibenplatten, zudem sind die beiden unteren Armspitzen regeneriert, was bei Asterozoa aus dem Hunsrück-Schiefer nicht selten nachgewiesen ist (SÜDKAMP 2017, 2022).

Ontogenie: LEHMANN (1957: 26) bemerkt, dass die Anzahl der Begrenzungsplatten (primäre) im Laufe des Wachstums zunimmt. Bei Exemplaren mit einem Radius von ca. 35 mm können nur acht bis neun vorhanden sein, bei einem Radius von ca. 110 mm hingegen bis zu 17 pro Interradius. Dieses Verhalten kann bei *E. petaloides* nicht beobachtet werden.

***Euzonosoma* sp., aff. *E. tischbeinianum* (ROEMER, 1863)**

Abb. 10a-b

1937 *Euzonosoma tischbeinianum*. – BENNER, *Euzonosoma tischbeinianum*: 118-123, Abb.1-6.

Bemerkung: BENNER (1937) beschreibt *Euzonosoma tischbeinianum* anhand eines einzelnen Exemplars aus dem Unter-Emsium im Taunus. Die ausführlichen Beschreibungen von BENNER

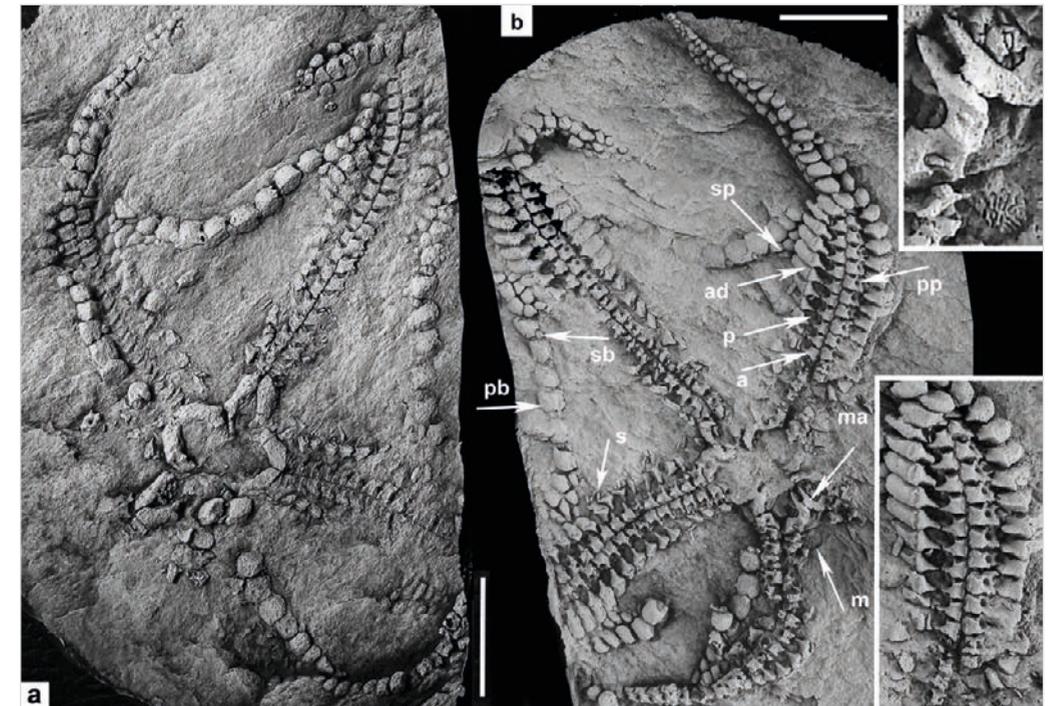


Abb. 10: *Euzonosoma* sp., aff. *E. tischbeinianum* (RÖMER, 1863), Usingen (Taunus, Rheinland-Pfalz), ?Bendorf-Formation, Singhofen-Gruppe, Unter-Emsium. SMF xx 34a-b, Silikonabformungen, **a** Aboralseite, **b** Oralseite mit Radialkanal (r), Ambulacralia (a), Adambulacralia (ad) mit deutlichem Adambulacralfortsatz, Podialpore (pp), Podialnapf (p), Kiefer (ma), Madreporit (m), Stacheln (s), primäre Begrenzungsplatten (pb), sekundäre Begrenzungsplatten (sb), Scheibenplatten (sp). Ausschnittvergrößerung oben zeigt zwei Kiefer und den Madreporit, Ausschnittvergrößerung unten zeigt die sehr gut erhaltenen Adambulacralia und Ambulacralia mit den Porenöffnungen. Maßstäbe = 10 mm.

basieren auf den beiden abgebildeten in „Steinkern-Erhaltung“ vorliegenden Originalplatten sowie auf einem Plastilin-Teilabdruk der Oralseite. Allerdings sind diese fotografischen Darstellungen von nur mäßiger Qualität. BENNER hält es auch für wahrscheinlich, dass das von SCHÖNDORF (1910: Taf. 2 Fig. 1-2) abgebildete Exemplar von Oberstadtfeld (Eifel) zu dieser Art gehört. Hier werden aussagekräftige Fotografien neuer Silikonabformungen dieser Originale vorgestellt.

Material: Original SMFxx34a-b (Abb. 10a-b).

Exemplar SMFxx34a-b ist zwar nur teilweise erhalten. Es zeigt partiell deutliche Zerfallserscheinungen, auch sind Partien deutlich verschoben oder gekippt, es zeigt aber besonders den Bau der proximalen Arme in hervorragender Erhaltung. Durch die langen, aus ca. 40 Platten (pro Reihe) aufgebauten Arme, erinnert dieses große Exemplar sehr an *E. tischbeinianum*. Da aktuell nur dieses eine Exemplar von hier vorliegt und gewisse stratigrafische als auch fazielle Unterschiede zum Hunsrück-Schiefer bestehen, wird es hier nicht direkt zu *E. tischbeinianum* gestellt.

Herkunft: Unter-Emsium aus dem Raum Usingen im Taunus (bei Schlossers Mühle ca. 600m südlich Usingen-Wernborn, TK 25 Blatt 5617 Usingen).

Morphologie: BENNER (1937).

Ergänzungen zu Morphologie: Die Anzahl der primären Begrenzungsplatten (pb) ist nicht eindeutig zu ermitteln, in Abb. 10a sind mindestens 14 dieser Platten erkennbar. Auch eine Verzahnung dieser Platten und das Vorhandensein von sekundären Begrenzungsplatten (sb) sowie Scheibenplatten (sp) sind erkennbar.

Oralseite (Abb. 10b): Plattform der Ambulacralia (a) fast quadratisch mit deutlich entwickeltem nach außen gerichtetem spitz endendem Ambulacralfortsatz, sodass ein schuhartiges Aussehen entsteht. Parallel zum Radialkanal ein sehr schmaler Grat entwickelt, Oberfläche schwach konkav, ansonst glatt. Bei etwas gekippten Ambulacralia ist die große Podialpore (Ambulacralpore) sichtbar (pp). Adambulacralia (ad) im Bereich des Scheibenrandes sehr markant, lang rechteckig und mit einem spitz zulaufenden Fortsatz. Dieser ist rechtwinklig auf den Ambulacralfortsatz ausgerichtet. So wird ein großer ovalförmiger Podialnapf (p) gebildet in den die Podialpore mündet. Adambulacralia nahe dem Fortsatz mit einer deutlich entwickelten parallel zum Radialkanal verlaufenden Furche, die als Ansatzstelle der partiell sichtbaren Abambulacralstacheln (s) vermutet wird. Proximale Adambulacralia deutlich reduziert. Anders als in Benner (1937: Abb. 5, A2) angegeben sind die zweiten Ambulacralia nicht gegenständig angeordnet.

Euzonosoma goldfussi (SCHÖNDORF, 1910)

Abb. 9d, 11a-c

- *1910 *Aspidosoma Goldfussi* SCHÖNDORF, Die Aspidosomatiden: 11-14, 62, Taf. 3 Fig. 1, 6.
 1914 *Encrinaster goldfussi*. – SCHUCHERT, Foss. Catalogus: 16.
 1915 *Encrinaster goldfussi*. – SCHUCHERT, Rev. Paleozoic Stellerioidea: 243, Abb. 29.
 1930 *Euzonosoma goldfussi*. – SPENCER, Brit. Pal. Asterozoa VIII: 405, 406, 412.

Bemerkung: Die wahrscheinlich überwiegend von Herrn ARNOLDI gesammelten Ophiuren von Winnigen wurden nach den Etiketten zu urteilen ursprünglich alle zu *Aspidosoma arnoldii* (= *Encrinaster arnoldii*) gestellt. Erst SCHÖNDORF (1910) bemerkte unter diesem Material eine zweite Art, die er als *Aspidosoma goldfussi* von *arnoldii* abtrennt. Er wurde kein Typus festgelegt.

Geschichte:

- SCHÖNDORF (1910) errichtet die Art *Aspidosoma goldfussi* anhand von sieben Exemplaren aus Instituten und Museen in Berlin, Bonn, Frankfurt/Main und Marburg. Katalog-Nummern werden nicht angegeben. Er bildet eine vollständige Aboralseite lediglich in einer Rekonstruktionszeichnung ab. Seither wurde das Typusmaterial weder bearbeitet noch fotografisch dargestellt.
- SPENCER (1930) nennt "*E. goldfussi* var." ohne weiter auf diese Varietät einzugehen (hierbei handelt es sich um das aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Marburg stammende Exemplar, jetzt im Senckenberg-Museum in Frankfurt/Main (SMF Mbg 3386) von Oberstadtfeld (hier Abb. 14a-b).
- BLAKE, DONOVAN & HARPER (2017) bilden dieses Exemplar als *Encrinaster goldfussi* ab (dort irrtümlich mit SMF Mbg "3388" bezeichnet).

Lectotypus (hiermit): Original MB.E.28-1 Aboralseite (Silikonabformung Abb. 11a1) = Individuum Nr. 1 in Schöndorf (1910: 14), leg. Heymann 1873. Historischer Guttapercha-Abdruck ist MB.E.12075.

Paralectotypen:

- Original MB.E.28-2, Aboralseite (Silikonabformung Abb. 11a2) = Nr. 1 in SCHÖNDORF (1910: 11-13, 14). Historischer Guttapercha-Abdruck mit der Nummer MB.E.12075.
- Original MB.E.12081, Oralseite (Silikonabformung Abb. 11d) = Nr. 4 in SCHÖNDORF (1910: 13-14). Historische Guttapercha-Abdrücke mit den Nummern MB.E.12082-12085.
- Original MB.E.12071, Aboralseite (Silikonabformung Abb. 9d).
- Original SMF xx 33a-1, Aboralseite (Silikonabformung Abb. 11b) = Nr. 2 in SCHÖNDORF (1910: 13-14).
- Original SMFxx33a-2, Aboralseite (Silikonabformung Abb. 11c) = Nr. 2 in Schöndorf (1910: 13-14). SMFxx33a ist lt. Etikett "Geschenk an Herrn A. S. SCHEIDEL von Herrn Dr. ARNOLDI, 1857". Als Fundort wird "Jungerwaldbruch bei Winnigen" angegeben.
- Nicht nummerierter historischer Guttapercha-Abdruck im Museum Wiesbaden, Oralseite. Hierbei handelt es sich laut Etikett um das Exemplar aus der Pal. Slg. der Univ. Marburg, wahrscheinlich das nicht nummerierte Individuum in SCHÖNDORF (1910: Tabelle S.14).

Ein weiteres nur sehr mäßig erhaltenes Original ist MB.E.12068. Neuere Funde dieser Art aus der Typusregion sind nicht bekannt.

Locus typicus: Schöndorf (1910) gibt als Fundort "Junger Waldbruch", bzw. "Jungerwaldbruch" bei Winnigen an. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um einen nicht näher einzugrenzenden Fundort auf der gegenüberliegenden Moselseite von Winnigen (?Kondertal), (siehe dazu MÜLLER & HAHN 2020: 57), ?Nellenköpfchen-Formation, TK 25 Blatt 5611 Koblenz, Rheinland-Pfalz, Deutschland.

Stratum typicum: Unter-Devon, Unter-Emsium, dunkle Tonschiefer wahrscheinlich der Nellenköpfchen-Formation zugehörig (Gad et al. 2007).

Verbreitung: Sicher bekannt nur vom *locus typicus* aus dem *stratum typicum*. Ob auch Exemplare aus dem ehemaligen Steinbruch am Hasborn (nach GOLDFUSS 1848: Steinbruch am Hausbornsweg) nördlich von Winnigen stammen (*locus typicus* von *Encrinaster arnoldii* (GOLDFUSS, 1848), ist wahrscheinlich, den SCHÖNDORF spricht von "Fundstellen" (SCHÖNDORF 1910: 11).

Vergesellschaftung: *Euzonosoma goldfussi* (SCHÖNDORF, 1910) soll zusammen mit *Encrinaster arnoldii* (GOLDFUSS, 1848) an mehreren Fundstellen vorgekommen und nicht selten gewesen sein (SCHÖNDORF 1910: 11).

Spezifische Daten zur Art: SCHÖNDORF (1910: 62).

Revidierte Diagnose: Eine Art von *Euzonosoma* mit folgenden Besonderheiten: Mit einem Radius von bis zu 35 mm eine mäßig große, robust gebaute Art. Arme mit bis zu ca. 30 Ambulacralia pro Reihe. Außerhalb der Scheibe Arme plump, mäßig lang und schwach gebogen. Interradien deutlich konkav, mit ca. 12-14 markanten Begrenzungsplatten. Sekundäre Begrenzungsplatten fraglich. An den äußeren Interradien mit wenigen kleinen Scheibenplatten. Oralseitige Adambulacralia auch innerhalb der Scheibe deutlich entwickelt. Aborale Ambulacralia innerhalb der Scheibe eingesenkt, ohne aufgewölbtes Zentrum.

Revised diagnosis: A species of *Euzonosoma* with the following special features: With a radius of up to 35 mm a moderately large robustly built species. Arms with up to 30 ambulacrals per row. Outside the disk arms plump, moderately long and weakly curved. Interradia distinctly concave,

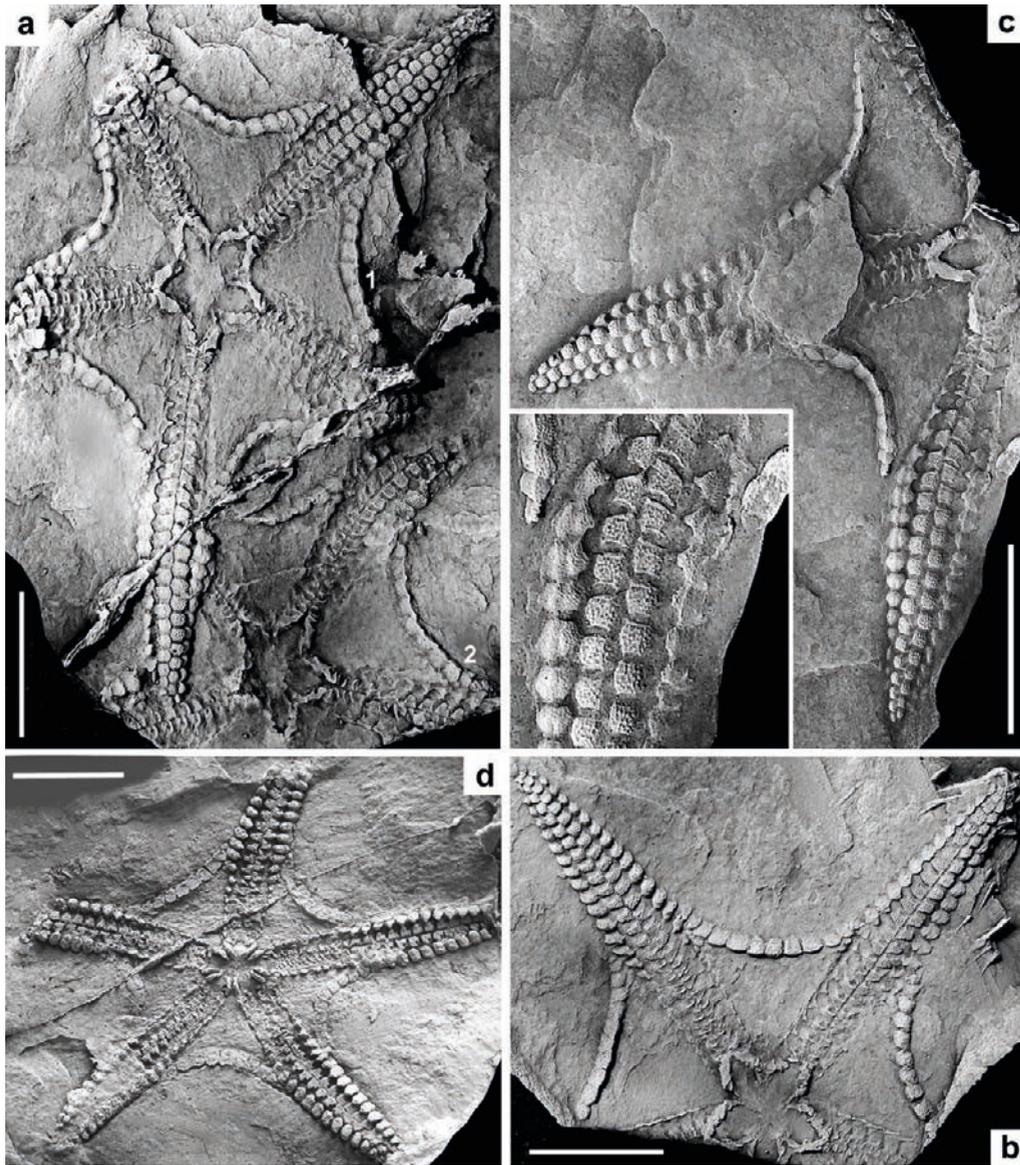


Abb. 11: *Euzonosoma goldfussi* (SCHÖNDORF, 1910), „Jungerwaldbruch“ bei Winnigen (Eifel, Rheinland-Pfalz), ?Nellenköpfchen-Formation, Vallendar-Gruppe, Unter-Emsium. **a** Lectotypus MB.E.28-1, (nahezu vollständiges Exemplar) und Paralectotypus MB.E.28-2, Silikonabformungen der Aboralseiten. **b** SMF xx 33a-1, Paralectotypus, Silikonabformung einer beschädigten Aboralseite. **c** SMF xx 33a-2, Paralectotypus, Silikonabformung einer beschädigten Aboralseite, Ausschnittvergrößerung zeigt deutlich die gekörnte Oberfläche der Ambulacralia und Adambulacralia und den Längskanal auf den Adambulacralia. **d** MB.E.12081, Paralectotypus, Silikonabformung einer nahezu vollständigen Oralseite mit beschädigten Armspitzen. – Alle Maßstäbe = 10 mm.

ambital framework with 12-14 prominent ossicles, secondary ossicles questionable. At the outer interradii with few small disk ossicles. Oral adambulacrals also clearly developed within the disc. Aboral ambulacrals depressed within the disc, without a bulging center.

Beziehungen: Mit einem Radius von bis zu 35 mm ist *E. goldfussi* nur geringfügig größer als die Genotypus-Art *E. petaloides*, unterscheidet sich aber durch die zahlreichen Begrenzungsplatten und die in ihrem Zentrum nicht aufgewölbten aboralseitigen Ambulacralia deutlich von dieser und kann so eindeutig zur *tischbeinianum*-Gruppe gestellt werden. *E. goldfussi* unterscheidet sich von *E. tischbeinianum* durch die konstant geringere Größe und die relativ stumpfen und kürzeren Arme (SCHÖNDORF 1910: 14). Auch bestehen nicht unerhebliche stratigrafische Differenzen zu *E. tischbeinianum*. Nicht völlig auszuschließen ist aber die Möglichkeit, dass es sich bei den durchweg kleineren Individuen von *E. goldfussi* lediglich um frühe ontogenetische Stadien von *E. tischbeinianum* handeln könnte, oder, was wahrscheinlicher ist, um eine lokale Unterart.

Morphologie: SCHÖNDORF (1910: 11- 14). Ergänzungen zur Morphologie:

Aboralseite (Abb. 11a-c): Arme schwach petaloid, größte Breite im Bereich der Begrenzungsplatten, Anzahl der Platten pro Reihen bis zu 30. Distale Ambulacralia (außerhalb der Scheibe) schwach konvex aufgewölbt, mit dicht gekörnter Oberfläche. Proximale Ambulacralia eingedellt, mit gratartigem Vorder- und Hinterrand. Adambulacralia innerhalb der Scheibe reduziert, im Bereich der Begrenzungsplatten deutlich vergrößert, zur Armspitze wieder kontinuierlich kleiner werdend. Diese vergrößerten Adambulacralia zeigen eine deutliche Längsfurche, die sich bis weit nach außen in die Armspitzen zieht. Anzahl der Begrenzungsplatten 10-12 in jedem Interradius, zumeist etwas breiter als lang, mit teilweise sichtbarer zart gekörnter Oberfläche (Abb. 11b-c). Sekundäre Begrenzungsplatten nicht eindeutig nachweisbar. Auf einigen Interradien ist ein durchgehender Grat auf den Begrenzungsplatten erhalten. Dieser Grat ist vermutlich durch Verdrückung dieser Plattenreihen entstanden und zeigt wahrscheinlich ihre innere abgeflachte Kante. Es sind nur ein bis drei kleine Scheibenplatten an den äußeren Interradien ausgebildet.

Oralseite (Abb. 11d): Arme mit breiter Ambulacralrinne. Ambulacralia alternierend angeordnet, deutlich schuhförmig, mit kurzem und sehr breitem Lateral-Fortsatz. Podialporen teilweise gut erkennbar. Adambulacralia innerhalb der Scheibe deutlich reduziert. Ab dem Scheibenrand deutlich vergrößert und die Ambulacralia überragend. Die primären Begrenzungsplatten wirken deutlich abgeflacht (erhaltungsbedingt), annähernd quadratisch im Umriss, ohne sekundäre Begrenzungsplatten. Einzelne Scheibenplatten allenfalls rudimentär sichtbar. Kiefer mäßig lang und schmal. Benachbarte Kiefer zweier Arme parallel zueinander angeordnet, mit tiefer Furche, reiskornähnlich. Zähne oder Stacheln nicht erhalten. Ebenso sind weder der Madreporit oder sonstige Strukturen in den Interradien eindeutig erkennbar.

Euzonosoma sp. aff. *E. goldfussi* (SCHÖNDORF, 1910)

Abb. 12-14

- 1910 *Aspidosoma* sp. – SCHÖNDORF, *Aspidosoma*: 46-49, Taf. 2 Fig. 1-2, Taf. 3 Fig. 19-22.
 1930 *Euzonosoma goldfussi* var. – SPENCER, Brit. Pal. Asterozoa VIII: 404, 412.
 2011 *Euzonosoma* sp. – MÜLLER, Fossilien Devon u. Karbon: 225, Abb. 14.
 2015 *Encrinaster goldfussi*. – BLAKE, ZAMORA & GARCÍA-ALCALDE, Devonian asteroid-like ophiuroid Spain: Abb. 4c-d.
 2017 *Encrinaster goldfussi*. – BLAKE, DONOVAN & HARPER, new Silurian ophiuroids: Abb. 3.
 2023 *Euzonosoma?* n. sp., aff. *E.?* *tischbeinianum*. – MÜLLER & HAHN, *Devonaster*: 136.

Bemerkung: Hier werden Funde von verschiedenen Fundpunkten aus der Bendorf- und wahrscheinlich aus der Stadtfeld-Formation zusammengefasst. Sie stammen im Gegensatz zu

E. tischbeinianum und *E. goldfussi* aus siltig/sandiger neritischer Fazies, assoziiert mit typischer Rheinischer Fauna. Eine Ursache für ihre nicht ganz einheitliche Morphologie kann wegen zu geringer Datenmenge nicht geklärt werden.

Material und Herkunft:

- PWL 2024/5007-LS, Silikonabformung Aboralseite (Original Slg. SEIBERT). Alsbach (Westerwald); Vallendar-Gruppe, Rittersturz-Formation (Silikonabformung Abb. 12a).
- PWL 2024/5008a-b-LS, Silikonabformung einer beschädigten Oralseite (Original ex Slg. MÜLLER). Alsbach (Westerwald); Vallendar-Gruppe, Rittersturz-Formation (Silikonabformung Abb. 12b).
- PWL 2024/5010a-b-LS, Silikonabformung Aboral- und Oralseite (Originale Slg. SEIBERT). Alsbach (Westerwald); Vallendar-Gruppe, Rittersturz-Formation (Silikonabformungen Abb. 13a-b).
- PWL 2024/5011a-b-LS, Silikonabformung überwiegend Aboralseite (Original ex Slg. MÜLLER). Alsbach (Westerwald); Vallendar-Gruppe, Rittersturz-Formation (Silikonabformung Abb. 13c).
- Original SMF Mbg 3386a-b, früher Univ. Marburg, jetzt Senckenberg-Museum, Frankfurt am Main, partielle Oral- und Aboralseite. Oberstadtfeld (Eifel); Vallendar-Gruppe, ?Stadtfeld-Formation. (Silikonabformungen Abb. 14a-b).
- PWL 2024/5006a-b-LS, kleines beschädigtes Exemplar mit regenerierten Armspitzen, Silikonabformungen (Originale Slg. SEIBERT). Höhr-Grenzhausen (Westerwald); Singhofen-Gruppe, Bendorf-Formation (Silikonabformungen Abb. 14c-d).
- PWL 2024/5009-LS, wahrscheinlich zugehöriger aboraler Armrest. Hirtscheid, Gemeinde Alpenrod (Westerwald); vermutlich Singhofen-Gruppe, Bendorf-Formation (Silikonabformung Abb. 12c).

Morphologie:

Die vier zum Teil hervorragend erhaltenen Exemplare von Alsbach sind gekennzeichnet durch ihren sehr robust gebauten Gesamthabitus mit großer Scheibe und relativ kurzen freien Armen. Aboralseite PWL 2024/5007-LS (Abb. 12a): Platten des Mundrings insgesamt eine markante Rosette bildend, auf den angrenzenden Ambulacralia aufliegend, proximal jeweils ein kleiner kugelförmiger Vorsprung entwickelt (Vergrößerung in Abb. 12a). Distale Adambulacralia mit deutlicher Längsfurche. Scheibenplatten (sp) und aufgesetzte sekundäre Begrenzungsplatten (sb) sind zwischen den primären Begrenzungsplatten (pb) gut entwickelt. Partiiell erscheint die interradiale Haut nahe den Begrenzungsplatten aus schwach wahrnehmbaren kleinen polygonalen Plättchen aufgebaut. Oralseite PWL 2024/5008-LS (Abb. 12b), PWL 2024/5010-LS (Abb. 13a): Kiefer klein. Ambulacralia mit deutlichen Querriefen. Adambulacralia proximal deutlich reduziert, nach distal kontinuierlich an Größe zunehmend, im Bereich des Scheibenrandes ihr Maximum erreichend, sodass der Arm ein petaloides Aussehen erlangt. Adambulacralia im Umriss lang rechteckig, mit nach innen gerichtetem spitzen Fortsatz. Der konkav eingezogene Scheibenrand aus etwa 12 primären Begrenzungsplatten aufgebaut, ohne sekundäre Elemente. Madreporit sehr klein, mit relativ groben mäanderartigen Furchen versehen (Vergrößerung und Pfeil in 13a).

Das hervorragend erhaltene Exemplar SMF Mbg 3386a-b (Abb. 14a-b) ist bereits in SCHÖNDORF (1910) beschrieben und abgebildet. Es stimmt nahezu völlig mit den Exemplaren von Alsbach überein. Oralseite: Die Adambulacralia zeigen eine etwas erhöhte rechteckige Plattform. Die primären Begrenzungsplatten sind sehr markant entwickelt, zu den Armen kontinuierlich an Größe abnehmend, keine sekundären Begrenzungsplatten entwickelt. Aboralseite: Auch aboral

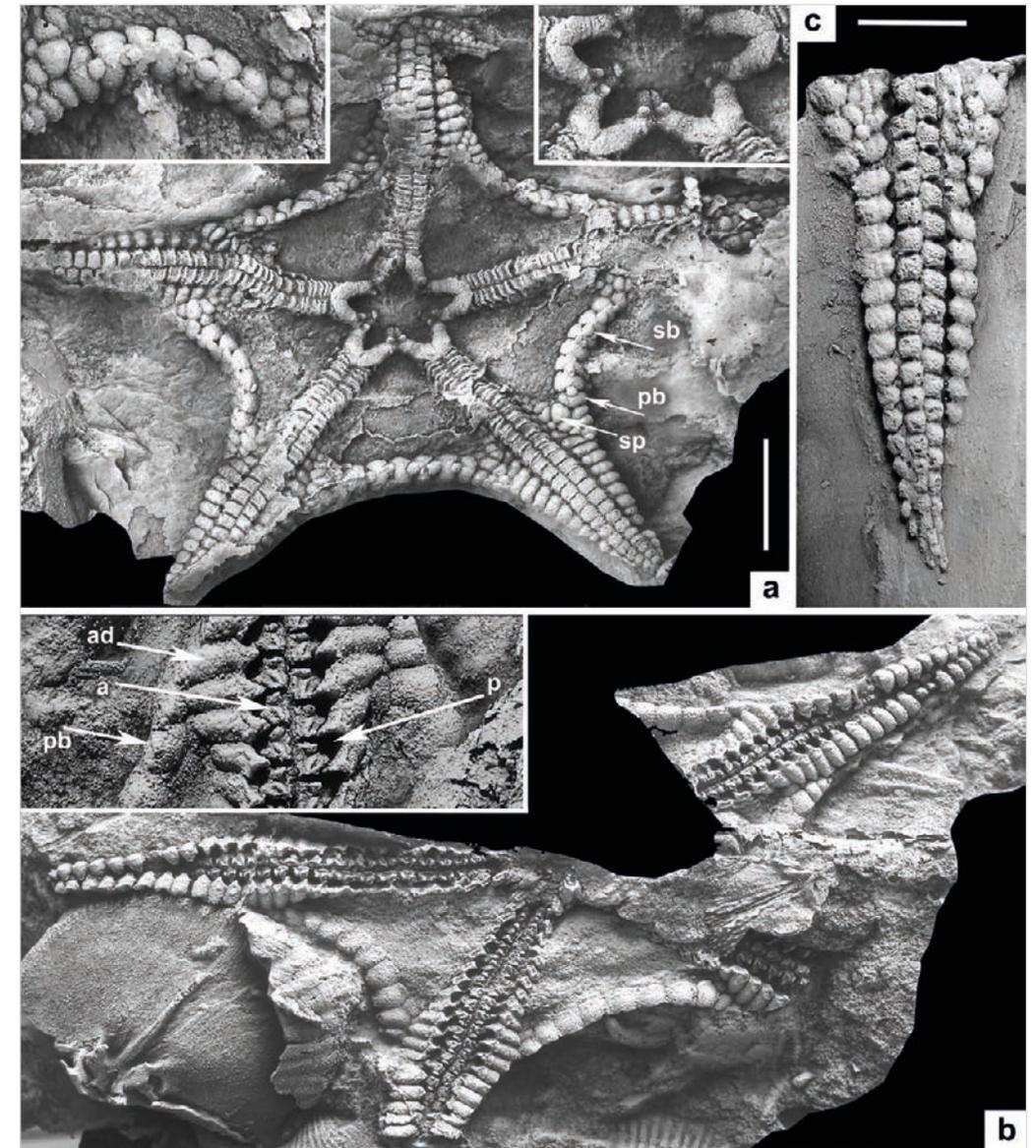


Abb. 12. *Euzonosoma* sp., aff. *E. goldfussi* (SCHÖNDORF, 1910). **a-b** Alsbach (Westerwald, Rheinland-Pfalz), Rittersturz-Formation, Vallendar-Gruppe, Unter-Emsium. **a** Nahezu vollständiges gut erhaltenes Exemplar, PWL 2024/5007-LS, Silikonabformung Aboralseite (Original Coll. SEIBERT), Ausschnittvergrößerung links zeigt den Bau der primären (pb) und sekundären (sb) Begrenzungsplatten sowie die Scheibenplatten (sp), Ausschnittvergrößerung rechts zeigt den sehr gut erhaltenen zentralen Bereich. **b** beschädigtes Exemplar, PWL 2024/5008a-LS, Silikonabformung Oralseite, Ausschnittvergrößerung zeigt den Bereich der größten Armbreite mit gut erhaltenen Ambulacralia (a), Adambulacralia (ad) und Podialnöpfe (p) sowie die anliegenden primären Begrenzungsplatten (pb); Maßstäbe = 10 mm. **c** PWL 2024/0009-LS, Hirtscheid (Westerwald, Rheinland-Pfalz), ?Bendorf-Formation, Singhofen-Gruppe, Unter-Emsium; Silikonabformung von einem Armrest, Aboralseite; Maßstab = 5 mm.

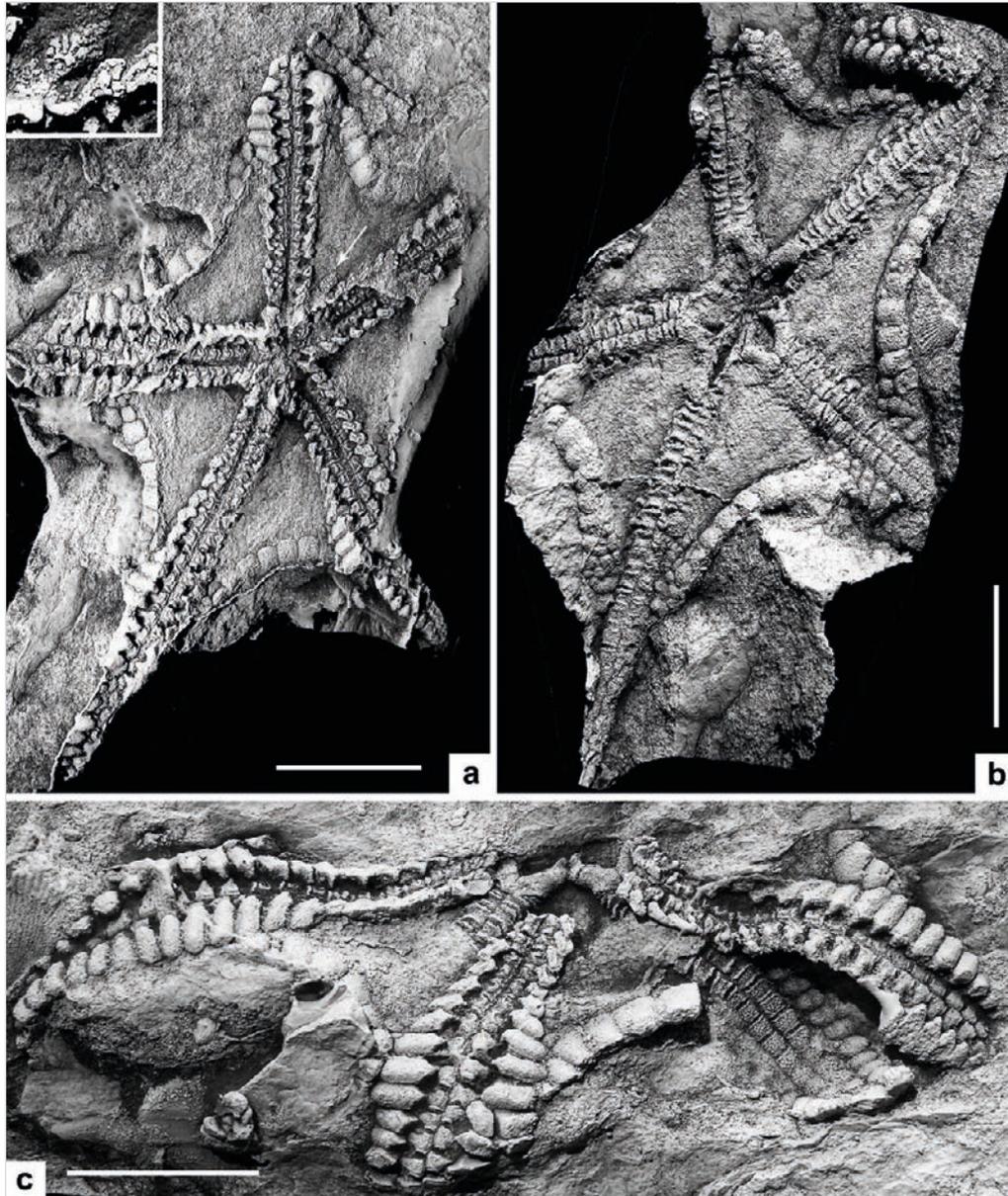


Abb. 13. *Euzonosoma* sp., aff. *E. goldfussi* (SCHÖNDORF, 1910). Alsbach (Westerwald, Rheinland-Pfalz), Rittersturz-Formation, Vallendar-Gruppe, Unter-Emsium. **a-b** Nahezu vollständig erhaltenes Exemplar, PWL 2024/5010a-b-LS, Silikonabformungen von **a** PWL 2024/5010a-LS Oralseite, **b** PWL 2024/5010b-LS Aboralseite (Original Coll. SEIBERT). **c** PWL 2024/5011a-LS, Silikonabformung einer zerrissenen und teilweise umgeschlagenen Scheibe, überwiegend Oralseite. – Alle Maßstäbe = 10 mm.

keine sekundären Begrenzungsplatten wahrnehmbar, was allerdings erhaltungsbedingte Ursachen haben könnte, denn zwischen den primären Platten ist jeweils eine deutliche keilförmige Vertiefung erkennbar in denen sich vermutlich ursprünglich sekundäre Elemente befanden. Die Begrenzungsplatten erscheinen aboral etwas schwächer entwickelt.

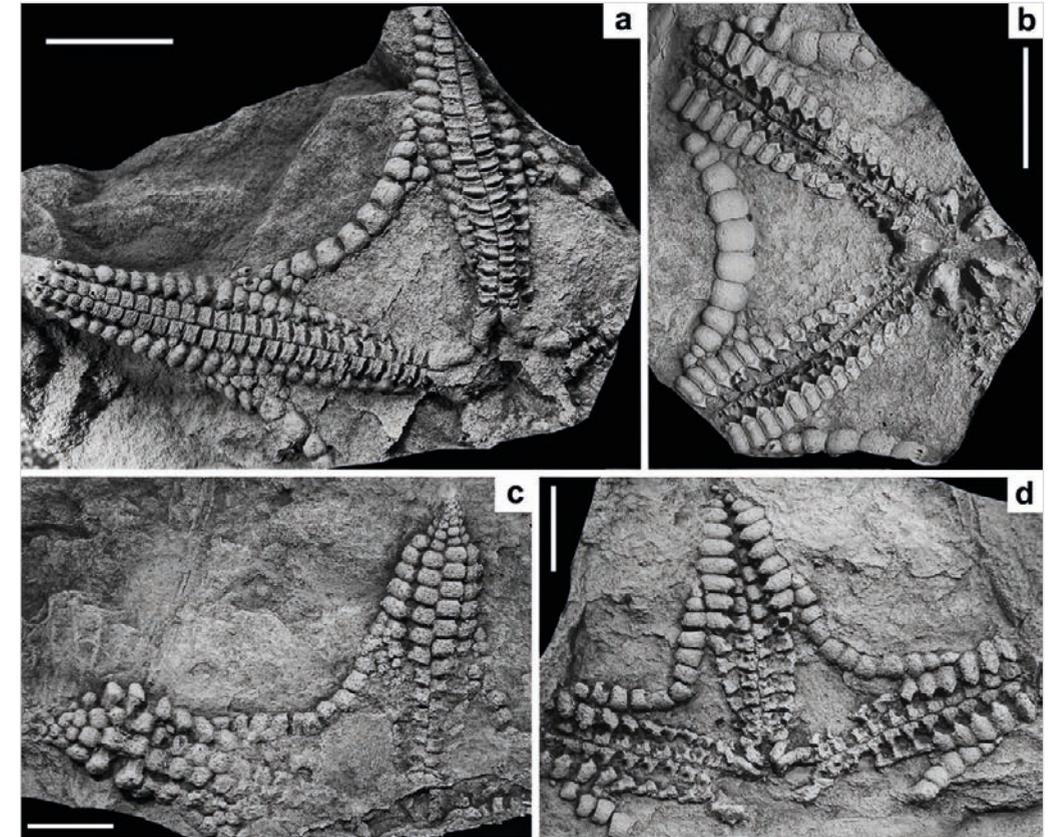


Abb. 14: *Euzonosoma* sp., aff. *E. goldfussi* (SCHÖNDORF, 1910). **a-b** SMF Mbg 3386a-b (vgl. SCHÖNDORF 1910: Taf. 2 Fig. 1-2); Oberstadtfeld (Eifel, Rheinland-Pfalz), ?Stadtfeld-Formation, Vallendar-Gruppe, Unter-Emsium. Silikonabformung eines beschädigten gut erhaltenen Exemplars, **a** Aboralseite, **b** Oralseite; Maßstab = 10 mm. **c-d** PWL 2024/5006a-b-LS, kleines beschädigtes Exemplar mit regenerierten Armspitzen; Höhr-Grenzhausen (Westerwald, Rheinland-Pfalz), Bendorf-Formation, Singhofen-Gruppe, Unter-Emsium; Silikonabformungen (Originale Coll. Seibert) von **c** PWL 2024/5006a-LS Aboralseite, **d** PWL 2024/5006b-LS Oralseite; Maßstab = 5 mm.

Das kleinste vorliegende Exemplar PWL 2024/5006a-b-LS (Abb. 14c-d) zeigt nur zwei sehr kurze stummelartige Arme, die sich zur Spitze hin sehr schnell verjüngen, sodass von einer Regeneration ausgegangen werden kann.

Dank

Herzlichen Dank an folgende Damen und Herren, die es ermöglichten, das hier beschriebene Material zu untersuchen, bzw. Silikonabgüsse von den noch vorhandenen Originalen anzufertigen: Dr. CHRISTIAN NEUMANN, ANDREAS ABELE-RASSULY (beide Museum für Naturkunde, Leibniz-Institut für Evolutions- und Biodiversitätsforschung, Berlin), Dr. ULRICH JANSEN, Dr. EBERHARD SCHINDLER, STEFANIE HIRSCHMANN und MICHAEL RICKER (alle Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum, Frankfurt/Main), Dr. GEORG HEUMANN (Goldfuß-Museum, Institut für Geowissenschaft und Paläontologie der Universität Bonn), Dr. LUKAS HARTMANN (Naturhistori-

sche Slg. Museum Wiesbaden), RALPH SEIBERT (Ransbach-Baumbach), KLAUS BARTL (Glattbach), Dr. REINHARD STEINMEYER (Koblenz), MARKUS POSCHMANN (Generaldirektion Kulturelles Erbe RLP, Koblenz) und Dr. KLAUS-WERNER WENNDORF (Braubach). Letzterem besonderen Dank für wertvolle Unterstützung bezüglich Informationen zu historischen Fundstellen und ihrer Stratigrafie im Raum Koblenz. Für wichtige Hinweise und Beschaffung von Literatur Dank an Dipl. Geol. MICHAEL AHRENS (Löhnberg), Dr. ULRICH JANSEN, Dr. PETER JELL (School of Earth Sciences, The University of Queensland, Australia) und MARKUS POSCHMANN. Für die kritische Durchsicht des Manuskripts besonderen Dank an Dr. BEN THUY (Musée national d'histoire naturelle, Luxembourg) und MARTIN BASSE (Bochum).

Literatur

- BARTELS, C., LUTZ, H., BLIND, W. & OPEL, A. (1997): Schatzkammer Dachschiefer: Die Lebenswelt des Hunsrückschiefer-Meeres. – Landessammlung für Naturkunde Rheinland-Pfalz u. Deutsches Bergbau-Museum Bochum; Mainz u. Bochum.
- BARTELS, C., WUTTKE, M. & BRIGGS, D.E.G. (2002) (Hrsg.): The Nahecaris Project: Releasing the marine life of the Devonian from the Hunsrück Slate of Bundenbach (SW Germany). (Sammelband verschiedener Autoren). *Metalla* **9**: 59-138; Bochum.
- BENNER, J. (1937): *Euzonosoma tischbeinianum* (F. ROEMER), Erste Asteroide aus dem Unter-Koblenz des Taunus. – *Senckenbergiana*, **19**: 115-126; Frankfurt am Main.
- BLAKE, D.B., DONOVAN, S.K. & HARPER, D.A.T. (2017): A new Silurian ophiuroid from the west of Ireland. – *Irish J. of Earth Sci.*, **35**: 57-66; Dublin.
- BLAKE, D.B., ZAMORA, S. & GARCÍA-ALCALDE, J.L. (2015): A new Devonian asteroid-like ophiuroid from Spain. – *Geol. Acta*, **13(4)**: 335-343; Barcelona.
- EICHELE, O. (2014): Muscheln und Rostroconchien aus dem mittelrheinischen Unterdevon und den angrenzenden Regionen. – *Mainzer naturwiss. Arch., Beiheft* **34**: 1-229.
- FRAGA, C.F. & VEGA, C.S. (2020): Asterozoans from the Devonian of the Paraná Basin, South Brazil. – *J. South American Earth Sci.*, **97**: 1-21; Elsevier, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102398>
- GAD, J.; SCHÄFER, P. & WEIDENFELLER, M. (2007): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz, Blatt 5611 Koblenz. – L.-amt für Geol. Bergbau Rheinland-Pfalz, Mainz.
- GLASS, A. (2006): The brittlestar fauna of the Hunsrück Slate and a phylogeny of the Paleozoic Ophiuroidea, Kap. 8: Systematic Paleontology of the Hunsrück slate ophiuroids: 244-421. – Unveröffentlichte Diss., Urbana, Illinois.
- GOLDFUSS, G.A. (1839): Beiträge zur Petrefactenkunde. – *N. Acta Akad. Caesar. Leop. Carol.*, **19**, Teil 1: 329-364; Halle.
- GOLDFUSS, G.A. (1848): Ein Seestern aus der Grauwacke. – *Verhandl. Naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westf.*, **5**: 145-146; Bonn.
- GRAY, J.E. (1840): A synopsis of the genera and species of the class Hypostoma (Asterias Linnaeus). – *Ann. mag. nat. hist.*, **6**: 275-290; London.
- GREGORY, J.W. (1897): On the classification of the Palaeozoic echinoderms of the group Ophiuroidea. – *Proc. Zool. Soc. London, proceedings for 1896*: 1028-1044; London.
- HAECKEL, E.H. (1866): *Generelle Morphologie der Organismen*, **2**: 1-160; Berlin.
- HALFAR, A. (1889): Protokoll der Dezember-Sitzung. *Z. dt. geol. Ges.*, **41**: 806-808.
- HALFAR, A. (1893): Die erste Asteride aus den paläozoischen Schichten des Harzes. – *Jahrb. d. königl. preuss. geol. Landesamt u. Bergakad.*, **13** (für 1892): 186-199; Berlin.

- HARPER, J.A. & MORRIS, R.W. (1978): A new encrinasterid ophiuroid from the Conemaugh Group (Pennsylvanian) of Western Pennsylvania, and revision of the Encrinasteridae. – *J. Paleont.*, **52**: 155-163; Lawrence/Kansas.
- HAUDE, R. (1995): Echinodermen aus dem Unter-Devon der argentinischen Präkordillere. – *N. Jb. Geol. Pal.*, **197**: 37-86; Stuttgart.
- JELL, P. & COOK, A.G. (2020): New Carboniferous ophiuroid from the central coastal New South Wales. – *Alcheringa* **44(4)**: 520-527; Queensland.
- JAEKEL, O. (1895): Beiträge zur Kenntnis der paläozoischen Crinoiden Deutschlands. – *Paläont. Abh., Neue Folge*, **3**: 1- 116; Jena.
- JELL, P.A. & THERON, J.N. (1999): Early Devonian echinoderms from South Africa. – *Memoirs of the Queensland Museum*, **43(1)**: 115-199; Brisbane.
- LEHMANN, W.M. (1957): Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. – *Abh. Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.*, **21**: 1-160; Wiesbaden.
- MATSUMOTO, H. (1915): A new classification of the Ophiuroidea: with descriptions of new genera and species. – *Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia*, **67**: 43-92; Philadelphia.
- MICHELS, F. & SCHLOßMACHER, K. (1929): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. – Blatt 3276 Usingen-Fauerbach. Preußische Geologische Landesanstalt; Berlin.
- MICHELS, F. & SCHLOßMACHER, K. (1977): Geologische Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 5617 Usingen, 2. Auflage. Hessisches Landesamt f. Bodenforschung; Wiesbaden.
- MICHELS, F. (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Blatt Nr. 5617 Usingen, 2. Auflage. Hessisches Landesamt f. Bodenforschung: 1-92; Wiesbaden.
- MÜLLER, P. (1997): Fossilagerstätten im Westerwald. – *Westerburger Hefte*, **25**: 1-53; Westerburg.
- MÜLLER, P. (2011): Fossilien aus dem Westerwälder Devon und Karbon. – *Der Aufschluss*, **62**: 219-249; Heidelberg.
- MÜLLER, P. & HAHN, G. (2020): Die Gattung *Encrinaster* (Ophiuroidea, Echinodermata) im deutschen Unter-Devon. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **48**: 47-84; Mainz.
- MÜLLER, P. & HAHN, G. (2022): Revision des Seesterns *Asterias acuminatus* SIMONOWITSCH, 1871 (Urasterellidae), Unterdevon, Deutschland. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **50**: 7-22; Mainz.
- MÜLLER, P. & HAHN, G. (2023): Erstnachweis von *Devonaster* SCHUCHERT, 1914 im deutschen Unter-Devon (Asteroidea, Echinodermata). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **51**: 135-152; Mainz.
- MÜLLER, P., HAHN, G., FRANKE, C. & THUY, B. (2018): A new paedomorphic protasterid brittle star (Echinodermata, Ophiuroidea) from the Early Devonian of Luxembourg and Germany. – *Swiss J. Pal.*, **136(1)**: 327-335; Zürich.
- PALÄONTOLOGISCHER ARBEITSKREIS KOBLENZ (1992): Spuren des Lebens. Fossilien von Rhein und Mosel aus dem Mittelrheinischen Unterdevon. – 1-179; Hrsg. Paläontologischer Arbeitskreis Koblenz.
- REDDY, C., THUY, B., REID, M. & GESS, R. (2023): Earliest known ophiuroids from the Pragian to the earliest Emsian Bavianskloof Formation (Table Mountain Group, Cape Supergroup) South Africa. – *Plos One*, 1-17. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0292636>
- ROEMER, F. A. (1863): Neue Asteriden und Crinoiden aus Devonischem Dachschiefer von Bundenbach bei Birkenfeld. – *Palaeontogr.*, **9**: 143-152; Stuttgart.
- SCHÖNDORF, F. (1908): *Aspidosoma Schmidti* nov. spec. Der erste Seestern aus den Siegener Schichten. – *Jb. preuß. geol. Landesanst.*, **29(3)**: 699-710; Berlin.
- SCHÖNDORF, F. (1909a): Paläozoische Seesterne Deutschlands. I. Die echten Asteriden der rheinischen Grauwacke. – *Palaeontogr.*, **56**: 37-112; Stuttgart
- SCHÖNDORF, F. (1909b): Die fossilen Seesterne Nassaus. – *Jb. Nass. Ver. Naturkde*, **62**: 1-49; Wiesbaden.

- SCHÖNDORF, F. (1910): Paläozoische Seesterne Deutschlands. II. Die Aspidosomatiden des deutschen Unterdevon. – *Palaeontogr.*, **66**: 1-72; Stuttgart.
- SCHUCHERT, C. (1914): *Fossilium Catalogus*, I, Animalia, pars 3, Stelleroidea palaeozoica: 1-53; Berlin (W. Junk).
- SCHUCHERT, C. (1915): Revision of Paleozoic Stelleroidea with special reference to North American Asteroidea. – *Bull. U.S. Natl. Mus.*, **88**: 1-311; Washington.
- SCHWEIZERBART, F. (1870): *Repertorium 1860-1869*. – Autorenregister: 1-76; Stuttgart.
- SHACKLETON, J. D. (2005): Skeletal homologies, phylogeny and classification of the earliest asterozoan echinoderms. – *J. System. Pal.*, **3(1)**: 29-114; London.
- SIMONOWITSCH, S. (1871): Über einige Asteroiden der rheinischen Grauwacke. – *Sitzungsber. math.-naturwiss. Cl. Akad. Wiss.*, **64-I (7)**: 77-122; Wien.
- SPENCER, W. K. (1930): A monograph of the British Palaeozoic Asterozoa, 8. – *Monograph of the Palaeontological Society*, for 1928: 389-436; London.
- SPENCER, W.K. & WRIGHT, C.W. (1966): Asterozoans. – In: *Treatise on invertebrate paleontology*, **U3(1)**: U4-107. University of Kansas Press, Lawrence, and the Geol. Soc. of America, New York.
- STÜRTZ, B. (1886): Beitrag zur Kenntnis paläozoischer Seesterne. – *Palaeontographica*, **32**: 75-98; Stuttgart.
- SÜDKAMP, W. (2017): *Leben im Devon*. – 1-176. Verlag Dr. F. Pfeil; München.
- SÜDKAMP, W. (2022): Regeneration und Fehlbildungen bei rezenten und fossilen Sterntieren. – *Fossilien*, **6/39**: 25-39.
- WENNDORF, K.-W. (2022): Nucinulidae (Brachiopoda, Rhynchonellida) aus dem Unter- und Mitteldevon des Rheinischen Schiefergebirges und benachbarter Regionen. – *Mainzer naturwiss. Arch., Beiheft* **36**: 1-189.

DOI: <https://doi.org/10.23689/figeo-6161>

Manuskript eingegangen am 5.3.2024

Anschrift des Autors:

PETER MÜLLER

Am Grauen Stein 4

D-56244 Freilingen

E-mail: mueller-lgh@t-online.de

New records of damsel- and dragonflies (Odonata: Zygoptera, Anisoptera) from the Miocene of the Mainz Basin (Tertiary; SW-Germany)

ANDRÉ NEL, MARKUS J. POSCHMANN, KAI NUNGESSER, THOMAS SCHINDLER
& MANUEL-JANNICK STENGER

Abstract: New finds of damsel- and dragonflies from the Miocene Wiesbaden Formation of the Mainz Basin are figured and described. The wing fragment of the family Libellulidae and an almost complete specimen of *Lestes* sp. (Lestidae) widen our knowledge of the biota of the Wiesbaden Formation, in particular as historical finds must be considered lost or their repository unknown, respectively. The Lestidae constitutes the first record of Zygoptera for the Tertiary of the Mainz Basin.

Kurzfassung: Neue Funde von Klein- und Großlibellen aus der miozänen Wiesbaden-Formation des Mainzer Beckens werden abgebildet und beschrieben. Das Flügelfragment der Familie Libellulidae und ein fast vollständiges Exemplar von *Lestes* sp. (Lestidae) erweitern unser Wissen über die Lebewelt der Wiesbaden-Formation, insbesondere da historische Funde als verschollen gelten bzw. ihr Aufbewahrungsort unbekannt ist. Die Lestidae stellt den ersten Nachweis von Zygoptera für das Tertiär des Mainzer Beckens dar.

Keywords: Insecta, Odonata, Lestidae, Libellulidae, Miocene, Wiesbaden Formation, Mainz Basin

1. Introduction

Fossil dragonflies from the Tertiary of the Mainz Basin were already mentioned by WAGNER (1931: 46). The author described bedded "Basiskalke" of the *Hydrobia*-layers (named after the small gastropod genus *Hydrobia*, a brackish water snail) from the Gau-Algesheimer Kopf, which hardly contained any *Hydrobia*, but yielded many plant and fish remains (some articulated); in the same sequence, many beautifully preserved insects appeared in the Dyckerhoff quarry in Mainz-Kastel, at that time stored in the SCHMIDTGEN collection. According to WAGNER (1931), the host rock is finely layered and shows mm-wide cracks filled with *Hydrobia*. He interprets concentric structures as traces of rising gas bubbles. WAGNER interprets the environment as standing water with the mud only covered by a thin film of water. SCHMIDTGEN (1938) described the fossil-bearing layers found in the limestone quarry at Petersberg in Kastel and gave an overview of the fossil finds. The plant fossils were described by KRÄUSEL (1938).

ZEUNER (1938) presented a more detailed account on the taxonomy and taphonomy of the insect finds made by O. SCHMIDTGEN. This author identified 14 dragonfly wings assigned to Aeshnidae and Libellulidae, among these *Trameobasileus moguntiacus* ZEUNER, 1938 (Anisoptera: Libellulidae, 9 wings) and *Projagoria conjuncta* MARTYNOV, 1929 (sensu ZEUNER 1938) (Aeshnidae: Gomphaeschninae) (BECHLY 2015). He also mentioned two dragonfly larvae. Further finds of dragonfly larvae from the Kastel quarry were described by EIKAMP (1979); however, his find layer is a bituminous marl, directly below the find layers from which the insects of the SCHMIDTGEN collection came. In the context of current stratigraphy, EIKAMP's finds are to be placed in the Wiesbaden Formation, Hartenberg Subformation sensu GRIMM et al. (2011).



Fig. 1: Abandoned quarry at Mainz-Weisenau; outcrop situation at the discovery point in 2023. The white arrow indicates the approximate position of the insect-bearing layers in the lower part of the Kästrich Subformation.

EIKAMP mentioned that the material described by ZEUNER (1938) was destroyed in World War II (quote from Prof. BRÜNING/Natural History Museum Mainz). GRIMM et al. (2011) assigned the plant and insect finds of KRÄUSEL (1938) and ZEUNER (1938) to the Kästrich Subformation of the Wiesbaden Formation. BECHLY (2015) also mentioned these insect finds; he quoted H. LUTZ (Natural History Museum Mainz) as saying once again that the old finds were destroyed in the war or lost in subsequent times. NUNGESSER (2021) depicts two wings of dragonflies and one dragonfly larva from the Wiesbaden Formation of Wiesbaden and Mainz-Laubenheim, respectively. In the year 2023 one of the authors (MS) found two odonates from the Wiesbaden Formation in an abandoned quarry near Mainz-Weisenau (Fig. 1). Given the rarity of such fossils, the new finds will be illustrated, described and classified here.

2. Material and Methods

The odonatan finds come from the abandoned Mainz-Weisenau quarry of the Heidelberger Zement AG and there from an embankment outcrop on the Weisenau geopath (coordinates: UTM E 449675.912, N 5535778.291). The fossils are preserved in yellowish-light gray, bedded limestones (Fig. 1). Stratigraphically, the finds belong to the Wiesbaden Formation (sensu REICHENBACHER & KELLER 2002), Kästrich Subformation, Mainz Group; the age is Miocene, Aquitanian, Mammalian Zone MN2a (GRIMM et al. 2011). In addition to the almost complete damselfly, another wing fragment of a dragonfly as well as unidentified plant remains and fish bones (including *Notogoneus longiceps*) were found.

The fossils are now part of the Landessammlung für Naturkunde Rheinland-Pfalz at the Naturhistorisches Museum Mainz, with repository numbers NHMMZ PE 2024/51-LS a-b and NHMMZ PE 2024/52-LS, respectively. They were photographed immersed in alcohol (isopropanol) with a Canon EOS 600D SLR camera equipped with a Canon EFS 60mm macro lens. Multiple images with differing focal planes were stacked into a composite with enhanced depth of field using CombineZM software (by Alan Hadley). Photographs were processed and arranged into figures using Adobe Photoshop CS2.

We follow the wing venation nomenclature of RIEK & KUKALOVÁ-PECK (1984), modified by NEL et al. (1993), BECHLY (1996, 2016) and JACQUELIN et al. (2018).

Abbreviations: AA, anal anterior; AP, anal posterior; CuA, Cubitus anterior; CuP, Cubitus posterior; IR, Interradius; MA, Media anterior; MP, Media posterior; RP, Radius posterior.

3. Systematic paleontology

Order Odonata FABRICIUS, 1793

Suborder Zygoptera SELYS-LONGCHAMPS & HAGEN, 1854

Family Lestidae CALVERT, 1901

Genus *Lestes* LEACH, 1815

Lestes sp.

(Fig. 2a–b)

Material: Specimen NHMMZ PE 2024/51-LS a-b (a damselfly covered with manganese, with the wings and three legs in connection with the thorax and the complete abdomen, head missing). Age and outcrop. Aquitanian, Miocene; Mainz-Weisenau, Mainz Basin, Germany.

Description: Body entirely black (but not original color), wings probably hyaline. Head missing. Thorax 5.1 mm long. Fore- and hind wings nearly identical, in particular discoidal cells of same shapes and widths; venation typical of Lestidae, in particular bases of RP3/4 and IR2 closer to arculus than to nodus; forewing 21.9 mm long, 4.6 mm wide, ratio L/W 4.7; 13 postnodal crossveins; pterostigma 1.6 mm long, 0.4 mm wide, covering two cells; distance from base to arculus ca. 3.5 mm, from arculus to nodus 4.2 mm, from nodus to pterostigma 12.6 mm; oblique vein 'O' two cells distal of the base of RP2; vein CuP at level of point of separation of AA from AP; no supplementary row of cells between MP and CuA. Abdomen 31.2 mm long.

Remark: The wing venation of this fossil is characteristic of the Lestidae and more precisely of the genus *Lestes*: long pterostigmata; bases of RP3/4 and IR2 closer to arculus than to nodus; an oblique crossvein 'O'; distal discoidal vein MA_b very oblique, with distal angle of discoidal cell very acute; MA strongly zigzagged; area between IR2 and RP3/4 distally strongly widened with three rows of cells between these two veins in mid parts; fore- and hindwing discoidal cells of the same width and shape; vein AA separating from AP at the level of CuP.

This fossil has only two rows of cells in the area between MP and the posterior margin of wing, a character frequent in the extant species of *Lestes*, in which there are only occasionally three rows of cells, while nearly all the Eocene and Oligocene *Lestes* have three rows of cells (NEL & PAICHELER 1994, JATTIOT et al. 2020, XIA et al. 2022). Few Miocene fossils have been attributed to the genus *Lestes*. The new fossil seems to be quite similar to *Lestes dianacomptea* COMPTE-SART, 2014 from the Vallesian of Bellver de Cerdanya (Spain), based on a single wing and for which it is not possible to compare the shapes of the discoidal cells of the fore- and hind wings, and thus to be absolutely accurate of its attribution to *Lestes* vs. *Sympetma*. HAGEN (1850) attributed three fossils from the early Miocene of Öhningen (Germany) to the genus *Lestes*, viz. *Lestes leucosia* (HEER, 1849), *Lestes ligea* (HEER, 1849), and *Lestes peisinoe* (HEER, 1849). NEL & PAICHELER (1994) indicated that the descriptions and drawings of HEER (1849) are too uncertain to be used. SCHMIDT (1958) indicated that they could belong to the Megapodagrionidae. We had the opportunity to examine the types of *Lestes leucosia* and *Lestes peisinoe* in the Zürich Eidgenössische Technische Hochschule (Switzerland). *Lestes leucosia* is based on a very poor fossil, but it has a broad wing, and a very long postnodal area compared to its antenodal part, much longer than in Lestidae, and could be a Sieblosiidae. *Lestes peisinoe* is a Sieblosiidae.

Family Libellulidae
Genus and species undetermined
(Fig. 2c)

Material: Specimen NHMMZ PE 2024/52-LS (counterpart of the distal third of a fore (?) wing). Age and outcrop. Aquitanian, Miocene; Mainz-Weisenau, Mainz Basin, Germany.

Description: Preserved part hyaline; length of fragment 33.8 mm, ca. 14.3 mm wide at level of apex of RP3/4; pterostigma brown, narrow elongate, 6.3 mm long, 0.9 mm wide, covering a little more than two cells, no pterostigmal brace; six preserved postnodal crossveins, not aligned with postsubnodal crossveins; base of IR1 below distal third of pterostigma, with two rows of cells between it and RP1; pseudo-IR1 zigzagged, with its base 10.8 mm basad level of pterostigma; for rows of cells between RP2 and RP1 below pterostigma; RP2 weakly undulating; one-two rows of cells between RP2 and IR2 up to wing margin; IR2 weakly curved; Rspl well defined, distinctly curved distally, with two-three rows of cells between it and RP2; RP3/4 and MA_a strongly curved apically and perpendicular to posterior margin of wing; postdiscoidal area broad along posterior wing margin.

Remark: The shape of Rspl, the absence of a pterostigmal brace and the veins RP3/4 and MA_a perpendicular to posterior margin of wing are characters allowing an attribution to the Libellulidae. The rather broad area between IR2 and Rspl with three rows of cells and the postnodals not aligned with the postsubnodals are present in the Trameinae, but the lack of information on the basal part of the wing forbids us to place this wing in a precise subgroup of the Libellulidae.

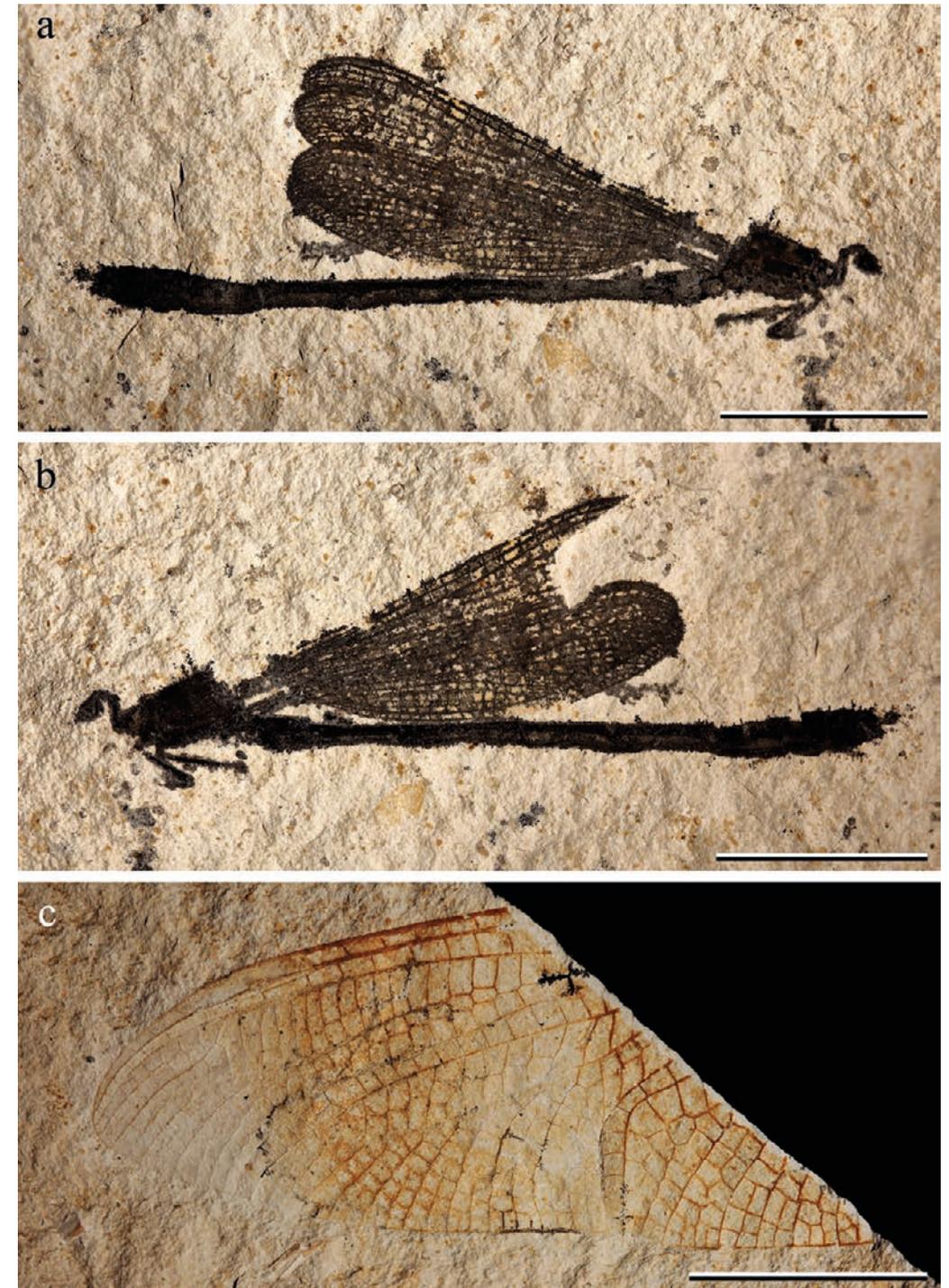


Fig. 2: Odonata from the Wiesbaden Formation, Kästrich Subformation of Mainz-Weisenau. a *Lestes* sp., specimen NHMMZ PE 2024/51-LS a, b counterpart, specimen NHMMZ PE 2024/51-LS b, c Libellulidae incertae sedis, specimen NHMMZ PE 2024/52-LS. Scale bars = 10 mm.

4. Discussion

The two new odonatan fossils from the Miocene Wiesbaden Formation include a *Lestes* sp., the first record of Zygoptera for the Tertiary of the Mainz Basin. It is not possible to characterize the new fossil *Lestes* at the species level and to be sure if it is a new taxon or not. Therefore, we prefer not to give a formal species name to this fossil. Also, the new Libellulidae cannot be placed below the family level due to lack of the basal part of the wing.

5. Conclusion

The fossils documented herein along with previous, unfortunately lost, specimens suggest that the odonatan fauna of the Wiesbaden Formation was rather diverse with representatives of both Zygoptera and Anisoptera having been present. Generally, the Wiesbaden Formation represents a time of relatively rapid environmental changes reflecting shallow marine, brackish, dry (including root horizons), and freshwater environments (e.g., STAPF & HARTMANN 1981, REICHENBACHER 2000, ZELL et al. 2022, KADOLSKY 2023). The Kästrich Subformation in particular yielded a diverse terrestrial vertebrate fauna including various waterfowl (GRIMM & GRIMM 2003, NUNGESSER 2021). Insects are represented by flies (Diptera), Hymenoptera, beetles (Coleoptera), true bugs (Heteroptera), and taxa with a closer connection to the water, such as caddisflies (Trichoptera) and dragonflies (Anisoptera) (ZEUNER 1938, NUNGESSER 2021). The damselfly (Zygoptera) reported herein constitutes the first record of this group for the Tertiary of the Mainz Basin. The preferred habitat of these predatory odonatan insects (and their larvae) were probably lakes that repeatedly formed during the time interval represented by the Kästrich Subformation due to relative water level fluctuations in the northern Upper Rhine Graben, which in turn were conditioned by climate shifts and tectonic movements (SCHÄFER et al. 2023).

Acknowledgments

We thank Dr. Iwan Stössel (ETH Zürich), Roger Lang and Karin Braun (both LGB Mainz) for their kind help.

References

- BECHLY, G. (1996): Morphologische Untersuchungen am Flügelgeäder der rezenten Libellen und deren Stammgruppenvertreter (Insecta; Pterygota; Odonata), unter besonderer Berücksichtigung der Phylogenetischen Systematik und des Grundplanes der Odonata. – *Petalura Spec. Vol.*, **2**: 1–402.
- BECHLY, G. (2015): Fossile Libellennachweise aus Deutschland (Odonatoptera). – *Libellula Suppl.*, **14**: 423–464; Mönchengladbach.
- BECHLY, G. (2016): Phylogenetic systematics of Odonata. <https://bechly.lima-city.de/phylosys.htm> (accessed 30 May 2024).
- CALVERT, P.P. (1901): *Biologia Centrali-Americana: Insecta. Neuroptera. Odonata*: 17–410.
- COMPTE-SART, A. (2014): Nueva especie del género *Lestes* LEACH, 1815 (Insecta, Odonata) del Mioceno de Bellver de Cerdanya (Lérida). – *Graellsia*, **70**(1): 1–10.
- EIKAMP, H. (1979): Zur Wirbeltier- und Insektenfauna der unteren Hydrobienschichten (Aquitän, Untermiozän) im Dyckerhoff-Steinbruch „Am Hambusch“ in Wiesbaden-Amöneburg. – *Der Aufschluss*, **30**: 193–206; Heidelberg.

- FABRICIUS, J.C. (1793): *Entomologia systematica emendata et aucta, secundum classes, ordines, genera, species, adjectis synonymis, locis, observationibus, descriptionibus*, **2**: 1–519; C.G. Proft (Hafniae [= Copenhagen]).
- GRIMM, K.I. & GRIMM, M. (2003): *Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken*. – In: GRIMM, K.I., GRIMM, M.C., NEUFFER, O. & LUTZ, H. (eds.): *Die fossilen Wirbellosen des Mainzer Tertiärbeckens, Teil 1-1*. – *Mainzer naturwiss. Arch., Beih.* **26**: 165 S.; Mainz.
- GRIMM, K.I., GRIMM, M., RADTKE, G., KADOLSKY, D., SCHÄFER, P., FRANZEN, J.L., SCHINDLER, T. & HOTTENROTT, M. (2011): *Mainzer Becken*. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (eds.): *Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1*: 133–209. – *Schr.-R. Dt. Ges. Geowiss.*, **75**: 461 pp.; Hannover.
- HAGEN, H.A. (1850): Énumération des Odonates fossiles d'Europe. – In: SELYS-LONGCHAMPS, E. DE & HAGEN, H.A. (eds.): *Revue des Odonates ou libellules d'Europe*: 356–364. – *Mem. Soc. R. Sci. Liege*, **6**: XXII + 408 pp., 2 pls.; Bruxelles, Leipzig (C. Muquardt) & Paris (Roret).
- HEER, O. (1849): *Die Insektenfauna der Tertiärgebilde von Oeningen und von Radoboj in Croatien. Zweite Abtheilung: Heuschrecken, Florfliegen, Aderflüger, Schmetterlinge und Fliegen*. – *Neue Denkschr. Allg. Schweizer. Ges. ges. Naturwiss. Zürich*, **11**: iv + 264 pp.; Leipzig (Engelmann).
- JACQUELIN, L., DESUTTER-GRANDCOLAS, L., CHINTAUAN-MARQUIER, I., BOISTEL, R., ZHENG, D.-R., PROKOP, J. & NEL, A. (2018): New insights on basivenal sclerites using 3D tools and homology of wing veins in Odonatoptera (Insecta). – *Sci. Rep.*, **8**(238): 1–7. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-18615-0>
- JATTIOT, R., LATUTRIE, B. & NEL, A. (2020): The first damselfly (Odonata, Lestidae) from the upper Eocene of Monteils (Gard, France). – *Zootaxa*, **4750**(3): 432–436. <https://doi.org/10.11646/zootaxa.4750.3.9>
- KADOLSKY, D. (2023): Untermiozäne Fossilgemeinschaften der Wiesbaden-Formation aus einem Tertiärprofil in Mainz (Mainz-Gruppe, Mainzer Becken, Deutschland) - 2. Mollusken. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **51**: 89–126; Mainz. <https://doi.org/10.23689/figeo-5823>
- KRÄUSEL, R. (1938): Die tertiäre Flora des Hydrobienskalks von Mainz-Kastel. – *Paläont. Z.*, **20**: 9–103; Berlin. <https://doi.org/10.1007/BF03041584>
- LEACH, W.E. (1815): *Entomology*. – In: BREWSTER, D. (ed.): *The Edinburgh Encyclopaedia*, **9**: 57–172; Edinburgh (Blackwood).
- MARTYNOV, A.V. (1929): Fossil insects from Tertiary deposits in Ashutas Saisan district. – *Geol. Muz. Akad. nauk SSSR*, **5**: 173–216.
- NEL, A., MARTÍNEZ-DELCLÒS, X., PAICHELER, J.-C. & HENROTAY, M. (1993): Les 'Anisozygoptera' fossiles. Phylogénie et classification (Odonata). – *Martinia Numéro Hors Série*, **3**: 1–311.
- NEL, A. & PAICHELER, J.-C. (1994): Les Lestoidea (Odonata, Zygoptera) fossiles: un inventaire critique. – *Ann. Paléont.*, **80**: 1–59.
- NUNGESSER, K. (2021): *Das Tertiär des Mainzer Beckens, Erdgeschichte und Fossilien in Rheinhesen und Umgebung*. – 224 S.; Steinkern-Verlag (Bielefeld).
- REICHENBACHER, B. (2000): *Das brackisch-lakustrine Oligozän und Unter-Miozän im Mainzer Becken und Hanauer Becken: Fischfaunen, Paläoökologie, Biostratigraphie, Paläogeographie*. – *Cour. Forsch.-Inst.*, **222**: 1–143; Frankfurt/Main.
- REICHENBACHER, B. & KELLER, T. (2002): Neudefinition von stratigraphischen Einheiten im Tertiär des Mainzer und Hanauer Beckens (Deutschland, Oligozän – Miozän), Teil 2: Wiesbaden-Formation [= Untere Hydrobien-Schichten]. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **31**: 99–122; Mainz. <https://doi.org/10.23689/figeo-5831>
- RIEK, E.F. & KUKALOVÁ-PECK, J. (1984): A new interpretation of dragonfly wing venation based upon Early Upper Carboniferous fossils from Argentina (Insecta: Odonatoidea) and basic character states in pterygote wings. – *Can. J. Zool.*, **62**: 1150–1166. <https://doi.org/10.1139/z84-166>

- SCHÄFER, P., KADOLSKY, D., REICHENBACHER, B., SCHWARZ, J., & WIESNER, E. (2023): Untermiozäne Fossilgemeinschaften der Wiesbaden-Formation aus einem Tertiärprofil in Mainz (Mainz-Gruppe, Mainzer Becken, Deutschland) - 1. Artenbestand, Paläoökologie, feinstratigraphische Einstufung. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, 51: 39–88; Mainz. <https://doi.org/10.23689/figeo-5822>
- SCHMIDT, E. (1958): Bemerkungen über *Lestiden* III (Odonata). Über *Oligolestes grandis* (Statz, 1935) und eine neue *Lestes*-Art aus dem Mittel-Oligozän von Rott im Siebengebirge. – *Decheniana*, 111(1): 1–7, 1 pl.; Bonn.
- SCHMIDTGEN, O. (1938): Die Fundstelle von Pflanzen und Insekten in den Hydrobienkalken am Petersberg von Mainz-Kastel. – *Paläont. Z.*, 20: 3–9; Berlin.
- SELYS-LONGCHAMPS, E. DE & HAGEN, H. (1854): Monographie des Caloptérygines. – *Mem. Soc. R. Sci. Liege*, 9: 720 pp., 23 pls.; Bruxelles, Leipzig (C. Muquardt) & Paris (Roret).
- STAPP, K.R.G. & HARTMANN, D. (1981): Zur Stratigraphie und Fazies der Hydrobien-Schichten im Steinbruch Budenheim bei Mainz (Tertiär, Unter-Miozän, Mainzer Becken). – *Mitt. Pollichia*, 69: 82–108; Bad Dürkheim.
- WAGNER, W. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen im Maßstab 1:25.000, Blatt Ober-Ingelheim. – 118 S.; Darmstadt (Hessischer Staatsverlag).
- XIA, G., ZHENG, D., KRIEG-JACQUIER, R., FAN, Q., CHEN, Y. & NEL, A. (2022): The oldest-known *Les-tidae* (Odonata) from the late Eocene of Tibet: palaeoclimatic implications. – *Geol. Mag.*, 159(4): 511–518. <https://doi.org/10.1017/S0016756821001102>
- ZELL, P., HENNHOFER, D., DOMÍNGUEZ-VÁZQUEZ, G., BOHATÝ, J., STINNESBECK, W. & BLUME, M. (2022): Nachweis tertiärer Wurzelhorizonte im Typusprofil der Wiesbaden-Formation. – *hessenARCHÄOLOGIE*, 2021: 51–54; Stuttgart.
- ZEUNER, F. (1938): Die Insektenfauna des Mainzer Hydrobienkalks. – *Paläont. Z.*, 20: 104–159; Berlin.

DOI: <https://doi.org/10.23689/figeo-6164>

Manuscript received 18. July 2024

Addresses of the authors:

Prof. Dr. ANDRÉ NEL
Institut de Systématique, Evolution, Biodiversité (ISYEB),
Muséum national d'Histoire naturelle, CNRS, Sorbonne Université, EPHE, Université des Antilles, CP 50
57 rue Cuvier, F-75005 Paris, France. E-Mail: anel@mnhn.fr
<https://orcid.org/0000-0002-4241-7651>

MARKUS J. POSCHMANN, Dr. THOMAS SCHINDLER
Generaldirektion Kulturelles Erbe RLP
Direktion Landesarchäologie/Erdgeschichtliche Denkmalpflege
Niederberger Höhe 1, D-56077 Koblenz, Germany;
E-Mail: markus.poschmann@gdke.rlp.de, <https://orcid.org/0000-0001-9710-1673>
thomas.schindler@gdke.rlp.de, <https://orcid.org/0000-0002-1655-2913>

KAI NUNGESSER
Generaldirektion Kulturelles Erbe RLP
Direktion Landesarchäologie/Erdgeschichtliche Denkmalpflege
Große Langgasse 29, D-55116 Mainz, Germany; E-Mail: kai.nungesser@gdke.rlp.de

MANUEL-JANNICK STENGER
Adelungstraße 11, D-55131 Mainz, Germany;
E-Mail: manuel.stenger@stud.uni-frankfurt.de; <https://orcid.org/0009-0009-7502-6284>

Quo vadis Tertiär? -

Eine Stellungnahme zur aktuellen Diskussion über den Begriff des Tertiär

MATTHIAS C. GRIMM, DIETRICH KADOLSKY †, HENNY GERSCHEL, KIRSTEN I. GRIMM, RONALD JANSSEN, GUDRUN RADTKE, ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER & CHRISTIANE GOLD

Die Autoren sind ordentliche Mitglieder der deutschen
Subkommission Tertiär-Stratigraphie (SKT)

Kurzfassung: In der Annahme, es handele sich um ein antiquiertes Relikt einer inzwischen nicht mehr gebräuchlichen Auffassung von Stratigraphie, entschied das ICS-Exekutivkomitee im Jahr 1976, das Känozoische Erathem in Paläogen, Neogen und Quartär zu unterteilen und den Begriff Tertiär lediglich als informellen Begriff beizubehalten. Dieser Beschluss erfolgte jedoch ohne Rücksprache mit den Subkommissionen und ohne Einbindung der IUGS. Er widerspricht dem Geist und den Empfehlungen der Internationalen Stratigraphischen Richtlinien und ist demokratisch nicht legitimiert. Sowohl das Vorgehen als auch die fachliche Rechtfertigung löste weltweit eine Kontroverse aus und führte zu einer anhaltenden Verunsicherung bei Geowissenschaftlern sowie zu einer tiefen Spaltung der stratigraphischen Bearbeiter.

Auch die deutsche Subkommission Tertiär-Stratigraphie (SKT) als nationales Fachgremium hat sich wiederholt mit dieser Thematik auseinandergesetzt. Im Rahmen dieser Diskurse kam die SKT mehrfach zum Schluss, dass der Begriff des Tertiär aufgrund historischer, fachlicher und anwendungspraktischer Fakten im Range eines Systems/einer Periode weiterhin zu erhalten ist. Diese Forderung vertritt das Gremium nachhaltig.

Vorliegender Artikel gibt einen Überblick zu verschiedenen Aspekten dieser Argumentationskette. Zudem belegt er anhand neuer statistischer Untersuchungen zur sprachlichen Begriffsverbreitung, dass die Termini "Neogen" und "Paläogen" auch nach über 45 Jahren nicht so verbreitet und demnach weniger akzeptiert sind, als der "Tertiär"-Begriff. Dies wäre für chronostratigraphische Begriffe im Range von Systemen/Perioden jedoch anders zu erwarten und notwendig. Darum wird empfohlen, den Begriff "Tertiär" als System/Periode beizubehalten und die Begriffe "Paläogen" und "Neogen" im Range von Subsystemen/Subperioden zu verwenden.

Abstract: Assuming it to be an antiquated relic of a now obsolete conception of stratigraphy, the ICS Executive Committee decided in 1976 to subdivide the Cenozoic Erathem into Paleogene, Neogene and Quaternary. Accordingly, the term "Tertiary" was to be retained only as an informal term. However, this decision was made without consulting the subcommissions and without involving the IUGS. It contradicts the spirit and the recommendations of the International Stratigraphic Guidelines and lacks democratic legitimacy. Both the procedure and the technical justification triggered controversy worldwide and led to continuing uncertainty among geoscientists and a deep division among stratigraphers.

The German Subcommission on Tertiary Stratigraphy (SKT), as a national expert committee, has also repeatedly addressed this issue. In these discourses, the SKT repeatedly concluded that the term "Tertiary" has to be preserved in the range of a system/period due to historical, technical and practical facts. This is a demand that the SKT continues to advocate.

The present article provides an overview of various aspects of these arguments. In addition, new statistical studies provide evidence for the linguistic spread of terms. It is shown that the terms

"Neogene" and "Paleogene" are not as widespread and therefore less accepted than the "Tertiary" term, even after more than 45 years. But this would be expected and necessary differently for chronostratigraphic terms in the range of systems/periods. Therefore, it is recommended to keep the term "Tertiary" as system/period and to use the terms "Palaeogene" and "Neogene" in the range of subsystems/subperiods.

Résumé: Pensant que le terme Tertiaire était un concept obsolète, le Comité Exécutif de l'ICS a décidé de 1976 de subdiviser l'érathème Cénozoïque en Paléogène, Néogène et Quaternaire, en conservant le terme Tertiaire comme notion purement informelle. Cette décision a été prise sans consulter les sous-commissions et sans impliquer l'IUGS. Elle est contraire à l'esprit et aux recommandations des Directives Stratigraphiques Internationales, et n'a aucune légitimité démocratique. La procédure, tout autant que la justification technique de cette prise de décision, ont enclenché une controverse dans le monde entier, entraînant une incertitude persistante chez les géoscientifiques ainsi qu'une profonde division parmi les personnes travaillant sur la stratigraphie.

En tant qu'organisme spécialisé, la Sous-Commission Allemande de Stratigraphie Tertiaire (SKT) s'est penchée sur cette thématique à plusieurs reprises. Dans le cadre de leurs discussions, la SKT est parvenue plusieurs fois à la conclusion que la notion de Tertiaire devait être maintenue en tant que système/période en raison de faits historiques, techniques et d'applications pratiques. C'est une demande que la sous-commission continue de défendre.

Cet article donne un aperçu des différents aspects de cette ligne d'argumentation. De plus, il démontre à l'aide de nouvelles études statistiques sur la diffusion linguistique des termes, que les termes «Néogène» et «Paléogène», même après plus de 45 ans, ne sont pas aussi répandus que le terme «Tertiaire», et sont donc moins acceptés que ce dernier. On devrait s'attendre à ce qu'il en soit autrement pour les termes chronostratigraphiques des systèmes/périodes. Par conséquent, il est conseillé de conserver le terme «Tertiaire» comme système/période et d'utiliser les termes «Paléogène» et «Néogène» en tant que sous-systèmes/sous-périodes.

1. Einleitung

Der Begriff "Tertiär" wird als chronostratigraphischer Terminus seit der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts international verwendet und ist bei Stratigraphen, Geologen, anderen Erd- und Naturwissenschaftlern sowie im Allgemeinwissen der breiten Bevölkerung gut eingeführt. Seine stratigraphische Untergrenze bei 66 Ma wird durch den 1991 von der ICS (International Commission on Stratigraphy) und von der IUGS (International Union of Geological Sciences) ratifizierten GSSP (Global Stratotype Section and Point) in Le Kef, Tunesien definiert (MOLINA et al. 2006). Die Obergrenze des Tertiär war 1985 ursprünglich durch den GSSP für das Calabrium in Vrica, Kalabrien/Italien festgelegt (Grenze Gelasium/Calabrium; AGUIRRE & PASINI 1985, CITA et al. 2012). Diese wurde von den Quartär- und vielen europäischen Tertiär-Stratigraphen aber nicht akzeptiert (GIBBARD & HEAD 2009). Nach der Eingliederung des Gelasium in das Quartär (GIBBARD & HEAD 2009) fällt die Grenze Tertiär/Quartär nun an die Grenze Piacenzium/Gelasium vor 2,6 Ma und ist durch den 1996 ratifizierten GSSP in Monte San Nicola in Sizilien/Italien formal festgelegt (RIO et al. 1998, HEAD & GIBBARD 2015). Damit umfasst das 63,4 Mio. Jahre währende Tertiär den Großteil des Känozoikums.

Seit mehreren Jahren wird die wissenschaftliche Verwendbarkeit des Begriffs "Tertiär" jedoch durch die Internationale Stratigraphische Kommission (ICS) infrage gestellt. Es wird postuliert, dass es sich bei der Begrifflichkeit um das antiquierte Relikt einer inzwischen nicht mehr gebräuchlichen Auffassung von Stratigraphie handele, und der Begriff "Tertiär" darum abzuschaffen bzw. durch die gleichrangigen Termini "Paläogen" und "Neogen" zu ersetzen sei.

Diese Positionierung kritisch zu hinterfragen und aus unterschiedlichen Blickwinkeln zu beleuchten, ist Ziel vorliegender Arbeit. Als Beitrag zum nationalen sowie internationalen Diskurs soll durch eine fundierte Auseinandersetzung mit den biostratigraphischen Grundlagen, der systematischen Passfähigkeit in die heutige stratigraphische Hierarchie sowie einer sprachlichen Nutzungsanalyse die Aktualität der Begrifflichkeiten detailliert untersucht bzw. diskutiert werden.

2. Das Tertiär und seine wissenschaftliche Begründung

2.1 Kurzer wissenschaftshistorischer Abriss

Die Bezeichnung "Tertiär" geht auf den italienischen Geologen GIOVANNI ARDUINO (1714-1795) zurück (Tab. 1). Er ordnete die von ihm in Italien untersuchten Gesteine der Alpen, des Apennins und der Toskana aufgrund von lithostratigraphischen Merkmalen in vier Gruppen, die er als "*monti primari*", "*monti secondari*" und "*monti terziari*" bezeichnete und von den "*strati d'alluvione*" abtrennte (ARDUINO 1760: 155). Ausgehend von dieser Abfolge schuf er eine Gliederung der Gesteinsabfolgen, "*die den sichtbaren Kern der Erde bilden, in vier allgemeine und aufeinanderfolgende Ordnungen*", deren Vergleiche "*klar die Kenntnis davon geben, wie die Schichten gebildet werden, nicht nur in der Zeit, sondern auch unter sehr unterschiedlichen Umständen*" (ARDUINO 1760: 158, übersetzt aus dem Italienischen). Für ARDUINO waren die vier von ihm geschaffenen Ordnungen bezüglich ihrer Hierarchie gleichwertig. Er erkannte auch das unterschiedliche Alter der Ordnungen. Damit stellt ARDUINOS Gliederung in vier Ordnungen die älteste bekannte chronostratigraphische Gliederung dar.

Die eindeutige Trennung der litho- und chronostratigraphischen Bezeichnungen durch Arduino vernachlässigten die meisten der ihm nachfolgenden Autoren jedoch (CUVIER 1822, BASTEROT 1825, BRONN 1831). So wurde der im Grunde lithostratigraphisch geprägte italienischsprachige Begriff "*monti terziari*" (Plural) weitgehend auch im chronostratigraphischen Kontext adaptiert. Damit verdrängte er in seiner französischen Übersetzung "*terrain tertiaire*" (Singular) allmählich die ältere, für die Ablagerungen zwischen der Kreide und der Erdoberfläche genutzte Bezeichnung "*Terrain de sédiment supérieur*" (CUVIER in CUVIER & BRONGNIART 1822, BASTEROT 1825). In der deutschsprachigen geowissenschaftlichen Literatur wurde dafür der Begriff "*Tertiär-Bildungen*" (jedoch gleichzeitig auch "*Tertiär-Schichten*" und "*Tertiär-Zeit*") verwendet (BRONN 1831).

Obwohl chronostratigraphische Bezüge bereits im 18. Jahrhundert kontrovers diskutiert wurden (HUTTON 1788, CUVIER & BRONGNIART 1808), zeigte dies zunächst keine Auswirkungen auf die Nomenklatur. Erst mit den Untersuchungen von LYELL (1833) wurde mit der Terminologie von tertiärer Epoche ("*tertiary epoch*" LYELL 1833: XII und 52) und tertiären Formationen ("*tertiary formations*") wieder eine klare Unterscheidung zwischen chrono- bzw. lithostratigraphischen Begriffen getroffen. Die tertiäre Epoche untergliedert LYELL (1833) in vier Perioden, die er als "*Eocene period*" (heute Paläozän, Eozän und Oligozän), "*Miocene period*", "*Older Pliocene period*" und "*Newer Pliocene period*" bezeichnete, und trennte diese von der rezenteren Periode.

Als Grundlage für diese Untergliederung diente ihm dabei die Faunenzusammensetzung der in die einzelnen Perioden gestellten Schichtenfolgen (hauptsächlich Mollusken). Sechs Jahre später benannte er das "Older Pliocene" in "Pliocene" und das "Newer Pliocene" in "Pleistocene" um (LYELL 1839; vgl. Tab. 1).

Mitte des 19. Jahrhunderts – und damit fast 100 Jahre nach Einführung des Tertiär-Begriffs – wurde erstmals der Terminus "Neogen" eingeführt. Als kumulative Bezeichnung und Ersatz für das damalige Miozän und Pliozän schlug HÖRNES (1853) den Begriff vor, nachdem er die von LYELL (1833, 1839) eingeführten Epochen aufgrund der von ihm untersuchten Mollusken nicht trennen konnte. Als Ersatz für Miozän und Pliozän setzte sich der Begriff des Neogen zwar nicht durch, fand aber weiterhin Verwendung als zusammenfassende Bezeichnung (WALSH 2006).

Zur weiteren Untergliederung des chronostratigraphischen Tertiärbegriffs trug BEYRICH (1854) bei, indem er das Oligozän vom Eozän abtrennte. Um den von HÖRNES (1853) bereits erkannten Gegensatz zwischen den neogenen zu den vormals "eozänen" Molluskenfaunen dennoch weiterhin deutlich herauszustellen, schuf NAUMANN (1866: 8) die sog. "Paläogenen Tertiär-Formationen" als weiteren Kollektivnamen. Er betrachtete das Paläogen allerdings keineswegs als Ersatz für das Eozän und Oligozän, sondern als übergeordnete zusammenfassende Einheit. Gleichzeitig betonte er, dass das Oligozän als "selbständige Gruppe [...] sich von den eozänen ebenso wie von den miocänen Bildungen unterscheidet" (NAUMANN 1866: 9).

Einige Jahre später wurde schließlich von SCHIMPER die "Période paléocène" als älteste Periode seiner "Époque tertiaire" eingeführt (SCHIMPER 1874: 680). SCHIMPER unterteilte das Tertiär aufgrund von Florenresten in fünf voneinander unabhängige Perioden (*période paléocène, p. éocène, p. oligocène, p. miocène und p. pliocène*; vgl. Tab. 1), wobei er die Begriffe Neogen und Paläogen nicht erwähnte – vermutlich, weil dies mit der Florenentwicklung nicht zu begründen war.

Tab 1: Wissenschaftshistorische Definition und Entwicklung der chronostratigraphischen Untergliederung des Tertiär (Begrifflichkeiten zur besseren Vergleichbarkeit ins Deutsche übersetzt).

ARDUINO (1760)	LYELL (1833)	LYELL (1839)	HÖRNES (1853)	BEYRICH (1854)	NAUMANN (1866)	SCHIMPER (1874)
Quartär	Jüngeres Pliozän	Pleistozän				
Tertiär	Älteres Pliozän	Pliozän	Neogen			Pliozän
	Miozän					Miozän
	Eozän			Oligozän	Paläogene Tertiär-Formationen	Oligozän
				Eozän		Eozän
				Paläozän		

2.2 Kritische Auseinandersetzung mit den biostratigraphischen Grundlagen

Die einst von ARDUINO (1760) postulierte erste ("primo ordine") bzw. zweite Ordnung in der Chronostratigraphie ("secondo ordine") ist aus heutiger wissenschaftlicher Sicht unbestritten obsolet (STEININGER 2002, WALSH 2006) und wurde daher durch eine moderne Systematik aus Ärathemen, Perioden und Systemen ersetzt (vgl. Internationale Stratigraphische Tabelle der ICS v09/2023, COHEN et al. 2023).

Die begriffliche Verwendbarkeit der dritten Ordnung ("terzo ordine") als Begründung für das Tertiär als System bzw. Periode bleibt hiervon jedoch ebenso unberührt, wie die der vierten Ordnung ("quarto ordine") als Basis für das Quartär. Nach fast zwei Jahrhunderten des Gebrauchs haben sich beide Begriffe inhaltlich bewährt, wurden im Laufe der Wissenschaftsgeschichte immer weiter präzisiert und den neuen Erkenntnissen angepasst. Somit besitzen sie bis heute ihre Gültigkeit und stellen wichtige, an globalen Wendepunkten der Erdgeschichte (K/T-Aussterbeereignis, Beginn der eiszeitlichen Klimaschwankungen des Quartär) ausgerichtete, zusammenfassende chronostratigraphische Gliederungsebenen dar.

Eine weitere Unterteilung des Tertiär wollten die Geologen des 19. Jahrhunderts auf Basis unterschiedlicher benthischer Faunen diverser Ablagerungsverhältnisse erreichen. Bei ihren biostratigraphischen Schlussfolgerungen waren Mollusken, die sowohl faziellen als auch paläogeographischen Limitierungen unterworfen sind, von großer Bedeutung (LYELL 1833, 1839, HÖRNES 1853, BEYRICH 1854). Der scheinbar große Schnitt an der Grenze zwischen Paläogen und Neogen – die zugleich die Grenze zwischen Oligozän und Miozän sowie zwischen Chattium und Aquitanium darstellt – ist jedoch lediglich bedingt durch die jeweils bessere Datenlage bezüglich der Verhältnisse unterschiedlicher paläogeographischer Gebiete: Das ältere Chattium ist charakterisiert durch Aufschlüsse am Südrand des Nordseebeckens, das Aquitanium basiert dagegen auf Beobachtungen an der französischen Atlantikküste. Während das Miozän am besten durch die Faunen des Mittelmeergebietes, der Paratethys und SW-Frankreichs (Atlantikrand) bekannt war, stützte die Definition des Oligozän durch BEYRICH (1854) auf Faunen und Straten Belgiens und Norddeutschlands – also des Nordseebeckens. Die Typusregionen dieser Einheiten sind paläogeographisch nicht direkt verbunden und liegen in unterschiedlichen Breitengraden; deutliche faunistische Unterschiede sind daher nicht überraschend. Sie existieren jedoch nicht bei fokussierter Betrachtung der Entwicklung dieser Faunen über die Miozän/Oligozän-Grenze im gleichen Sedimentbecken und in ähnlichen Faziesbereichen (z.B. KADOLSKY 1988, LOZOUET & MAESTRATI 2012).

Demnach ist die gegenwärtig postulierte Neogen/Paläogen-Grenze am Übergang Oligozän/Miozän vielmehr das Produkt von Erforschungshistorie und Aufschlussverhältnissen als das Zeugnis einer markanten Zäsur in der Erdgeschichte. So bleibt festzustellen, dass sowohl in terrestrischen als auch in marinen Faunen (und Floren) zu beobachtende Schnitte zwischen dem Paläogen und dem Neogen bei weitem nicht in der gleichen Größenordnung liegen wie die zwischen Kreide und Tertiär. Bei einer hierarchischen Gleichstellung von Kreide, Paläogen und Neogen als Perioden bzw. Systeme wäre dies als eine der Grundlagen aber zu erwarten. Während der Schnitt zwischen Kreide und Paläozän z. B. bei Mollusken, Vertebraten und Foraminiferen ein grundlegendes Massensterben ist, gibt es z. B. bei den Mollusken bis auf sehr wenige und unbedeutende Familien keine scharfen Zäsuren im zeitlichen Auftreten des ganz überwiegenden Teiles der Familien vom Paläozän bis in die rezente Fauna (LOZOUET 2014). Der faunistische Übergang zwischen Paläogen und Neogen ist vielmehr gleitend.

Wenn eine weiterführende interne Gliederung des Tertiär als notwendig erachtet wird, wäre eine Trennung an der Basis des Oligozän wissenschaftlich vorzuziehen. Die formale Begründung hierfür lieferte bereits BEYRICH (1854) mit seiner Beobachtung der Eigenständigkeit der oligozänen Faunenvergesellschaftung, deren Untergrenze vor allem im terrestrischen Bereich durch einen deutlichen, klimatisch bedingten Faunenschnitt gekennzeichnet ist. Die heute als "*Grande Coupure*" der Mammalierfauna (STEHLIN 1909) bekannte Grenze wäre daher weit besser geeignet (z. B. GAÁL 1938) und demnach auch zu favorisieren bzw. international zu erörtern, um eine stratigraphisch überzeugende Differenzierung zwischen zwei übergeordneten chronostratigraphischen Einheiten zu erreichen. Ob in einem solchen Falle weiterhin von den dann kaum noch historisch begründeten Termini "*Paläogen*" und "*Neogen*" zu sprechen wäre, bliebe der weiteren Diskussion überlassen.

Überlegungen, quartäre Anteile in das Neogen zu inkludieren bzw. das Neogen auf das Pleistozän auszudehnen, sind sowohl aus inhaltlichen als auch aus hierarchischen Gründen zurückzuweisen (WALSH 2006). Sie basieren auf falschen Voraussetzungen (z. B. BERGGREN 1998, STEININGER 2002) und würden zu einer Vermischung grundlegend unterschiedlicher stratigraphischer Perioden führen, auch wenn diese von nur vergleichsweise kurzer Dauer, dafür aber geologisch umso besser belegt sind. Derartige Verflechtungen wurden daher zurecht von den stratigraphischen Skalen zurückgenommen (z. B. International Chronostratigraphic Chart der International Commission on Stratigraphy v02/2022; GIBBARD & HEAD in GRADSTEIN et al. 2020).

3. Das Tertiär in der chronostratigraphisch-geochronologischen Systematik

3.1 Zur hierarchischen Einordnung des Tertiär in der historischen Stratigraphie

Die ältere Literatur vor Einführung der stratigraphischen Systematik im Jahre 1881 folgt naturgegeben noch keinem modernen Gliederungsschema. So sind die von ARDUINO (1760) vorgeschlagenen vier Ordnungen zwar zweifellos chronostratigraphische Begriffe, entsprechen jedoch sehr unterschiedlichen hierarchischen Rängen. Auch LYELL (1833), HÖRNES (1853), NAUMANN (1866) und SCHIMPER (1874) verbinden die heutigen Stufen, Serien und Systeme noch mit unterschiedlichen Begriffen wie Epoche, Periode, Etage, die heute z. T. unterschiedliche Ränge innerhalb der Geochronologie darstellen.

Zwar lässt sich der Rang des Tertiär – im heutigen Sinne als System – schon aus frühen Publikationen ableiten, doch erst der zweite Internationale Geologische Kongress (IGC – im Folgenden als 2. IGC benannt) 1881 in Bologna fixierte hierzu formale Festlegungen (CAPELLINI 1882, VAI 2004). So wurde folgende Untergliederung beschlossen:

Gruppe (groupe), Ära
System (système)
Serie (série)
Stufe (étage)

Ein vergleichbares Niveau für die heute höchste hierarchische Ebene (Äonothem) wurde 1881 nicht beschlossen. Auch wurde zum damaligen Zeitpunkt noch keine strikte Unterscheidung in chronostratigraphische Einheiten (beschreibt die relative Zeitgliederung anhand von Gesteinskörpern) und geochronologische Einheiten (beschreibt ein geologisches Zeitintervall) vorgenommen.

Die Beschlüsse des 2. IGC in Bologna 1881 schufen jedoch nicht nur systematische Klarheit, sondern sorgten auch für Verwirrung in der Fachwelt: So wurde einerseits der Begriff "*terrain*" auf der Sitzung am 27.09.1881 per Beschluss durch den Begriff "*Système*" ersetzt (DELAIRES & FONTANNES 1882a: 96) und so auf Basis des "*terrain tertiare*" der französischen Geologen das "*Système tertiare*" etabliert. Damit wurde das Tertiär, wie bereits durch ARDUINO (1760) als "*terzo ordine*" begründet wieder in einen chronostratigraphischen Kontext gestellt. Am gleichen Tag wurde aber zusätzlich beschlossen, den Begriff "*terrains*" (Plural von *terrain*) durch das Wort "*Groupe*" zu ersetzen (DELAIRES & FONTANNES 1882a: 94) (entspricht dem heutigen Rang eines Ärathem und hat nichts mit dem heute verwendeten lithostratigraphischen Terminus Gruppe zu tun). Dies schien zunächst kein Widerspruch zu sein, da die Beschlüsse nicht im Kontext zum Tertiär gefasst wurden. Allerdings führte es dazu, dass im Folgenden für ARDUINOS italienisches Wortpaar "*monti terziari*" (Plural) eine tertiäre Gruppe eingeführt wurde, während für den ursprünglich davon abgeleiteten im frankobelgischen Sprachraum benutzten Begriff "*terrain tertiaire*" ein System Tertiär etabliert wurde. Dieser Widerspruch konnte auch auf der nachfolgenden Sitzung am 30.09.1881 nicht vollständig behoben werden. Zwar wurde der in der Resolution V benutzte Begriff "*Série cénozoïque*" (RENEVIER 1882) in "*Groupe cénozoïque*" (Känozoikum) abgeändert (DELAIRES & FONTANNES 1882b: 155). Diese wurde im Folgenden aber gleichbedeutend zur "*Groupe tertiaire*" genutzt und ersetzte letzteren nicht formal. Die diskutierte Fragestellung, ob das Quartär nun neben dem Tertiär auch zum Känozoikum gehört oder das Tertiär lediglich synonym zum Känozoikum zu verwenden sei, wurde auf dem 2. IGC nicht entschieden (DELAIRES & FONTANNES 1882b: 157).

Die Benutzung des Begriffs "*Tertiär*" fand im Folgenden trotz der ungenauen Definition im Range eines Systems global breite Anwendung bei Geowissenschaftlern. Der Widerspruch aus den Beschlüssen der begrifflichen Festlegungen von 1882 wurde jedoch nicht behoben bzw. nicht weiterverfolgt. Erst nach dem zweiten Weltkrieg, nachdem das Tertiär bereits weltweit akzeptiert war, wurde das Thema auf dem 18. IGC (KING & OAKLEY 1949) wieder aufgenommen und die Notwendigkeit zur Wahl eines Typusgebiets für die Tertiär/Quartär-Grenze festgestellt. Dies erfolgte jedoch erst mit der Festlegung der Untergrenze des Quartär im Jahr 1996 (RIO et al. 1998, HEAD & GIBBARD 2015).

Die heutige Untergliederung der chronostratigraphischen/geochronologischen Einheiten in Deutschland, Österreich und der Schweiz folgt den modernen Internationalen Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur (HEDBERG 1976, SALVADOR 1994, STEININGER & PILLER 1999) und gliedert sich in:

Äonothem/Äon (z. B. Phanerozoikum)
Ärathem/Ära (z. B. Känozoikum)
System/Periode (z. B. Tertiär)
Serie/Epoche (z. B. Miozän)
Stufe/Alter (z. B. Aquitanium)

In Bezug auf diese Systematik entschied das Exekutivkomitee der Internationalen Stratigraphischen Kommission (ICS) im Jahr 1976, das känozoische Erathem in paläogene, neogene und quartäre Systeme zu unterteilen und den Begriff "*Tertiär*" lediglich als nützlichen informellen Begriff bzw. als lithostratigraphische Einheit im Rang einer Gruppe oder höher beizubehalten (siehe Anmerkung 6 in COWIE et al. 1989; Tab. 2). Das Tertiär als lithostratigraphische Einheit zu behandeln, würde nach Ansicht der Verfasser jedoch die Definition der Litho-

Tab. 2: Wissenschaftliche Entwicklung chronostratigraphischer Begrifflichkeiten zum Tertiär bzw. Paläogen und Neogen.

Autor (Jahr)	Nomenklatorische Entwicklung
ARDUINO (1760)	Gliederung der Gesteinsabfolgen, „die den sichtbaren Kern der Erde bilden, in vier allgemeine und aufeinanderfolgende Ordnungen“. Einführung des chronostratigraphischen Begriffs "terzo ordine" . Die zugehörigen Gesteine werden als "monti terziari" bezeichnet
CUVIER in CUVIER & BRONGNIART (1822)	Einführung des Begriffs "terrain tertiaire" für "Terrain de sédiment superieur" im Hangenden der Kreide
BRONN (1831)	Einführung des Begriffs Tertiär (Tertiär-Gebilde, Tertiär-Bildungen, Tertiär-Schichten, Tertiär-Zeit) im deutschen Sprachraum
LYELL (1833)	Unterscheidung in "tertiary epoch" und "tertiary formations" . Die tertiäre Epoche wird in vier Perioden untergliedert: "Eocene period" , "Miocene period" , "Older Pliocene period" und "Newer Pliocene period"
LYELL (1839)	Umbenennung "Older Pliocene" in "Pliocene" und "Newer Pliocene" in Pleistocene
HÖRNES (1853)	Zusammenfassung Meiocän (Miozän) und Pleiocän (Pliozän) zum "Neogen"
BEYRICH (1854)	Einführung des Oligocän
NAUMANN (1866)	Einführung des Begriffs "Paläogene Tertiär-Formationen" als Kollektivname für Eozän und Oligozän
SCHIMPER (1874)	Untergliederung des Tertiär aufgrund von Florenresten in fünf voneinander unabhängige Perioden (<i>période paléocène, période éocène, période oligocène, période miocène und période pliocène</i>)
DELAIRES & FONTANNES (1882a: 94)	Beschluss auf 2. IGC Bologna (27.09.1881): "terrains" wird ersetzt durch "groupe" (entspricht dem Rang eines Ärathems). Dadurch wird eine "groupe tertiaire" etabliert
DELAIRES & FONTANNES (1882a: 96)	Beschluss auf 2. IGC Bologna (27.09.1881): "terrain" wird ersetzt durch "système", aus "terrain tertiaire" wird "système tertiaire" (Installation des Tertiär als System)
DELAIRES & FONTANNES (1882b: 155)	2. IGC Bologna (30.09.1881): "série cenozoïque" wird durch "groupe cénozoïque" ersetzt
diverse bis 1949	Übernahme des Tertiär als System, meist keine Verwendung der übergeordneten Begriffe (Känozoikum)
ICS-Exekutivkomitee 1976 (COWIE et al. 1989)	Entscheidung des ICS-Exekutivkomitees: das känozoische Erathem wird in paläogene, neogene - und quartäre Systeme unterteilt und "Tertiär" lediglich als nützlicher informeller Begriff beibehalten
59th NACSN Annual meeting (2004)	Beschluss der North American Commission of Stratigraphic Nomenclature (NACSN) (07.11.2004) das Tertiär und Quartär als chronostratigraphische Periode zu erhalten
ICS u. IUGS 1996 MOLINA et al. (2006)	Untergrenze Paläogen ist durch GSSP in Le Kef, Tunesien festgelegt
STEININGER et al. (1997)	Festlegung der Grenze Paläogen/Neogen im GSSP im Lemme-Carrosio-Profil, Provinz Alessandria, Italien an der Grenze der Magnetostratigraphie C6Cn2r / C6Cn2n
RIO et al. (1998), HEAD & GIBBARD (2015)	Untergrenze Quartär ist durch 1996 ratifizierten GSSP für Grenze Piacenzium / Gelasium, in Monte San Nicola, Sizilien, Italien festgelegt
ZALASIEWICZ et al. (2006)	The Stratigraphy Commission of the Royal Society of London: We welcome the retrieval of the Tertiary
RICARDI (2007)	Beschluss des Argentinischen Stratigraphischen Komitees (04.06.2007): Begriff Tertiär ist gültig als Systeme/Periode innerhalb Ärathems/Ära Känozoikum
Protokoll zur SKT-Sitzung 2009 (11.5.2009)	Top 4b: Status des Tertiär und Quartär: "Eine kurze Diskussion zeigt die allgemeine Meinung, dass der Begriff Tertiär beibehalten werden soll."
Protokoll der DSK-Sitzung 2011 (3.3.2011)	Umfrage bei der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK): 95 % der Mitglieder sind für eine Wiedereinführung des Tertiär im Rang eines Systems bzw. einer Periode . Ein Schreiben an die ICS folgt.
DSK Mitgliederbrief 2011 (12/2011)	Umfrage bei der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK): 95 % der Mitglieder sind für Beibehaltung des Tertiär im Rang eines Systems bzw. einer Periode
Rundbrief 29 der SKT (15.12.2021)	70 % der Mitglieder stimmen für Beibehaltung des Begriffs Tertiär im Namen "Subkommission Tertiär-Stratigraphie (SKT)"

stratigraphie ad absurdum führen. Spätestens seit der internationalen chronostratigraphischen Tabelle von 1989 bis hin zur neuesten International Chronostratigraphic Chart v09/2023 (COHEN et al. 2023) wird diesem – bislang wissenschaftlich nicht ausreichend gerechtfertigten – Beschluss Rechnung getragen und das Tertiär nicht mehr aufgeführt. Trotz großen internationalen Protests und vorgelegter Argumentationen von Stratigraphen und nationalen stratigraphischen Kommissionen und Subkommissionen gegen die Streichung des Tertiär in den Tabellen und die Degradierung zu einem informellen bzw. rein lithostratigraphischen Begriff (z. B. SALVADOR 2006a, b, WALSH 2006, RICARDI 2007, HEAD et al. 2008, MENNING 2010, KNOX et al. 2010, 2012 und Tab. 2) hält die ICS an ihrem Beschluss fest. Dabei verhindert insbesondere die einseitige und übermäßige Betonung der Argumentationsketten ausgewählter Stratigraphen (z. B. BERGGREN 1998) eine ausgewogene und umfassende Diskussion zum Tertiär-Begriff als chronostratigraphisches System/Periode. Dies führte letztlich auch dazu, dass sich die frühere Internationale Subcommission on Tertiary Stratigraphy in die Subcommission on Paleogene Stratigraphy und die Subcommission on Neogene Stratigraphy aufgliedern musste, um den ICS-Statuten zu entsprechen (NATIONAL COMMISSION FOR STRATIGRAPHY BELGIUM 2014).

3.2 Zur Passfähigkeit des Tertiär-Begriffs in die heutige Systematik

In den letzten Jahrzehnten wurden für pelagische Sedimente sehr detaillierte biostratigraphische Zonierungen verschiedener Fossilgruppen erarbeitet, die sowohl untereinander abgestimmt als auch besonders mit der Isotopenstratigraphie, Magnetostratigraphie und Milankovitch-Zyklen korreliert wurden. Diese sind in ein aus absoluten Datierungen erstelltes Zeitgerüst eingehängt. Auf dieser Basis entwickelte sich die für pelagische Sedimente gut bewährte, stratigraphische Gliederung der ICS (Abb. 1).

Im Gegensatz dazu wird das Tertiär in Deutschland und Westeuropa von Schelfsedimenten und terrestrischen Ablagerungen dominiert, die eine umfassende Lithostratigraphie notwendig machen, die auch zur Verfügung steht. Allerdings ist die Korrelation dieser Ablagerungsräume mit dem für pelagische Sedimente entwickelten chronostratigraphischen Gerüst häufig schwierig. So kommen z. B. nur selten die in den offenen marinen Faziesbereichen verwendeten Leitfossilien vor (Abb. 1). Ebenso sind die Möglichkeiten einer absoluten Datierung nur selten gegeben (vgl. auch LINNEMANN et al. 2023). Somit lassen sich die internationalen chronostratigraphischen Einheiten national betrachtet geochronologisch, aber auch lithostratigraphisch nicht immer exakt fassen. Nicht ohne Grund werden beispielsweise eigene Stufen für die Paratethys durch die ICS akzeptiert (STD 2002; STÖ 2004).

Eine genaue Datierung konkreter Schichtglieder bzw. deren Einstufung in das internationale stratigraphische Schema ist dabei jedoch insbesondere für die sekundär entkalkten – teils in extremer Mächtigkeit (mehrere hundert Meter) und Verbreitungsfläche mit hoher wirtschaftlicher Bedeutung ausgebildeten – überregional faziell verzahnten Profile der großen Sedimentbecken (z. B. Niederrheinische Bucht, Subherzyne Senke, Leipziger Tieflandsbucht, Niederlausitz, Norddeutsches Becken) häufig nicht möglich bzw. können nur grobe Einordnungen erfolgen. Daher sind übergreifende Begriffe, wie eben z. B. "Tertiär", unerlässlich und dürfen nicht ohne ausreichende fachliche Begründung für obsolet erklärt werden.

Es ist auch darauf hinzuweisen, dass bei einer generellen Negierung des chronostratigraphischen "Tertiär"-Begriffs konsequenterweise sämtliche Staatlichen Geologischen Dienste (SGD) ihre

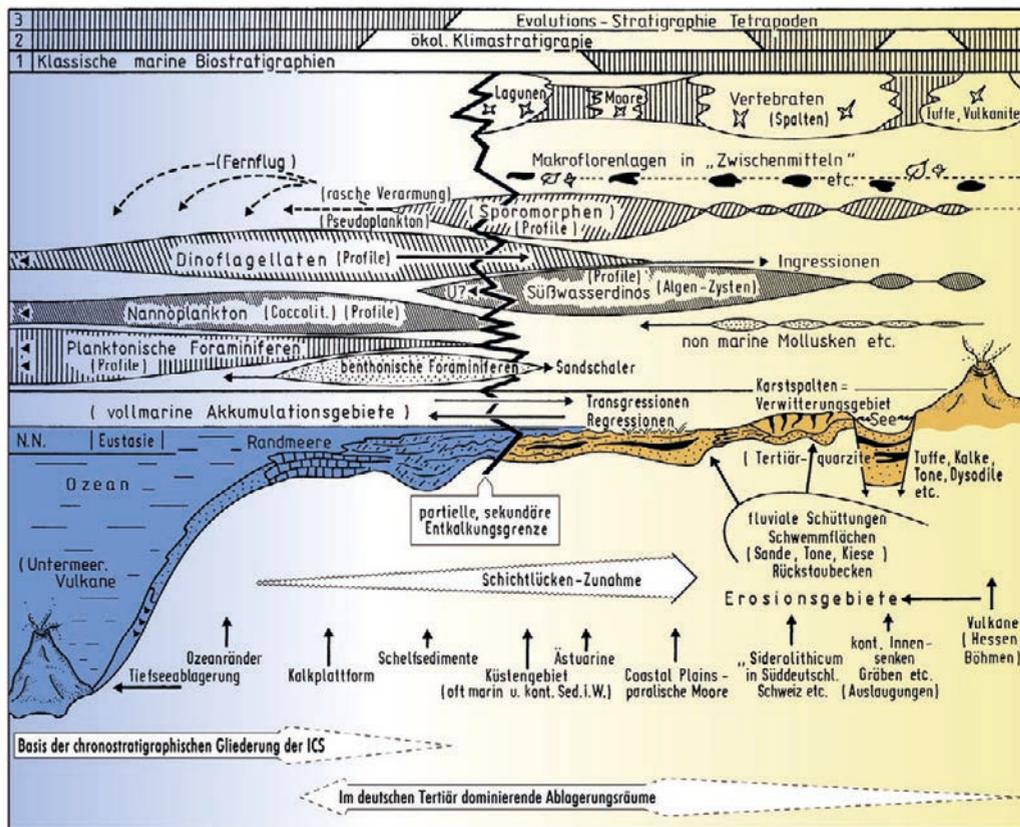


Abb. 1: Fehlender Anschluss zwischen der chronostratigraphischen Gliederung der ICS anhand biostratigraphischer Methoden an meist vollmarinen Sedimentabfolgen und den im deutschen Tertiär dominierenden Ablagerungsräumen mit reduzierten absoluten Datierungsmöglichkeiten (verändert nach KRUTZSCH et al. 1992).

seit mehreren Jahrzehnten entwickelten Nomenklaturen und Generallegenden unter Einhaltung der strengen Regularien zur Gewährleistung nationaler und internationaler Datentransfers umstellen müssten, um die fachliche Legitimation ihrer Arbeiten zu erhalten. So müssten z. B. in allen digitalen Anwendungen und allen abgeleiteten Datensätzen (sämtliche Karten und Risswerke) Klassifizierungen angepasst, stratigraphische Einheiten umbenannt, Datenbanken überarbeitet und Bohrungsverzeichnisse entsprechend erweitert werden. Unter Berücksichtigung des hohen Anpassungsaufwandes bedarf ein solch tiefreichender Eingriff einer gut fundierten fachlichen Grundlage.

Die heutige, in ihrem Grundaufbau fünfgliedrige, stratigraphische Hierarchie gestattet für derartige Sonderfälle die Einführung von unter- oder übergeordneten Einheiten. Bei einem System wären dies das Super- oder das Subsystem (SALVADOR 1994: 81, Top 5). Unter Nutzung dieser explizit vorgehaltenen Möglichkeiten in der Systematik ist eine Beibehaltung des Tertiär als chronostratigraphisches System mit dem Paläo- und Neogen im Sinne von Subsystemen konfliktfrei möglich und sollte zur parallelen Verwendbarkeit beider Terminologien beitragen. Auf diesem Wege sind chronostratigraphisch nicht konkret fassbare Einheiten gleichermaßen legitim dem "Tertiär" zuzuschreiben, wie die detailliert einzuhängenden Straten in das "Paläogen" oder "Neogen" gestellt werden können.

Diese Kompromisslösung ist mit den Stratigraphischen Tabellen von Deutschland der letzten Jahrzehnte (STD 2002, 2016; STDk 2017, 2022) bereits umgesetzt und sollte nicht als Exotenweg angesehen werden, sondern vielmehr als Blaupause Impulse und Anregungen für die internationale Gemeinschaft geben.

4. Zur sprachlichen Aktualität des Tertiär-Begriffs

4.1 Methodik

Durch die statistische Auswertung der GeoRef-Datenbank des American Geosciences Instituts, welche ausschließlich geowissenschaftliche Publikationen – darunter auch zahlreiche deutschsprachige – erfasst, wies SALVADOR (2006a) für den Zeitraum 1980 bis 2003 ein klares terminologisches Nutzungsverhalten nach. So zeigte er, dass der Begriff "Tertiär" in der stratigraphischen Literatur dreimal häufiger als Schlüsselwort genutzt wird, als das Wort "Paläogen" und zweimal häufiger als "Neogen". Eine zu- oder abnehmende Tendenz über die Jahre war dabei nicht festzustellen.

Diesem Vorbild folgend soll hier eine statistische Untersuchung zur Verwendung der Begriffe "Tertiär", "Paläogen" und "Neogen" im geowissenschaftlich-stratigraphischen Kontext weiterführende Auskunft über die aktuelle Akzeptanz hinsichtlich dieser Begrifflichkeiten in unterschiedlicher Klientel geben. Gegenüber den Betrachtungen von SALVADOR (2006a) wurden sowohl der ausgewählte Personenkreis als auch die genutzten Recherchertools für vorliegende Betrachtungen erheblich erweitert. So wird nun zwischen drei unterschiedlichen Personen-Gruppen differenziert:

1. Die Gruppe der sog. **Produzenten**, bestehend i. W. aus Fachleuten wie den Autoren und Herausgebern von Fachartikeln, Büchern und sonstigen Publikationen, in denen die betrachteten Begriffe Verwendung finden. Die Untersuchungen von SALVADOR (2006a) beschränkten sich ausschließlich auf diese Gruppe.
2. Die Gruppe der sog. **Konsumenten**, welche jene mehr oder weniger fachfremden Personen umfasst, die geowissenschaftliche Publikationen lesen und die dort verwendeten Begriffe nachschlagen.
3. Zwischen den beiden voran genannten Gruppen befindet sich der Personenkreis der sog. **Referenten**. Sie lassen sich weder eindeutig der ersten noch der zweiten Gruppe zuordnen, produzieren nicht zwangsläufig eigene Daten, tragen jedoch entscheidend zu deren Verbreitung bei, wie z. B. Dozenten, Journalisten sowie Personen, die Webseiten, Internetdatenbanken und analog oder digital verfügbare Nachschlagewerke schaffen.

Weiterhin wurde für die Gruppen der Produzenten und Referenten berücksichtigt, dass Neogen und Paläogen zusammen einen Umfang an Zitaten wie das Tertiär haben müssten, um als gleichwertig betrachtet zu werden. Für die Gruppe der Konsumenten ist dies statistisch nicht erfassbar, weil die Auswerte-Tools dies nicht erlauben.

Die statistische Auswertung erfolgte mittels frei zugänglicher Suchmaschinen-Tools von Google. So kamen Google Scholar und die Google Suchmaschine (Google WebSearch) für die Ermittlung der Gruppen der Produzenten und Referenten für den etwa 20-jährigen Zeitraum 01.01.2004 bis 31.07.2024 zum Einsatz (siehe Anhang A). Die Ermittlung der Konsumenten erfolgte mit Google Trends für den etwa 18-jährigen Zeitraum zwischen 01.01.2004 und 30.04.2022 (siehe Anhang B).

Weder für Google Scholar noch bei Google WebSearch sind die Such-Algorithmen bekannt. Bei beiden Suchmaschinen können diverse Länder- und Spracheinstellungen sowie kombinierte Suchen mit dem Ein- oder Ausschluss von Wörtern vorgenommen werden. Weiterhin ist auch eine Suche nach einzelnen Wortbausteinen möglich. Dies führt jedoch nicht immer zu plausiblen Ergebnissen. So ergeben Suchen mit dem deutschen Wortbaustein „geolog“ andere (kleinere) Ergebnisse als mit dem Wortbaustein „geologisch“, obwohl bei ersterer Suche auch Arbeiten mit Hydrogeologie, Geologie usw. angezeigt werden. Die unterschiedlichen Sucheinstellungen ergeben somit unterschiedliche Ergebnisse bei den absoluten Zahlen. Dies führt jedoch nicht zu relevanten Veränderungen der Prozentverhältnisse.

Google Scholar ist eine Suchmaschine innerhalb des Google-Unternehmens, die aktuell geschätzt mehr als 400 Millionen wissenschaftliche Dokumente aus allen Fachrichtungen berücksichtigt und als weltweit größte akademische Suchmaschine gilt. Sie erfasst die Dokumente als Volltext, jedoch bei entsprechender Einstellung ohne das Vokabular der Quellenangaben (LEWANDOWSKI 2005). Die Volltextsuche von Google Scholar ist dabei gegenüber der Schlüsselwortsuche von GeoRef, wie in SALVADOR (2006a), deutlich umfassender. Die häufig bemängelte Qualitätsprüfung der eingestellten Dokumente hingegen kann für die aktuelle Auswertung weitgehend vernachlässigt werden, da dies auch andere Datenbanken betrifft. So wird bei Google Scholar zwar kein Unterschied zwischen einer peer-reviewten Zeitschrift und einer publizierten Masterarbeit gemacht. Dies ist aus Sicht der Autorinnen und Autoren jedoch kein Qualitätskriterium, da gerade stratigraphische Daten in peer-reviewten, aber nicht spezifisch fokussierten Publikationsorganen (z. B. geochemischer oder geotektonischer Ausrichtung) häufig nicht den aktuellen Forschungsstand widerspiegeln. Vielmehr ist festzustellen, dass das Review-System in diesen Fällen durch die inhaltlich anders ausgerichtete Schwerpunktsetzung häufig an seine Grenzen stößt. Die Auswertung mit Google Scholar wird daher von den Verfassern als repräsentabel für die Gruppe der Produzenten betrachtet.

Um das Nutzungsverhalten der Referenten-Gruppe näher zu untersuchen, wurden zudem Google-Suchen statistisch ausgewertet.

Zur Vermeidung von Fehlzusweisungen erfolgten die Abfragen in Google Scholar und Google in den ausgewählten Sprachen für kombinierte Begriffe wie z. B. Tertiär UND geologisch (Deutsch). Zusätzlich erfolgten zu Vergleichszwecken in Google Scholar und Google auch Abfragen für die Serien (Paläozän, Eozän, Oligozän, Miozän, Pliozän) mit Ausschluss der Wörter Tertiär, Neogen und Paläogen. Die Rohdaten zu diesen Abfragen und Hinweise zur Vorgehensweise sind als Anhänge A und B beigefügt. Um Aussagen zum terminologischen Suchverhalten der Konsumenten zu erhalten, wurde mittels Google Trends untersucht, welcher Begriff bzw. welches Schlagwort ("Tertiär", "Paläogen", "Neogen") im naturwissenschaftlichen Kontext bei Google-Suchen favorisiert wurde. Die Darstellung der Verwendungshäufigkeit erfolgt in Prozent. Über den Vergleich zu einem internen Standard (für Google Trends ein unter Suchtrends des Tages angegebener Begriff) waren jedoch auch absolute Zahlenangaben abschätzbar. Die exakte Vorgehensweise zur Ermittlung der Daten ist im Anhang C beschrieben.

4.2 Datenauswertung und Bedeutung

In Google Scholar wurden für den Zeitraum von 01.01.2004 bis zum 31.07.2024 für die auf den geologischen Bereich eingegrenzten Suchworte "Tertiär", "Neogen" und "Paläogen" in Deutsch, Englisch,

Französisch und Spanisch insgesamt 262.809 Fachbeiträge erfasst. Eliminiert man die doppelten Datensätze, in denen sowohl Neogen als auch Paläogen auftreten, dann verbleiben noch 237.831 Publikationen, in denen die Begriffe "Tertiär" und "Neogen" und/oder "Paläogen" verwendet wurden (12.136 pro Jahr) (Tab. 3). Hiervon nennen 162.460 (= 68,3 %) den Begriff "Tertiär" und 75.371 (= 31,7 %) die Begriffe "Neogen" und/oder "Paläogen". Von der Gruppe der Produzenten wird der Begriff "Tertiär" somit insgesamt doppelt so häufig verwendet, wie die Begriffe "Neogen" und/oder "Paläogen" zusammen. Schaut man auf die Ergebnisse für die einzelnen Sprachen, so liegen "Tertiär" und "Neogen" und/oder "Paläogen" lediglich im spanischen Sprachraum etwa auf gleichem Niveau.

Tab. 3: Verwendung der Begriffe „Tertiär“, „Neogen“ und „Paläogen“ im Zusammenhang mit „geologisch“ in Deutsch, Englisch, Französisch und Spanisch bei den Gruppen der Produzenten (N1) und Referenten (N3) im Zeitraum 01.01.2004 bis 31.07.2024, berechnet aus den Rohdaten in Anhang A. N1a, N3a = Vergleich Tertiär zu Neogen + Paläogen; N1b, N3b = Vergleich Tertiär zu Neogen und zu Paläogen.

Suche	Sprache	Produzenten			Referenten		
		N1 absolut	N1a %	N1b %	N3 absolut	N3a %	N3b %
Tertiär	Deutsch	6.960	86,9	83,5	20.860	87,1	83,7
Neogen + Paläogen		1.051	13,1	--	3.099	10,7	--
Neogen		621	--	9,1	1.922	--	7,7
Paläogen		328	--	7,4	2.129	--	8,5
Tertiary	Englisch	125.000	70,8	64,0	5.275.000	96,6	95,7
Neogene + Paleogene		51.600	29,2	--	187.900	3,4	--
Neogene		38.100	--	19,5	130.900	--	2,4
Paleogene		32.100	--	16,5	103.900	--	1,9
Tertiaire	Französisch	14.300	70,6	66,2	49.100	79,6	75,7
Neogene + Paleogene		5.960	29,4	--	12.610	20,4	--
Neogene		3.720	--	17,2	4.690	--	7,2
Paleogene		3.590	--	16,6	11.110	--	17,1
Terciario	Spanisch	16.200	49,2	43,0	122.800	80,3	77,9
Neogeno + Paleogeno		16.760	50,8	--	30.060	19,7	--
Neogeno		9.260	--	24,6	10.940	--	6,9
Paleogeno		12.200	--	32,4	23.900	--	15,2

Vergleicht man weiterhin die Abfrageergebnisse für das Tertiär mit denen für die Begriff "Neogen" oder "Paläogen", dann fällt auf, dass letztere in allen Sprachen seltener genannt werden als der Begriff "Tertiär" (Tab. 3). Von der Gruppe der Produzenten wird der Begriff "Tertiär" je nach Sprache bis zu zehn Mal häufiger verwendet als die Begriffe "Neogen" oder "Paläogen". Die Ergebnisse der Google Scholar-Auswertungen sind dabei sehr stark von den englischsprachigen Publikationen dominiert, während bei den spanischsprachigen Publikationen die Unterschiede nicht so deutlich zutage treten.

Den insgesamt 237.831 Fachbeiträgen mit den Worten "Tertiär", "Neogen" und / oder "Paläogen" (Kombinationen aller drei Begriffe wurden nicht untersucht) stehen insgesamt 129.250 Arbeiten gegenüber, in denen ausschließlich die Serien (ohne Tertiär, Neogen oder Paläogen) genannt werden (Tab. 4). Die Autoren dieser etwa 35,2 % aller erfassten Datensätze sind dem Problem der chronostratigraphischen Zuordnung in ein System offensichtlich bewusst oder unbewusst ausgewichen. Besonders auffällig ist dies in französischsprachigen Beiträgen. Hier wurden 41,2 % der Fachartikel ohne Nennung des Systems bzw. des Subsystems publiziert, während sich die Autoren in den anderen untersuchten Sprachen eher auf die eine oder andere Nomenklatur festlegten.

Tab. 4: Verwendung der Begriffe „Paläozän“, „Eozän“, „Oligozän“, „Miozän“ und „Pliozän“ im Zusammenhang mit „geologisch“ und unter Ausschluss der Begriffe „Tertiär“, „Neogen“ und „Paläogen“ in verschiedenen Sprachen sowie Publikationen im Verhältnis zu „Tertiär“ und „Neogen“ und / oder „Paläogen“ im Zeitraum 01.01.2004 bis 31.07.2024. Berechnung der Gruppen der Produzenten (N1) und Referenten (N3) aus den Rohdaten in Anhang A und B.

Suche	Sprache	Produzenten N1		Referenten N3	
		Anzahl	%	Anzahl	%
Tertiär	Deutsch	6.960	69,9	20.860	69,3
Neogen + Paläogen		1.051	10,6	3.099	10,3
Serie/Epoche ohne System/Subsystem		1.951	19,6	6.138	20,4
Tertiary	Englisch	125.000	44,3	5.275.000	90,0
Neogene + Paleogene		51.600	18,3	187.900	3,2
Serie/Epoche ohne System/Subsystem		105.700	37,4	400.900	6,8
Tertiaire	Französisch	14.300	41,5	49.100	54,9
Neogene + Paleogene		5.960	17,3	12.610	14,1
Serie/Epoche ohne System/Subsystem		14.180	41,2	27.800	31,1
Terciario	Spanisch	16.200	40,1	122.800	41,5
Neogeno + Paleogeno		16.760	41,5	30.060	10,2
Serie/Epoche ohne System/Subsystem		7.419	18,4	142.881	48,3
Summe Tertiär		162.460	44,3	5.467.780	87,1
Summe Neogen + Paleogen		75.371	20,5	233.669	3,7
Summe Serie/Epoche ohne System/Subsystem		129,250	35,2	577.719	9,2

Den 237.831 Fachartikeln der Produzenten stehen im selben Betrachtungszeitraum (01.01.2004 bis 31.07.2024) insgesamt 5.701.429 Seiten an Web-Einträgen von Referenten gegenüber (Tab. 3), die die Begriffe "Tertiär", "Neogen" oder "Paläogen" im Zusammenhang mit geologischen Fragestellungen nutzten. Dies entspricht der 24-fachen Datenmatrix. Die Verteilung der Begriffe ist darin mit 95,9 % "Tertiär"-Nennungen so deutlich zu Gunsten des Begriffs "Tertiär" verschoben, dass die Nennungen für "Neogen" und / oder "Paläogen" absolut in den Hintergrund treten. Dabei zeigt sich bei den Vergleichen innerhalb der einzelnen Sprachen, dass insbesondere

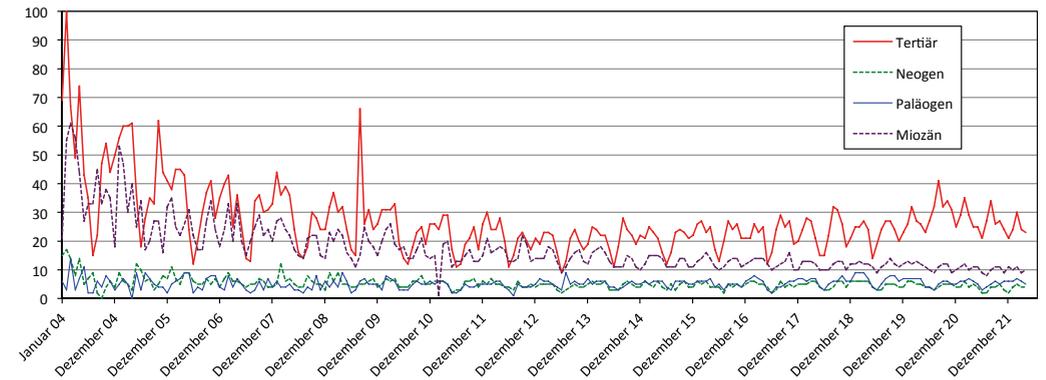


Abb. 2: Google Trends-Auswertung zum Suchverhalten von Konsumenten für die deutschsprachigen Begriffe „Tertiär“, „Neogen“, „Paläogen“ und „Miozän“ für Januar 2004 bis April 2022 (Angaben in %).

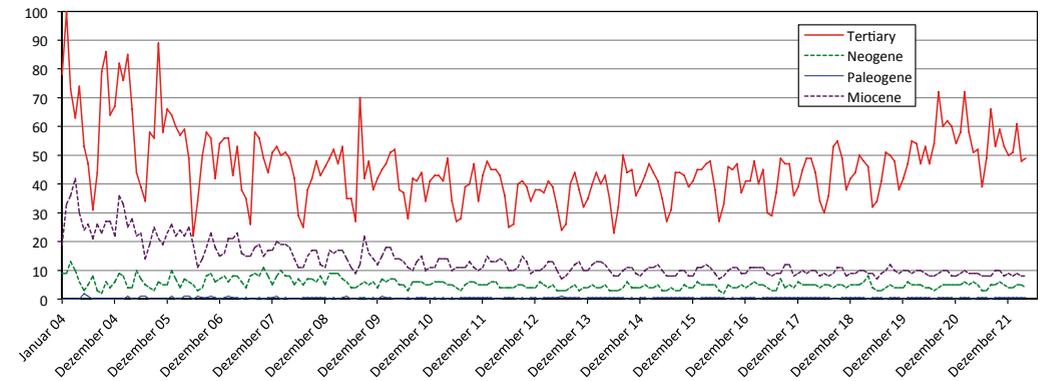


Abb. 3: Google Trends-Auswertung zum Suchverhalten von Konsumenten für die englischsprachigen Begriffe „Tertiary“, „Neogene“, „Paleogene“ und „Miocene“ für Januar 2004 bis April 2022 (Angaben in %).

im spanischen Sprachraum ein eklatanter Unterschied zwischen den Darstellungen in der Fachliteratur der Produzenten (49,2 % Tertiär) zu den Darstellungen im Internet mit den Webseiten der Referenten (77,9 % Tertiär) auffällt. Offenbar klafft im spanischsprachigen Raum eine deutliche Lücke zwischen dem stratigraphischen Fachwissen und dessen Verbreitung im Internet.

Wie die Analysen mittels Google Trends für den Zeitraum 2004 bis April 2022 zeigen, erfolgten im oben genannten Zeitraum für den deutschsprachigen Begriff "Tertiär" etwa 18 Mio. Abfragen (ca. 2.800 pro Tag). Für die Termini "Neogen" und "Paläogen" hingegen waren es je ca. 3,4 Mio. (etwa 540 pro Tag). Die beiden Begriffe "Neogen" und "Paläogen" werden somit etwa fünfmal weniger gesucht (und verwendet) als "Tertiär". Erstaunlich ist, dass selbst der Begriff "Miozän" im gleichen Zeitraum mit ca. 11,5 Mio. Suchanfragen noch mehr als dreimal häufiger angefragt wird als die Schlagworte "Neogen" oder "Paläogen" (Abb. 2). Mit Blick auf die zeitlichen Trends lässt sich zunächst ein Rückgang in der Anfragedichte bezüglich des Begriffs "Tertiär" feststellen, allerdings ist dieser auf den Zeitraum bis 2009 begrenzt. Seither hat sich das Abfrageverhalten nicht nur auf einem annähernd konstanten Niveau stabilisiert. Seit Anfang 2020 zeigt sich sogar wieder ein ansteigender Trend in der Suchhäufigkeit nach dem Begriff "Tertiär", während die

Suchanfragen für "Neogen" und "Paläogen" in den untersuchten 18,5 Jahren nahezu unverändert auf niedrigem Niveau schwanken.

Eine vergleichbare Abfrage für den englischen Sprachraum, mit den Begriffen "Tertiary", "Neogene", "Paleogene" und "Miocene" führte zu ähnlichen Ergebnissen (Abb. 3). Demnach steht der Begriff "Tertiary" im oben genannten Zeitraum mit insgesamt ca. 21,5 Mio. Abfragen (ca. 4.100 pro Tag) etwa 3,0 Mio. Abfragen für den Begriff "Neogene" (ca. 470 pro Tag) und ca. 0,2 Mio. Abfragen für den Begriff "Paleogene" (ca. 34 pro Tag) gegenüber. Auch hier dominiert "Miocene" mit ca. 7,7 Mio. Abfragen deutlich über die Begriffe "Neogene" und "Paleogene". Insbesondere der Begriff "Paleogene" wird über 120-mal seltener aufgerufen, als der Begriff "Tertiary" bzw. 35-mal seltener als der Begriff "Miocene" und spielt somit beim Suchverhalten nur eine verschwindend geringe Rolle. Auch im zeitlichen Verlauf zeigen sich die gleichen Trends, teils sogar noch deutlicher als für den deutschen Sprachraum. So sind sowohl der Suchanfragen-Rückgang bezüglich des Begriffs "Tertiary" bis 2009 als auch die Trendumkehr seit 2020 nachweisbar.

5. Fazit

Vorliegende Betrachtungen belegen, dass der Begriff "Tertiär" bis heute wissenschaftlich begründet, weit verbreitet und mit nationalen sowie internationalen chronostratigraphischen Tabellen vereinbar ist. Den immer wieder angeführten Argumenten zur Begründung der Abschaffung des Tertiär-Begriffes seien daher folgende Fakten entgegengebracht:

1. Das Postulat, es handele sich beim Tertiär um eine lithostratigraphische Einheit im Range einer Gruppe oder höher, beruht auf ungenauen Recherchen und einem Missverständnis der auf dem 2. IGC in Bologna gefassten Beschlüsse. Das Tertiär wurde durch ARDUINO (1760) bereits in einem chronostratigraphischen Kontext begründet und wird seit dem 2. IGC in Bologna auch im entsprechenden Rang eines Systems/einer Periode verwendet.
2. Die Aussage, das Tertiär sei ein Relikt aus einem antiquierten Gliederungssystem, ist wissenschaftlich nicht ausreichend begründet und somit als Argument nicht haltbar. Die Tatsache, dass andere Teile des Gliederungssystems von ARDUINO nicht den Voraussetzungen für eine Nutzung als chronostratigraphische Begriffe genügen, ist ohne Belang für die Verwendbarkeit der übrigen Termini – wie am national sowie international breit anerkannten Terminus des Quartär zu sehen ist. Anderenfalls könnten heute nur noch stratigraphische Begriffe Verwendung finden, die bereits von Anfang an so definiert sind, dass sie dem sich kontinuierlich entwickelnden stratigraphischen Verständnis dauerhaft entsprechen – eine Forderung, die so nicht realisierbar ist. Zahlreiche weitere stratigraphische Namen wären somit ebenfalls hinfällig (z. B. Karbon, Trias, Kreide, Quartär, Eozän, Pliozän, Aquitanium).
3. Die häufig angeführte, vermeintlich mangelnde Verwendung des Begriffs wird sowohl durch SALVADOR (1994, 2006a) als auch durch die aktuelle Recherche widerlegt. Aus den vorliegenden Daten geht hervor, dass der Begriff "Tertiär" gegenüber den Begriffen "Neogen" und "Paläogen" je nach Landessprache bis zu 10-mal so häufig in der Fachliteratur genannt, fünf bis 50-mal häufiger in allen übrigen Medien genutzt und drei- bis 120-mal häufiger gesucht wird. Die Begriffsverbreitung "Neogen" und "Paläogen" rangiert dabei z.T. noch unterhalb dem einer Serie/Epoche. Selbst "Neogen" und "Paläogen" zusammen erreichen insgesamt betrachtet nicht die gleiche Aufmerksamkeit wie der Begriff "Tertiär". Insbesondere der Begriff "Paläogen" ist, nach dem Suchverhalten englischsprachiger Nutzer zu urteilen, praktisch bedeutungslos.

Es muss daher festgestellt werden, dass die Begriffe "Neogen" und "Paläogen" auch über 45 Jahre nach dem Beschluss des Exekutivkomitees der ICS von 1976 nicht so akzeptiert werden, wie dies für chronostratigraphische Begriffe im Range von Systemen/Perioden zu erwarten und notwendig wäre.

4. Die Behauptung, der Tertiär-Begriff sei abgeschafft, entspricht weder den formalen Tatsachen noch der aufgezeigten Praxis. Der Beschluss des Exekutivkomitees der ICS von 1976 erfolgte ohne Rücksprache mit den Subkommissionen und ohne Einbindung der IUGS. Er widerspricht z. T. sowohl den Empfehlungen der Internationalen stratigraphischen Richtlinien (HEDBERG 1976, SALVADOR 1994: Chapter 3B, Tops 3g und 5) als auch dem Geist dieser Leitfäden, deren Umsetzung zwar nicht zwingend erfolgen muss, aber in logischer Konsequenz anzustreben ist (HEDBERG 1976, SALVADOR 1994: Chapter 1, Top D). Das willkürliche Auslassen des Systems "Tertiär" in vielen internationalen Darstellungen ersetzt keinen Beschluss durch die weltweite stratigraphische Gemeinschaft und wird deshalb bisher von der Mehrheit der Geowissenschaftler nicht akzeptiert.
5. Der Beschluss des Exekutivkomitees der ICS von 1976 und die anschließende schleichende Eliminierung des Begriffs "Tertiär" hat nicht zur beabsichtigten Stabilität der stratigraphischen Nomenklatur beigetragen. Vielmehr verursachten die Bestrebungen große Unsicherheiten sowie eine kontraproduktive Spaltung in der Fachwelt und mündeten in zahlreichen, jahrzehntelangen Diskussionen, deren Konsens bis heute nicht erreicht werden konnte. So wird der Begriff "Tertiär" seit über 45 Jahren weiter dominant im Range eines Systems genutzt. Dennoch weigert sich die Internationale Stratigraphische Kommission, diese fachlichen Entwicklungen und die sich daraus ergebenden Schlussfolgerungen anzuerkennen. Dies ist nicht im Sinne der Statuten des ICS (2017) und entspricht auch nicht den Prinzipien einer demokratischen Ordnung. Daher ist der Beschluss des ICS-Exekutivkomitees von 1976 als gescheitert anzusehen sowie zu revidieren.

6. Schlussfolgerungen

Die Autorenschaft befürwortet in Übereinstimmung mit dem Votum der Mitglieder der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK) von 2011 sowie den Meinungsbildern der SKT von 2009 zum Begriff Tertiär und zur Benennung der SKT im Jahr 2021 die weitere Nutzung des "Tertiär"-Begriffs im Range eines Systems/Periode und lehnt dessen schleichende Eliminierung aus der geochronologischen Nomenklatur entschieden ab. Die Termini "Paläogen" und "Neogen" können ergänzend als Subsystem/Subperiode geführt werden, sollten aufgrund ihrer biostratigraphisch angreifbaren Definition aber keinesfalls als Ersatz des "Tertiär"-Begriffs herangezogen werden (vgl. Tab. 2).

Die Auswertungen zur Nutzung der Begriffe "Tertiär", "Neogen" und "Paläogen" ergeben, dass es absolut sinnvoll ist, das Tertiär als Terminus weiterhin in Schlüsselworten, Überschriften und Abstracts wissenschaftlicher Publikationen zu verwenden. Aufgrund des Suchverhaltens der Konsumenten ist erkennbar, dass dies die Sichtbarkeit von wissenschaftlichen Publikationen fördert. Eine eindeutige stratigraphische Zuordnung der jeweiligen Untersuchungen hebt die Verunsicherung der Verwendung des Begriffs "Tertiär" auf. Da das "Tertiär" entgegen den Empfehlungen der SKT in der deutschen Übersetzung der Internationalen Chronostratigraphischen Tabelle ausgelassen wurde und dies u. a. den sehr eindeutigen Ergebnissen der Mitgliederbefragung der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK) von 2011 widerspricht, empfiehlt die Autorenschaft mehrheitlich, diese Tabelle auf der Homepage der DSK mit einer Kommentierung

bzw. dem Hinweis auf die Stratigraphischen Tabellen von Deutschland (STD 2002, 2016; STDk 2017, 2022) bzw. alternativ die Stratigraphic Table of Germany Compact (2012, 2022) zu versehen, um so bei ihrer Nutzung und Verbreitung durch Forschende, Lehrende und Interessierte auf die Besonderheiten des chronostratigraphischen Begriffs "Tertiär" aufmerksam zu machen.

Es bleibt festzuhalten, dass der hier vorgeschlagene Gebrauch von "Tertiär" als chronostratigraphisches System/Periode und "Paläogen" bzw. "Neogen" im Sinne von Subsystemen formal mit der geochronologischen Hierarchie in Einklang steht und als Konsens umsetzbar ist. Durch die Vermeidung der jeweils vorhandenen restriktiven Beschränkungen tragen derartige kombinierte stratigraphische Tabellen zur Stabilisierung der Forschung und einer weiten Verwendung dieser Systematik bei. Schließlich kann es nicht Ziel sein, wider besseren Wissens den hochaufgelösten, spezifischen Kenntnisstand zu den deutschen Tertiärablagerungen einzig zum Zwecke ihrer vermeintlichen Passfähigkeit in eine nicht adäquat ausgerichtete und somit nur begrenzt für die betreffenden Einheiten anwendbare internationale Systematik unreflektiert zu generalisieren und so einen scheinbaren Detaillierungsgrad in der chronostratigraphischen Datenlage vorzugeben, dessen Basis für die konkreten Ablagerungen wissenschaftlich nicht zu belegen ist.

Danksagung

Wir danken den ordentlichen und korrespondierenden Mitgliedern der SKT für die konstruktive, aber auch teils kontroverse Diskussion zum behandelten Thema. Herr EMILE SIMON, Université de Strasbourg, ITES hat die Korrektur des französischen Resumées vorgenommen. Auch dafür sei ihm gedankt. Unser ganz besonderer Dank gilt Frau SIGRID KADOLSKY, die den Wunsch ihres während der Vorbereitungen zu diesem Artikel verstorbenen Mannes DIETRICH KADOLSKY (1948-2022), sich an dieser Arbeit maßgeblich zu beteiligen, durch ihre Einwilligung zu seiner posthumen Mitautorenschaft erfüllt.

Schriftenverzeichnis

- AGUIRRE, E. & PASINI G. (1985): The Pliocene-Pleistocene boundary. – *Episodes*, **8** (2): 116-120; Bangalore.
- ARDUINO, G. (1760): Lettere seconda di Giovanni Arduino, Veronese-Vicentino sopra varie sue osservazioni fatte in diverse parti del territorio di Vicenza, ed alrove, appartenenti alla teoria terrestre, ed alla Mineralogia. – Nuova Raccolta d'Opuscoli Scientifici e Filologici a sua Eccellenza la Sig. Cavaliera Eleonora Collalto Capello, **6**: 133-180 [cxxxiii-clxxx]; Venezia (Simone Occhi).
- BASTEROT, M.B. de (1825): Description géologique du bassin tertiaire du sud-ouest de la France, Première partie. – *Mémoires de la Société d'histoire naturelle de Paris*, **2**: 1-100; Paris.
- BERGGREN, W.A. (1998): The Cenozoic Era: Lyellian (chrono)stratigraphy and nomenclatural reform at the millenium. – In: BLUNDELL, D.J. & SCOTT, A.C. (Eds.): *Lyell: the Past is the Key to the Present*. – Geological Society, Special Publication, **143**: 111-132; London.
- BEYRICH, H.E. (1854): Über die Stellung der hessischen Tertiärbildungen. – Bericht über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der königlich preußischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Sitzung der physikalisch-mathematischen Klasse, **1854**: 640-666; Berlin.
- BRONN, H.G. (1831): Italiens Tertiär-Gebilde und deren organische Einschlüsse. – xii + 176 S.; Heidelberg (K. Groos).

- CAPELLINI, J. (1882): Résolutions concernant la nomenclature et les couleurs votées par le Congrès dans le séances des 27, 28, 29, 20 septembre et 1er octobre. – *Compte rendu de la 2me session de Congès Géologique International, Bologna 1881, 2me partie*: 196-198; Bologna (Fava et Garagnani).
- CITA, M. B.; GIBBARD, P. L.; HEAD, M. J. & THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2012): Formal ratification of the GSSP for the base of the Calabrian Stage (second stage of the Pleistocene Series, Quaternary System). – *Episodes*, **35** (3): 388-397; Beijing.
- COHEN, K.M., FINNEY, S.C., GIBBARD, P.L. & FAN, J.-X. (2013; aktualisiert 06/2023): The ICS International Chronostratigraphic Chart. – *Episodes* **36**: 199-204, online verfügbar unter <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2023-06.pdf>
- COWIE, J.W., BASSETT, M.G. & INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES (1989): International Union of Geological Sciences 1989 global stratigraphic chart with geochronometric and magnetostratigraphic calibration. – *Episodes*, **12** (2): Supplement; Beijing.
- CUVIER, G. & BRONGNIART, A. (1808): *Essai sur la géographie minéralogique des environs de Paris*. – *Annales du Muséum d'histoire naturelle*, **11**: 293-326; Paris.
- CUVIER, G. & BRONGNIART, A. (1822): *Description géologique des environs de Paris*. – nouvelle édition: 428 S.; Paris (G. Dufour et E. D'Ocagne Libraires).
- DELAIRES, A. & FONTANNES, F. (1882a): Séance du 27 Septembre. – *Compte rendu de la 2me session de Congès Géologique International, Bologna 1881, 2me partie*: 88-101; Bologna (Fava et Garagnani).
- DELAIRES, A. & FONTANNES, F. (1882b): Séance du 30 Septembre. – *Compte rendu de la 2me session de Congès Géologique International, Bologna 1881, 2me partie*: 148-159; Bologna (Fava et Garagnani).
- GAÁL, I. (1938): Az egriekkel azonos "harmadkori" phatestück Balassa-Gyarmaton és az oligocén kérdés (Über die mit der Egerer gleichaltrige "tertiäre" Molluskenfauna von Balassa-Gyarmat und das Oligozän-Problem). – *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici*, **31**: 1-87; Budapest.
- GIBBARD, P.L. & HEAD, M.J. (2009): The definition of the Quaternary system/era and the Pleistocene series/epoch. – *Quaternaire*, **20** (2): 125-133; Paris.
- GRADSTEIN, F.M.; OGG, J.G.; SCHMITZ, M.D. & OGG, G.M. (2020): *Geologic Time Scale 2020*. – 1390 S.; Amsterdam (Elsevier).
- HEAD, M.J. & GIBBARD, P.L. (2015): Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Past, present and future. – *Quaternary International*, **383**: 4-35; Amsterdam.
- HEAD, M.J., GIBBARD, P.L. & SALVADOR, A. (2008): The Tertiary: a proposal for its formal definition. – *Episodes*, **31** (2): 248-250; Beijing.
- HEDBERG, H.D. (1976): *International Stratigraphic Guide (a Guide to stratigraphic classification, terminology and procedure)*. – XX + 200 S.; New York (J. Wiley).
- HÖRNES, M. (1853): Kein Eocän in Polen; Grenze zwischen Eocän, Meiocän und Pleiocän. – In: *Mitteilungen an Professor Bronn gerichtet*. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde*, **1853** (7): 806-810; Stuttgart.
- HUTTON, J. (1788): *Theory of the Earth, or an investigation of the Laws observable in the Composition, Dissolution, and Restoration of Land upon the Globe*. – *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **1** (2): 209-304; Edinburgh.
- ICS, INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY (2017): *Statutes*. – online verfügbar unter <https://stratigraphy.org/statutes>, abgerufen am 10.07.2023.
- KADOLSKY, D. (1988): Stratigraphie und Molluskenfaunen von "Landschneckenkalk" und "Cerithienschichten" im Mainzer Becken (Oberoligozän bis Untermiozän?). – *Geologisches Jahrbuch*, **(A) 110**: 69-133; Hannover.

- KING, W.B.R. & OAKLEY, K.P. (1949): Definition of the Pliocene-Pleistocene boundary. – *Nature*, **163**:186-187; London.
- KNOX, R.W.O'B., GIBBARD, P.L., COPE, J.W., GALE, A.S., POWELL, J.H., POWELL, J.H., SMITH, A.G., SMITH, A.G., ZALASIEWICZ, J. (2010): Tertiary: survival of the fittest. – *Geoscientist*, **20** (8): 10-11; London.
- KNOX, R.W.O'B., PEARSON P.N., BARRY, T.L., CONDON, D.J., COPE, J.C.W., GALE, A.S., GIBBARD, P.L., KERR, A.C., HOUNSLOW, M.W., POWELL, J.H., RAWSON, P.F., SMITH, A.G., WATERS, C.N. & ZALASIEWICZ, J. (2012): Examining the case for the use of the Tertiary as a formal period or informal unit. – *Proceedings of the Geologists' Association*, **123**: 390-393; Amsterdam.
- KRUTZSCH, W., BLUMENSTENGEL, H., KIESEL, Y. & RÜFFLE, L. (1992): Paläobotanische Klimagliederung des Alttertiärs (Mittelozeän bis Oberoligozän) in Mitteldeutschland und das Problem der Verknüpfung mariner und kontinentaler Gliederungen (klassische Biostratigraphien – paläobotanisch-ökologische Klimastratigraphie – Evolutions-Stratigraphie der Vertebraten). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **186** (1-2): 137-253; Stuttgart.
- LEWANDOWSKI, D. (2005): Google Scholar, Aufbau und strategische Ausrichtung des Angebots sowie Auswirkungen auf andere Angebote im Bereich der wissenschaftlichen Suchmaschinen. – *Expertise im Auftrag des Hochschulbibliothekszenentrums Nordrhein-Westfalen*: 28. S.; Düsseldorf.
- LINNEMANN, U.; GERSCHEL, H.; RASCHER, J.; ZIEGER-HOFMANN, M.; ZIEGER, J.; GÄRTNER, A.; HASCHKE, J.; MENDE, K.; LANGE, J.-M.; KUNZMANN, L.; KUNZMANN, C.; KRAUSE, R.; MÜLLER, A. & SUHR, P. (2023): Chronostratigraphie des mitteldeutschen Tertiär: U-Pb-LA-ICP-MS-Datierungen von Phosphoritknollen und biogenem Karbonat aus Sedimenten der Leipziger Bucht. – *Freiberger Forschungshefte*, **C 561**: 101-107; Freiberg.
- LOZOUET, P. & MAESTRATI, P. (2012): Le contenu paléontologique. Mollusques. – in Lozouet, P. [Koord.]: *Stratotype Stampien*. – S. 239-297; Paris (Muséum National d'Histoire Naturelle).
- LOZOUET, P. (2014): Temporal and latitudinal trends in the biodiversity of European Atlantic Cenozoic gastropod (Mollusca) faunas. A base for the history of biogeographic provinces. – *Carnets de Géologie*, **14** (14): 273-314.
- LYELL, C. mit einem Anhang von DESHAYES, G.P. (1833): *Principles of Geology, being an attempt to explain the former changes of the earth's surface, by reference to causes now in operation*. – Vol. 3: 398 S. + 23 S. Appendix; London (John Murray).
- LYELL, C. (1839): On the relative ages of the Tertiary deposits commonly called "Crag," in the counties of Norfolk and Suffolk. – *The Magazine of Natural History and Journal of Zoology, Botany, Mineralogy, Geology and Meteorology (new series)*, **3**: 313-330; London.
- MENNING, M. (2010): Quartär bewahrt – Tertiär aufgeben? – *GMIT*, **39**: 16-17; Bonn.
- MOLINA, E., ALEGRET, L., ARENILLAS, I., ARZ, J.A., GALLALA, N., HARDENBOL, J., VON SALIS, K., VANDENBERGHE, N. & ZAGHBIB-TURKI, D. (2006): The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia – Original definition and revision. – *Episodes*, **29** (4): 263-273, Beijing.
- NATIONAL COMMISSION FOR STRATIGRAPHY BELGIUM (2014): Paleogene-Neogene. – Online-Stellungnahme, verfügbar unter <https://ncs.naturalsciences.be/paleogene-neogene>, abgerufen am 10.07.2023.
- NAUMANN, C.F. (1866-1872): *Lehrbuch der Geognosie*, 3. Band, zweite verbesserte und vermehrte Auflage. – 1. Lieferung 1866 = Bogen 1-12, S. 1-192, 2. Lieferung 1868 = Bogen 13-22, S. 193-352, 3. Lieferung 1872 = Bogen 23-36, S. 353-576; Leipzig (Engelmann).
- RENEVIER, E. (1882): *Unification des procédés graphiques en géologie, Rapport du secrétaire général de la commission E. Renévier*. – *Compte rendu de la 2me session de Congrès Géologique International, Bologna 1881*: 560-591; Bologna (Fava et Garagnani).

- RICARDI, A.C. (2007): Terciario y Cuaternario: Definición y posición. – *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **62** (3): 485-487; Buenos Aires.
- RIO, D., SPROVIERI, R., CASTRADORI, D. & DI STEFANO, E. (1998): The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale. – *Episodes*, **21** (2): 82-87; Beijing.
- SALVADOR, A. (1994): *International Stratigraphic Guide (a Guide to stratigraphic classification, terminology and procedure)*. – 2nd ed., XIX + 214 pp.; Boulder, Co. (The International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America).
- SALVADOR, A. (2006a): The Tertiary and the Quaternary are here to stay. – *AAPG Bulletin*, **90**: 43-45; Tulsa, OK.
- SALVADOR, A. (2006b): A stable Cenozoic geological time scale is indispensable. – *Episodes*, **29** (1): 43-45; Beijing.
- SCHIMPER, W.-P. (1874): *Traité de Paléontologie végétale ou la flore du Monde primitif dans ses rapports avec les formations géologiques et la flore du monde actuel*. – Vol. 3: 880 S.; Paris (Baillière).
- STD 2002: (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION Hrsg.) (2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002*.– Potsdam.
- STD 2016 (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION Hrsg.) (2016): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016*.– Potsdam.
- STDk 2017 (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION Hrsg.) (2017): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland Kompakt 2017*.– Potsdam.
- STDk 2022 (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION Hrsg.) (2022): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland Kompakt 2022*.– Potsdam.
- STEHLIN, H.G. (1909): Remarques sur les faunules de mammifères des couches éocènes et oligocènes du Bassin de Paris.– *Bulletin de la Société Géologique de France*, **9** (4): 488-520; Paris.
- STEININGER, F. (2002): Das känozoische Ärathem – Versuch einer Revision der chronostratigraphischen Gliederung. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **237**: 39-45; Frankfurt a.M.
- STEININGER, F., AUBRY, M.P., BERGGREN, W.A., BIOLZI, M., BORSETTI, A.M., CARLIDGE, J.E., CATI, F., CORFIELD, R., GELATI, R., IACCARINO, S., NAPOLEONE, C., OTTNER, F., RÖGL, F., ROETZEL, R., SPEZZAFERRI, S., TATEO, F., VILLA, G. & ZEVENBOOM, D. (1997): The Global Startotype Section and Point (GSSP) for the base of the Neogene. – *Episodes*, **20** (1): 23-28; Beijing.
- STEININGER, F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **209**: 1-19; Frankfurt a.M.
- STÖ 2004: (ÖSTERREICHISCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION Hrsg.) (2002): *Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004*.– Wien / Graz.
- VAI, G.B. (2004): *The Second International Geological Congress, Bologna, 1881*. – *Episodes*, **27** (1): 13-20; Beijing.
- WALSH, S.L. (2006): Hierarchical subdivision of the Cenozoic Era: A venerable solution and a critique of current proposals. – *Earth-Science Reviews*, **78**: 207-237; Amsterdam.
- ZALASIEWICZ, J., GIBBARD, P., WATERS, C., GREGORY, F. J., BARRY, T. L., BOWN, P. R., BRENCHELY, P., CANTRILL, D. J., COE, A. L., COPE, J. C. W., KNOX, R., GALE, A., HOUNSLOW, M. W., MARSHALL, J., POWELL, J., OATES, M., SMITH, A., STONE, P., RAWSON, P., TREWIN, N. & WILLIAMS, M. (2006): The future of the Quaternary. – *Geoscientist*, **16** (7): 28-30; London.

Anhang A

Verwendung der Begriffe „Tertiär“, „Neogen“ und „Paläogen“ in verschiedenen Sprachen sowie Publikationen in absoluten Zahlen. Die Ergebnisse bei der Gruppe der Produzenten (N1) beziehen sich auf kombinierte Wortsuchen für den Zeitraum 01.01.2004 bis 31.07.2024 bei Ausschluss der Zitate und Begrenzung der Suchsprache mit Google Scholar. Die Abfragen mit Google WebSearch (N2) erfolgten ebenfalls für den Zeitraum 01.01.2004 bis 31.07.2024 und unter Begrenzung der Suchsprache. Da bei der Google WebSearch Suche die Google Scholar-Ergebnisse automatisiert mit berücksichtigt werden, muss zur Ermittlung der Anzahl der Referenten (N3) die Anzahl der Produzenten N1 abgezogen werden ($N3 = N2 - N1$).

Suchwörter	Sprache	N1	N2	N3
a. Tertiär UND geologisch	Deutsch	6.960	27.800	20.860
b. Neogen UND geologisch		758	2.680	1.922
c. Paläogen UND geologisch		621	2.750	2.129
d. Paläogen UND Neogen UND geologisch		328	1.280	952
a. Tertiary AND geological	Englisch	125.000	5.400.000	5.275.000
b. Neogene AND geological		38.100	169.000	130.900
c. Paleogene AND geological		32.100	136.000	103.900
d. Paleogene AND Neogene AND geological		18.600	65.500	46.900
a. Tertiaire ET geologique	Französisch	14.300	63.400	49.100
b. Neogene ET geologique		3.720	8.410	4.690
c. Paleogene ET geologique		3.590	14.700	11.110
d. Paleogene ET Neogene ET geologique		1.350	4.540	3.190
a. Terciario Y geologico	Spanisch	16.200	139.000	122.800
b. Neogeno Y geologico		9.260	20.200	10.940
c. Paleogeno Y geologico		12.200	36.100	23.900
d. Neogeno Y Paleogeno Y geologico		4.700	9.480	4.780

a beschreibt alle Abfrageergebnisse für den Begriff Tertiär im Zusammenhang mit dem Begriff **geologisch** in deutscher, englischer, französischer und spanischer Sprache. b beschreibt analog zu a. alle Abfrageergebnisse für den Begriff Neogen, c alle Abfrageergebnisse für den Begriff Paläogen und d alle Abfrageergebnisse für gemeinsame Nennungen von Neogen und Paläogen im gleichen Zusammenhang. Die Ergebnisse von d sind bereits bei den Ergebnissen von b (für Neogen) und c (für Paläogen) enthalten.

Für die Ermittlung der Summe aller Nennungen von Neogen und/oder Paläogen (SNP) gilt folgende mathematische Verknüpfung:

$$SNP = b + c - d$$

Beispiel für die Abfragen in deutsch:

$$SNP_{N1} = 758 + 621 - 328 = 1.051$$

$$SNP_{N3} = 1.922 + 2.129 - 952 = 3.099$$

bedeutet:

- Bei den Produzenten N1 stehen 6.960 deutschsprachige Publikationen, die den Begriff Tertiär verwenden, 1.051 deutschsprachigen Publikationen gegenüber, in denen der Begriff Neogen oder Paläogen oder Neogen und Paläogen verwendet wurde.
- Bei den Referenten N3 stehen 20.860 deutschsprachige Interneteinträge (ohne wissenschaftliche Publikationen), in denen der Begriff Tertiär benutzt wird, 3.099 deutschsprachigen Interneteinträgen gegenüber, in denen der Begriff Neogen oder Paläogen oder Neogen und Paläogen verwendet wurde.

Die Abfragen umfassen nicht alle im geowissenschaftlichen Kontext möglichen Datensätze, es sind jedoch keine Fehlzusweisungen für die untersuchten Begriffe enthalten, wie z.B. „tertiäre Produkte“, „neogenetische Enzyme“ oder „Paläogenetik“. Die Datenmatrix ist nicht starr, sondern verändert sich täglich z.B. durch Hinzufügen von neuen Arbeiten und neuen Abfragen oder Abschalten von Servern und Datenbanken.

Anhang B

Verwendung der Begriffe „Paläozän“, „Eozän“, „Oligozän“, „Miozän“ und „Pliozän“ unter Ausschluss der Begriffe „Tertiär“, „Neogen“ und „Paläogen“ in verschiedenen Sprachen sowie Publikationen in absoluten Zahlen. Die Ergebnisse bei der Gruppe der Produzenten (N1) beziehen sich auf kombinierte Wortsuchen für den Zeitraum 01.01.2004 bis 31.07.2024 bei Ausschluss der Zitate und Begrenzung der Suchsprache mit Google Scholar. Die Abfragen mit Google WebSearch (N2) erfolgten ebenfalls für den Zeitraum 01.01.2004 bis 31.07.2024 und unter Begrenzung der Suchsprache. Da bei der Google WebSearch Suche die Google Scholar-Ergebnisse automatisiert mit berücksichtigt werden, muss zur Ermittlung der Anzahl der Referenten (N3) die Anzahl der Produzenten N1 abgezogen werden ($N3 = N2 - N1$).

Suchwörter ohne Serie/Epoche, System/Subsystem	Sprache	N1	N2	N3
a. Pliozän UND geologisch -Tertiär, -Paläogen, -Neogen	Deutsch	378	1.750	1.372
b. Miozän UND geologisch -Tertiär, -Paläogen, -Neogen		651	2.770	2.119
c. Oligozän UND geologisch -Tertiär, -Paläogen, -Neogen		314	1.210	896
d. Eozän UND geologisch -Tertiär, -Paläogen, -Neogen		452	1.950	1.498
e. Paläozän UND geologisch -Tertiär, -Paläogen, -Neogen		156	404	253
a. Pliocene AND geological -Tertiary, -Neogene, -Paleogene	Englisch	20.500	107.000	86.500
b. Miocene AND geological -Tertiary, -Neogene, -Paleogene		29.800	152.000	122.200
c. Oligocene AND geological -Tertiary, -Neogene, -Paleogene		17.000	75.800	58.800
d. Eocene AND geological -Tertiary, -Neogene, -Paleogene		22.000	130.000	108.000
e. Paleocene AND geological -Tertiary, -Neogene, -Paleogene		16.400	41.800	25.400
a. Pliocene ET geologique -Tertiaire, -Neogene, -Paleogene	Französisch	4.300	7.430	3.130
b. Miocene ET geologique -Tertiaire, -Neogene, -Paleogene		3.860	11.900	8.040
c. Oligocene ET geologique -Tertiaire, -Neogene, -Paleogene		1.820	7.150	5.330
d. Eocene ET geologique -Tertiaire, -Neogene, -Paleogene		3.030	10.100	7.070
e. Paleocene ET geologique -Tertiaire, -Neogene, -Paleogene		1.170	5.400	4.230
a. Plioceno Y geologico -Terciario, -Neogeno, -Paleogeno	Spanisch	2.100	58.400	56.300
b. Mioceno Y geologico -Terciario, -Neogeno, -Paleogeno		1.910	38.700	36.790
c. Oligoceno Y geologico -Terciario, -Neogeno, -Paleogeno		1.110	20.600	19.490
d. Eoceno Y geologico -Terciario, -Neogeno, -Paleogeno		1.320	18.900	17.580
e. Paleoceno Y geologico -Terciario, -Neogeno, -Paleogeno		979	13.700	12.721

Alle Abfrageergebnisse stehen im Zusammenhang mit dem Begriff **geologisch** in deutscher, englischer, französischer und spanischer Sprache. Kreuzabfragen, z.B. für „Pliozän UND Miozän“ oder „Pliozän UND Miozän UND Oligozän“ erfolgten nicht.

Anhang C

Vorgehensweise zur Abfrage von Suchtrends für die deutschen Schlagwörter „Tertiär“, „Paläogen“, „Neogen“ mit Google Trends für den Zeitraum 01.01.2004 bis 30.04.2022 (Tag der Datenabfrage). Da Google erkennt, aus welchem Land diese Abfragen erfolgen, ist es von Deutschland aus nicht möglich. Abfragen für andere Sprachen durchzuführen. Die Abfragen der englischsprachigen Daten erfolgten daher durch Dietrich Kadolsky von England aus.

1. Google Trends starten über <https://trends.google.de/trends/>
2. Oben links neben dem Google Trends Logo die drei waagrechten Striche anklicken.
3. Im aufgehenden Fenster den zweiten Reiter von oben wählen (in der deutschen Version „Erkunden“ oder „Entdecken“)
4. Oben (in der deutschen Version unter „Suchbegriff hinzufügen“) den Begriff Tertiär eingeben, dann öffnet sich ein Fenster mit möglichen Varianten. Die passende Variante wählen (in der deutschen Version „Tertiär, Geologische Zeitspanne“).
5. Es öffnet sich ein Fenster mit einer Grafik, darüber 4 Reiter (in der deutschen Version „Weltweit“, „letzte 12 Monate“, „Alle Kategorien“, „Websuche“).
6. Den Suchzeitrahmen über den zweiten Reiter einstellen.
7. Oben in der Mitte besteht die Möglichkeit zu vergleichen (in der deutschen Version "+ Vergleichen"). Darauf klicken und die Begriffe „Neogen, System“; „Paläogen, System“; und „Miozän, System“ hinzufügen.
8. Unter der Grafik rechts auf den download-Pfeil klicken und die Datei als csv-Datei downloaden. Diese lässt sich über Microsoft Excel auswerten.
9. Anschließend bis auf Tertiär alle Vergleiche löschen. Dazu mit der Maus über den Vergleichsbegriff (z.B. Neogen) gehen, dann erscheinen rechts im Fenster drei Punkte, die man anklicken kann und dann kann man „entfernen“ auswählen.
10. Einen geeigneten Standard auswählen, der unter Trends abrufbar ist, über längeren Zeitraum abgefragt wurde und in vergleichbaren Größenordnungen vorliegt, wie die bereits vorhandene Datenmatrix. Zum Abfragetermin war dies „Boris Becker“ (in der Auswahl: Boris Becker, Tennisspieler) mit 120.000 Abfragen in Deutschland im März 2022.
11. Auch diese Datei als csv-Datei runterladen über den download-Pfeil.

Absolute Zahlen lassen sich aus den Verhältnissen des Trendwortes zu den nachgefragten Begriffen (Tertiär, Neogen, Paläogen) abschätzen.

Manuskript eingegangen am 17.08.2024

DOI: <https://doi.org/10.23689/fidgeo-6202>

Anschriften der Autoren:

Dr. MATTHIAS C. GRIMM
UDL Dr. Grimm Umweltdienstleistungen
Eduard-Frank-Str. 12
D-55122 Mainz
E-Mail: UDL.Dr.Grimm@t-online.de
ORCID 0000-0002-2815-1666

DIETRICH KADOLSKY †
66 Heathhurst Road
South Croydon
Surrey CR2 0BA, Great Britain

Dr. HENNY GERSCHEL
TU Bergakademie Freiberg,
Institut für Geologie
Gustav-Zeuner-Str. 12
D-09599 Freiberg
E-Mail: h.gerschel@geomontan.de

Prof. Dr. KIRSTEN I. GRIMM
Johannes Gutenberg-Universität Mainz
Institut für Geowissenschaften
Becherweg 21
D-55128 Mainz
E-Mail: kgrimm@uni-mainz.de
ORCID 0000-0002-7714-0859

Dr. RONALD JANSSEN
Senckenberg Forschungsinstitut
Ehrenamtlicher Mitarbeiter Sektion Malakologie
Senckenberganlage 25
D-60325 Frankfurt am Main.
E-Mail: ronald.janssen@senckenberg.de

Dr. GUDRUN RADTKE
Hessisches Landesamt für Naturschutz,
Umwelt und Geologie
Rheingastr. 186
D-65203 Wiesbaden
E-Mail: Gudrun.Radtke@hlnug.hessen.de

Dr. ULRIKE WIELANDT-SCHUSTER
Regierungspräsidium Freiburg
Abt. 9 Landesamt für Geologie,
Rohstoffe und Bergbau
Referat 92 – Landesgeologie
Albertstraße 5
D-79104 Freiburg i. Br.
E-Mail: Ulrike.Wielandt-Schuster@rpf.bwl.de

Dr. CHRISTIANE GOLD
Sächsisches Landesamt für Umwelt,
Landwirtschaft und Geologie
Halsbrücker Str. 31a
D-09599 Freiberg
E-Mail: Christiane.Gold@smekul.sachsen.de

Starkregen und Sturzflutereignis am 14. und 15.07.2021 im Ahrtal: Kartierung der Massenbewegungen sowie der Lockergesteinsdecken

MARCEL BANASZAK, JAN PHILIP HOFMANN, KLAUS KURZ & ANSGAR WEHINGER

Kurzfassung: Die Flutkatastrophe im Ahrtal 2021 führte zu erheblichen Geländeänderungen sowie zu katastrophalen Schäden an Infrastruktur und in Siedlungsgebieten. Neben den unmittelbaren Folgen des Hochwassers traten auch gravitative Massenbewegungen und Prozesse wie Ufererosion und Verkläunungen in unerwarteter Stärke auf. Am Landesamt für Geologie und Bergbau (LGB) wurden in Kooperation mit dem Institut für Geowissenschaften der Johannes Gutenberg-Universität im Rahmen des Starkregenprojekts sowohl eine Kartierung der infolge des Starkregens und der Flut aufgetretenen Massenbewegungen als auch eine Deckschichtenkartierung für ein Pilotgebiet an der Mittelahr durchgeführt. Die Deckschichtenkartierung zeigte insbesondere in Hanglagen und entlang der Tiefenlinien häufig mehrere Meter mächtige Lockergesteinsdecken. Der bei Starkregen entstehende hohe Oberflächenabfluss bewirkte zumeist gravitative Massenbewegungen innerhalb dieser Lockergesteinsdecken. Typisch hierbei sind Muren sowie Hangmuren bzw. flachgründige Rutschungen. Daneben kam es im Zuge des Sturzflutereignisses zu weiteren Massenbewegungen, wie Prallhangerosionen, Ausspülungen, Aufschotterungen und Verkläunungen. Sowohl die Kartierung der Massenbewegungen als auch der Deckschichten werden in der Folge für die Modellierung von Massenbewegungen genutzt. Hieraus sollen dann Gefahrenhinweiskarten für sämtliche Mittelgebirge von Rheinland-Pfalz entwickelt werden.

Schlüsselwörter: Gravitative Massenbewegungen, Starkregen, Resilienz, Flutkatastrophe, Ahrtal, Gefahrenkarten, GIS

Abstract: The 2021 flood disaster in the Ahr Valley caused dramatic landscape changes and catastrophic damage to infrastructure and residential areas. Beyond the immediate impacts of the flooding, severe mass movements and processes like bank erosion and blockages occurred with unexpected intensity. At the Rhineland-Palatinate State Authority for Geology and Mining (LGB), in partnership with the Institute of Geosciences at Johannes Gutenberg University, detailed geo-scientific mapping is underway as part of the project "Precautionary Measures against the Consequences of Heavy Rainfall". Findings from this project are being used to develop hazard and advisory maps based on computer models to enhance resilience, particularly against mass movements as secondary effects of heavy rainfall events. The study has shown that, due to the thick overburden layers and the deep, steep valleys of the Ahr River's tributaries, the region is highly susceptible to gravitational mass movements during intense rainfall. Mudflows, debris flows, and shallow landslides are common in such scenarios. Additionally, the flash flood event triggered further mass movements, including bank erosion, washouts, gravel deposits, and blockages.

Keywords: Gravitational mass movements, heavy rain, resilience, flood disaster, Ahr valley, hazard maps, GIS

1 Einleitung

Am 14. und 15. Juli 2021 ereignete sich mit dem Starkregen und der Sturzflut im Ahrtal die größte Naturkatastrophe in der Geschichte des Bundeslandes Rheinland-Pfalz. In der Folge hat das Ministerium für Wirtschaft, Verkehr, Landwirtschaft und Weinbau (MWVLW) das Landesamt für



Abb. 1: Beispielaufnahmen für die Geländeänderungen infolge der Hochwasserkatastrophe vom 14./15.07.2021 im Ahrtal (alle Fotos A. WEHINGER 17.07.2021).

- a** Massive Erosion am östlichen Portal des Engelslaytunnels in Altenahr.
b Ausspülung der Auffüllung an einem Widerlager einer Bahnbrücke in Altenahr.
c Flächige Überflutung mit Sedimentaufschotterung und Zerstörung einer Brücke in Ahrweiler.
d Zerstörung der Ahrtalbahn und der B 267 bei Ahrweiler (Am Kaiserstuhl).
e Flächige Überflutung und Ufererosion bei Altenahr.

Geologie und Bergbau (LGB) gemeinsam mit der Johannes Gutenberg-Universität (JGU) mit der Durchführung des Projektes „Vorsorgemaßnahmen gegen die Folgen von Starkregen“ (Starkregenprojekt) beauftragt.

Die Ziele des Projekts umfassen insbesondere die Kartierung der infolge des Starkregens und der Flut entstandenen gravitativen Massenbewegungen, die Entwicklung diesbezüglicher Gefahrenhinweiskarten und die Bereitstellung von Beratungs- und Planungsinstrumenten, wie Fachinformationssysteme, als Vorsorgeinstrument für zukünftige Starkregen- und Sturzflutereignisse.

Im vorliegenden Artikel wird über die Ergebnisse der Kartierung der gravitativen Massenbewegungen berichtet. Art und Umfang der Massenbewegungen hängen insbesondere vom geologischen Untergrund, speziell von den quartären Lockergesteinsdecken, ab. In einem zweiten Schwerpunkt wird über die Ergebnisse einer Deckschichtenkartierung für ein Pilotgebiet an der Mittelahr berichtet. Die Kartierungen erfolgten im Rahmen von Werkverträgen im Auftrag des LGB (ELKHOLY 2023; KURZ 2022, 2023)

Sowohl die Kartierung der Massenbewegungen als auch der Deckschichten werden in der Folge für die Modellierung von Massenbewegungen genutzt. Hieraus sollen dann Gefahrenhinweiskarten für sämtliche Mittelgebirge von Rheinland-Pfalz entwickelt werden.

2 Das Starkregen- und Sturzflutereignis an der Ahr im Jahr 2021

Zum Verständnis des enormen Schadensausmaßes des Starkregen- und Sturzflutereignisses ist die Erfassung der wichtigsten Faktoren und deren Wirkung notwendig. Dabei gilt es zu betonen, dass hier eine Kombination von natürlichen und anthropogenen Faktoren vorliegt. In den nachfolgenden Abschnitten soll ein Überblick gegeben werden.

2.1 Meteorologische Ausgangssituation

Eine detaillierte Beschreibung der Ausgangssituation aus meteorologischer Perspektive haben SCHNEIDER & GEBAUER (2021) gegeben. Das Tiefdruckgebiet "Bernd" verharrte mit sehr geringer Geschwindigkeit über Mitteleuropa, was zu anhaltenden und extrem ergiebigen Niederschlägen führte. Das Niederschlagsmaximum mit 150 mm war am 14. Juli in Ahrweiler erreicht. Radardaten im Einzugsbereich der Ahr zeigten, dass es vom 12. bis 15. Juli zu kumulativen Niederschlagsmengen (72 Stunden) von 100 bis 180 mm kam.

Gleichzeitig war das Retentionspotenzial der Böden minimal, da vorangegangene Niederschläge bereits zur Wassersättigung der Böden führten (DIETZE et al. 2022). Im Vergleich mit klimatologischen Daten der Jahre 1991-2020 war in 2021 bereits ein Niederschlagsüberschuss von 30 mm erreicht (SCHNEIDER & GEBAUER 2021).

Schätzungen des maximalen Abflusses der Ahr im Bereich der Mündung bei Bad Neuenahr-Ahrweiler liegen bei 1.000 bis 1.200 m³/s (ROGGENKAMP & HERGET 2022). Diese enormen Abflussmengen hatten zur Folge, dass praktisch das gesamte Flussbett der Ahr beansprucht wurde. Eine hohe Fließgeschwindigkeit und ein neuer Höchstabfluss bewirkten, dass enorme Mengen

an Sediment, Bäumen und Schutt über lange Strecken und weit in einzelne Ortschaften hineintransportiert wurden (SCHÄFER et al. 2021; WEHINGER et al. 2022b; DIETZE et al. 2022).

2.2 Geologie

Das Ahrtal ist Teil der Vordereifel und gehört geologisch zum Rheinischen Schiefergebirge. Die anstehenden Gesteine sind etwa 400 Millionen Jahre alte, schwach metamorph überprägte Sedimentgesteine (Sand-, Silt- und Tonsteine) der Siegen- und Ems-Formation (Unterdevon). Diese Gesteine wurden während der Variszischen Orogenese (370 – 320 Mio. Jahre) zum Teil geschiefert, tektonisch überprägt und teilweise bruchhaft deformiert.

Auch im weiteren erdgeschichtlichen Verlauf kam es zu tektonischer Überprägung. Heute vorhandene morphologische Strukturen und ihre räumliche Orientierung sind durch diese struktureologische Vorprägung entstanden.

Die eigentliche Talbildung des Ahrtals vollzog sich während der letzten 800.000 Jahre. Während des Quartärs kam es zur Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges. Gleichzeitig bewirkte die Erosion die Entwicklung steiler, schmaler Talstrukturen (WEHINGER et al. 2022b).

Die Deckschichten über dem devonischen Grundgebirge bestehen teilweise aus großen Mengen Lockergestein, die entlang der Hänge und Talflanken der Ahr und der Zuflüsse abgelagert wurden. Es zeigte sich, dass diese unverfestigten Lockergesteine während Starkregenereignissen mobilisiert werden können und es zügig zu einer signifikanten Zunahme des transportierten Gesteinsschutts und der erosiven Leistung von Fließgewässern kommt (WEHINGER et al. 2022b).

Zudem sind entlang des Ahrverlaufs eine Vielzahl kleinerer und größerer Paläorutschungen bzw. fossile Großrutschungen ausgebildet. Diese Strukturen erstrecken sich teilweise über mehrere Hundert Meter Länge und Durchmesser. Derzeit ist nur wenig bezüglich Alter, Zusammensetzung und Gefahrenpotenzial bekannt (WEHINGER et al. 2022b; DIETZE et al. 2022; WENZEL et al. 2024).

2.3 Topografie

Die Landschaft des Ahrtals ist, wie in Kap. 2.2 beschrieben, vergleichsweise jung. Die Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges bewirkte eine Steigerung der Reliefenergie und die Ahr formte einen tiefen Taleinschnitt mit mittlerem Sohlgefälle von 4,9%. Die Ausprägungen verschiedener morphologischer Eigenschaften des Ahrtals wurden von LEHMKUHL et al. (2023) quantifiziert und zeigen, dass es markante Wechsel beispielsweise in Gradient und Hangneigung entlang des Ahrverlaufs gibt.

Insbesondere das mittlere Ahrtal ist durch sehr steile Hänge an der Ahr und in den Nebentälern charakterisiert. Insbesondere hier sind Geländeformen ausgebildet, die bereits grundsätzlich ein erhöhtes Risiko für gravitative Massenbewegungen bewirken. Im Juli 2021 wurde zusätzlich eine extrem hohe Regenmenge erreicht und die nur noch geringe bis nicht mehr vorhandene Retentionswirkung der Böden resultierte in einem hohen und unverzögertem Oberflächenabfluss auch entlang der Nebentäler ins Haupttal.

2.4 Künstliche (Gelände-)Eingriffe und Infrastruktur

Der Umfang des landschaftlichen Eingriffs durch den Menschen ist auch im Ahrtal signifikant (LEHMKUHL et al. 2023) und wirkt sich entsprechend auf solche Hochwasser- und Sturzflutereignisse aus. Insbesondere die Siedlungsgröße hat zugenommen, die Kapazität der Verkehrswege wurde durch breitere Straßen erhöht und Teile des Ahrtals wurden zusätzlich durch eine Eisenbahntrasse erschlossen. Eine Vielzahl von inzwischen historischen Brückenbauwerken verbindet beide Talseiten. Teilweise sind jeweils einzelne Brücken die einzige befahrbare Verbindung zu Siedlungsräumen in den jeweiligen Nebentälern. Straßen und insbesondere die Bahntrasse wurden mindestens teilweise auf Auffüllungen errichtet, die aufgrund des mäandrierenden Verlaufs der Ahr abschnittsweise entlang der Prallhänge der Ahr oder durch Tunnel geführt werden. Insbesondere entlang der Prallhänge sind diese Infrastrukturelemente im Falle eines Hochwassers aufgrund des Lockergesteinscharakters der künstlichen Auffüllungen besonders gefährdet.

Während des Hochwassers von 2021 konnte auch beobachtet werden, dass viele der historischen Brücken gewaltige Mengen an entwurzelten Bäumen, Schutt und Treibgut aufstauten und infolgedessen einen signifikanten negativen Einfluss auf die Höchstwasserstände hatten (BURGHARDT et al. 2023). Gleichzeitig löste das Einstürzen entsprechender Brückenbauwerke weitere Flutwellen aus (BURGHARDT et al. 2023). Abseits der Hauptverkehrswege sind auch forstwirtschaftliche Flächen mit einem dichten Wegenetz zur Bewirtschaftung entwickelt. Im Falle starken Oberflächenabflusses bewirken diese Wege zumindest teilweise, dass der Abfluss zügig den jeweiligen Tiefenlinien zuläuft und den Gesamtzufluss hin zu Ahr steigert. Die Menge des hierüber transportierten Oberflächenabflusses kann aufgrund fehlender Pegel – teilweise sind diese Gerinne auch nur zeitweise wasserführend – nur qualitativ beurteilt werden. Doch die beobachteten Erosionserscheinungen deuten auf enorm erhöhte Abflussmengen mit entsprechend umfänglichen Schadensbildern an betroffenen Wegabschnitten hin. Hierbei ist zu beachten, dass die Hochflächen stets intensiv landwirtschaftlich genutzt werden und teilweise auch künstliche Entwässerung dieser Teileinzugsgebiete einen schnellen, unverzögerten Eintrag bewirkt und entsprechend starke Erosionserscheinungen begünstigt.

3 Massenbewegungen

Unter dem Sammelbegriff der Massenbewegungen werden hier alle Prozesse zusammengefasst, die Erd-, Boden- und Felsmaterial mobilisieren, transportieren und schließlich zur Ablagerung führen. In Abgrenzung zu Erosion und Sedimentation sind hier Prozesse gemeint, die hauptsächlich spontan und in kurzen Zeiträumen (Sekunden bis Minuten) signifikante Massenumlagerungen (1 bis 10^7 m³) verursachen.

Dies sind die klassischen gravitativen Massenbewegungen (Kap. 3.1) und in Abgrenzung hiervon werden in Kap. 3.2 weitere Formen beschrieben, die aufgrund ihrer Verbreitung und Stärke beim Ahrtalhochwasser 2021 besonders hervorzuheben sind.

3.1 Gravitative Massenbewegungen

Unter gravitativen Massenbewegungen werden hier jene Massenbewegungen zusammengefasst, die klassischerweise ein Kriechen, Gleiten, Herabstürzen/Fallen, Kippen usw. von

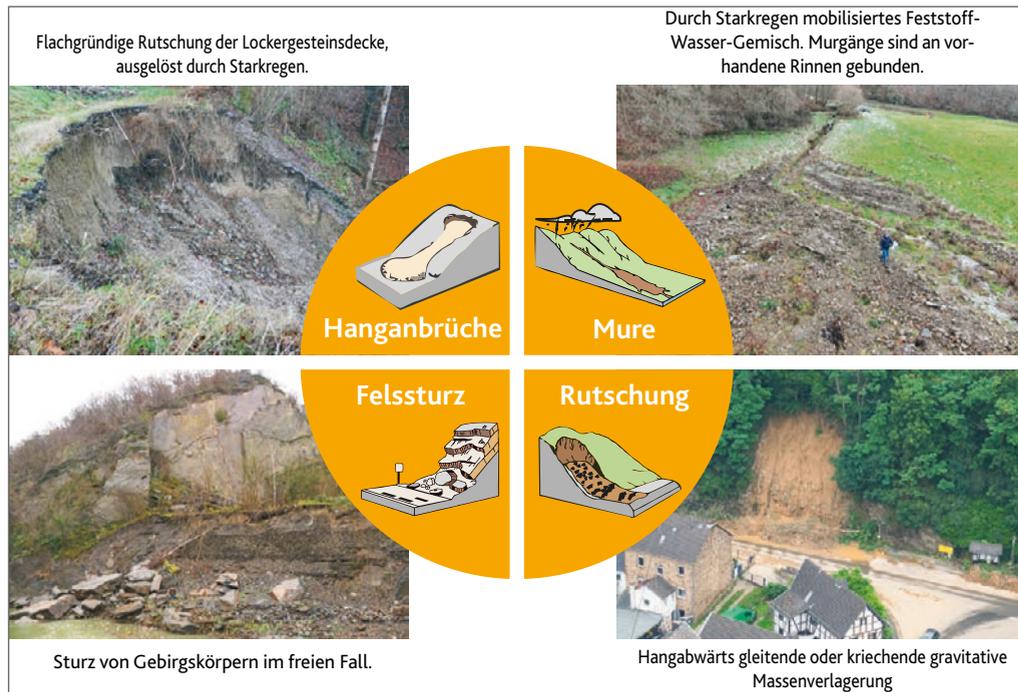


Abb. 2: Illustration der hier behandelten gravitativen Massenbewegungen.

Boden- und Felsmaterial etc. zeigen. Hierunter zählen also Rutschungen, Steinschläge, Fels- und Bergstürze aber auch Muren oder Hanganbrüche/Hangmuren, bei denen zusätzlich Oberflächenabfluss als wichtige zusätzliche Komponente eine Rolle spielt (Abb. 2).

3.1.1 Hanganbrüche/Hangmuren

Bei Hanganbrüchen handelt es sich um spontane, flachgründige Rutschungen, umgangssprachlich auch Hangmuren genannt. Diese ereignen sich in der Lockergesteins- oder Verwitterungsdecke von Hängen. Besonders anfällig sind Versteilungen im Gelände unterhalb von großflächigen Mulden. Das betroffene Material verflüssigt sich dabei plötzlich, was zu erheblichen Schäden führen kann. Im Unterschied zu Muren sind die Hanganbrüche nicht an vorhandene Rinnen o.ä. gebunden. Gemeinsamer wesentlicher Auslöser ist die Entstehung im Zusammenhang mit Starkregen. Ein Beispiel aus den Geländebeobachtungen und Kartierarbeiten im Ahrtal hierfür ist in Anlage 1.2 dargestellt.

3.1.2 Muren

Aus ingenieurgeologischer Sicht wird unter dem Begriff der Mure hier ein sich schnell talwärts bewegendes Gemisch aus Feststoffen (Gesteinsmaterial verschiedener Größen, Holz u.a.), Wasser und Luft verstanden. Die Massenbewegung steht in Verbindung mit einem Starkregenereignis und ist zumindest im oberen Hangbereich an morphologisch vorgegebene Rinnen, Tiefen-

linien o.ä. gebunden, die bei normaler Witterung meist trocken sind. Eine weitere Voraussetzung ist das Vorhandensein von mobilisierbarem Material (Rinnenfüllungen, Schuttkegel u.a. aus Lockergestein). Der Feststoffanteil liegt meist zwischen ca. 50 und 70 %.

Eine allgemeine Begriffserklärung lässt sich auch in der DIN 19663 finden. Darin werden Muren als Transportprozess mit Wasser und Feststofftransport beschrieben, bei denen durch Hochwasserabfluss Gemische aus Wasser und Feststoff (Geschiebe, Holz usw.) in morphologischen Rinnen schnell abfließen und eine Entmischung bei abnehmendem Gefälle stattfindet. Außerdem werden Muren innerhalb der Wildbachklassifikation(en) aus Bayern und Österreich umfangreich beschrieben. Als Wildbach wird ein oberirdisches Gewässer mit streckenweise großem Gefälle und rasch und stark wechselndem Abfluss sowie zeitweise hoher Feststoffführung bezeichnet.

In Anlehnung an eine weitgefaste Murendefinition (Wasser- und Feststofftransport, bei dem durch Hochwasser-/Starkregenabfluss ein Gemisch aus Wasser und Feststoffen in Hangfurchen, Gerinnebetten oder Bachbetten schnell abfließt) werden die jeweils beobachteten Ereignisse auch hier als Muren klassifiziert. Ein Beispiel hierfür aus den Geländebeobachtungen und Kartierarbeiten im Ahrtal ist in Anlage 1.6 dargestellt.

3.1.3 Rutschungen

Rutschungen sind hangabwärts „gleitende“ oder „kriechende“ Massenverlagerungen von Fest- oder Lockergestein. Die Bewegung erfolgt entlang einer Gleitfläche oder an Zonen mit intensiver Scherverformung. Im Gelände sind Rutschungen durch die Ausbildung einer Abrisskante, einer unruhigen Morphologie der Rutschmasse und einem aufgewölbten Fuß an der Front erkennbar. Die Verlagerung kann als kompakte Einheit unter Beibehaltung der Lagerungsverhältnisse erfolgen oder auch zu umfangreichen Umlagerungen führen. Die Form der Gleitfläche bestimmt, ob eine Rutschung eine Rotationsbewegung erfährt, oder nur translativ / oberflächenparallel stattfindet. Beispiele aus den Geländebeobachtungen und Kartierarbeiten im Ahrtal hierfür sind in Anlage 1.1 und 1.2 dargestellt.

3.1.4 Steinschläge und Felsstürze

Hierbei fallen einzelne Kluft-, Gebirgskörper oder ganze Gebirgspartien im freien Fall hangabwärts. Bei einzelnen Gesteinskörpern und einem begrenzten Volumen spricht man von Steinschlägen ($\leq 10 \text{ m}^3$). Bei größeren Sturzmassen spricht man von einem Felssturz ($> 10 \text{ m}^3$) oder sogar einem Bergsturz (1000 m^3). Ein Beispiel aus den Geländebeobachtungen und Kartierarbeiten im Ahrtal hierfür ist in Anlage 1.3 dargestellt.

3.2 Weitere Massenbewegungen

Zusätzlich zu den zuvor genannten gravitativen Massenbewegungen, die zumeist an Hanglagen gebunden sind oder innerhalb steil eingeschnittener Gerinne auftreten, werden nachfolgend weitere Formen von Massenbewegungen beschrieben, die im Zuge des Sturzflutereignisses an der Ahr stattgefunden haben und an Transport-, Erosions- und Ablagerungsprozesse gekoppelt sind. Sie werden hier gesondert erläutert, da diese Prozesse ein extrem großes Schadenspo-

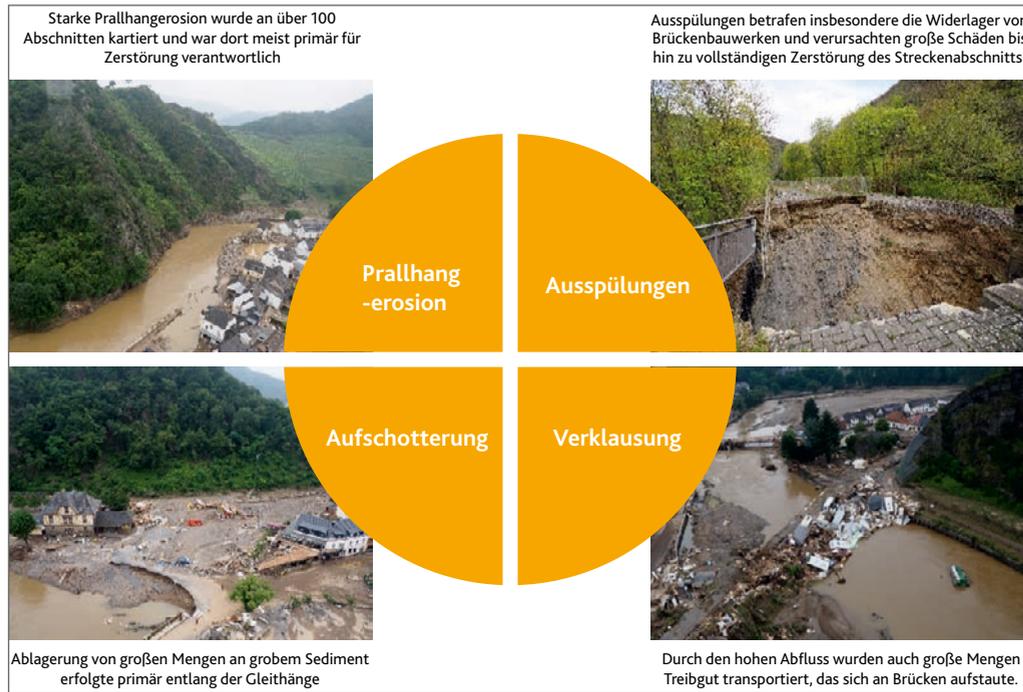


Abb. 3: Illustration der weiteren Massenbewegungen während des Ahrtal-Hochwassers 2021.

tenzial besitzen (Abb. 3). Diese weiteren Massenbewegungen haben einen enormen Einfluss auf die Topografie mit meist schädlicher Wirkung auf die Standsicherheit von Bauwerken und erhöhten damit das Schadens-/Zerstörungspotential von Starkregenereignissen (SCHÄFER et al. 2021; DIETZE et al. 2022a; WEHINGER et al. 2022b; BURGHARDT et al. 2023). Bei den weiteren Massenbewegungen handelt es sich um Prallhangerosionen, Aufschotterungen, Ausspülungen und Verkläuerungen. Diese werden im Folgenden erläutert:

Prallhangerosion und Aufschotterung

In mäandrierenden Flusssystemen lassen sich die Uferbereiche entlang von Flussbiegungen in gegenüberliegende Prall- und Gleithänge unterscheiden. Die Unterscheidung folgt der Eigenschaft, dass die Strömungsgeschwindigkeit entlang der Innenbiegung geringer ist (es kommt zur Sedimentation) als an der Außenbiegung (es kommt zur Erosion). Starke Erosionsprozesse entlang der Prallhänge und die Ablagerung großer Mengen von grobem Sediment haben die vorhandene Infrastruktur beschädigt und abschnittsweise zerstört. In der Folge entstanden neue Uferlinien bzw. Verlagerungen des Flussverlaufes, wie es typisch für mäandrierende Flusssysteme ist. Die Prallhangerosionen verursachten einen Abtrag des Hangfußes bzw. zu einer Übersteilung des Geländes, was wiederum gravitative Massenbewegungen im Hanggelände oberhalb der Ahr und deren Zuflüssen zur Folge hatte (WEHINGER et al. 2024). Beispiele aus den Geländebeobachtungen und Kartierarbeiten im Ahrtal hierfür sind in Anlage 1.3 und 1.5 dargestellt.

Ausspülung

Erosive Prozesse fanden nicht nur an Uferlinien statt. So wurden insbesondere anthropogene Aufschüttungen und Verfüllungen, die von der Sturzflut erfasst wurden, abgetragen. Von diesen

Ausspülungen waren speziell die an Brückenwiderlagern vorgenommenen Auffüllungen sowie Hinterfüllungen von Stützmauern betroffen. Beispiel hierfür ist die Bahnbrücke am östlichen Tunnelausgang in Altenahr. Eine detaillierte Betrachtung der Schäden an Brückenbauwerken entlang der Ahr wurde bereits in BURGHARDT et al. (2023): veröffentlicht. Beispiele aus den Geländebeobachtungen und Kartierarbeiten im Ahrtal hierfür sind in Anlage 1.3 und 1.5 dargestellt.

Verkläuerung

Die erosive Kraft der Sturzflut löste und transportierte enorme Mengen an Boden- und Gesteinsmaterial, Baumstämmen und vielerlei anthropogenen Materials, wie Pkw, Wohnwagen, Gastanks usw. Diese Materialfracht verkeilte sich an etlichen der im Ahrtal vorhandenen Brückenbauwerke. In der Folge dieser Verkläuerungen kam es während der Sturzflut zu einem zusätzlichen Wasseraufstau. Bei einem plötzlichen Lösen der Verkläuerungen entstanden weitere Flutwellen.

4 Ergebnisse

4.1 Kartierung der Massenbewegungen direkt nach der Flut 2021

Die Kartierung bzw. Dokumentation der einzelnen Massenbewegungen fand im Zeitraum von Oktober bis Dezember 2021 statt. Das primäre Ziel war die möglichst vollständige Dokumentation aller Massenbewegungen, die unmittelbar auf das Starkregenereignis und die Sturzflut

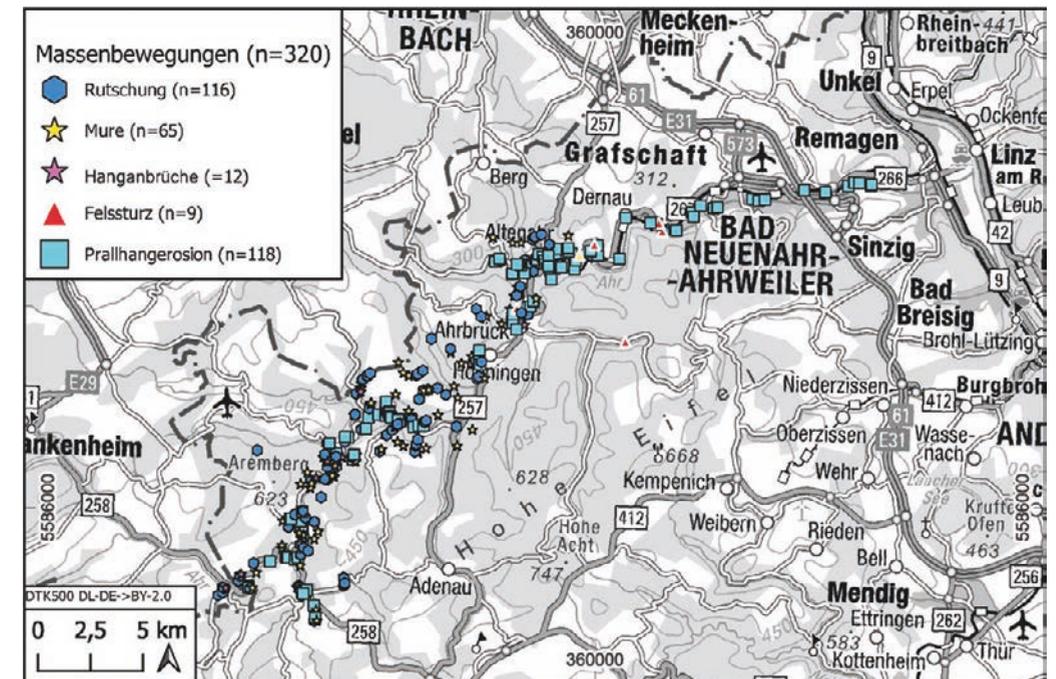


Abb. 4: Verteilung der Massenbewegungen die durch das 2021er Hochwasser ausgelöst wurden. Bislang wurden 116 Rutschungen, 12 Hanganbrüche/Hangmuren, 65 Muren, 9 Steinschläge/Felsstürze und 118 Prallhangerosionen infolge des Starkregens und der Flut vom Juli 2021 erfasst.

zurückzuführen sind und konzentrierte sich auf den unmittelbaren Verlauf der Ahr sowie die direkt zufließenden Rinnen und Nebentäler (WEHINGER et al. 2022b; KURZ 2022). Im Zuge der Detailkartierung im Jahr 2022 wurden weitere Massenbewegungen aufgenommen. Der Erfassungsstandard der zu kartierenden Eigenschaften orientiert dich dabei an der im LGB geführten Rutschungsdatenbank für Rheinland-Pfalz.

4.2 Lockergesteinskartierung des Pilotgebietes in 2022

Während der Pilotphase des Starkregenprojekts (Herbst 2022 bis Sommer 2023) wurde eine Pilotregion um die Ortschaft Schuld im zentralen Teil des Ahrtales identifiziert, die durch eine hohe Dichte an aufgetretenen Massenbewegungen, einer vielfältigen Morphologie und verschiedene anthropogene Einflüsse gekennzeichnet ist. Für diese Pilotregion wurden zwei Detailkartierungen ausgeführt. Im Rahmen von Werkverträgen wurden im Auftrag des LGB eine Geologische Karte inklusive des strukturgeologischen Inventars (ELKHOLY 2023) gemäß der Generallegende von Rheinland-Pfalz sowie eine Spezialkarte zur Mächtigkeit der quartären Lockergesteinsdecke / Deckschichten (KURZ 2023) erstellt. Diese Kartierungen sind die Grundlage zur Erprobung verschiedener Ansätze zur Modellierung von Massenbewegungen. Die Karte der Lockergesteinskartierung ist in Abb. 5 (S. 182/183) enthalten. Die dort dargestellten Einheiten werden im Folgenden erläutert. Die Namen und Nummern entstammen der Generallegende.

4.2.1 Devonisches Grundgebirge

Die Grundgebirgsgeologie wurde zeitgleich in 2022 von Dr. HASSAN ELKHOLY kartiert. Nachfolgend werden die Ergebnisse nur zur Vollständigkeit der gezeigten Karten entsprechend kurz dargestellt. Eine detaillierte Beschreibung folgt in einem gesonderten Beitrag.

Das Grundgebirge der kartierten Region besteht aus den klastischen Sedimentgesteinen der Siegen-Stufe (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge) mit einer Gesamtmächtigkeit der erschlossenen Abfolge (Obersiegen-Schichten) von etwa 200-230 m. Die Gesteine sind in weiten Bereichen durch Wechselfolgen von Sandsteinen und siltig-tonigen Sedimenten geprägt, insgesamt dominieren sandige Gesteinstypen, die lokal in dickbankig bis massig abgesonderten Quarzit-Horizonten markant hervortreten. (ELKHOLY 2023)

4.2.1.1 Obere Siegen-Schichten, Siegener Normalfazies dsO,nf (2508)

Eine dominierende lithologische Einheit der erschlossenen Gesteinsfolge sind Ton- bis Siltsteine. Das Mengenverhältnis von Ton und Silt ist in einem relativ engen Rahmen variabel. Auch ein geringer Feinsandanteil ist in diesem Gesteinstyp teilweise enthalten, die Sandfraktion ist dabei matrixgestützt im Gemenge oder als feine Bänderung enthalten. Die Gesteine sind im von dunklerer, grau bis graublauer Farbgebung und bilden blättrige bis scherbilig-griffelige Zerfalls-/ Verwitterungsformen. Im Gesamtbild treten die Ton-Siltsteine meist als wenig differenzierte Wechselfolge mit Sandsteinlagen ähnlicher Mächtigkeit (ca. 10 bis 50 cm) auf. Eine beispielhafte Abfolge ist südlich von Schuld in den steilen Hanganschnitten bei flacher Raumlage gut einsehbar. (ELKHOLY 2023).

4.2.1.2 Obere Siegen-Schichten, Siegener Normalfazies, quarzitisches Sandsteins (dsOnfq (845))

In Abgrenzung zu den zuvor genannten Gesteinen lässt sich eine zweite lithologische Einheit beschreiben. Die innerhalb der Karte ausgewiesenen Fein- bis Mittelsandsteine treten als mittel- bis dickbankig, z.T. massig auftretenden Quarzite (dort wo Sandfraktion > 90 %) mit besonders reichhaltigem Inventar großdimensionaler (zumeist trogförmiger/bogiger) Schrägschichtung. Letzteres gemeinsam mit dem Aufarbeitungsgrad und der Mächtigkeit stellen ein geeignetes Ansprachekriterium dar. Im Kartiergebiet wurden zwei solcher Horizonte mit ca. 15-25 m Mächtigkeit identifiziert. Der vertikale Abstand beträgt ca. 70-90 m (ELKHOLY 2023).

4.2.2 Quartäre Lockergesteine

Die Lockergesteinskartierung wurde durch Dipl.-Geol. KLAUS KURZ durchgeführt (KURZ 2023). Primäres Ziel war die Darstellung von Lithologie und Mächtigkeit der quartären Lockergesteine in der ausgewählten Pilotregion. Die ausgewählten Lithologien werden nachfolgend entsprechend ihrer Genese differenziert beschrieben. Die Kartiergrundlagen waren die Dokumentation der BGR nach SCHWARZ (2002) und die geogenetischen Definition quartärer Lockergesteine nach HINZE et al. (1989).

4.2.2.1 Ungegliederte Mittel- und Hauptterrassen qpMT+HT (910)

Es wurden mehrere Geröllvorkommen entdeckt, die aufgrund der Höhenlage und des matrixgestützten Gefüges als ältere pleistozäne Flussterrassen erfasst wurden.

- Ein größerer Bereich mit Geröllen, und damit ein Zeugnis eines ehemaligen Talbodens, wurde bei der Freilichtbühne Schuld, auf einem Höhenrücken nordöstlich des Geländes auf ca. + 300 m NN gefunden. Das Kiesvorkommen wird auch in LAFRENZ (1933) erwähnt und einer oberen Hauptterrasse zugeordnet (siehe Abb. 6).
- Ein weiterer Aufschluss mit fluviatilen Geröll ist beim Umlaufberg westlich Insul auf einem Felsrücken östlich der „Alten Burg“ in einer Wegböschung vorhanden (+ 240 m NN) (siehe Abb. 7).
- Ein weiteres Vorkommen mit fluviatilen Geröllen findet sich nördlich von Insul am Talhang zu Sierscheid. In einer Wegböschung wird Fels von einem kleinräumigen Geröllvorkommen überlagert (+ 287 m NN).
- Wenige hundert Meter östlich davon (+ 276 m NN), werden an einer Böschung weitere Gerölle aufgeschlossen. Durch diese Geröllvorkommen zeichnet sich dort die Höhenlage einer pleistozänen Terrasse ab. Allerdings lässt sich eine morphologisch durchgängige Terrassenausbildung nicht mehr erkennen.

Abb. 5 (folgende Doppelseite): Karte der Lockergesteinsdecken im Pilotgebiet an der Mittelahr (Kartierung nach KURZ 2023 und ELKHOLY 2023).



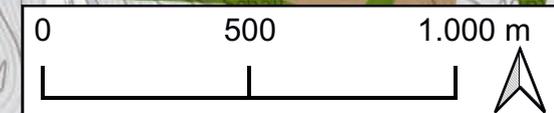
Quartärgeologische Einheiten

- 897 Auensedimente und Abschwemmassen qhAs+Asm
- 106 Schwemmfächersedimente qSfs
- 1058 Rutschmassen
- 121 Lössablagerungen (Löss, Schwemmlöss, Lösslehm) qpLoa
- 123 Fließerden qpFl
- 790 Hangschutt/Fließerde, ungegliedert qpFl,u
- 873 Umlagerungsbildungen, undifferenziert qUb
- 910 Mittel- und Hauptterrassen, ungegliedert qpMT+HT

Devonisches Grundgebirge

- 2508 Obere Siegen-Schichten, Siegener Normalfazies, quarzitische Sandsteine dsOnfq
- 845 Obere Siegen-Schichten, Siegener Normalfazies, dsO,nf

- Faltenachse
- Störung, vermutet
- Störung



©GeoBasis-DE/LVermGeoRP 2024
dl-de/by-2-0 www.lvermgeo.rlp.de



Abb. 6: Beispiel für einen Hauptterrassenauflschluss. Aufschlusspunkt 758, UTM-Koordinaten 350690, 5590093. Foto K. Kurz.



Abb. 7: Weiteres Beispiel für einen Hauptterrassenauflschluss am Umlaufberg westlich Insul. UTM-Koordinaten 348884, 5591421. Foto K. Kurz.

Ältere Terrassensedimente umgelagert

In zwei Bereichen werden Kiese gehäuft in lehmiger Matrix schwimmend angetroffen. Diese Kiesvorkommen wurden als umgelagerte ältere Terrassensedimente interpretiert. Auf den Wiesen und Ackerflächen beim Umlaufberg der „Alten Burg“ westlich Insul wurden Kiese als Lese-Steine vorgefunden. Nach LAFREZ (1933) wird der gesamte Bereich nördlich des Umlaufbergs der Niederterrasse zugeordnet und der Bereich des o.g. Kiesaufschlusses an der „Alten Burg“ sowie die unmittelbar südlich angrenzenden Flächen einer Mittelterrasse.

4.2.2.2 Undifferenzierte Umlagerungsbildungen qUb (879)

In größeren Bereichen des Untersuchungsgebiets bieten sich keine Aufschlüsse für eine genauere Klassifikation der Deckschicht, so dass sowohl mit Blick auf den Transportprozess als auch nach dem Korngrößenspektrum keine Zuordnung zu einer petrogenetischen Einheit getroffen werden konnte. Diese Bereiche wurden unter der Kartiereinheit „undifferenzierte Umlagerungsbildungen“ subsummiert.

In folgenden geomorphologischen Situationen wurde beim Fehlen von Aufschlüssen diese Kartiereinheit ausgewiesen:

- **Kerbtäler:** Auf den Hängen der Kerbtäler sollten diese Ablagerungen i.d.R. der ingenieurgeologischen Klasse der „gemischtkörnigen Lockergesteine“ zugeordnet werden können. In den mit höherer Deckschichtmächtigkeit ausgebildeten Akkumulationsbereichen der Kerbtäler, Abflussrinnen und U-förmigen Abflussbahnen kann mit Blick auf den Transportprozess auch von einer fluviatilen Umlagerungskomponente ausgegangen werden (siehe Abb. 8 und 9).
- **Hohlformen am Oberhang:** Rezent häufig nur periodisch wasserführende Gerinne oder Rinnen mit Kerbtalausbildung im Mittel- oder Unterhang weiten sich zu trichterartigen oder schüsselförmigen, konvexen Hohlformen am Oberhang. Hier bilden sie häufig Wiesenflächen ohne Aufschlüsse aus und wurden hier mit eingegliedert (siehe Abb. 10).
- **Verebnungen in Tallage:** Weitere Wiesenflächen ohne Aufschlüsse finden sich in auf den Gleithängen der Ahr. Morphologisch sind sie als Verebnungsbereiche alter Flussterrassen interpretierbar. Häufig treten aber auch Mündungen von Gerinnen und Abflussbahnen auf, so dass für diese Bereiche wegen nicht näher und eindeutig fassbarer petrogenetischer Entwicklung die Darstellung als undifferenzierte Umlagerungsbildung erfolgte (siehe Abb. 11).
- **Hänge mit moderatem Gefälle und ohne Kerbtaleinschnitte:** Größere Hangbereiche mit moderatem Relief und ohne Gliederung durch junge Kerbtaleinschnitte wurden ebenfalls als Bereiche mit undifferenzierten Umlagerungsbildungen dargestellt. Aufgrund des moderaten Gefälles und der nur gering ausgeprägten jungen Tiefenerosion erscheinen sie eher durch eine pleistozäne, denudative Reliefentwicklung geprägt.

4.2.2.3 Ungegliederte(r) Hangschutt/Fließerde qgFl,u (790)

Für den Hangschutt wird eine polygenetische Entstehung und dominierende gravitative Massenverlagerung unter vorwiegend kaltzeitlichen Bedingungen angenommen. Mit Blick auf die Kornverteilung ist ein Hangschutt ein grobkomponentenreiches Lockergestein mit einem Volumenanteil von mindestens > 30 %, meist > 50 % Kies, Steinen, Blöcken.



Abb. 8: Beispiel für ein Kerbtal. UTM-Koordinaten 352496, 5591953. Foto K. Kurz.



Abb. 9: Aufschluss der Lockergesteinsdecke in einem erodierten Kerbtal. UTM-Koordinaten 350151, 5591085. Foto K. Kurz.



Abb. 10: Beispiel für eine Hohlform am Oberhang. UTM-Koordinaten 351729, 5591240. Foto K. Kurz.



Abb. 11: Beispiel für eine Verebnung nordöstlich der Ortslage von Schuld. Foto K. Kurz.

In der Kartendarstellung zeigen sich die als grobkörniger Hangschutt dargestellten Flächen in Bereichen mit sehr geringer Deckschichtmächtigkeit (häufig < 0,5 m) oder auch in Bereichen mit ausgedehnten Felsausstrichen. Morphologisch bilden sie häufig die Rücken zwischen den weiten Hohlformen oder die Rücken der Kerbtal- und Rinneneinschnitte. Ebenso wurden die steilen Unterhänge/Prallhänge im Ahr- und Liersbachtal sowie Steilhänge mit Felsausstrichen als Bereiche mit Hangschutt dargestellt. Mit Blick auf die landschaftsgeschichtliche Entwicklung stellen die Flächen exponierte Zonen einer jungen Reliefentwicklung dar (siehe Abb. 12 und 13).

4.2.2.4 Fließerden qpFL (123)

Fließerden (gemischtkörnig)

Bei der jüngeren Kartieranleitung nach SCHWARZ (2002) wird bei einem solifluidal geprägtem Bildungsprozess - von dem auch bei den im Gelände in den Talhängen angetroffenen Deckschichten i.d.R. auszugehen ist, die Ansprache als Fließerden bevorzugt. Mit Blick auf das im Gelände festgestellte Korngrößenspektrum wurde die Kartiereinheit dann als (gemischtkörnige) Fließerden dargestellt.

Im Gelände zeigen sie sich oft mit einer deutlich gelben Farbe, die möglicherweise durch Lössanteile oder auch durch die Gelbfärbung des verwitterten Ausgangsgesteins, also des gelb verwitterten Festgesteins der Höhenlagen, bedingt wird. Die gemischtkörnigen Fließerden dominieren die Lockergesteinsdecken der Talhänge des Arbeitsgebiets. Abb. 14 und 15 zeigen Beispiele.

Fließerden (feinkörnig)

Mit Blick auf das Korngrößenspektrum wurden matrixgestützte und bindige Lockersedimente als feinkörnige Fließerden angesprochen. Weitere sedimentologische Eigenschaften wie Einregelungen von Steinen oder ein mehrschichtiger Aufbau, als Anzeiger eines solifluidalen Transportprozesses, waren nicht auszumachen.

Einen Sonderfall stellen die in einem kleinen Bereich westlich von Sierscheid dargestellten tonig-schluffigen Fließerden dar. An einem Aufschluss in Sierscheid und in frisch ausgebagerten Kabelschächten an der Kreisstraße K25 nach Harscheid sowie auch südwestlich des Friedhofs wurden weiß- und rotfleckige Schluffe/Tone aufgeschlossen, die als pseudovergleyte Fließerden angesprochen wurden. Die Gesteinsbruchstücke sind stark alteriert. Nach ELKHOLY (2023) könnte es sich um Verwitterungsreste der alten Landoberfläche handeln.

4.2.2.5 Löss qpLoa (121)

Die im Arbeitsgebiet häufig und flächendeckend zu beobachtende Gelbfärbung der Fließerden sowie ein deutlich schluffiges Kornspektrum bei den feinkörnigen Fließerden geben Hinweis auf Löss oder eine Lössherkunft. Löss wurde in einer Deckschichttrutschung am Rand einer Gehängeleiste bzw. einem Geländeeinschnitt der Ahrtalbahn vor dem Insuler Tunnel angetroffen.

An einem sanft auslaufenden Unterhang des Ruppenbergs wurde durch den Bau einer Terrasse eine mehrere Meter mächtige feinkörnige Fließerde mit Lössbestandteilen aufgeschlossen (siehe Abb. 16 und 17).



Abb. 12: Beispiel für eine geringmächtige Hangschuttdecke auf devonischem Fels. UTM-Koordinaten 352675, 5590828. Foto K. Kurz.



Abb. 13: Aufschluss mit Hangschuttdecke. UTM-Koordinaten 353652, 5589382. Foto K. Kurz



Abb. 14: Aufschluss mit einer Fließerde. UTM-Koordinaten 354364, 5592137. Foto K. Kurz.



Abb. 16: Aufschluss von Schwemmlöss. UTM-Koordinaten 349032, 5590056. Foto K. Kurz.



Abb. 15: Aufschluss mit einer Fließerde. UTM-Koordinaten 349144, 5592318. Foto K. Kurz.



Abb. 17: Detail des Aufschlusses aus Abb. 16. Foto K. Kurz.



Abb. 18: Schwemmfächer im Umlauftal bei der „Alten Burg“ bei Insul. UTM-Koordinaten 351258, 5589140. Foto K. KURZ.

4.2.2.6 Schwemmfächersedimente qSfs (106)

Viele unscheinbare und rezent nur periodisch wasserführende Gerinne weisen markante Akkumulationsbereiche in Form von Schwemmfächern auf. Die Kartendarstellung der Schwemmfächer folgt dabei i.d.R. einer geomorphologischen Interpretation. Die Ausbildung der Schwemmfächer gibt Hinweis auf eine intensive „alte“ Abfluss- und Akkumulationsdynamik.

So weisen beispielsweise mehrere heute eher unscheinbare und namenlose Geländeeinschnitte südlich des Umlaufbergs der „Alten Burg“ bei Insul sowie auch der dort einmündende Welsbach und Pitscheider Bach morphologisch markante Schwemmfächer auf. Nach der Mäanderabschnürung blieben dort die Schwemmkegel im Umlauftal erhalten (siehe Abb. 18).

Bei direkter Einmündung der Gerinne in die Ahr kam es zur Erosion durch die Ahr oder zu einer Verzahnung mit den Ahrablagerungen. Teilweise wurde der Flusslauf der Ahr auch durch die Schwemmfächerbildungen umgelenkt (Sierscheider Bach).

Schwemmfächer sind auch in den Nebentälern der Ahr vorhanden. Nordwestlich von Liers verzahnen sich im dort breit ausgebildeten Liersbachtal die Ablagerungen des Reissbachs

mit denen des Liersbachs. Bei „Oben Bockselle“ bilden Ablagerungen auch einen ausgeprägten Schwemmkegel zweier namenloser und rezent nur periodisch wasserführender Gerinne. Weitere Schwemmkegel sind teilweise durch Ansiedlungen überprägt (Liers und südlich des Rupenbergs).

4.2.2.7 Auensedimente und Abschwemmmassen qhAs+Asm (897)

Die fluvial abgelagerten Sedimente der Talsohle wurden als „Hochflut- und Auensedimente“ dargestellt. Diese Kartiereinheit repräsentiert holozäne Talfüllungen (Kiese, Sande, Lehme) der Hauptvorfluter Ahr, Liersbach und Armuthsbach.

In den Talsohlen des Armuthsbachs und des Liersbachs verzahnen sich die fluviatilen Kiesablagerungen mit Schwemmkegelbildungen sowie Umlagerungsbildungen. Bereichsweise lassen sich in der Flussniederung des Ahrtals auch Geländestufen oder Böschungen erkennen, die möglicherweise den Übergang zu pleistozänen Niederterrassenbildungen darstellen (siehe Abb. 19 und 20).

In den Nebentälern der Zuflüsse zu den Hauptvorflutern kam es bereichsweise zur Ausbildung eines Talbodens oder einer Talsohle. Umlagerungsbildungen (Solifluktion, Abschwemmung) der Talhänge verzahnen sich dort mit fluviatil geprägten Ablagerungen. Teilweise ist die Ausbildung eines Talbodens dabei nicht nur im Mündungsbereich zum Vorfluter zu beobachten, wie beispielsweise beim Ommelsbach, Wingertsbach, Lückenbach, Reissbach, Waldbach, Sierscheider Bach und Atzenbach, sondern auch weiter oberhalb.

So weisen der Eizenbach, der Holzseifen oder auch das namenlose Gerinne bei „In der Hommich“ in breiteren Talböden fluviatil geprägte Abschnitte auf. Talab finden sich häufig wieder tief eingeschnittene Bereiche, wodurch sich möglicherweise eine neue Erosionsphase abzeichnet. Der Wechsel von Akkumulations- und Erosionsbereichen in diesen Tälern, gäbe damit Hinweis darauf, dass sich die pleistozänen Erosions- und Akkumulationsphasen auch in Nebentälern nachzeichnen lassen.

Bereiche mit einem Wechsel zu stärkerer Tiefenerosion, insbesondere im Unterlauf der Gerinne, lassen sich an vielen Gerinneeinschnitten erkennen. Möglicherweise entsprechen sie der Eintiefungsphase von Mittelterrasse zu Niederterrasse. Sie lassen sich beispielhaft bei diesen Gerinnen erkennen:

- Das Liersbachtal ist im Bereich „In der Afel“ und „Liesernück“ (ca. 1 km westlich Liers) breit ausgebildet, verengt sich dann und ist tief eingeschnitten.
- In einem weiten trichterförmiger Abflussbereich nordöstlich Sierscheid zeichnet sich im Unterhang durch eine Verflachung des Reliefs ein „schüsselartiger“ Akkumulationsbereich ab (Bereich Höhenlinie + 250 NN). Dieser Akkumulationsbereich geht mit einer Engstelle und Tiefenerosion bis den Fels ins Liersbachtal über.
- Der südwestlich von Sierscheid der Ahr zufließende „Holzseifen“ schneidet sich nach einer Teilstrecke mit Sohlbildung vor der Einmündung in die Ahr mit einem steilen Canyon in den Felsen.



Abb. 19: Beispiel für eine Hochflutablagerung. UTM-Koordinaten 353700, 5590787. Foto K. Kurz.



Abb. 20: Beispiel für eine Hochflutablagerung. UTM-Koordinaten 350864, 5590437. Foto K. Kurz.

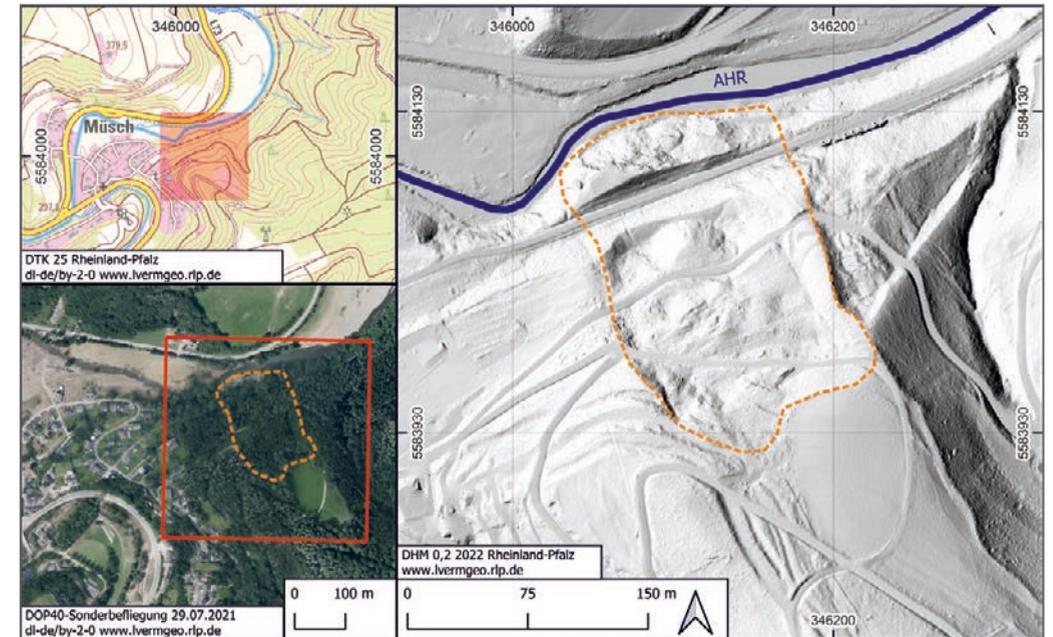


Abb. 21: Darstellung der Großrutschung bei Müsch. In orange ist die vermutete Ausdehnung des Rutschkörpers nach WENZEL et al. (2024) dargestellt. Mithilfe geophysikalischer und geodätischer Methoden konnte eine Reaktivierung der Rutschung nachgewiesen werden. Bild LGB



Abb. 22: Aufnahme des Fußes der Großrutschung bei Müsch mit Blickrichtung nach Südwesten auf das südliche Ufer der Ahr. Es zeigt sich der stark erodierte und teilweise nachgerutschte Rutschungsfuß im Bereich eines Prallhangs (Foto vom 17.07.2021, A. WEHINGER).

4.2.2.8 Rutschmassen (1058)

Im Digitalen Höhenmodell (DHM) lassen sich über die Ausbildung und Form steiler Geländekanten sowie anschließender unregelmäßig wellig-hügeliger Oberflächen, großflächigere (>> 1000 m²) Bereiche erkennen, die als „fossile Rutschungen“ interpretiert und als Rutschmassen kartiert wurden. In ihrer lithologischen Ausbildung wurden in der Regel keine Unterschiede zur Deckschichtausbildung der Umgebung erkannt. Beispielhaft wird hierfür die Großrutschung in Müsch in Abb. 21 und 22 dargestellt. Sie liegt außerhalb des hier untersuchten Kartiergebiets, ist jedoch durch WENZEL et al. (2024) umfangreich untersucht worden.

Ausgedehntere fossile Rutschbereiche sind landschaftsprägend. So scheint insbesondere das nordwestlich von Sierscheid gelegene Tal eines dem Liersbach zufließenden namenlosen Gerinnes im Bereich „In der Hommich“ und „In der Dederichs Kant“ durch fossile Rutschmassen gezeichnet. Im Bereich „In der Hommich“ bildete sich durch den Rutschbereich ein asymmetrisches Tal, mit einem ausgedehnten, weniger steilen westlichen Talhang. Der Rutschbereich setzt sich möglicherweise auch weiter talaufwärts im Bereich „Schulter Hommich“ fort, wobei dort keine markante fossile Abrisskante erkannt wurde, aber der Talboden, bzw. der Unterhang, durch einen ausgedehnten flacheren Kessel gebildet wird. Insgesamt bildet der Rutschbereich durch die weite und flachere Reliefausbildung einen Kontrast zu den „jungen“ und steilen Kerbtalbildungen.

Aus dem DHM wurde ein weiterer fossiler Rutschbereich nördlich von Schuld, im Bereich der Wochenend- und Ferienhäuser dargestellt. Neben der Landschaftsinterpretation über das DHM wird dort der Rutschbereich durch Ufererosion des Hochwasserereignisses 2021 aufgeschlossen. Hier treten aufgelockerte, zerbrochene und verstellte quarzitische Sandsteine und Schiefer der Rutschmasse auf. Mit wechselnder Mächtigkeit über der Rutschmasse sowie auch östlich



Abb. 23: Aufschluss von Fließerden und Schwemmfächerablagerungen am Abriss einer Rutschung. UTM-Koordinaten 349997, 5590986. Foto K. Kurz.

anschließend werden bis mehrere Meter mächtige, steinige Fließerden als Deckschicht aufgeschlossen. Auch der Rutschbereich wurde durch jüngere Umlagerungsbildungen überprägt. Am Rand des Rutschbereichs findet sich eine rezent nur noch periodisch wasserführende Abflussrinne, so dass sich in diesem Bereich eine fossile Rutschmasse, jüngere Umlagerungen bis hin zu Fließerden und Schwemmfächerablagerungen am Unterhang zur Ahr verzahnen (siehe Abb. 23).

Fossile Rutschbereiche zeichnen sich noch in weiteren Gebieten landschaftsformend ab. Insbesondere auffällig ist dabei der Talhang nördlich von Insul, zwischen der Straße nach Sierscheid bis zum Insuler Tunnel, wo möglicherweise auch eine ältere Flussterrasse von einer Massenbewegung betroffen wurde. Ein beim Einschnitt der Ahrtalbahn vermuteter fossiler Rutschbereich, ist möglicherweise auch dieser umfangreicheren und möglicherweise bis in den Bereich „Im Kälchen“/Straße nach Sierscheid reichenden Struktur zuzuordnen.

Weitere fossile Rutschbereiche werden im Atzenbachtal bei der Freilichtbühne Schuld und südlich des Steinbruchs unterhalb der Straße von Schuld nach Winnerath vermutet. Neben den fossilen Rutschbereichen treten hier auch weitere Rutschungen gehäuft in Erscheinung. Bemerkenswert sind dort auch mehrere rezente Deckschichttrutschungen in den Talflanken des Atzenbaches. Sie zeigen Bereiche mit mächtigerer Deckschicht an. Ein weiterer Rutschbereich wird nordwestlich des Rupenbergs mit Ausbildung eines deutlich erhaltenen Nackentälchens und einer Abrisskante im Fels aufgeschlossen.

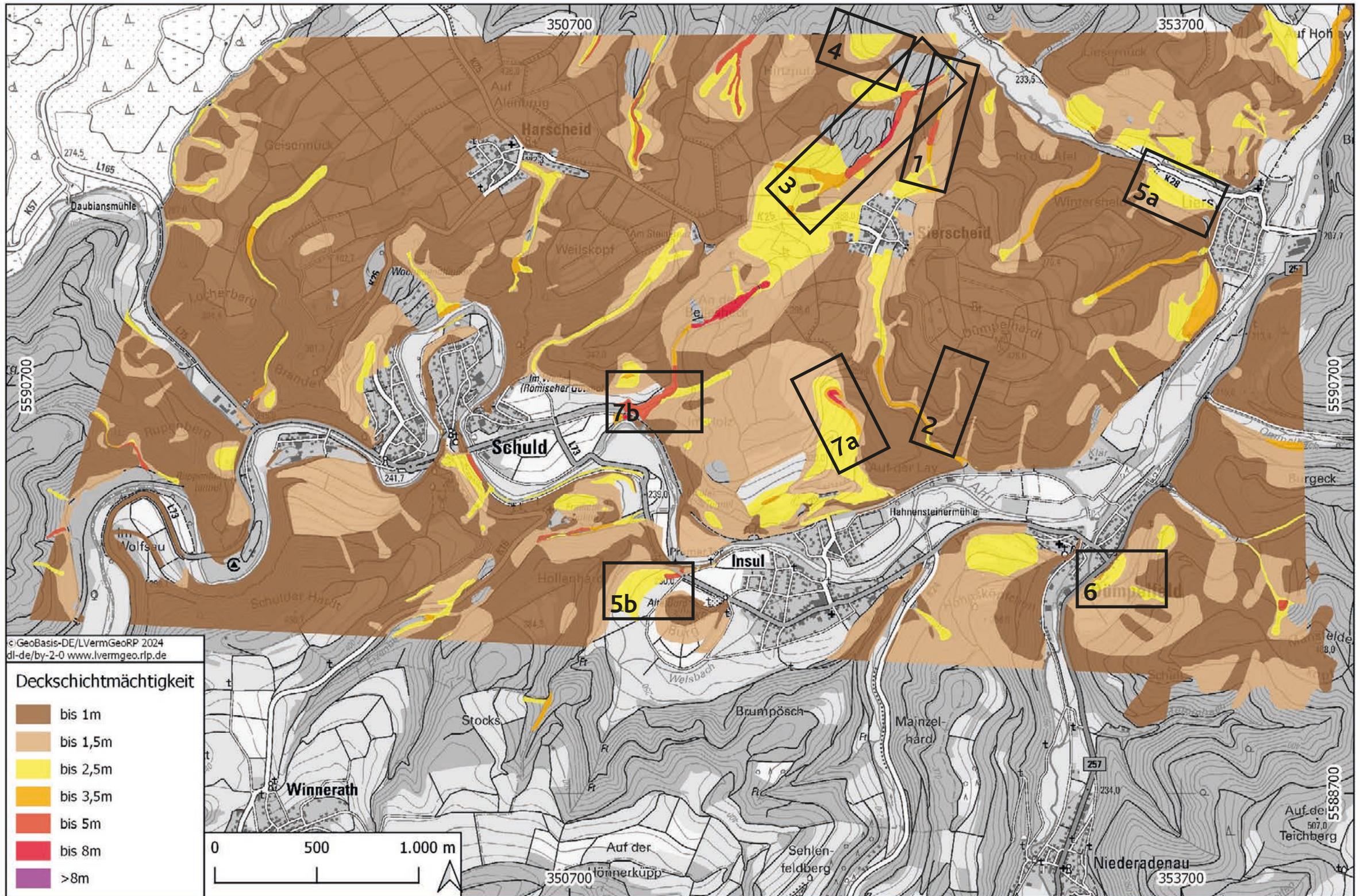
4.3 Spezialkartierung Deckschichtmächtigkeit

Die Kartierung der Deckschichtmächtigkeit (siehe Abb. 24) ist eine Folge aus den Beobachtungen während der Kartierung der Massenbewegungen nach dem Hochwasserereignis 2021. Wie in WEHINGER et al. (2022a) beschrieben, wurde bei Rutschungen, Muren und Hangmuren insbesondere beobachtet, dass das Material teils sehr mächtiger Lockergesteinsdecken mobilisiert wurden. Hinweise auf die Deckschichtmächtigkeit ergaben sich aus Böschungsaufschlüssen an Wegen, frischen Abrisskanten der jungen Deckschichttrutschungen und aus Aufschlüssen durch die junge Tiefenerosion in den Abflussbahnen /Tiefenlinien von Bächen, Gerinnen, Rinnen und Hangfurchen. In Ermangelung weiterer Aufschlüsse entlang der Hangbereiche war auch eine geomorphologische Interpretation notwendig. Die Darstellung der Deckschichtmächtigkeiten erfolgte in Intervallen von: Deckschichtmächtigkeit bis 1 m, bis 1,5 m, bis 2,5 m, bis 5 m, bis 8 m und größer 8 m (Abb. 24, S. 198-199).

Nachfolgend werden jene Bereiche genauer beschrieben, in denen eine deutlich erhöhte Deckschichtmächtigkeit beobachtet wurde:

- **Kerbtaleinschnitte bzw. V-förmige Abflussbereiche:** Abflussbereiche von mindestens periodisch wasserführender Gerinne/Rinnen mit steilen und „jungen“ Kerbtaleinschnitten im Unterhang sowie häufig breiteren Talformen im Oberhang. Dieser Übergang kann dabei mit weiten und sanften teilweise „trichterförmigen“ Übergängen erfolgen oder auch mit steilen Abbrüchen in durch rückschreitende Erosion geprägten Oberhängen. Viele der Gerinne weisen im Tal morphologisch markante Schwemmfächer auf.

Abb. 24 (folgende Doppelseite): Karte der Deckschichtmächtigkeit mit Lage der Bereiche der in Kap. 4.3 beschriebenen Beispiele im Pilotgebiet an der Mittelahr (Kartierung nach KURZ 2023).



Beispiel 1: Namenloses Gerinne nordöstlich von Sierscheid mit Abfluss nach Norden in den Liersbach. Nördlich der Gartenstraße beginnt mit einem markanten Gehängeknick ein Abflussbereich ins Liersbachtal. Auf Höhenrücken belegen Felsausstriche eine geringe Deckschichtmächtigkeit sowohl zur Hochfläche hin, als auch auf den Abflussbereich begrenzenden Rücken, talabwärts. Im Abflussbereich lässt die junge Tiefenerosion durch das Starkregenereignis 2021 eine deutlich höhere Deckschichtmächtigkeit erkennen. Im Mittelhang zeigt sich ein junger Taleinschnitt mit Schulterbildung. Fehlende Felsaufschlüsse in der jungen Einkerbung geben Hinweis auf einen breiteren Bereich mit höherer Deckschichtmächtigkeit. Es ergibt sich dort ein eher muldenförmiger Talquerschnitt mit „junger“ Einkerbung. Weiter talabwärts verengt sich der Talquerschnitt und öffnet sich wieder zum Liersbachtal. Zusammen mit dem westlich zufließenden Gerinne bildet sich eine breitere Talsohle und ein ausgedehnter Schwemmfächer.

- **Hangfurchen bzw. U-förmige Abflussbereiche:** Solche Formen zeigen häufig eine konkave Aufweitung zur Hochfläche hin und werden in der Regel durch Rücken mit geringer Deckschichtmächtigkeit begrenzt.

Beispiel 2: Hangfurchen beginnend südlich des Dümpelhard mit U-förmigem Abflussbereich und Felsausstrichen in angrenzenden Rücken. Im Mittelhang wird die Rinne weiter von Rücken mit geringer Deckschichtmächtigkeit begleitet. Die Rinne/Hangfurchen als Akkumulationsbereich mit höherer Deckschichtmächtigkeit zeigt sich auch bei der Einmündung in das Hauptgerinne.

- **Talabschnitte mit Ausbildung einer Talsohle**

Beispiel 3: Nördlich von Sierscheid wird ein weiter Talkessel durch einen steilen Talhang zur Hochfläche von Sierscheid mit flachen Hangbereichen zur nordwestlich gelegenen Hochfläche „Hirtzputz“ geprägt. Der Talhang in Richtung Sierscheid wird gegliedert durch mehrere Abflussrinnen und ein steiles, durch rückschreitende Erosion gebildetes Relief. Bei den flachen Talhängen im Nordwesten ist ein großer fossiler Rutschbereich landschaftsprägend. Im Talkessel hat sich eine Talsohle ausgebildet, in dem Erosionsrinnen des Starkregenereignisses 2021 mehrere Meter mächtige fluviatil geprägte Lockersedimente mit gröber klastischen Lagen aus Kies und teilweise Holzstämmen, freiliegen. Weiter talabwärts verengt sich der Kessel und die Talsohle geht in ein in den Felsen eingeschnittenes Kerbtal über. Noch weiter talabwärts, bei der „Mündung“ eines „alten“ „trichterförmigen“ Abflussbereiches zeigt eine Deckschichttrutschung in der „Schulter“ des Gerinnerands Fließerdeablagerungen mit mehreren Metern Mächtigkeit. Nach einem erneuten engen Kerbtaleinschnitt im Fels mündet das Gerinne in einem großen Schwemmkegel im Liersbachtal. (vgl. auch Anlage 1.2)

- **Trichterförmige Hohlformen als Übergangsbereiche zu den Hochflächen allgemein**

Beispiel 4: Nordöstlich vom „Hirtzputz“ liegt am Rand des Arbeitsgebiets ein markantes Beispiel eines Akkumulationsbereichs mit höherer Deckschichtmächtigkeit in einer „trichterförmigen“ Hohlform. Am oberen Rand der Hohlform werden auf einem Höhenrücken geringmächtige Fließerden aufgeschlossen. Zum Zentrum der Hohlform nimmt die Deckschichtmächtigkeit zu. Die Hohlform weist keine Abflussrinne mit Tiefenerosion auf und verengt sich zum Liersbachtal. Im Liersbachtal werden Fließerdenablagerungen, vermutlich mehrere Meter mächtig, aufgeschlossen.

- **Unterhänge mit Umlagerungsbildungen am Hangfuß:** Zu den Talsohlen der Vorfluter weisen einige sanft auslaufende Unterhänge mächtigere Deckschichten aus pleistozänen und holozänen Umlagerungsbildungen auf.

Beispiel 5: Unterhang im Bereich „Wintersheld“ unmittelbar westlich Liers (Beispiel 5a) sowie östlicher Unterhang des „Hollenhard“ zur „Alten Burg“ (westlich Insul, Beispiel 5b).

- **Verebnungsbereiche älterer Flussterrassen, häufig mit einer Steilstufe zur rezenten Talsohle**
- Beispiel 6:** Im Bereich „Am Hostert“, unmittelbar östlich Dümpelfeld, zeigen Deckschichttrutschungen höhere Deckschichtmächtigkeiten über der Felskante.

- **Bereiche mit Verfüllung eines „alten Abflussbereichs“ bzw. eines Paläoreliefs**

Beispiel 7: Der durch junge Tiefenerosion entstandene canyon-artige Einschnitt östlich der Hauptstraße von Insul nach Sierscheid wird als „alter“ Abflussbereich interpretiert (Beispiel 7a). Rezent erfolgt die Entwässerung von Sierscheid zur Ahr über das unmittelbar östlich angrenzende Kerbtal des „Sierscheider Bachs“ und über das an „An der Bellersheck“ entspringende Gerinne. Morphologisch zeichnet sich ein alter Abflussbereich bzw. ein Trockental, möglicherweise mit Schwemmkegelbildung, ab. Die durch die junge Tiefenerosion aufgeschlossenen und bis mehrere Meter mächtigen Fließerden geben Hinweis auf ein verfülltes Paläorelief.

Ebenso deutet sich im Bereich „Ober dem Holzpösch“, westlich des Gerinnes „Holzseifen“ und östlich des „Römischen Gutshofs“ bei Schuld, ein „alter“ Abflussbereich oder ein „verfülltes Paläorelief“ an (Beispiel 7b). Am Prallhang der Ahr werden Lockergesteine aufgeschlossen, die möglicherweise einen „alten“ Mündungsbereich in die Ahr repräsentieren. Hangaufwärts zeichnet sich eine Hohlform ab, in der durch eine Deckschichttrutschung höhere Deckschichtmächtigkeiten sichtbar werden.

4.4 Zusammenfassung der Kartierung von Massenbewegungen im Ahrtal

Im Verlauf der Geländeaufnahme im Ahrtal wurden nach dem Starkregen- und Flutereignis vom Juli 2021 bisher 320 Massenbewegungen erfasst und in die Rutschungsdatenbank Rheinland-Pfalz aufgenommen (Karte siehe Abb. 4). Dabei traten neben flachgründigen Rutschungen insbesondere auch Hanganbrüche (Hangmuren) und Muren in einem Ausmaß auf, das bisher für das Rheinische Schiefergebirge nicht bekannt war. Haupteinflussfaktoren für die durch den Starkregen verursachten Massenbewegungen sind die Topographie (wie Geländeform und -neigung, Wassereinzugsgebietsgröße), die Geologie (wie Art und Mächtigkeit von Lockergesteinsdecken, die Grenzflächen Lockergestein/Festgestein und Störungen/Schwächezonen) und der Mensch (wie Landnutzung, Geländeänderungen/Straßen-/Wegebau, Auffüllungen/Abgrabungen).

Neben den bekannten gravitativen Massenbewegungen traten weitere Massenbewegungen auf, die ebenfalls für massive Geländeänderungen und Schäden verantwortlich sind. Hierbei handelt es sich um Prallhangerosionen, Aufschotterungen, Ausspülungen und Verkläuerungen.

Aus dem Starkregen resultierte ein massiver Oberflächenabfluss von den Hochflächen in die Nebentäler und das Haupttal der Ahr (KURZ 2023). Hiermit waren folgende Prozesse bzw. Massenbewegungen verbunden:

- An den Rändern der Hochflächen oder Verebnungsflächen treten an den Hangkanten bevorzugt Deckschichtenrutschungen und Hangmuren auf. Diese sind häufig zusätzlich durch Oberflächenabfluss überprägt.

- Entlang der Tiefenlinien, wie Hangfurchen und Kerbtäler, entstanden tiefe Erosionsrinnen und teils breite, z.T. kastenförmige Erosionsgräben.
- Linienhafte Tiefenerosion durch Murgänge bewirkte Aufschotterungen mit großen Mengen Geschiebe/Gesteinsschutt, die teilweise bis in Siedlungsgebiete hineinreichen.
- Künstlich aufgebrachte Anschüttungen wurden durch das Oberflächenwasser mobilisiert und verursachten Muren bzw. Schlammströme.
- Rohrdurchlässe unter Wegen setzten sich bei dem massiven Oberflächenabfluss durch Holz und Geröll zu. In der Folge kam es in diesen Bereichen zu bevorzugter Erosion.
- An der Ahr sowie deren Zuflüssen kam es infolge der Sturzflut zu erheblicher Erosion der Ufer sowie Aufschotterung. Die Uferlinie verschob sich teils im Meter- bis Zehnermeterbereich. Die Großrutschung bei Müsch ist eines der vielen Beispiele hierfür (vgl. Abb. 21 und 22).

4.5 Zusammenfassung der Kartierung der Deckschichten in einem Pilotgebiet im Ahrtal

Die Kartierung der Deckschichten ergab ein sehr differenziertes Bild über die Mächtigkeit und Entstehung der Lockergesteinsdecken über dem devonischen Grundgebirge:

- **Mächtigkeit:** Geringe Deckschichtmächtigkeiten wurden auf den Hochflächen sowie den die Talhänge gliedernden Rücken festgestellt. Höhere Deckschichtmächtigkeiten sind teils an den Rändern der Hochflächen in weiten Hohlformen, Kerbtälern und Abflussrinnen, in den Verebnungsbereichen alter Flussterrassen sowie in wenig gegliederten Hangbereichen mit geringer Reliefenergie vorhanden. Höhere Deckschichtmächtigkeiten sind teilweise in Rändern der Gerinne in Form von „Schulterbildungen“ erhalten. Sie geben Hinweis auf eine ältere Verfüllung der Rinnen bzw. auf eine vormals eher muldenförmige Ausbildung mit Lockermaterialakkumulation (KURZ 2023).
- **Entstehung:** Mit Blick auf die Reliefentwicklung lassen sich somit „junge“ und „ältere“ Phasen unterscheiden. Die „junge“ Reliefentwicklung wird dabei durch die steilen Kerbtaleinschnitte und durch Steilhänge am Rand der Hochflächen repräsentiert, in denen die Tiefenerosion die Landschaftsbildung prägt. Ebenso tritt aber auch im Bereich der Oberhänge bzw. im Übergangsbereichen zu den Hochflächen, ein eher kaltzeitlich geprägter Formenschatz auf. Die weiten mulden- bis trichterförmig ausgebildeten Hohlformen werden als alte Abflussbereiche bzw. als pleistozäne Akkumulationsbereiche interpretiert. Einen Hinweis auf eine möglicherweise ältere, nicht nur durch die rezente Tiefenerosion gesteuerte Talentwicklung mit Sedimentakkumulation in eher muldenförmigen Tälern, ergibt sich auch aus den bereichsweise erkennbaren „Schulterbildungen“ der Kerbtaleinschnitte.

5 Ausblick

Zur Validierung der Deckschichtenkartierung wurden und werden im Auftrag des LGB sowohl geophysikalische als auch bohrtechnische Untersuchungen von universitären Partnern (Univer-

sität Aarhus und Universität Mainz) durchgeführt. Dabei liegt der Schwerpunkt auf Regionen, die zumindest teilweise durch frühere Prozesse der Massenumlagerung (insbesondere Rutschungen) beeinflusst wurden. Diese Gebiete zeichnen sich oft durch eine komplexe geologische Struktur aus, da sich hier aufgrund vergangener Massenbewegungen veränderte Bodenverhältnisse entwickelt haben. Hierbei wurde bereits eine Geländekampagne am römischen Gutshof östlich von Schuld durchgeführt und eine weitere Geländekampagne ist östlich von Sierscheid geplant. Über die Ergebnisse dieser Untersuchungen wird gesondert berichtet.

Die im Rahmen der Kartierungen gewonnenen lithologischen Beschreibungen bilden die Grundlage für die Ableitung einer ingenieurgeologischen Karte aus der Deckschichtenkartierung und der geologischen Kartierung des Untersuchungsgebiets. Mit Definition der ingenieurgeologischen Klassen können dann den geologischen Einheiten geotechnische Kennwerte bzw. Anfälligkeiten bezüglich verschiedener Georisiken, wie die Rutschungsanfälligkeit, zugewiesen werden.

Ein weiteres Ziel der Zuordnung der geologischen Einheiten zu ingenieurgeologischen Klassen ist es, den geologischen Untergrund bzw. dessen geotechnische Eigenschaften bei der Entwicklung differenzierter computergestützter Modelle zur Entstehung gravitativer Massenbewegungen einzubringen. Diese Modelle dienen schließlich der Entwicklung von Gefahrenhinweiskarten. Diese Karten und Geodaten können schließlich einen wichtigen Beitrag zur Umsetzung einer risikobasierten Flächennutzungsplanung leisten (WEHINGER et al. 2024).

Die für das Pilotgebiet an der Mittelahr entwickelte Methodik zur Erstellung von Gefahrenhinweiskarten für starkregeninduzierte Massenbewegungen soll schließlich auf alle Mittelgebirgsregionen von Rheinland-Pfalz angewendet werden. Hierbei sind die regionalen geologischen Unterschiede zu berücksichtigen. Hierzu wurde bereits nahe Kirn (Nahetal) ein weiteres Pilotgebiet kartiert.

6 Literaturverzeichnis

- BURGHARDT, L., KLOPRIES, E.-M., WOLF, S. & SCHÜTTRUMPF, H. (2023): Analyse der Schäden an Brückenbauwerken in Folge des Hochwassers 2021 an der Ahr. – In: PORTH, M.; SCHÜTTRUMPF, H.; OSTERMANN, U. (Hrsg.): Wasser, Energie und Umwelt: 57–66; Wiesbaden (Springer Fachmedien Wiesbaden).
- DIETZE, M., BELL, R., OZTURK, U., COOK, K.L., ANDERMANN, C., BEER, A.R., DAMM, B., LUCIA, A., FAUER, F.S., NISSEN, K.M., SIEG, T. & THIEKEN, A.H. (2022) More than heavy rain turning into fast-flowing water – a landscape perspective on the 2021 Eifel floods. – *Natural Hazards and Earth System Sciences* **22/6**: 1845–1856. <https://doi.org/10.5194/nhess-22-1845-2022>
- ELKHOLY, H. (2023) Bericht zur Geologischen Kartierung im Raum Schuld/Ahr (TK25, Bl. 5507 Hönningen) im Rahmen des Projektes „Vorsorgemaßnahmen gegen die Folgen von Starkregenereignissen“ – Devonisches Grundgebirge: 38 S. [unveröff.]
- HINZE, C., JERZ, H., MENKE, B. & STAUDE, H. (1989) Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1:25.000 (GK 25). – *Geol. Jb. A* 112. 243 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- KURZ, K. (2022) Bericht zur Geländeaufnahme (18.10.–08.12.2021) im Ahrtal - Projekt „Vorsorgemaßnahmen gegen die Folgen von Starkregenereignissen“: 24 S. [unveröff.]
- KURZ, K. (2023) Bericht zur Lockergesteinskartierung (15.08.–15.12.2022) im Ahrtal - Projekt „Vorsorgemaßnahmen gegen die Folgen von Starkregenereignissen“: 32 S. [unveröff.]

- LAFRENZ, G. (1933) Das Ahrtal und seine Terrassen: 76 S.; Bonn (Ludwig Röhrscheid Verlag).
- LEHMKUHL, F., KESSELS, J., SCHULTE, P., STAUCH, G., DÖRWALD, L., WOLF, S., BRÜLL, C. & SCHÜTTRUMPF, H. (2023): Beispiele für morphodynamische Prozesse und Verlagerungen in Folge des Hochflutereignisses 2021 im Ahrtal. – In: PORTH, M.; SCHÜTTRUMPF, H.; OSTERMANN, U. (Hrsg.): Wasser, Energie und Umwelt: 35–46; Wiesbaden (Springer Fachmedien Wiesbaden).
- ROGGENKAMP, T. & HERGET, J. (2022) Hochwasser der Ahr im Juli 2021 - Abflussabschätzung und Einordnung. – Hydrologie und Wasserwirtschaft **66**: 40–49.
- SCHÄFER, A., MÜHR, B., DANIELL, J., EHRET, U., EHMELE, F., KÜPFER, K., BRAND, J., WISOTZKY, C., SKAPSKI, J., RENTZ, L., MOHR, S. & KUNZ, M. (2021): Hochwasser Mitteleuropa, Juli 2021 (Deutschland): 21. Juli 2021 – Bericht Nr. 1 „Nordrhein-Westfalen & Rheinland-Pfalz“: 31 S.; Karlsruher Institut für Technologie (KIT). DOI: <https://doi.org/10.5445/IR/1000135730>
- SCHNEIDER, D. & GEBAUER, P. (2021) Die Flutkatastrophe im Juli 2021 in Mitteleuropa aus meteorologischer Sicht; Berlin (Verein Berliner Wetterkarte e.V): 12 S. https://berlinerwetterkarte.de/Beilagen/2021/Die_Flutkatastrophe_2021.pdf
- SCHWARZ, C. (2002) Geologische Kartieranleitung: 135 S.; Stuttgart (Schweizerbart Science Publishers).
- WEHINGER, A., BANASZAK, M. & HOFMANN, J.P. (2024) Geländeänderungen infolge des Starkregens und der Sturzflut im Ahrtal vom Juli 2021 und Schlussfolgerungen für präventive Anpassungen der Landnutzung. – Flächenmanagement und Bodenordnung **86/1/2024**: 19–25.
- WEHINGER, A., ENZMANN, F. & HOFMANN, J.P. (2022a) Massenbewegungen und die Flut im Ahrtal. – Wasser und Abfall **24/11**: 22–28.
- WEHINGER, A., ROGALL, M. & ENZMANN, F. (2022b): Massenbewegungen im Ahrtal als Folge des Starkregens und der Flut - Eine erste Bestandsaufnahme. – In: FEUERBACH, J. & LAUTERBACH, M. (Hrsg.): Fachtagung Rutschungen 2022: 10–18.
- WENZEL, T., BELL, R., DIETZE, M. & SCHROTT, L. (2024) Persistent post-flood hillslope activity posing a potential landslide dam hazard in the Ahr valley, Germany. – Environ. Sci. Eur. **36**, 158 (2024). DOI: <https://doi.org/10.1186/s12302-024-00985-8>
- DIN 19663: Wildbachverbauung; Begriffe, Planung und Bau. – Ausgabe Juni 1986, 27 S.; Beuth, Berlin. DOI: <https://dx.doi.org/10.31030/1175195>

Anhang 1

Einzelbeispiele

(Anh. 1.1 bis 1.6)

Anhang 1.1

Einzelbeispiel für den Formenschatz in Kerbtälern am Beispiel des Atzenbachtals

Geologie: Ton- und Siltsteine mit Einschaltung von Sandsteinen (Unterdevon) und einer Lockergesteinsauflage bzw. Verwitterungsdecke aus steinigem Hangschutt und gemischtkörniger Fließerdien (Quartär).

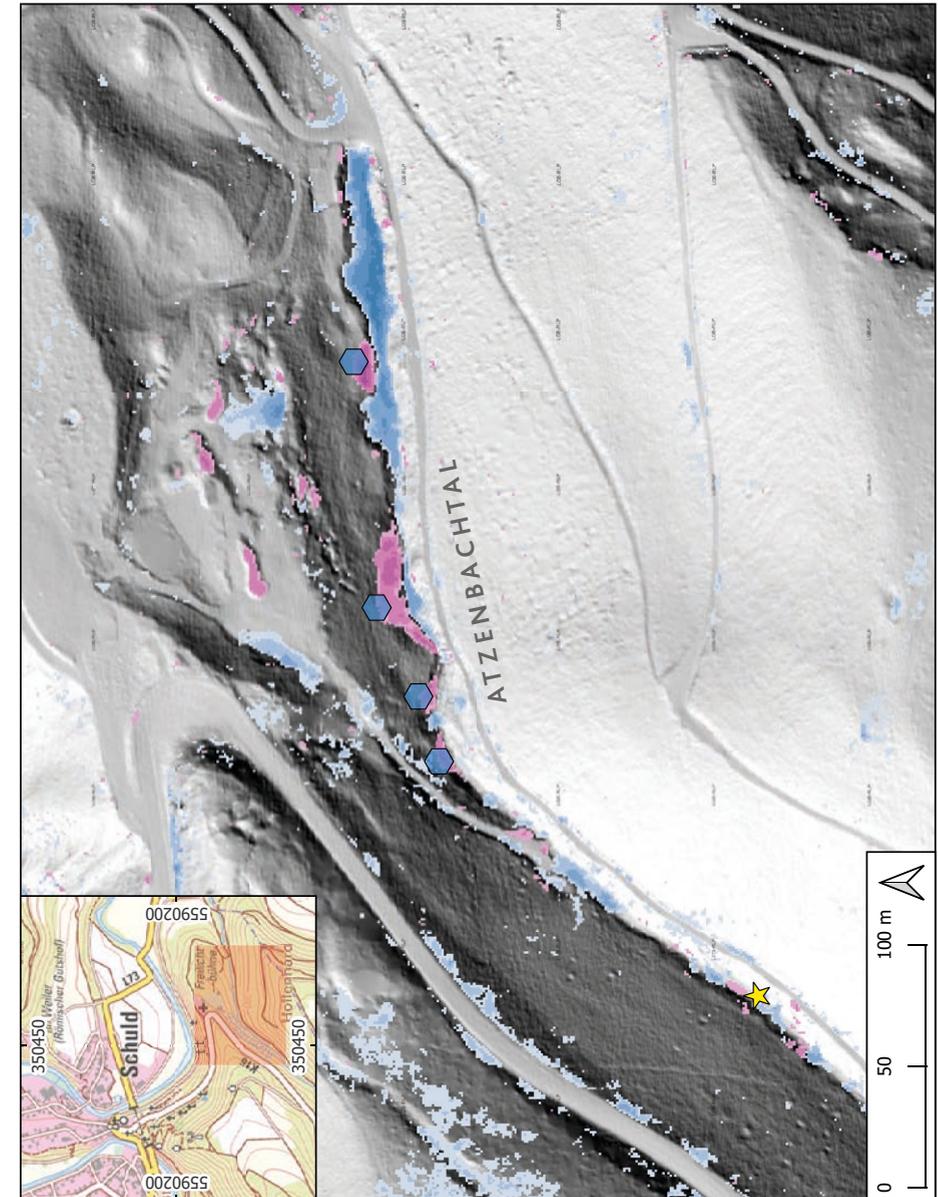
Morphologie: Atzenbach mit Kerbtal, Talverlauf mit wechselndem Gefälle.

Geländesituation: In einem steilen Kerbtal werden auf einer Länge von ca. 800 m mehrere Erosionsbereiche mit Rinnen- und Grabenerosion, Aufschotterungszonen sowie Deckschicht-rutschungen durch Ufererosion aufgeschlossen. Das Differenz-DGM zeigt talaufwärts weitere Bereiche mit Tiefenerosion, teilweise bis auf den Felsen. Hier sind mehrfache Wechsel von Hangabschnitten mit niedriger und hoher Deckschichtmächtigkeit vorhanden.

Die Deckschichtenrutschungen durch Unterschneidung der steilen Talhänge zeichnen sich im Differenz-DGM sehr deutlich ab. Ebenso werden Erosionskanten an Waldwegen und der Straße (L73) sowie größere Bereiche mit Grabenerosion deutlich abgebildet. Die ausgeräumten Rutschmassen der Deckschichtenrutschungen geben Hinweis auf eine „stoßweise“ Abflussdynamik. Abhängig vom Bachgefälle wechseln sich Erosionsbereiche und Aufschotterungszonen ab. Im Differenz-DGM sind weiter talaufwärts gelegene Bereiche mit Tiefenerosion geben Hinweis auf starken Oberflächenabfluss erkennbar.



Atzenbachtal nach dem Starkregen vom Juli 2021. Das Foto zeigt flachgründige Deckschichtenrutschungen infolge der Grabenerosion. Foto K. KURZ.



Massenbewegungen



DGM-Differenz
[m] 2019-2021



Kartendarstellung zu Anlage 1.1: Darstellung DGM gemeinsam mit Differenz-DGM zwischen 2021 (post-event) und 2019. Außerdem Verortung gravitativer Massenbewegung. Vier unterschiedlich große Deckschichtenrutschung entlang der Nordflanke des Gerinnes des Atzenbaches und einzelner Murgangs-Startbereich nahe südwestlichem Kartenrand. Außerdem Sedimentation des mobilisierten Materials vor/westlich der Gerinneüberführung/Forstwirtschaftsweg, aufgrund unterdimensioniertem Rohrdurchlass.

Anhang 1.2 Einzelbeispiel für den Formenschatz am Rand von Hochflächen am Beispiel des Bereiches um Sierscheid

Geologie: Ton-, Silt- und Sandsteinen (Unterdevon), Hochfläche mit lehmiger Lockergesteinsauflage (Fließerden) (Quartär).

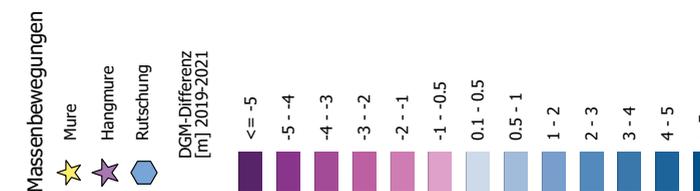
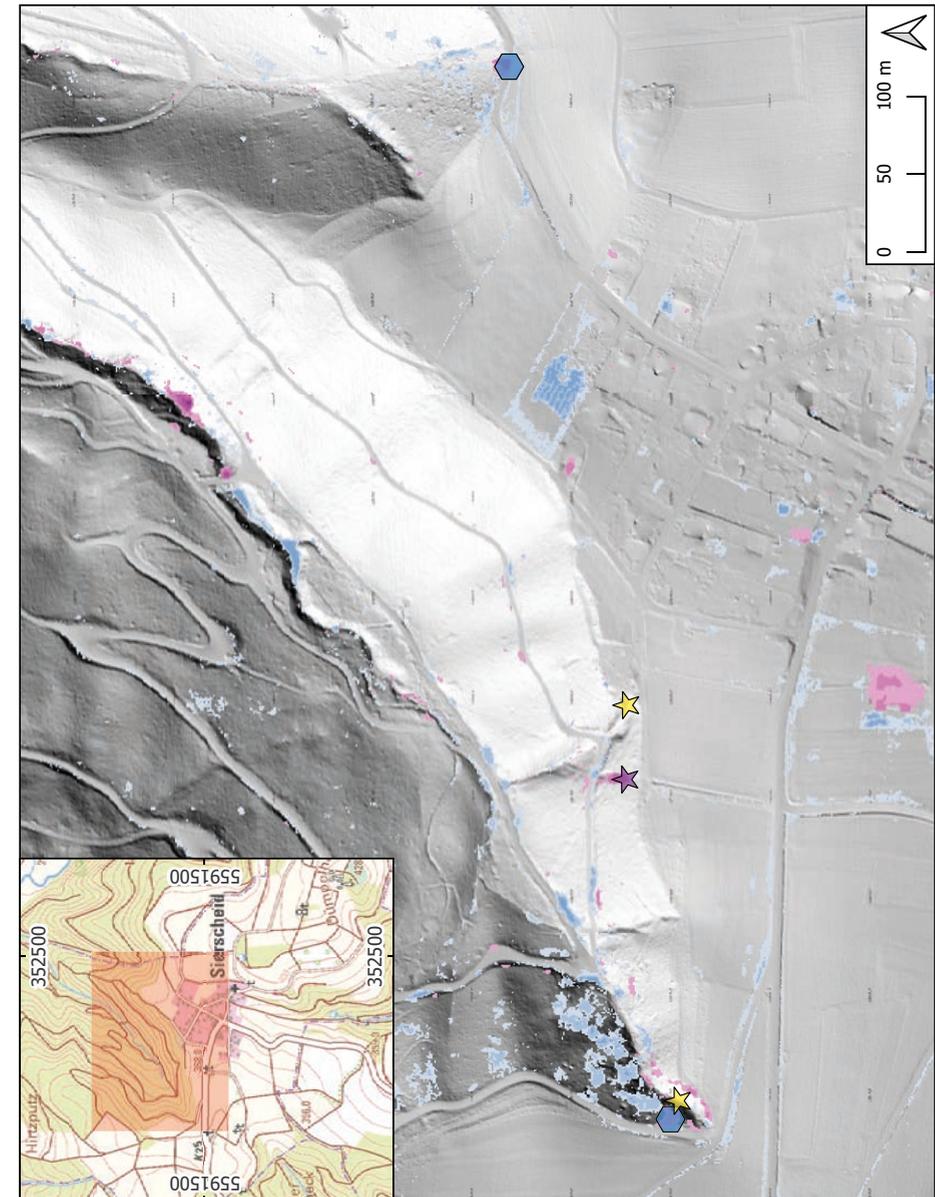
Morphologie: Die Hochfläche wird hier durch Gerinne und Kerbtäler von den Rändern her angeschnitten. Die zur Hochfläche hin sehr steilen Einkerbungen belegen die rückschreitende Erosion und die „junge“ Reliefentwicklung. Der Höhenzug südlich von Sierscheid zeigt geringe Deckschichtmächtigkeiten, während sich hieran unterschiedliche Akkumulationsbereiche mit mulden- oder trichterförmigen Hohlformen anschließen.

Geländesituation: Die Deckschichtenrutschungen an steil eingeschnittenen Hangfurchen und Gerinnen schließen teilweise ein älteres pleistozänes Relief mit Fließerdebildungen und ausgeprägter Tiefenerosion auf. Im weiteren Verlauf der Kerbtäler finden sich Bereiche mit starker Rinnenerosion, Aufschotterungen sowie Hanganbrüchen (Hangmuren). Die Geländebefunde weisen auf einen von der Hochfläche ausgehenden, sehr starken Oberflächenabfluss und die Zunahme der Erosionskraft im steilen Hangbereich hin. Es wurden bis zu 6 m starke Eintiefungen, ohne Felsaufschluss vorgefunden.

In diesem Bereich sind auch mehrere fossile Rutschungen vorhanden.



Das Foto zeigt einen Hanganbruch in einem bewaldeten Hang nördlich Sierscheid. Bemerkenswert ist die flächenhafte Verbreitung mindestens 2 m mächtiger Lockergesteinsdecken. Foto K. Kurz.



Kartendarstellung zu Anlage 1.2: Darstellung DGM gemeinsam mit Differenz-DGM zwischen 2021 (post-event) und 2019. Außerdem Verortung gravitativer Massenbewegungen. Zwei unterschiedlich große Deckschichtenrutschung am westlichen und östlichen Kartenrand. Zwei Startbereiche für Murgänge in der westlichen Kartenhälfte. Außerdem eine Hangmure außerhalb (westlich von) der östlich gelegenen morphologischen Rinne mit kartiertem Murgangereignis. Auslöser war eine Rohrdrainage ausgehend von der landwirtschaftlichen Fläche auf den Hochflächen.

Anhang 1.3 Einzelbeispiel Prallhangerosion mit nachfolgendem Felssturz und Rutschung bei Ahrweiler-Walporzheim

Geologie: Wechsellagerung aus Ton-, Silt- und überwiegend Sandsteinen (Unterdevon), aufgeschlossen in einem aufgelassenen Steinbruch. Nach Osten ist eine Lockergesteinsdecke vorhanden.

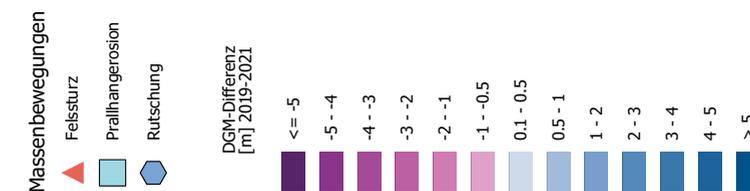
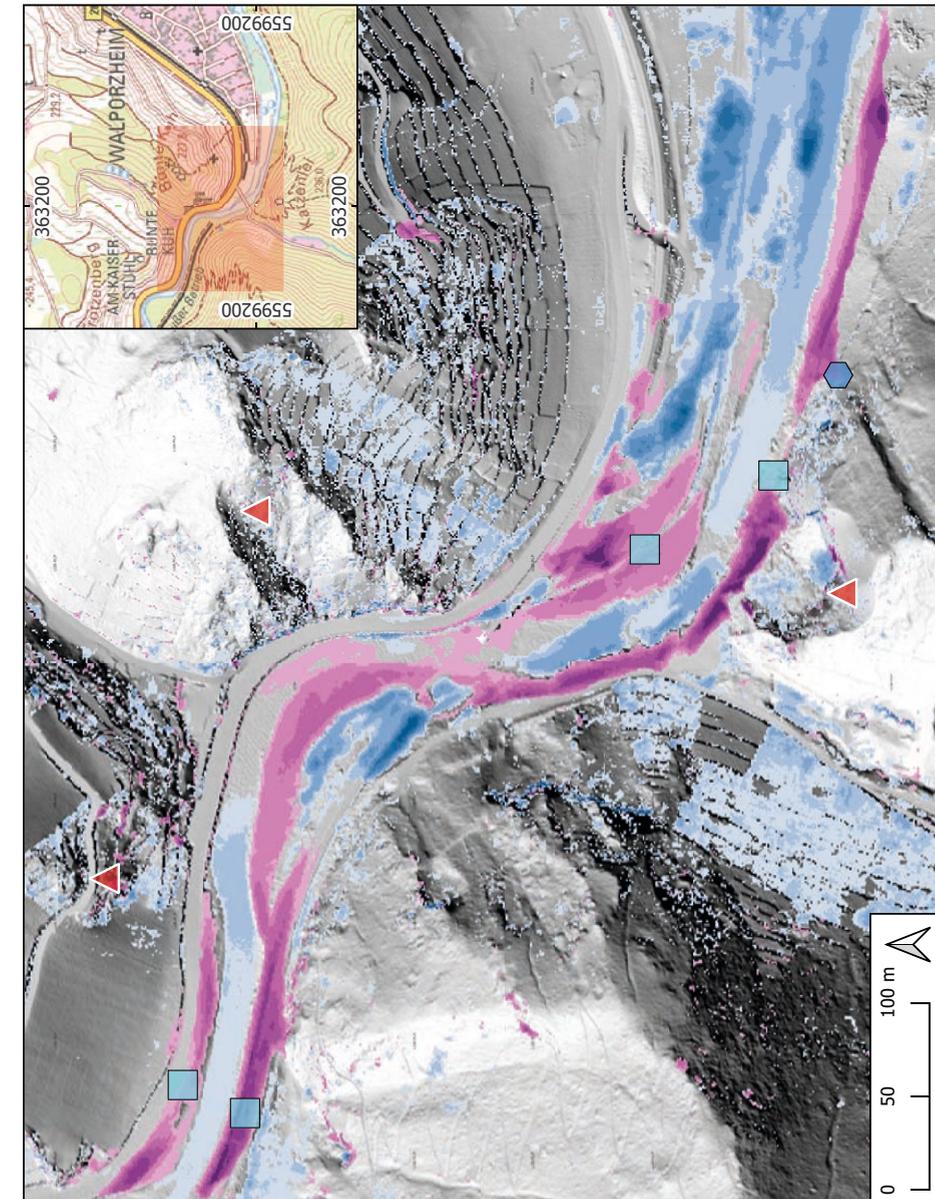
Morphologie: Prallhang der Ahr, vormals mit Uferweg (Ahrsteig) zwischen Ufer und Steinbruchbetrieb.

Geländesituation: Durch die Sturzflut wurde das im Uferbereich (Prallhang) anstehende Lockergestein praktisch vollständig bis zum Fels erodiert und damit das Ufer im 10er-Meter Bereich ausgespült und zurückverlegt. Es kam zu massiven Erosionsschäden einschließlich der Zerstörung einer Bahn- und einer Straßenbrücke. Im Gleithang fand eine Aufschotterung von Sediment statt. Das Differenz-DGM zeigt die Geländeänderungen.

Durch die teilweise Erosion der Abraumhalde am Fuß des Steinbruchs sind auch dort lagernde Felsblöcke in die Ahr gestürzt. Weiter gibt es Hinweise auf einen Felssturz aus der Abbbauwand infolge des Starkniederschlags. Am Westufer der Ahr kam es südlich des Tagebaus zu einer Rutschung der Deckschichten infolge der Ufererosion.



Prallhang bei Ahrweiler-Walporzheim unmittelbar nach der Flut. Der Prallhang wurde durch Erosion um rund 15 m rückverlegt. In der Folge stürzten Felsblöcke in die Ahr. Foto A. WEHINGER.



Kartendarstellung zu Anlage 1.3: Darstellung DGM gemeinsam mit Differenz-DGM zwischen 2021 (post-event) und 2019. Außerdem Verortung gravitativer Massenbewegung. Vier starke Erosionsereignisse entlang der Ahr, infolge dessen die Uferlinie um mehrere Meter verschoben wurden. Starke Sedimentation im südöstlichen Kartenabschnitt. Außerdem Felssturzereignisse an den Talflanken mit steilen Felsklippen (nördl. Ereignisse) und einem historischen Steinbruch (südl. Ereignis).

Anhang 1.4 Einzelbeispiel für Kleinformen mit starkem Oberflächenabfluss am Beispiel einer Rinne östlich des Hengstberges

Geologie: Wechsellagerung aus Ton-, Silt- und überwiegend Sandsteinen (Unterdevon). Mittelhang mit bereichsweise mächtiger Deckschicht aus steinigem Hangschutt (Quartär).

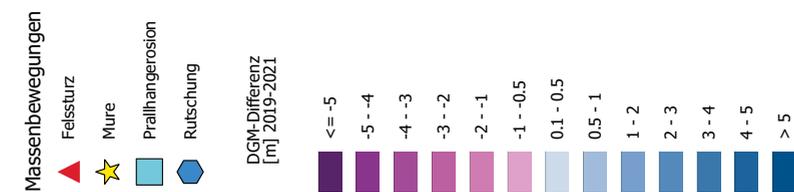
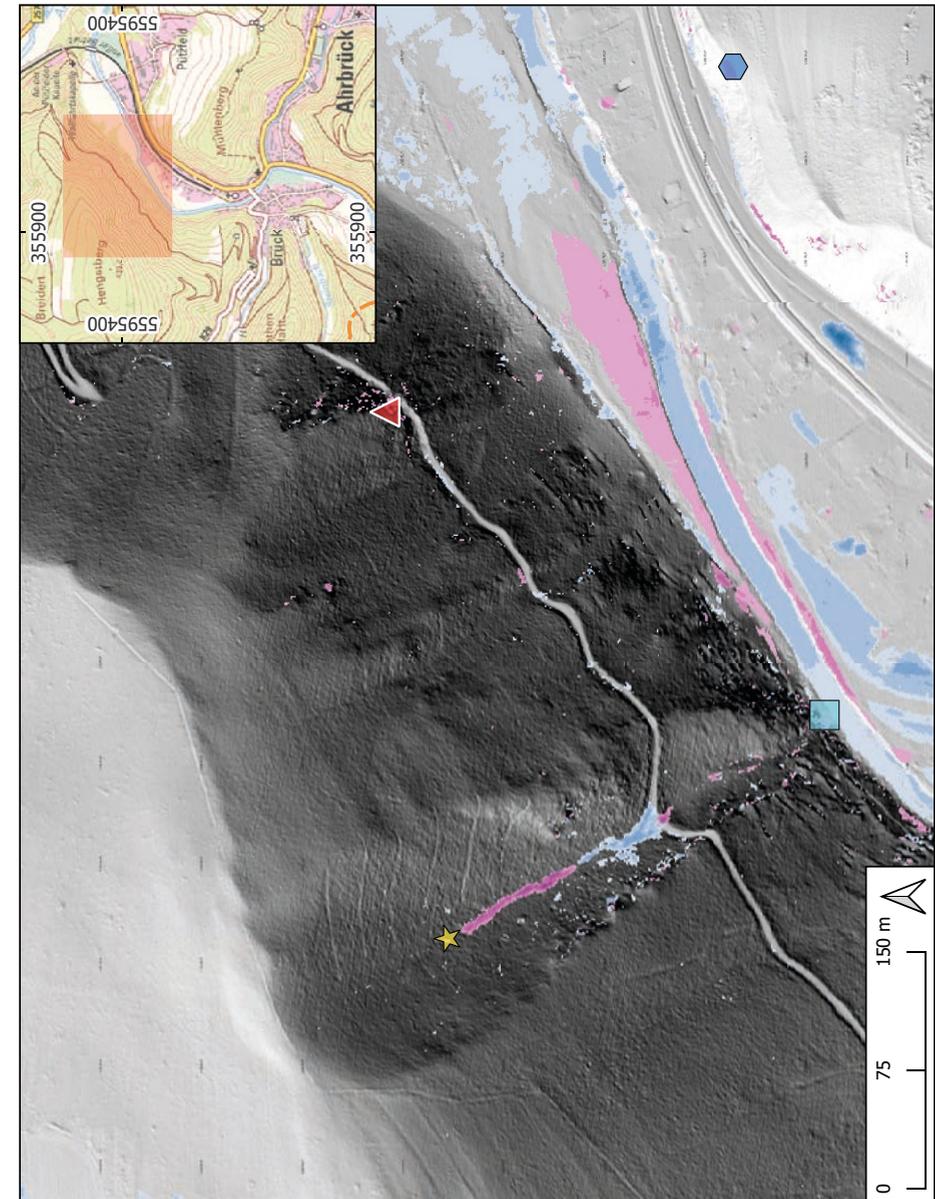
Morphologie: Der Talhang zeigt am Oberhang (Hangneigung im Bereich der Tiefenlinie ca. 30°; Versteilung am Unterhang) eine weite schüsselförmige Ausbildung, die sich talabwärts verengt. Am Hangfuß / Prallhang der Ahr wurde Fels freigespült.

Geländesituation: In einem weit und gleichmäßig ausgebildeten Hangbereich zeigen eingeregelt Vegetation und Totholz, freigespülte Oberflächen und Erosionsfurchen starken flächenhaften Abfluss von Niederschlag an. Mit abruptem Übergang folgt ein Bereich mit Erosionsgräben bis mehrere Meter Tiefe und Breite sowie ein ausgedehnter Akkumulationsbereich / Schüttkegel.

Die unvermittelt und stark einsetzende Tiefenerosion und die nachfolgende Akkumulation werden im Differenz-DGM deutlich abgebildet. Überraschend ist die dort bereichsweise mächtig ausgebildete Hangschuttdecke, in der die Grabenerosion stattfand.



Rinnenerosion in einem hängigen Waldgelände westlich von Pützfeld. Durch die Erosion wurden mindestens 2 m mächtige Hangschuttdecken aufgeschlossen. Foto K. Kurz.



Kartendarstellung zu Anlage 1.4: Darstellung DGM gemeinsam mit Differenz-DGM zwischen 2021 (post-event) und 2019. Außerdem Verortung gravitativer Massenbewegung. Jeweils kleinere Prallhangerosion und Rutschung im zentralen und östlichen Kartenabschnitt. Außerdem Feissturzeignis im nordöstlichen Bereich. Deutlich sichtbares Murgangereignis im westlichen Kartenbereich mit außerordentlich stark ausgeprägter Erosionsrinne und direkt anschließendem Ablagerungsbereich.

Anhang 1.5 Einzelbeispiel für Bereiche mit Ufererosion am Beispiel der Ahrschleife bei Laach / Lochmühle

Geologie: Wechsellagerung aus Ton-, Silt- und überwiegend Sandsteinen (Unterdevon), Intrusion eines tertiären Basalts („Gucklei“, Alter 46 Mio a) südlich der Lochmühle sowie fluviatile Ablagerungen der Talau und Terrassensedimente (Quartär).

Morphologie: Es handelt sich um einen Prallhang.

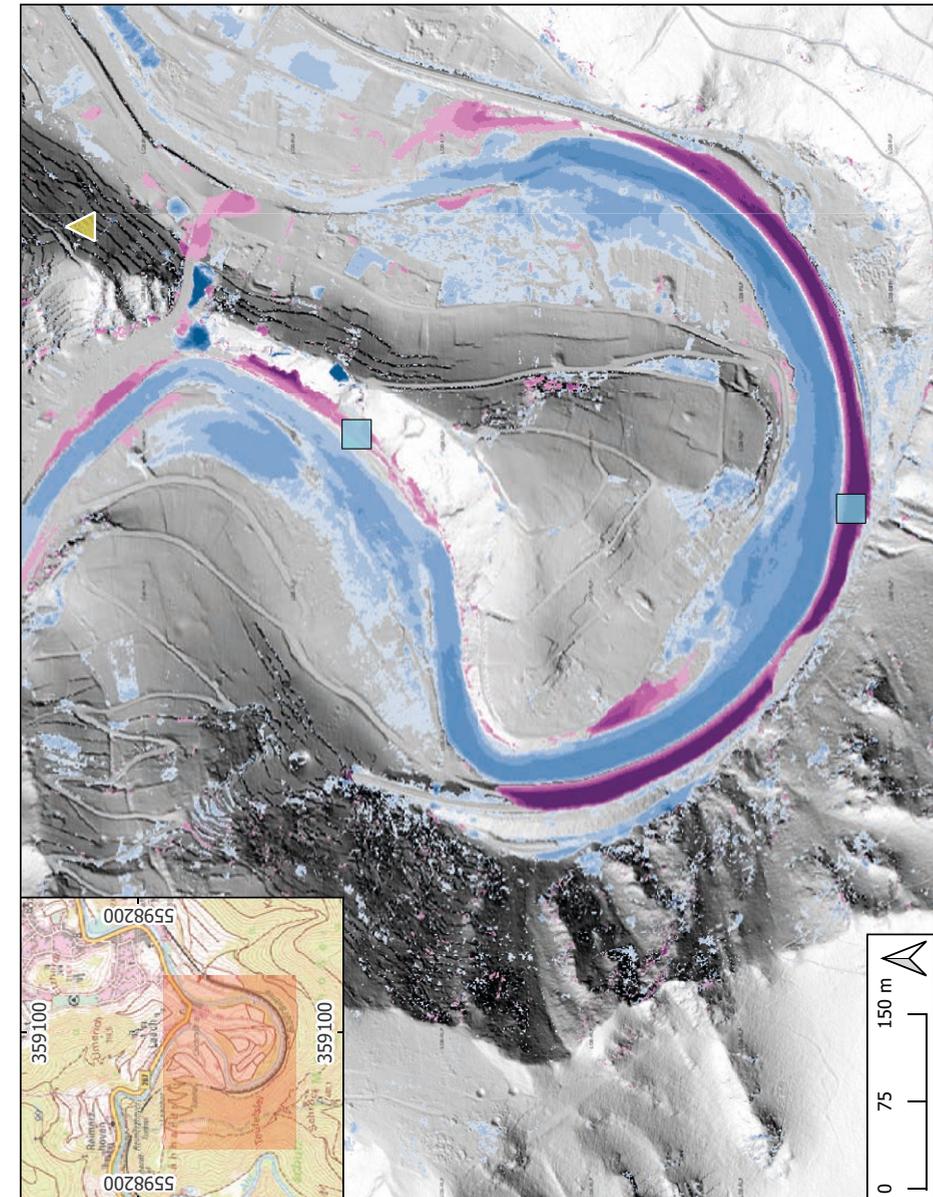
Geländesituation: Der Prallhang westlich der Lochmühle wurde durch die Sturzflut stark erodiert. Dabei wurde das Lockergestein abgetragen. Hierdurch wurde die Kontaktfläche der Basaltintrusion zum Devonfels aufgeschlossen.

Der enorme Hochwasserfluss betraf insbesondere auch den Straßendurchbruch (Engstelle) bei der Lochmühle und hat hier massive Gebäudeschäden verursacht.

Im weiteren Verlauf der Ahr wurde der Prallhang mit dem Bahndamm stark erodiert und die Bahnlinie zerstört.

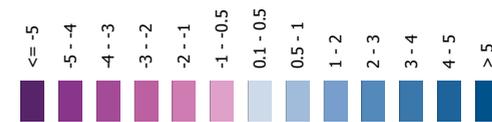


Massive Prallhangerosion an der Ahrschleife südlich von Laach / Lochmühle. Durch die Erosion wurde hier die Bahntrasse vollständig zerstört. Foto K. KURZ.



Massenbewegungen
 ▲ Steinschlag
 ■ Prallhangerosion

DGM-Differenz
 [m] 2019-2021



Kartendarstellung zu Anlage 1.5: Darstellung DGM gemeinsam mit Differenz-DGM zwischen 2021 (post-event) und 2019. Außerdem Verortung gravitativer Massenbewegung. Darstellung der teilweise extremsten Prallhangerosion entlang der Ahr im südlichen Kartenabschnitt. Der hier befindliche Bahndamm wurde vollständig erodiert. Außerdem kleineres Steinschlagereignis nahe des nordöstlichen Kartenrands.

Anhang 1.6 Mure Insul

Beispiel für das Auftreten von Murgangereignissen im Ahrtal. Keine unmittelbaren Schäden an Bebauung, da es sich hier um landwirtschaftlich genutzte Wiesenflächen / Grünland handelt.

Geologie: Devonische Ton- und Siltsteine mit Auflage aus pleistozänen Fließerden bilden die Nebentäler / Gerinne. Der Altarm ist teilweise aus undifferenzierten Umlagerungsbildungen aufgebaut. Größere Flächen weisen Schwemmfächersedimente auf.

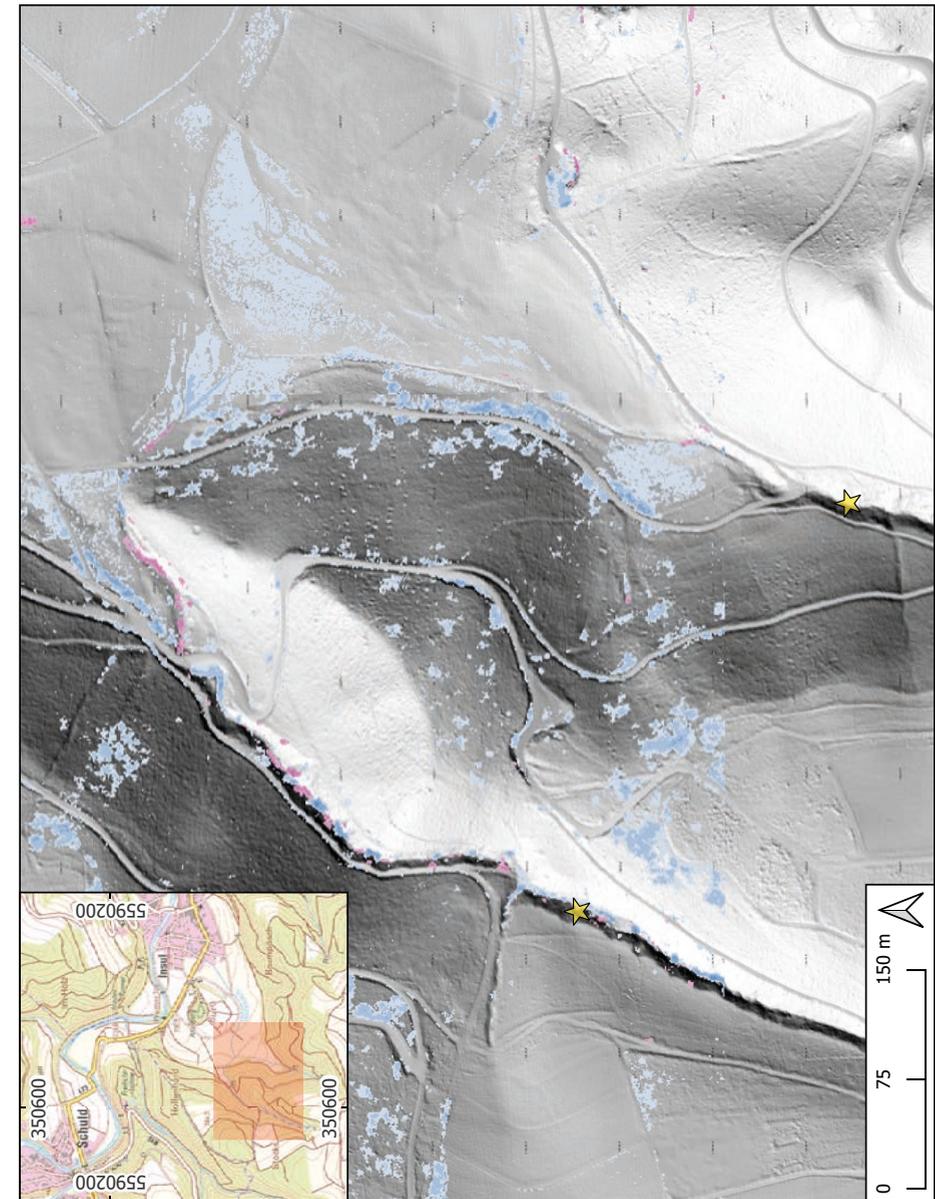
Morphologie: Altarm und Umlaufberg der Ahr bei Insul.

Geländesituation: Das Gelände im Bereich des Altarms der Ahr mit dem zentralen Umlaufberg „Alte Burg“ ist gekennzeichnet durch eine flachhügelige Oberfläche infolge mehrerer Schwemmfächer. Die zugehörigen Gerinne münden südwestlich bis südöstlich des Umlaufberges und jeweils in den Welsbach.

Außerhalb des ehemaligen Ahrverlaufs steigt das Gelände wie üblich steil an. Die längeren Gerinne zwischen „Stocks“ und „Brumpösch“ haben sehr steil ausgebildete Talflanken und zeigen eine hohe Sedimentakkumulation. Infolge des Starkregenereignissen wurde infolge des enormen Oberflächenabflusses das Sediment (grobkörniger Hangschutt > 50 % Steine) bis weit in die Wiesenflächen transportiert.



Foto des Ablagerungsbereichs einer Mure südwestlich des Ahrumlaufberges südwestlich Insul. Die Mure kam aus dem westlich angrenzenden Waldgelände. Foto LGB.



Massenbewegungen
★ Mure

DGM-Differenz
[m] 2019-2021



Kartendarstellung zu Anlage 1.6: Darstellung DGM gemeinsam mit Differenz-DGM zwischen 2021 (post-event) und 2019. Darstellung von zwei parallel verlaufenden Gerinnen mit jeweils Startbereichen von Murgangereignissen, deren Ablagerungen bis in die Einbeugung des Insuler Umlaufberges reichen. Erfassungsgrenze der Ad-hoc Laserscansbefliegung im südlichen Kartenbereich sichtbar. Dadurch Erosionsbereich des östlichen Murgangereignisses nicht aufgelöst.

Kommentar zu:
**MIRCO ALBERTI: *Devononeseuretus beichti* n. gen., n. sp., der Erstnachweis
eines Calymeniden (Trilobita) aus dem Hunsrückschiefer**

WOUTER H. SÜDKAMP

Stichwörter: Hunsrückschiefer, Unteremsium, Bundenbach, Trilobit *Devononeseuretus beichti*, Aufbewahrungsort, „ungewöhnliches Auge“, frontaler Fortsatz, glabellare Loben und Furchen.

Keywords: Hunsrück Slate, Lower Emsian, Bundenbach (Germany), trilobite *Devononeseuretus beichti*, repository, „unusual eye“, anterior projection, glabellar lobes and furrows.

MIRCO ALBERTI hat in dieser Zeitschrift (ALBERTI 2023) die neue Gattung und Art *Devononeseuretus beichti* beschrieben. Bei einem Neufund (von evolutionärer Bedeutung) aus der weltberühmten unterdevonischen Fossilagerstätte Bundenbach ist es gängige Praxis, in englischer Sprache in einer Zeitschrift mit hohem Einflussfaktor zu veröffentlichen (HÖGSTROM et al. 2009; KÜHL et al. 2009). Da auf Deutsch publizierte Fachliteratur international nur eingeschränkt wahrgenommen wird, wird eine wissenschaftliche Anerkennung dieses interessanten Beitrags leider ausbleiben. Problematisch ist auch die Tatsache, dass das Typusmaterial in einer Privatsammlung hinterlegt wurde. Die Hinterlegung in einer öffentlichen Sammlung ist zwar kein "Muss", wird aber im Code der International Commission on Zoological Nomenclature ganz klar empfohlen. Hier sollten die Herausgeber der Publikationsorgane künftig stärker auf Einhaltung der Empfehlung drängen. [Anm. d. Schriftleitung: Die Hinterlegung von Typusmaterial in einer öffentlichen Sammlung wird ab sofort notwendige Bedingung für eine entsprechende Publikation in den Mainzer geowissenschaftlichen Mitteilungen.]

ALBERTI meint, ein „ungewöhnliches kraterförmiges“ Facettenauge (ALBERTI 2023: Abb. 5) entdeckt zu haben, was er erneut in der Zeitschrift FOSSILIEN (ALBERTI 2024: Abb. 7) behauptete. In einem derartigen Fall sollten alternative (taphonomische) Erklärungen in Betracht gezogen werden (s. unten), damit diese gegebenenfalls ausgeschlossen werden können. Dieses Versäumnis hat aus Sicht des Verfassers dieses Beitrags zu einer Fehlinterpretation geführt. Es fehlt beim linken Auge nämlich der Augendeckel, wie am rechten Auge erkennbar ist. Die dunklen Hohlformen am unteren Rand des linken Auges (ALBERTI 2023: Abb. 5 links) sind Linsenabdrücke, darunter in der Sehfläche selbst sind ebenfalls noch welche zu sehen. Im rechten Auge (ALBERTI 2023: Abb. 2c) kann man die Gesamtform des Auges schön erkennen, auch wenn nicht ganz klar ist, ob der Augendeckel hinten ein kleines Hörnchen hat oder das Ganze etwas nach hinten "verdrückt" ist. Dadurch ist die Sehfläche auch größer, als in der Rekonstruktion angenommen und es liegt kein ungewöhnliches Auge vor.

ALBERTI erwähnt und erklärt nicht den auffälligen und merkwürdigen frontalen Fortsatz von Exemplar 2 (ALBERTI 2023: Abb. 3a und 4; siehe auch Abb. 1 in diesem Beitrag). Bei marokkanischen Trilobiten, z.B. *Psychopyge praestans* aus dem Oberemsium, ist ein spatelförmiger Fortsatz vorhanden, der möglicherweise, wie bei anderen stacheltragenden Arten mit Fortsätzen, zur Verteidigung gedient haben könnte (CHATTERTON et al. 2006: 33, Plate 22.6; KLUG 2012: 108, 109). In der Rekonstruktion (ALBERTI 2023: Abb. 8) ist der vordere „gebogene Löffel“ nicht eingezeichnet, weswegen man annehmen muss, dass er nicht zum Trilobiten gehört und

Manuskript eingegangen am 10.10.2024

<https://doi.org/10.23689/fidgeo-6259>

Anschrift der Autoren:

MARCEL BANASZAK

E-Mail: Marcel.Banaszak@lgb-rlp.de

JAN PHILIP HOFMANN

E-Mail: Jan-Philip.Hofmann@lgb-rlp.de

ANSGAR WEHINGER

E-Mail: Ansgar.Wehinger@lgb-rlp.de

Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz

Emy-Roeder-Str. 5

D-55129 Mainz

KLAUS KURZ

E-Mail: klaus_kurz@web.de



Abb. 1: *Devononeseuretus beichti*. Zweites Exemplar, Lateralansicht. Der frontale Fortsatz täuscht, er gehört zum Trilobiten. Länge des nicht vollständigen Fossils: 53 mm. Die nicht erwähnte Größe des Maßstabs von ALBERTI (2023: Abb. 3 und 4) beträgt wahrscheinlich 10 mm, sollte konform eigener Messung aber etwa 4 mm länger sein. Fundort: Grube Untereschenbach, Bundenbach. Ehem. Slg. GREGOR BEICHT, Bundenbach. Heutiger Aufbewahrungsort: Slg. M. ALBERTI, Hainau.

möglicherweise ein anderes Fossil ist. Auf dem Röntgenbild (ALBERTI 2023: Abb. 4b) ist jedoch zu erkennen, dass um den Fortsatz herum noch im Schiefer versteckte Teile nicht freigelegt wurden, dieser doch zum Trilobiten gehört und der rechte Vorderabschnitt des Cranidiums ist. *Devononeseuretus* ist auch kein stacheltragender Trilobit wie die bestachelten Phacopiden oder Odontopleuriden.

ALBERTI (2023) gibt eine detaillierte morphologische Beschreibung der Merkmale, sogar über die glabellaren Loben und Furchen. Wie waren diese Beobachtungen an den beiden **lateral** eingebetteten Exemplaren möglich? Oder wurde dazu auf diesbezügliche Merkmale der verwandten *Neseuretus* zurückgegriffen?

Dank

Dank gilt Prof. Dr. JENS LEHMANN (Geowissenschaftliche Sammlung, Universität Bremen; Redakteur der Zeitschrift FOSSILIEN), der den Verfasser ausdrücklich zu diesem Kommentar ermutigt hat. Zwei ungenannten Personen danke ich für die fachkundige Durchsicht des Manuskriptes.

Literatur

- ALBERTI, M. (2023): *Devononeseuretus beichti* n. gen., n. sp., der Erstnachweis eines Calymeniden (Trilobita) aus dem Hunsrückschiefer. – Mainzer geowiss. Mitt., **51**: 7-20; Mainz. DOI: <https://doi.org/10.23689/fidgeo-5820>
- ALBERTI, M. (2024): *Devononeseuretus* - ein „Lazarus“ im Hunsrückschiefer. – FOSSILIEN, **41**(2): 103-109; Wiebelsheim.
- CHATTERTON, B.D.E., FORTEY, R., BRETT, K., GIBB, S. & MCKELLAR, R. (2006): Trilobites from the upper Lower to Middle Devonian Timrhanrhart Formation, Jbel Gara el Zguilma, southern Morocco. – Palaeont. Can. **25**: 2-177; Calgary, Alberta, Canada.
- HÖGSTROM, A.E.S., BRIGGS, D.E.G. & BARTELS, C. (2009): A pyritized lepidocoleid machaeridian (Annelida) from the Lower Devonian Hunsrück Slate, Germany. – Proc. R. Soc., B: **276**: 1981-1986; London. DOI: <https://doi.org/10.1098/rspb.2008.1875>
- KLUG, C. (2012): Trilobiten aus Marokko: Die Sammlung Roland Schäfer. – FOSSILIEN, **29**(2): 103-109; Wiebelsheim.
- KÜHL, G., BRIGGS, D.E.G. & RUST, J. (2009). A great appendage arthropod with a radial mouth from the Lower Devonian Hunsrück Slate, Germany. – Science **323**: 771-773. DOI: <https://doi.org/10.1126/science.1166586>

Nachrichten / Informationen / Hinweise

Autorenrichtlinien

(Stand 01.10.2024)

1. Allgemeines

In den Mainzer Geowissenschaftlichen Mitteilungen (MGM) werden Originalarbeiten in deutscher Sprache aus dem gesamten Gebiet der Geowissenschaften mit direktem Bezug zum Land Rheinland-Pfalz publiziert. In Ausnahmefällen werden nach vorheriger Absprache auch englisch- und französischsprachige Arbeiten akzeptiert.

Allen Arbeiten sind eine Kurzfassung (Abstract) und (fakultativ) Keywords in deutscher wie in englischer Sprache beizufügen. Die Beiträge haben den „Regeln guter wissenschaftlicher Praxis“ zu entsprechen (vgl. DFG-Denkschrift „Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis“, Wiley-VCH).

Eingereichte Manuskripte werden durch ein Redaktionsgremium geprüft. Über die Annahme eines Manuskripts entscheidet die Schriftleitung.

Für die Veröffentlichung wird weder ein Honorar gezahlt noch eine Gebühr erhoben.

Die Veröffentlichung erfolgt unter der folgenden Lizenz: Creative-Commons-Namensnennung 4.0 International (CC BY 4.0).

2. Manuskriptgestaltung

Beiträge sind in Anlehnung an die Empfehlungen von HORATSCHKE & SCHUBERT (1998): „Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen“ (ISBN 3-510-95820-9) abzufassen. Erfüllen Manuskripte nicht die redaktionellen Anforderungen, werden diese zur Überarbeitung an den Autor zurückgeschickt.

Die Manuskripte sind wie folgt zu gliedern:

1. Titel – Name des/der Verfasser(s)
2. Kurzfassung/Abstract
3. Kurzinhaltsverzeichnis (fakultativ)
4. Text
Gliederung in Einleitung – Material und Methoden – Ergebnisse – Diskussion – Schlussfolgerungen – Zusammenfassung (maximal 200 Wörter) – Danksagung. Es wird darum gebeten, möglichst maximal vier Untergliederungsebenen zu verwenden. Das Gliederungsformat ist numerisch (1., 1.1, 1.1.1 etc.)
5. Schriftenverzeichnis

Manuskript eingegangen am 07.04.2024, rev. 25.09.2024.

DOI: <https://doi.org/10.23689/fidgeo-6252>

Anschrift des Autors:

Dipl.-Geograf (NL: Drs.) WOUTER HENDRIK SÜDKAMP

Auf der Hohl 4

D-55608 Hausen

E-Mail: wouter@suedkamp-exkursionen.de

6. ggf. Tabellenanhang
7. ggf. Bildtafelanhang
8. Anschrift(en) des/der Verfasser(s) – E-Mail-Adresse(n) des/der Verfasser(s). Erbeten wird die vollständige Angabe der akademischen Titel und von Vor- und Zuname(n) sowie die vollständige(n) Anschrift(en) (Institution – Straße – Postleitzahl – Ort – Land) und, sofern vorhanden, E-Mail-Adressen aller Autoren.

Der Manuskripttitel sollte möglichst kurz, aber bezeichnend sein. Für die Kopfzeile wird ggf. ein verkürzter Titel benötigt (max. 80 Zeichen inklusive Leerzeichen).

Die **Kurzfassung** bzw. das **Abstract** soll eine kurze und klare Zusammenfassung der Problemstellung, Methoden, Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Publikation beinhalten. Der Umfang sollte einen Umfang von 1.500 Zeichen inklusive Leerzeichen nicht überschreiten.

Der **Text** muss linksbündig, 1 ½-zeilig, ohne Silbentrennung, ohne Kopf- und Fußzeilen sowie ohne Fuß- und Endnoten abgefasst werden.

Art- und Gattungsnamen werden *kursiv*, hervorzuhebende Begriffe (einzelne Worte im Text) **fett** geschrieben. Namen von Verfassern von Zitaten im Text und im Schriftenverzeichnis sind unbedingt in normaler Schrift, also nicht in KAPITÄLCHEN zu schreiben. Bitte benutzen Sie auch bei Überschriften nur normale Schrift, also keine Großbuchstaben.

Der **Text** muss endgültig formuliert in elektronischer Form (siehe Datenformate) eingereicht werden. Da für den EDV-Satz eine komplett unformatierte Version benötigt wird, bitten wir um Übersendung einer unformatierten Version ohne Abbildungen sowie einer Version mit den gewünschten Textauszeichnungen (*kursiv*, **fett** etc.) sowie allen Abbildungen, Tabellen und Tafeln an der erwünschten Position im Text. Die formatierte Version kann auch als Papierausdruck übermittelt werden.

Tabellen, die in Word, Excel, Open Office oder Libre Office erstellt werden, dürfen keine verbundenen Zellen aufweisen. In den Zellen dürfen keine Absatzendemarken oder Zeilenumbruchmarken enthalten sein, da sonst die Übernahme in das Satzprogramm Adobe InDesign erheblich erschwert ist.

Alle **Abbildungen, Tabellen** oder **Tafeln** müssen eindeutig fortlaufend nummeriert werden. Der Satzspiegel beträgt 135 x 205 mm (B x H), alle Einzelheiten müssen bezogen auf diese Größe noch gut erkennbar sein. Jeder Abbildung, Tabelle oder Tafel ist eine kurze, informative Legende (Unter-/Überschrift) beizufügen. Die Legenden sind dabei entsprechend nummeriert in einer separaten Textdatei einzureichen.

Abbildungen sind möglichst als Vektordaten zu liefern. Bei **Rasterbildern** ist darauf zu achten, dass Strichzeichnungen eine Mindestauflösung von 800 dpi (bevorzugt 1200 dpi) aufweisen. Für **Fotos** und **Halbtonbilder** sind 300 dpi (bevorzugt 400 dpi) in der Zielgröße erforderlich.

Es wird darum gebeten, möglichst **farbige** Abbildungen einzureichen. Die Digitalisierung von analogen Vorlagen kann nur nach vorheriger Absprache in Ausnahmefällen von uns übernommen werden.

Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind jeweils separat vom Text als Einzeldateien einzureichen (siehe auch unter Datenformate).

3. Datenformate

Text und Legenden: Verarbeitbare Dateiformate sind Microsoft Word (Microsoft Office 365 und abwärts) (*.doc, *.docx), OpenOffice/LibreOffice (*.odt), Rich Text Format (*.rtf) und einfacher Text (*.txt). Bitte nur Standardschriften verwenden (vorzugsweise *Arial* oder *Times New Roman*, für Symbole etc. *Symbol*).

Vektorgrafiken: Corel Draw 21 und abwärts (*.cdr), Adobe Illustrator CC und abwärts (*.ai), Portable Document Format (*.pdf), Encapsulated Postscript (*.eps). Auch hier möglichst Standardschriften verwenden bzw. die Fonts einbetten.

Fotos/Halbtonbilder: Tagged Image File Format (*.tif, *.tiff), JPEG (*.jpg, *.jpeg), Windows Bitmap (*.bmp), Adobe Photoshop CC und abwärts (*.psd) im RGB-Farbraum.

Andere Dateiformate können nur ausnahmsweise nach vorheriger Absprache berücksichtigt werden. Dateiformate aus Programmen wie Powerpoint (*.ppt, *.pptx), Inkscape (*.svg, *.svgx) oder AutoCAD (*.dxf) bitten wir, zu vermeiden. Daten können auf USB-Datenträger oder vorzugsweise online (E-Mail, Datentransferdienste wie wetransfer oder dropbox) eingereicht werden.

4. Literaturzitate im Text

Im Fließtext werden Zitate mit Autorname, Jahreszahl und ggf. Fundstelle in Klammern ausgewiesen. Die Fundstelle (Seitenzahl, Abbildung) wird mit einem Doppelpunkt nachgestellt. Zwei Autorennamen werden durch „&“ verbunden. Drei und mehr Autorennamen können durch Angabe des ersten Autorennamens und den Zusatz „et al.“ verkürzt werden.

Beispiele:

„*Neue Untersuchungen (DITTRICH 2015) zeigen...*“

„*Frühere Bearbeiter (LANG & FRIEDRICH 1994: 12) beschreiben...*“

„*Nach WEHINGER et al. (1999: Abb. 7) liegt...*“

Mehrere Zitate werden durch Komma getrennt (MÜLLER 2010, MEIER 2012).

5. Schriftenverzeichnis

Im Schriftenverzeichnis sind alle im Text zitierten Arbeiten - und nur diese - in alphabetischer und chronologischer Reihenfolge aufzuführen. Abweichend von den Richtlinien nach HORATSCHEK & SCHUBERT (1998) gelten folgende Zitierregeln:

5.1 Einzelwerke (Monographien)

Name - Komma - Vorname (Initial)- Punkt (bei mehreren Vornamen werden diese nicht durch Leerzeichen getrennt) - (die Namen mehrerer Autoren werden durch Kommata getrennt und

am Ende durch ein „&“ verbunden) - Jahr (in Klammern) - Doppelpunkt - Titel - Doppelpunkt - Seitenzahl - Komma - Zahl der Abbildungen (wenn möglich) - Komma - Zahl der Tabellen (wenn möglich) - Komma - Zahl der Tafeln (wenn möglich) - Semikolon - Verlagsort (wenn möglich) - Verlag (in Klammern) - Punkt.

Beispiel:

MADER, D. (1992): *Evolution of palaeoecology and palaeoenvironment of Permian and Triassic fluvial basins in Europe – Vol. 1: Western and Eastern Europe: 738 S., 52 Abb., 87Tab., 40Taf.; Stuttgart (Fischer).*

5.2 Kapitel in Sammelwerken

Name - Komma - Vorname (Initial) - Punkt - (eventuell weitere Autoren durch Komma getrennt) - Jahr (in Klammern) - Doppelpunkt - Titel - Punkt - Gedankenstrich - „In“ - Doppelpunkt - Name - Komma - Vorname (Initial) - Punkt - (die Namen mehrerer Autoren werden durch Kommata getrennt und am Ende durch ein „&“ verbunden) - „Hrsg.“ (in Klammern) - Doppelpunkt - Titel des Sammelwerkes - Doppelpunkt - Erste Seite - Gedankenstrich - Letzte Seite - Komma - Zahl der Abbildungen (wenn möglich) - Komma - Zahl der Tabellen (wenn möglich) - Komma - Zahl der Tafeln (wenn möglich) - Semikolon - Verlagsort (wenn möglich) - Verlag (in Klammern) - Punkt.

Beispiel:

RÖHLING, H.-G. & LEPPER, J. (2013): *Die Paläogeographie des Mitteleuropäischen Beckens während der tieferen Trias (Buntsandstein). – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 43–67, 17 Abb., 2 Tab. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., 69, 657 S.; Hannover.*

5.3 Zeitschriftenartikel

Name - Komma - Vorname (Initial) - Punkt - (die Namen mehrerer Autoren werden durch Kommata getrennt und am Ende durch ein „&“ verbunden) - Jahr (in Klammern) - Doppelpunkt - Titel - Punkt - Gedankenstrich - Zeitschrift (abgekürzt) - Komma - Bandzahl bzw. Jahrgang - Doppelpunkt - Erste Seite - Gedankenstrich - Letzte Seite - Komma - Verlagsort (wenn möglich) - Punkt.

Beispiel:

WEILER, H. (1972): *Ergebnisse von Bohrungen im Buntsandstein im Raume Trier–Bitburg. – Mainzer geowiss. Mitt., 1: 198–227, 10 Abb.; Mainz.*

5.4 Karten

Name - Komma - Vorname (Initial) - Punkt - (die Namen mehrerer Autoren werden durch Kommata getrennt und am Ende durch ein „&“ verbunden) - Jahr (in Klammern) - Doppelpunkt - Titel der Karte (mit Angabe des Maßstabes, Blattnummer und -name) - Punkt - Gedankenstrich - (eventuell Nummer der Auflage - Komma) - Herausgeber - Semikolon - Verlagsort (wenn möglich) - Punkt.

Enthält die Karte keine Autorennamen, gilt folgende Zitierweise: Titel der Karte (mit Angabe des Maßstabes, Blattnummer und -name) - Jahr (in Klammern) - Punkt - Gedankenstrich

- (eventuell Nummer der Auflage) - Komma - Herausgeber - Semikolon - Verlagsort (wenn möglich) - Punkt.

Beispiele:

GAD, J. & WEIDENFELLER, M. (2016): *Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25.000, Blatt 5510 Neuwied. – Landesamt für Geologie und Bergbau; Mainz.*

Topographische Karte 1:25.000, Blatt 6212 Meisenheim (2016). – 4. Aufl., Landesamt für Vermessung und Geobasisinformation Rheinland-Pfalz; Koblenz.

6. Hinterlegung von Typusmaterial

Die International Commission on Zoological Nomenclature empfiehlt in ihrem Code ausdrücklich die Hinterlegung von Typusmaterial bei Neubeschreibungen etc. in einer öffentlichen Sammlung (<https://www.iczn.org/the-code/the-code-online/>). Schriftleitung und Herausgeber der Mainzer geowissenschaftlichen Mitteilungen haben entschieden, dass ab sofort eine solche Hinterlegung **obligatorisch** für entsprechende Beiträge wird. Dies gilt auch für die Erstbeschreibung neuer Mineralspezies.

7. Copyright

Manuskripte werden unter der Voraussetzung angenommen, dass sie weder an anderer Stelle publiziert noch zum Druck eingereicht sind. Die Veröffentlichung erfolgt ab 2023 unter der folgenden Lizenz: Creative-Commons-Namensnennung 4.0 International (CC BY 4.0), nachstehend CC-Lizenz genannt, siehe den Lizenztext unter <https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/legalcode.de>.

Die Artikel werden nach Erscheinen auf der Plattform GEO-LEO e-docs (<https://e-docs.geo-leo.de/>) und auf der Internetseite des LGB (www.lgb-rlp.de) bereitgestellt. Eine diesbezügliche vertragliche Vereinbarung mit den Autoren wird im Vorfeld der Publikation getroffen.

8. Korrekturabzüge und Druckfreigabe

Korrekturabzüge erhält der erstgenannte oder federführende Autor eines Beitrags. Es wird angestrebt, Korrekturdurchgänge möglichst auf elektronischem Weg zu bearbeiten (PDF-Dateien). Korrekturen sind umgehend an die Schriftleitung zurückzusenden. Nach erfolgten Korrekturen erhält der erstgenannte oder federführende Autor die finale Version zur Druckfreigabe, die schriftlich erfolgen muss.

9. Sonderdrucke

Ab 2023 werden keine Sonderdrucke mehr zur Verfügung gestellt. Autoren erhalten ihre Beiträge in elektronischer Form als hoch aufgelöste PDF-Datei.

Herausgeber

Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz

Manuskripte senden Sie bitte an:

Roger Lang

- Schriftleitung Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen –

Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz

Emy-Roeder-Str. 5

D-55129 Mainz

Tel. 06131-9254-249

E-Mail: roger.lang@lgb-rlp.de