



**Gemeinsames Treffen der
Subkommissionen Proterozoikum-Silur, Devon und Karbon
26.-28. April 2024
Benneckenstein/Harz
- Exkursionsführer -**

zusammengestellt von

C.-H. Friedel und M. Zweig

Stops und Ablauf der Exkursionen (s. auch Übersichtskarte der Stops):

Der erste Stopp am Freitag ist als Einstieg in das Devon bis Unterkarbon gedacht. Die Exkursion am Samstag liefert Einblicke in sehr unterschiedliche Einheiten. Sie beginnt mit dem Allerzug (Kammquarzit, Stratigraphie und Tektonik), danach folgt das devonische Iberg-Riff mit seiner Unterkarbon-Auflage. Anschließend erfahren wir im Innerstetal neues über die Kulmfazies (Steinbruch und Geotop) und zum Schluss besuchen wir den unterdevonischen Kahleberg-Sandstein (Rammelsberg). Bei den Aufschlüssen am Sonntag geht es speziell um das Thema „Genese der Harzer Melange“.

Angabe der Koordinaten: WGS84, Dezimalgrad

Freitag, 26.4., Treffen 14 Uhr in Lautenthal, Spar die Müh, Grundschule Lautenthal

Stopp 1) Lautenthal, Innerstetal: Klassisches Devon-Unterkarbon-Profil am Oberharzer Devonsattel. C.-H. Friedel, H. Zellmer

Treffpunkt: Lautenthal, Parkplatz an der Straße „Spar die Mühe“ an der Grundschule, N 51.872932, E 10.289313

Samstag, 27.4., Beginn: 9 Uhr ab Hotel

Stopp 2) Allerzug/Ifenweg: Stratigraphie und Tektonik des Acker-Bruchberg- und Aller-Zuges. W. Franke, C.-H. Friedel

Treffpunkt: B242, Abzweig Ifenweg westl. Ifenkopf; N 51.773105 E 10.426090

Stopp 3) Tagebau Winterberg: Riff- und postriff-Entwicklung des Iberger Riffs im Devon und Unterkarbon. E. Gischler

Treffpunkt: Zufahrt Tagebau Fels-Werke GmbH über B242, Abzweig nach N, N 51.823428, E 10.232752 (Bürogebäude, N 51.825123, E 10.231318)

Stopp 4) Innerstetal: Submarine Rinnen in den Oberharzer Kulm-Grauwacken – ein neues Faziesmodell. Chr. Hoffmann

Treffpunkt: Zufahrt zum Steinbruch über B242, Silbernaal, 450 m südl. Gebäude Kraftzweig eV, kleiner Abzweig nach NE, N 51.802940, E 10.288742

Stopp 5) Goslar-Rammelsberg: Der Kahleberg-Sandstein, Fauna, Fazies, Lithostratigraphie und Provenienz. H.-J. Gursky

Treffpunkt: Goslar, Bergtal südlich Bergbaumuseum nahe der Waldgaststätte „Kinderbrunnen“, N 51.884447, E 10.421370

Sonntag, 28.4., Beginn: 9 Uhr ab Hotel

Stopp 6) Königshütte: Zur Genese der Hüttenröder Melange. M. Zweig, C.-H. Friedel

Treffpunkt: Königshütte, Bodetalstraße Richtung Bode-Überlaufsperr, P-Platz N 51.741115, E 10.772179

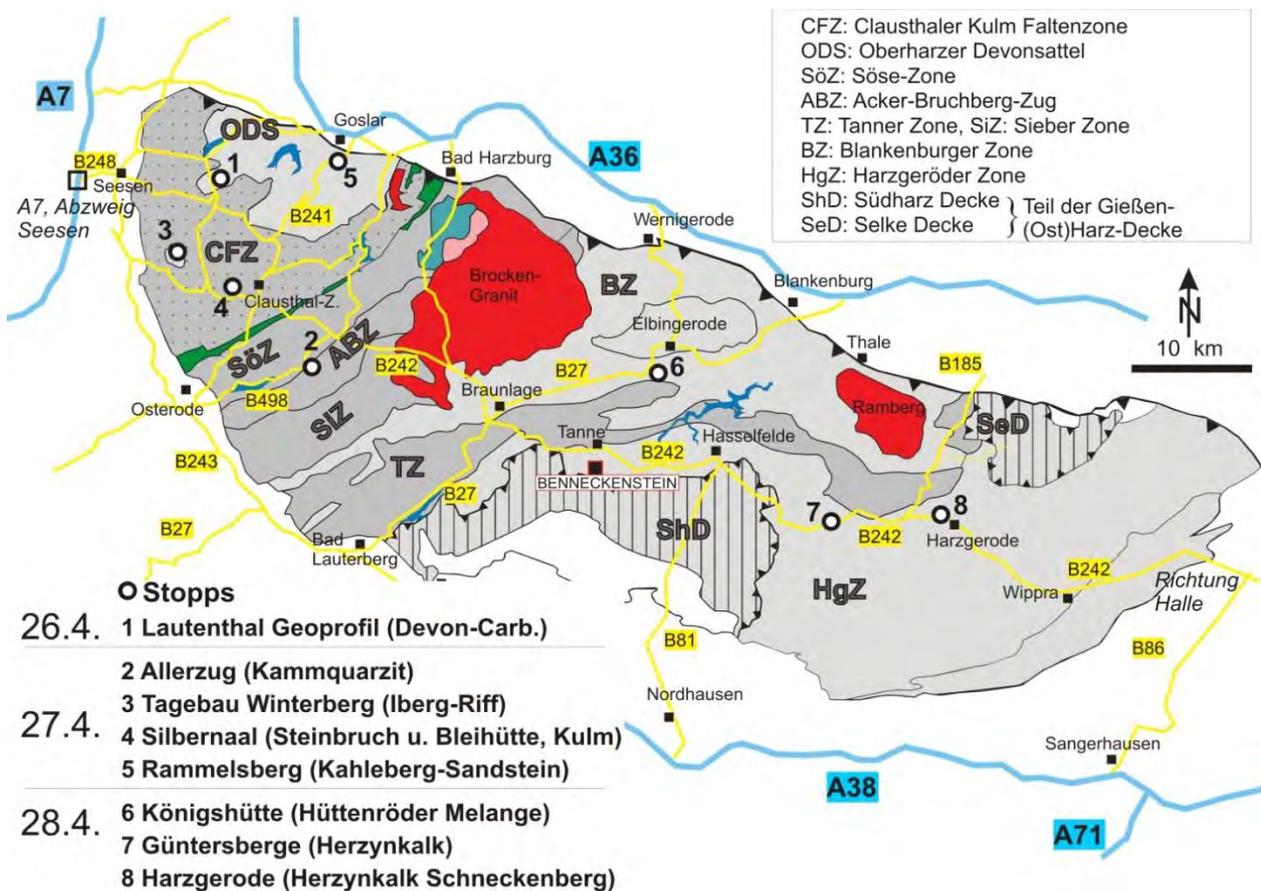
Stopp 7) Der Herzynkalkblock am Teichdamm Güntersberge und seine Bedeutung für die Genese der Harzer Melange, C.-H. Friedel

Treffpunkt: Güntersberge, P-Platz am Bergsee an der B242; N 51.641699 E 10.974998

Stopp 8) Harzgerode/Kläranlage: Der klassische Unterdevon-Herzynkalk vom Schneckenberg – tektonischer Block oder Olistolith? C.-H. Friedel

Treffpunkt: B242 westlich Harzgerode, Zugang zum Judenteich, Koordinaten: N 51.642226, E 11.132090

...danach Heimfahrt (ca. 14 Uhr).



Übersicht über die Lage der Exkursionspunkte (Stops)

Kurzbeschreibung der Stopps

Freitag, den 26.4.2024

Stopp 1: Lautenthal/Innerstetal: Klassisches Devon-Unterkarbon-Profil am Oberharzer Devonsattel (Geolehrpfad)

Im Innerstetal bei Lautenthal befindet sich ein klassisches geologisches Querprofil, wo mitteldevonische bis unterkarbonische Schichten des Oberharzer Devon-Sattels nahezu lückenlos aufgeschlossen sind. Die Aufschlüsse gehören zu einem geologischen Lehrpfad, der entlang der Nordostseite der Innerstetals verläuft (Stoppel 2002). Der ersten zwei Stopps befinden sich im SE-Teil des geologischen Profils. Hier stehen Schichten des Oberdevons bis Unterkarbons an (Abb. 1-1).

Stopp 1a) Kulmkieselschiefer des Obertournai bis Visé

Lokation: Kleiner stillgelegter Steinbruch nördlich der Grundschule Lautenthal (Adresse: Spar die Müh 4, 38685 Langelsheim-Lautenthal), Station 1 des „Geologischen Lehrpfads Lautenthal/Harz“ (Stoppel 2002). GK25 4127 Seesen, Koordinaten: N 51.874070 E 10.291775

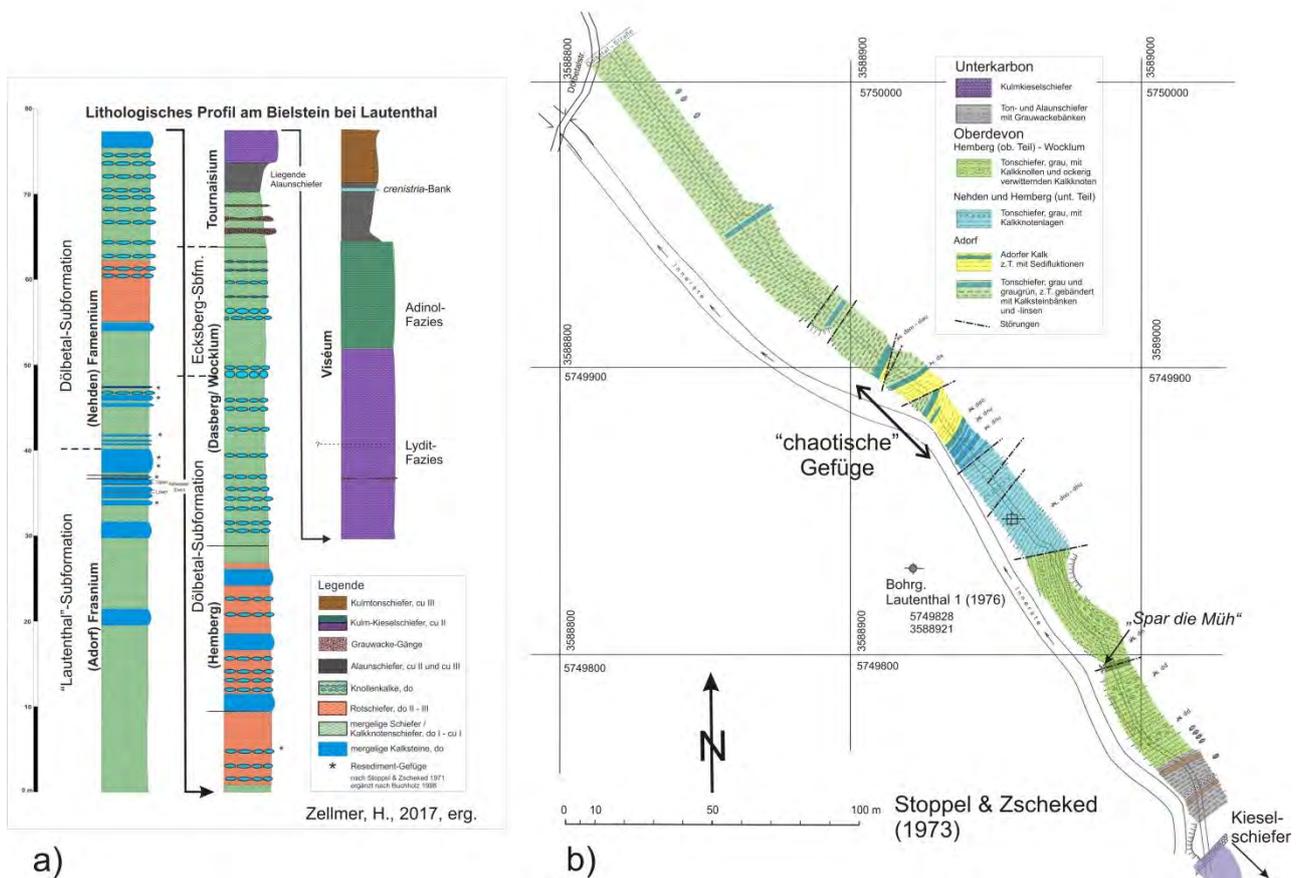


Abb. 1-1 Lithostratigraphische Gliederung im SE-Teil des „Geologischen Lehrpfads Lautenthal“. **a)** Lithostratigraphisches Vertikalprofil (modif. nach H. Zellmer, 2017). **b)** Geologisches Profil vom Hangweg entlang der Innerste (Stoppel & Zscheke 1973, Abb. 24). Die in a) angegebenen Subformationen gehören zur oberdevonischen Bielstein-Formation (noch vorläufig, persönl. Mitt. F.W. Luppold, s. auch Buchholz & Luppold 2003, STD 2016).

Der Unterkarbonanteil der Geoprofils am SW-Fuß des Bielsteins beginnt mit dunkelgrauen Ton- und Alaunschiefer (Liegender Alaunschiefer), der feinkonglomeratische Grauwackenbänke enthält. Darüber folgen schwarze Kieselschiefer der Lydit-Fazies, den Hauptteil des Steinbruchs nehmen hellere tuffogene Kieselschiefer (Adinol-Fazies) ein (Abb. 2). Nach Zellmer (1996) zeichnen sich die Lydit-Folgen durch dunkle überwiegend Radiolarit-führenden Bänke aus, deren wenige mm dicke Zwischenmittel vermutlich bentonitische Aschelagen darstellen. Die bunte, rot-grüne bis ockerfarbige Adinol-Folge ist als überwiegend vulkanogen zu deuten; diese besteht überwiegend aus verkieselten, sauren bis intermediären Glastuffen, untergeordnet auch Kristalltuffen.



Abb. 1-2 Grenze der Lydit (L)- und Adinol (A)-Fazies der Kulmkieselschiefer im Westteil des Steinbruchs nördlich der Grundschule Lautenthal.

Stopp 1b) Oberdevon am Hangweg des Bielsteins

Der Aufschluss wurde zuletzt von Stoppel & Zscheke (1973) beschrieben, die das gesamte Wegprofil detailliert aufgenommen und biostratigraphisch datiert haben (Abb. 1b). Das Oberdevon ist von NW nach SE in normaler Lagerung nahezu vollständig aufgeschlossen. Die Gesamtmächtigkeit des Oberdevons beträgt etwa 140 m und repräsentiert die Beckenfazies. Im Nordwesten überwiegen Tonschiefer mit vereinzelt Kalklagen und Kalkknollen des unteren Adorf. Ihre Mächtigkeit wird auf 25 m geschätzt (Stoppel & Zscheke 1973), wobei im nordwestlichsten Abschnitt bereits der Übergang zum Givet vermutet wird (Stoppel 2002). Im mittleren Teil des Profils sind helle Kalksteine des Adorfs (Adorfer Kalk) aufgeschlossen (Abb. 1-1b, 1-3). Der „Kellwasserkalk“ ist nur in benachbarten Aufschlüssen in typischer Ausbildung (dunkle Kalksteinhorizonte) vorhanden, hier ist in entsprechender Position lediglich eine schwarze Schieferlage mit Knollen dunklen Kalksteins vorhanden (Buggisch 1972, Stoppel 2002, s. Abb. 1-3a). Südöstlich der Adorkalke besteht das ca. 110 m mächtige höhere Oberdevon (Nehden bis Dasberg) aus grauen Tonschiefern, in die Kalkknollen, gelegentlich auch bis zu 20 cm mächtige Kalksteinbänke bzw. Knotenkalke eingeschaltet sind (Abb. 1-1a).

Aus den Kalksteinen besonders des Adorfs beschrieben Stoppel & Zscheke 1963 u.a. aus diesem Aufschluss schichtparallele chaotische Gesteinsgefüge, die sie als synsedimentäre Rutschungsgefüge (Sedifluktionen) interpretierten. Die Klärung der Genese dieser Gefüge steht auch hier im Vordergrund.

Lithologie und Gefügemerkmale

NW-lich und SE-lich der Infotafel der Station 4 des geologischen Lehrpfads ist der von Stoppel & Zscheke (1973) als Adorfkalk ausgehaltenen Bereichs unmittelbar aufgeschlossen (Abb. 3). Der Adorfkalk besteht aus einer Wechselfolge von Mergelschiefern und Kalksteinen, die als Knollen, Linsen und Bänke eingelagert sind. Der Kalkstein selbst ist ebenfalls etwas durch toniges Material verunreinigt. Die chaotisch erscheinenden Horizonte sind von zahlreichen kleinen z.T. schieferungsparallelen Scherflächen durchsetzt (gepunktet). Hier sind die Kalksteinklasten z.T. entlang der Scherbahnen unterschiedlich stark rotiert bis steilgestellt und bilden Duplexstrukturen (Abb. 1-4). Gefügemessungen an den rotierten Klasten ergaben, dass die Orientierung der Schichtung und Schieferung der Klasten eine variszisch streichende Achsengeometrie abbilden. Daher wird das Gefüge nicht als sedimentäres Rutschungsgefüge, sondern als Ergebnis NW-gerichteter Überschiebungstektonik betrachtet (Abb. 1-5, s. auch Stopp 1c Sparenberg). Im Gegensatz zum Sparenberg (Stopp 1c) ist die Fragmentierung des Kalksteins hier weitgehend diagenetischer Natur.

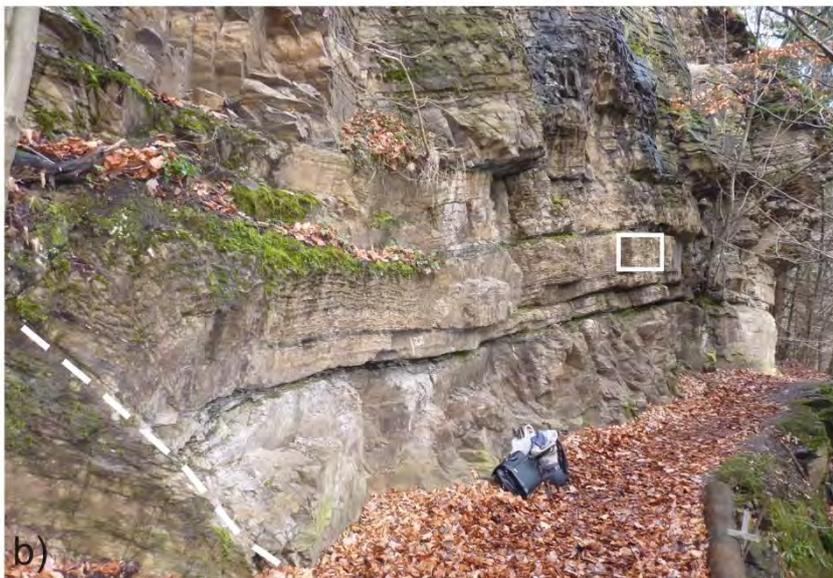
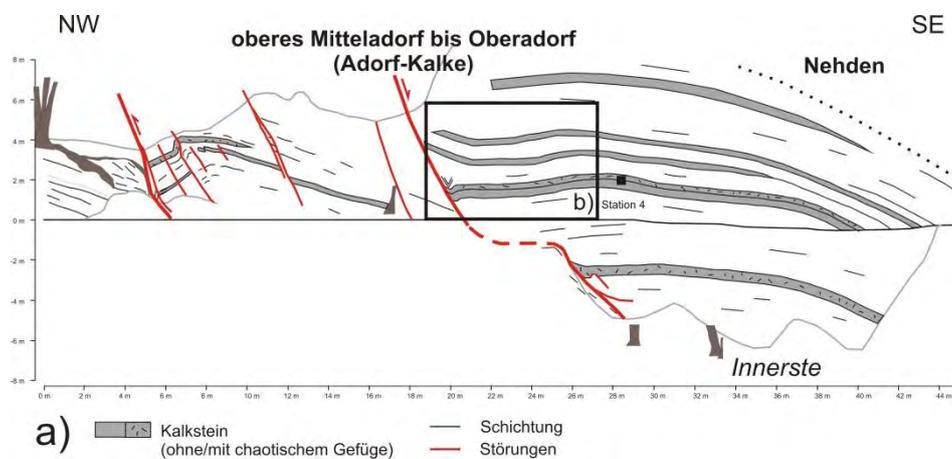
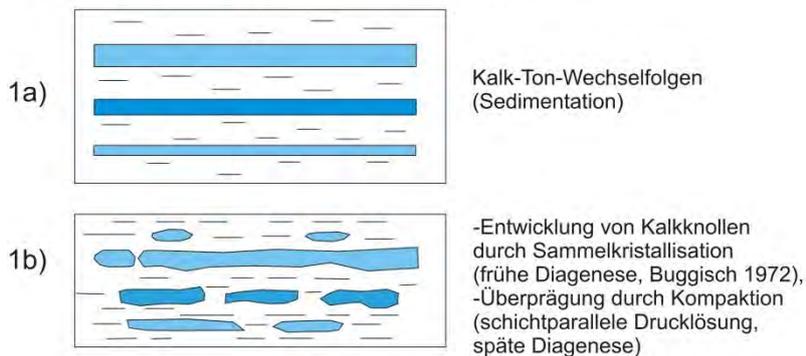


Abb. 1-3 a) Profil im Bereich des Adorf-Kalks am Hangweg entlang der Innerste (vgl. Abb. 1). Hervorgehoben sind einige mächtigere Kalksteinhorizonte sowie Bereiche mit ausgeprägt „chaotischem“ Gefüge. Profil nach Köhler (2014, leicht verändert aus Friedel & Leiss 2015). Stratigraphische Angaben nach Stoppel & Zscheke (1973). b) Foto vom Profilbereich. Die scharfe Grenze in Bildmitte ist als NW-gerichtete Überschiebung ausgebildet (Kellwasserhorizont?). Gestrichelte Linie links: Störung. Rechteck rechts: Lage von Abb. 1-4.



Abb. 1-4 Unten horizontal geschichteter Adorfkalk aus einem Wechsel von geschieferten Mergel- und Kalksteinlagen. Der obere Bereich weist ein chaotisch erscheinendes Klastengefüge auf (s. Text). Schichtung der Klasten: weiße Linien, Schieferung: gelbe (Mergel) bzw. rote (Kalkstein) Linien, Störungen: gepunktete Linien. D: Duplexstruktur; der Pfeil links oben kennzeichnet steil NW fallende Klasten. Lage s. Abb. 1-3, Maßstab: 20 cm.

1) Sedimentation und Diagenese



2) Variszische Deformation

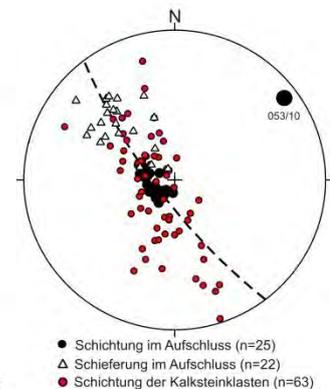
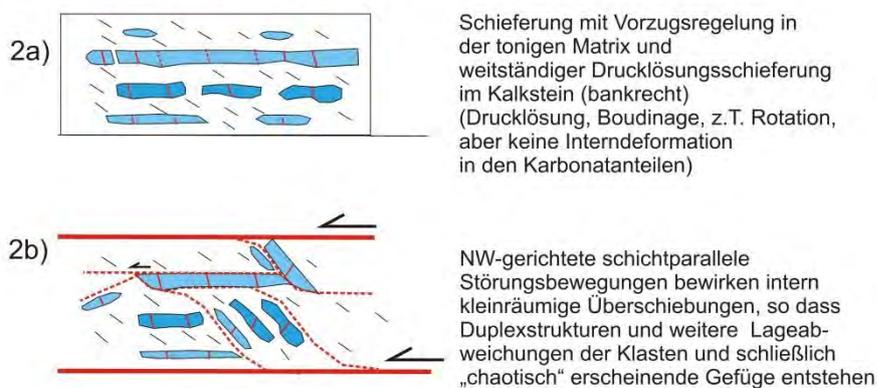


Abb. 1-5 Schematische Gefügeentwicklung chaotischer Gesteinshorizonte im Adorf-Kalk, nach Friedel & Leiss 2015, modifiz. Rechts Gefügediagramm mit variszischer Anordnung der Klasten.

Stopp 1c) Die Sparenberg-Brekzie – Gefügemerkmale und ihre Interpretation

C.-H. Friedel

Lokation: Innerstetal, Talweg westlich des Sparenbergwegs am Westhangs des Sparenbergs.

Koordinaten: N 51.881037 E 10.283129

An der Westflanke des Sparenbergs sind von SE nach NW Wissenbacher Schiefer (Eifel, aufgebene Dachschieferbrüche), Kalkknollen führende Tonschiefer (Givet) und blockiger Kalkstein (Stringocephalen-Kalk) des oberen Givet aufgeschlossen. Weiter nördlich folgen tonige und gebänderte Mergelschiefer ("Adorf"-Schichten, mit Kellwasserkarbonat), gefolgt von Grün- und Rotschiefern sowie Schiefer mit Kalkknollen des Oberdevons (Stoppel & Zscheke 1973, Stoppel 1977b, 2002). Die Abfolge bildet den überkippten Schenkel einer großen NW-vergenten Falte ab.

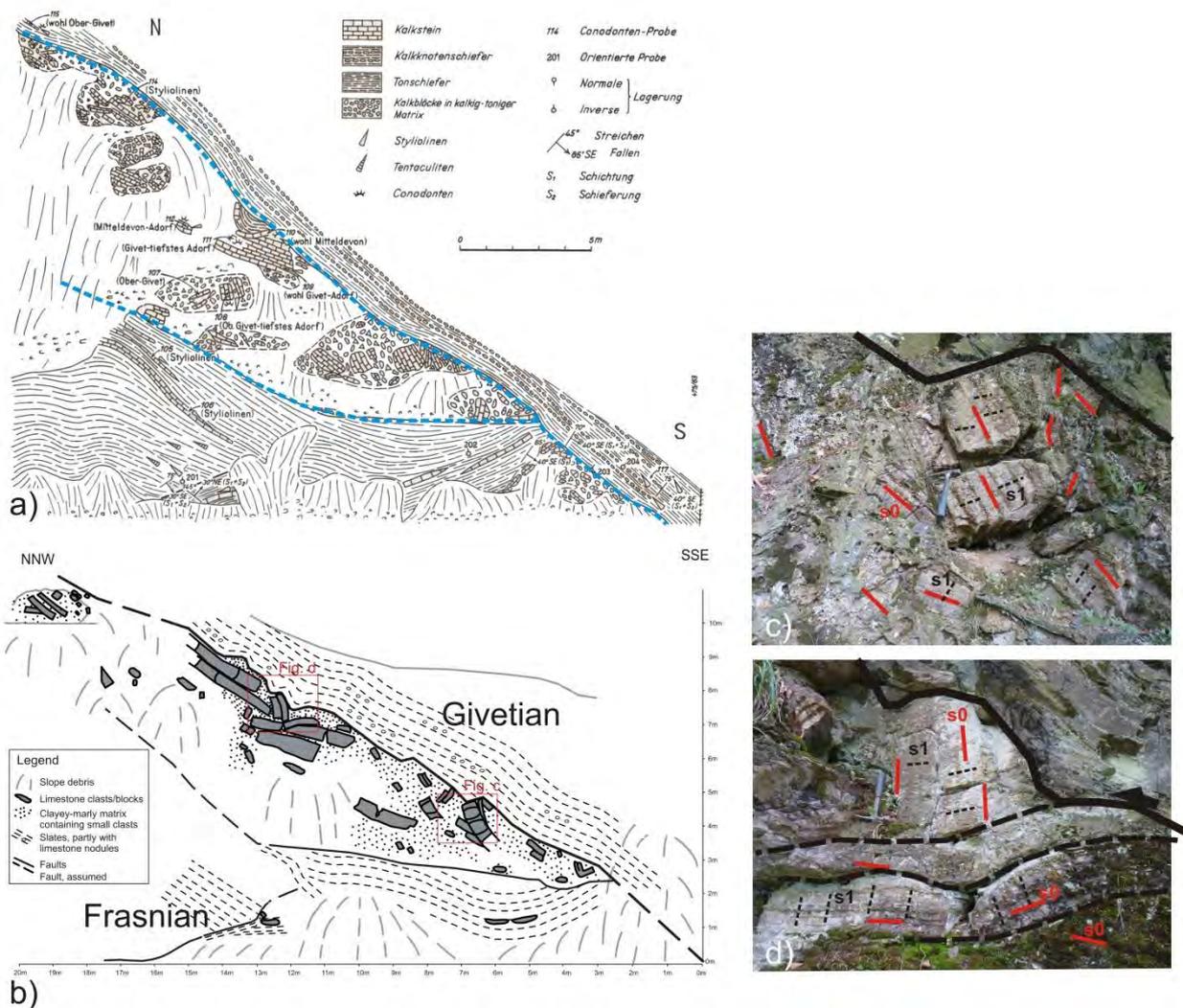


Abb. 1-6 a) Geologische Skizze des „Sedifluktionshorizontes“ von a) Stoppel & Zscheke (1963). **b)** Skizze des selben Aufschlusses 50 Jahre später (Schmidt 2013, modif.), **c)**, **d)** Fotos von Teilbereichen aus b) zeigen die Rotation der Schichtung (s₀) und Schieferung (s₁) der Blöcke (aus Friedel & Leiss 2015).

An der Sparenbergbrekzie ist die Grenze des Mittel-/Oberdevon in überkippter Lagerung aufgeschlossen (Abb. 1-6). Der Aufschluss beginnt in der Talsohle und erstreckt sich über ca. 10 m hangaufwärts. Am Hang ist unterhalb der überkippten Givet-Schiefer eine mehrere Meter mächtige Block-in-Matrix-Struktur aufgeschlossen. Sie besteht aus Blöcken von zerbrochenem Stringocephalen-Kalkstein, die in eine tonig-mergelige Matrix eingebettet sind. Neben Kalksteinblöcken be-

stehen einige Klaster aus dunklen Schiefen. Ältere Kalksteine wurden als Blöcke nicht festgestellt (Stoppel 1977b).

Die im Allgemeinen gut geschichteten Kalksteinblöcke erreichen eine Größe bis ca. 1 m und sind unterschiedlich stark rotiert (Abb. 1-6). Das Gefüge wurde früher als Schlammstrom bzw. sedimentäre Brekzie („Sedifluktionshorizont“) interpretiert (Stoppel & Zscheke 1963, Stoppel 1977a, b). Das Gefügediagramm zeigt jedoch, dass Schichtung und Schieferung der rotierten Blöcke um eine NE-SW streichende Faltenachse angeordnet sind, die dem regionalen variszischen Faltengefüge entspricht (Abb. 1-7). Dieses Merkmal widerspricht einer sedimentären Entstehung dieser Brekzie. Das Gefüge entstand durch tektonische Fragmentierung und Rotation des Stringocephalenkalks entlang einer schichtparallelen Überschiebungsbahn vermutlich unter erhöhten Porenwasserdrücken (Friedel & Leiss 2015, Friedel et al 2023).

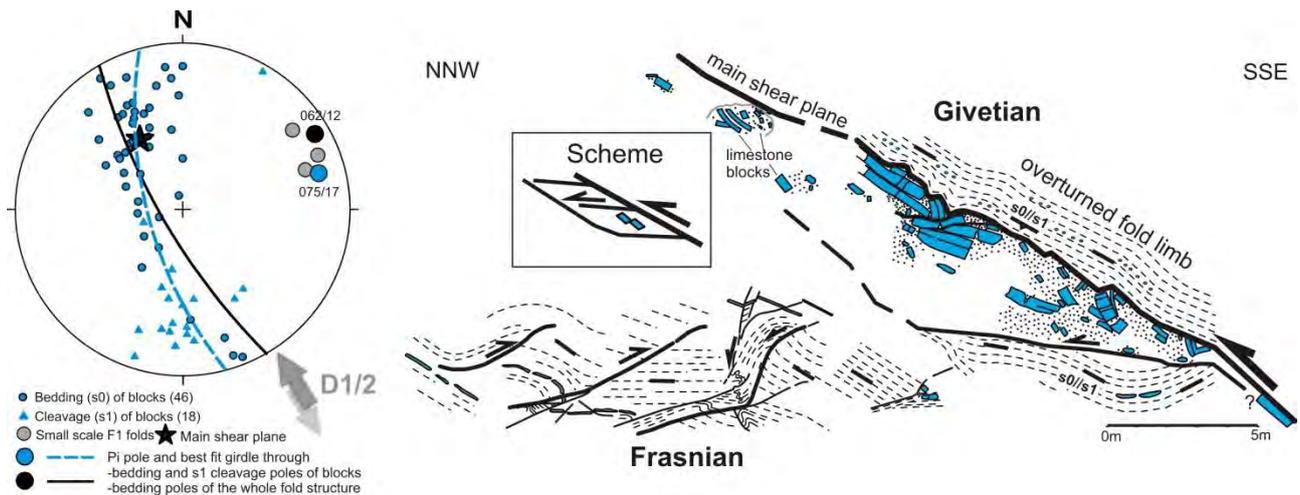


Abb. 1-7 Gefüge und kinematisches Schema der Sparenbergbrekzie. Beachte die Anordnung der Schichtung und Schieferung der rotierten Kalksteinblöcke sind um eine variszische Achse.

Literatur:

- Buchholz, P. & Luppold, F.W. (2003) R070ds03. Oberdevon (Becken). Oberharz (Beckenbereiche). - Senckenbergiana lethaea, 83: 231, (update STD 2016)
- Friedel, C-H. & Leiss, B. (2015) Variszische Tektonik im Harz (östliches Rhenoherynikum). In: Röhling, H.-G. (Ed.): GeoBerlin 2015. DYNAMISCHE ERDE – von Alfred Wegener bis heute und in die Zukunft. Exkursionsführer. Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Ges. f. Geow., 255: 44-86.
- SCHMIDT, M. (2013): Gefügecharakterisierung devonischer „Block-in-Matrix-Gesteine“ vom Sparenberg, Lautenthal im Harz. – Bachelorarbeit, 51 S., Geowiss. Zentrum Göttingen, Georg-August-Universität; Göttingen.
- STOPPEL, D. (1977a): Schlammstrom-Sedimente im Oberdevon des Südwestharzes und des südlichen Kellerwaldgebirges. – Z. dt. geol. Ges., 128: 81-97, Hannover.
- STOPPEL, D. (1977b): Aufschluß 1: Innerste-Ufer am Sparenberg. – Exkursionsführer Geotagung 1977, Exkursion H, S. 179-181; Göttingen.
- STOPPEL, D. (2002): Der geologische Lehrpfad. – In: Bergwerks- und Geschichtsverein Lautenthal (eds): Lautenthal, Bergstadt im Oberharz, Bergbau und Hüttengeschichte. – S. 293-301; Lautenthal.
- STOPPEL, D. & ZSCHEKED, J.G. (1963): Frühdiagnetische Sedifluktionen im Mittel- und Oberdevon des Westharzes. – Ber. Naturhist. Ges., 107: 5-18; Hannover.
- STOPPEL, D. & ZSCHEKED, J.G. (1973): Zur Biostratigraphie und Fazies des höheren Mitteldevons und Oberdevons im Westharz mit Hilfe der Conodonten- und Ostracodenchronologie. Ergänzungsheft z. Beih. Geol. Jb. 108, 173 S. Stuttgart
- Zellmer, H. (1996) Stratigraphie und Petrographie der Kieselschiefer-Fazies im Harz (Mitteldevon bis Unterkarbon). Braunschw. geowiss. Arb., 19, 72 S., Braunschweig

Samstag, den 27.4.2024

Stopp 2 Stratigraphie und Tektonik des Acker-Bruchberg- und Aller-Zuges

Franke, W., Friedel, C.-H.

Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Strukturgeologie und Geodynamik, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen, wolfgang.franke@uni-goettingen.de, chfriedel@gmx.de

Lokation und Koordinaten

Allerzug. Ifenweg westlich unterhalb des Ifenkopfes, oberhalb des Morgenbrodstaler Grabens. Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 4228, Riefensbeek

Zufahrt über B242, Abzweig Ifenweg westl. Ifenkopf: N 51.773118, E 10.426092; Aufschluss Basis Kammquarzit am Ifenweg: N 51.769619 E 10.426540

Geologischer Rahmen

Zur Biostratigraphie und Fazies des Acker-Bruchberg-Zuges existiert eine umfangreiche Literatur (für die Kamm-Quarzit-Formation, KQ, s. Jäger & Gursky 2000). Es scheint gesichert, dass der Haupt-Zug des Quarzits und seine Auslieger im Aller-Zug (im Folgenden für beide: KQ) sowie die vorgelagerten Plattenschiefer- und Quarzit-Wechselagerungs-Einheiten (PL, QS) paläogeographisch zusammengehören und aus Baltica geschüttet wurden (Jäger 1999, Linnemann 2023). Die Sedimentgeologie des KQ (Flach- oder Tiefwasser?) und seine tektonische Stellung (autochthon oder allochthon?) sind jedoch bis heute umstritten.

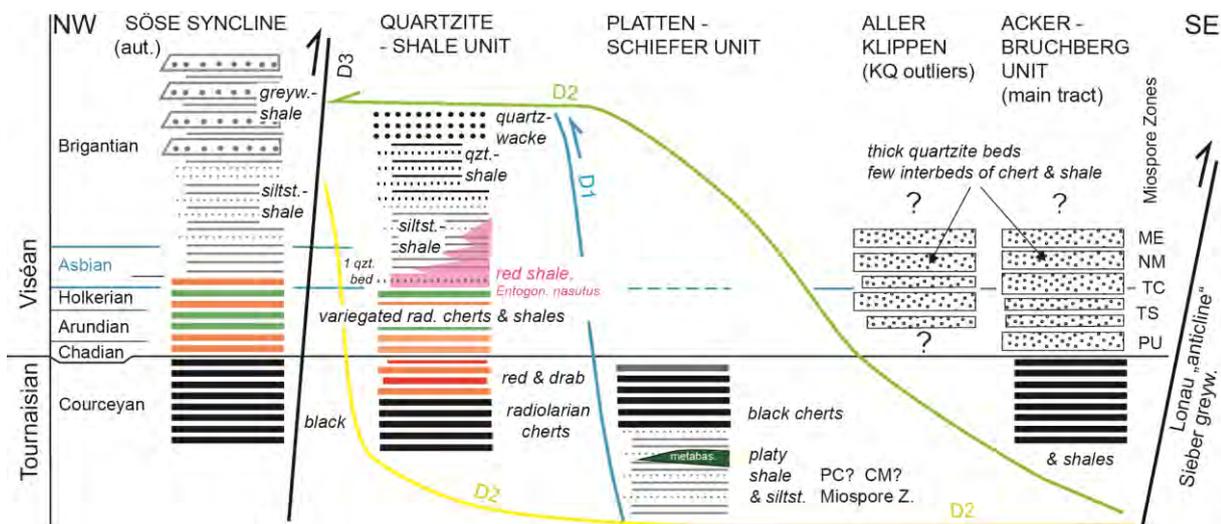


Abb. 2-1 Stratigraphische Korrelation des Ackerbruchberg- und Allerzugs (Kammquarzit, KQ) und vorgelagerte Einheiten (Plattenschiefereinheit, PL, Quarzit-Schiefer-Wechselagerungseinheit, QS). Abb. aus Franke et al. 2024b, allerdings wurde die Stratigraphie der PL-Einheit entsprechend Meischner & Schneider (1970) verändert. Zur Abfolge der trennenden Auf- und Überschiebungen siehe ebenfalls Franke et al 2024b.

Zur Frage der Allochthonie der Kammquarzit-Einheit

Trotz der Pionier-Arbeiten von Kossmat (1927, 1929) sind Deckenbau-Vorstellungen für den Ackerbruchberg und Allerzug lange Zeit nicht aufgegriffen worden. Eine Ausnahme bildet die geologischen Karte Blatt Riefensbeek von Schriell (1939) und Schriell & Stahl (1938). Sie erkannten, dass der KQ des Allerzugs auf den Rückenbereichen weiter nach NW vorspringt als in den Talungen,

woraus korrekt auf eine flache Lagerung der Basis geschlossen wurde, auch wenn der Hauptzug des KQ noch als aus der Tiefe ausgepresster Keil dargestellt wurde (Abb. 2-2). Später wurde der KQ im Acker-Bruchberg und Gr. Breitenberg (Äquivalent der Aller klippe) als synforme tektonische Klippen interpretiert (Schriell & Stoppel 1958).

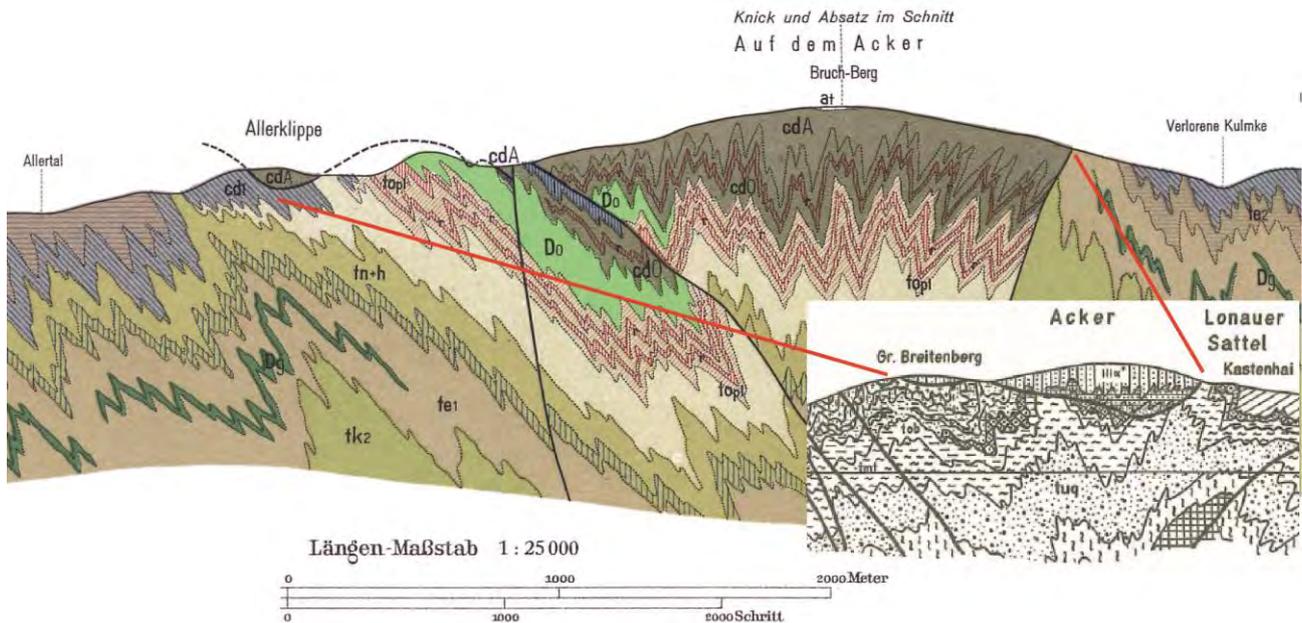


Abb.2-2 Querprofil durch den Acker-Bruchberg-Zug mit Aller-Klippe (Mitte und links, aus der Geologischen Karte Riefensbeek (Schriell 1939, Schriell & Stahl 1938). Kleines Bild: Neuinterpretation des Acker-Bruchbergs und Gr. Breitenbergs (Äquivalent der Aller Klippe) als tektonische Klippen durch Schriell & Stoppel (1958).

Schriell & Stahl stellten auch fest, dass die basale Ablösung des Kamm-Quarzits eine frühere Reihe von gefalteten Gesteinseinheiten abschneidet und dass die basale Ablösung des Quarzits von einer steilen Störungen geschnitten wird. Entsprechende Beobachtungen wurden durch eigene Untersuchungen bestätigt (s. unten und Abb. 2-2).

Flache Lagerung zeigt sich besonders deutlich im NE-Teil des Ackerbruchberg-Zugs, wo NE-lich des Brockengranits der Ausstrich des KQ über 8 km Breite erreicht. Am Granitostrand ist KQ sogar noch als kleine Klippe erhalten geblieben (Stege & Wachendorf 2005).

Auf flache Lagerung des KQ weist auch ein NW-SE streichendes Profil, das zur Vorerkundung eines geplanten Acker-Stollens von Büchner & Stoppel (1997) publiziert worden ist (Abb. 2-3). Das über den gesamten Acker-Bruchberg-Zug reichende Profil hatte u.a. zum Ziel, die Lagerungsverhältnisse des ABQ/KQ zu klären. Ihre Interpretation zeigt nur steiles Einfallen der Schichtung und Störungen und vernachlässigt subhorizontale Ablösungen unter den Kamm-Quarzit-Flächen. Die Beobachtungen in den Bohrungen 3 und 4-6 zeigen jedoch, dass zumindest der südöstliche Teil des Ackerrückens von Überschiebungskontakten unterlagert ist (gestrichelte grüne Linien von Franke et al. 2024b hinzugefügt).

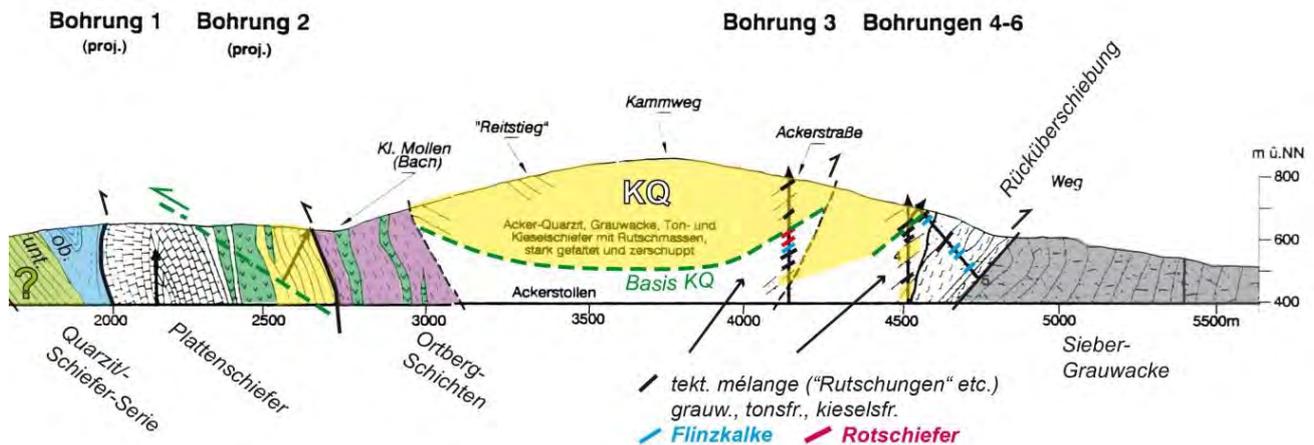


Abb. 2-3 SE-Teil des Ackerstollen-Profiles aus Büchner & Stoppel (1997), koloriert, mit Lage der Bohrungen. Die steilstehenden tektonischen Schuppen des Allochthons (Quarzit/Schiefer-Einheit, QS; Plattenschiefer-Einheit, PL; Kamm-Quarzit (KQ) mit seinem stratigraphisch Liegenden (Ortberg-Schichten, OR) werden von einer flach einfallenden, leicht eingemuldeten Scherzone unterteuft (nachgetragen in Grün; im Bereich des Acker-Hauptzuges entsprechend der Interpretation von Schriel & Stoppel (1958)).

Neue Geländebefunde

Laufende Kartierarbeiten von W. Franke und C.-H. Friedel im Aller- und SW-Teil des Acker-Zuges zeigen bis zu 7 Keile von Quarzit und bestätigen, dass deren Basis-Störungen (D2) mit $\leq 25^\circ$ nach SE einfallen (Franke et al. 2024b). Diese Störungen schneiden Faltung und Schieferung der unterlagernden Einheiten (Plattenschiefer-Einheit, PL; Quarzit/Schiefer-Einheit, QS), ebenso auch die steile Aufschiebung zwischen diesen beiden Einheiten. Auf ihrer SE-Seite werden die Quarzit-Keile von steilen Aufschiebungen begrenzt (D3), an denen die unterlagernden Einheiten angehoben worden sind : PL und im SE die Ortberg-Schichten als primäre stratigraphische Unterlage der Quarzite. Nach SE wird der Ausstrich der Quarzit-Keile auf Kosten der unterlagernden Einheiten immer breiter. Daraus folgt, dass der Einfluss der flach SE-fallenden Basis-Störung (D2) nach SE hin zunehmend überwiegt und im NE-Teil des Ackerbruchberg-Zugs klar dominiert (s. oben).

Aufschluss und Umgebung

In der Wegeböschung ist die Basis des KQ aufgeschlossen. Sie zeigt eine starke Brekzierung ohne Mineralisierung. Wenige Meter südlich ist der fast flachliegende KQ ungestört aufgeschlossen. Er zeigt Belastungsmarken an der Basis der Bänke. Nach NW schließt sich in einer D1-Sattelstruktur das Oberdevon und Unterkarbon der QS-Einheit an, dessen normal gelagerter SE-Flügel von der brekziierten Basis des KQ diskordant abgeschnitten wird. Noch weiter nordwestlich folgt Söse-Kulm. Nach SE biegt der Ifenweg in das Streichen ein. Unterhalb des Weges, am NW-Hang des Großen Ifentales, wird der KQ von einer steilen D3-Aufschiebung begrenzt. Diese Störung bringt die Plattenschiefer-Einheit (PL) an die Oberfläche. Nordöstlich einer Querstörung am Ostfuß des Ifenkopfes ist die PL-Einheit vollständiger aufgeschlossen. Hier hat Kochmann (1968) mit zahlreichen Conodonten-Fundpunkten eine Abfolge von der Adorf-Stufe bis in den unterkarbonischen Plattenschiefer belegt. Die D1-Aufschiebung von PL auf QS liegt im Bereich des Ifenkopfes unter dem KQ des Aller-Zuges. Am SE-Hang des Gr. Ifentales folgt über einer mit ca. 20° S-fallenden Aufschiebung der Hauptzug des KQ.

Literatur

- Büchner, K.-H., Stoppel, D. (1997) Zur Geologie des Unterkarbons am Acker-Bruchberg (Harz) aufgrund von Kernbohrungen. *Z.geol.Wiss.*, 25(3-4): 363–374.
- Franke, W., Friedel, C.-H., Wemmer, K., Leiss, B. (2024a) Variscan nappe tectonics in the Rhenohercynian belt with news from the Harz Mountains. *Hall. Jb. Geow., Beiheft 52*: 15-23
- Franke, W., Friedel, C.-H., Wemmer, K. (2024b) Stopp 4: Neue Daten zur Tektonik des Acker-Bruchberges und des Aller-Zuges. *Hall. Jb. Geow., Beiheft 52*: 113-121
- Jäger, H. (1999) Sedimentologie und Stratigraphie der unterkarbonischen Quarzitfolge der Hörre-Gommern-Zone im Rhenohercynikum. 178 S.; *Diss. TU Darmstadt*, <https://doi.org/elib.tu-darmstadt.de/diss/000015>
- Jäger, H., Gursky, H.-J. (2000) Alter, Genese und Paläogeographie der Kammquarzit-Formation (Visé) im Rhenohercynikum – neue Daten und neue Deutungen. *Z.dt.geol.Ges.*, 151: 415-439
- Meischner, D., Schneider, J. (1970) Ober-Devon und älteres Unter-Karbon zwischen Acker und Diabas-Zug im Oberharz. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 135/1, S. 42-81, Stuttgart
- Schriel, W. (1939) Geol. Karte von Preussen u. benachbarten deutschen Ländern, Lieferung 340, Erläuterungen zu Blatt Riefensbeek Nr. 2377 (Neue Nr. 4228), aufgen. W. Schriel und A. Stahl (1938). Preussische Geologische Landesanstalt, Berlin, 57 S.
- Schriel, W., Stahl, A. (1938) Geol. Karte von Preussen u. benachbarten deutschen Ländern, Lieferung 340, Blatt Riefensbeek Nr. 2377 (Neue Nr. 4228)
- Schriel, W., Stoppel, D. (1958) Acker-Bruchberg und Kellerwald – Stratigraphie und Tektonik. *Z. dt. geol. Ges.*, 110 (1958), S. 260-292
- Stege, M., Wachendorf, H. (2005): Geologie und Tektonik am Ostrand des Brockengranits. *Exkursionsf. u. Veröff. DGG*, 227: 48-56, Berlin/Hannover

Stopp 3 Tagebau Winterberg: Riff- und postriff-Entwicklung des Iberger Riffs im Devon und Unterkarbon.

Eberhard Gischler (Goethe-Universität, Frankfurt am Main), gischler@em.uni-frankfurt.de

Lokation: Iberg und Tagebau Winterberg der Fels-Werke GmbH nördlich von Bad Grund. Zufahrt über B242.

Koordinaten: Tagebau Winterberg, Bürogebäude, N 51.825123, E 10.231318
Das Betreten des Tagebaus ist nur mit Genehmigung der Fels-Werke erlaubt.

Hintergrund

Das devonische Iberger Riff liegt als kleinste der klassischen Harz-Einheiten inmitten von karbonischen Grauwacken-Abfolgen des NW Oberharzes bzw. aus paläo-geographischer Sicht im tieferen Beckenteil des Rhenohercynischen Ozeans (Krebs 1974). Bei einem Durchmesser von etwas mehr als 1 km akkretierten vom Mittel- bis Oberdevon (Givet, Frasné) ca. 600 m Riffgestein in Form einer Atollstruktur (Abb. 3-1).

Die Fazies-Verteilung im Iberger Riff unterstützt diese Interpretation (Franke 1973) (Abb. 2). Fazies des Riffandes mit Stromatoporen-, Korallen- und Crinoiden-Grainstones kontrastieren mit der Fazies einer Lagune. Letztere umfasst Stromatoporen-Wackestones und -Packstones, Mudstone mit Birdseye-Texturen sowie ein markantes Grainstone-Vorkommen mit meteorischer Diagenese-Signatur, das vermutlich eine kleine Insel (sand/rubble cay) darstellte. Die Fazies-Verteilung erlaubt es weiterhin, über die Luv- und Leeseite des ehemaligen Atolls zu diskutieren

(Gischler 1995). Das kleine Oeno Atoll in der Pitcairn Gruppe im SE Pazifik besitzt eine vergleichsweise flache Lagune mit zentraler Sandinsel und kann als modernes Analogon des Iberger Riffs herangezogen werden (Gischler & Erkoç 2013).

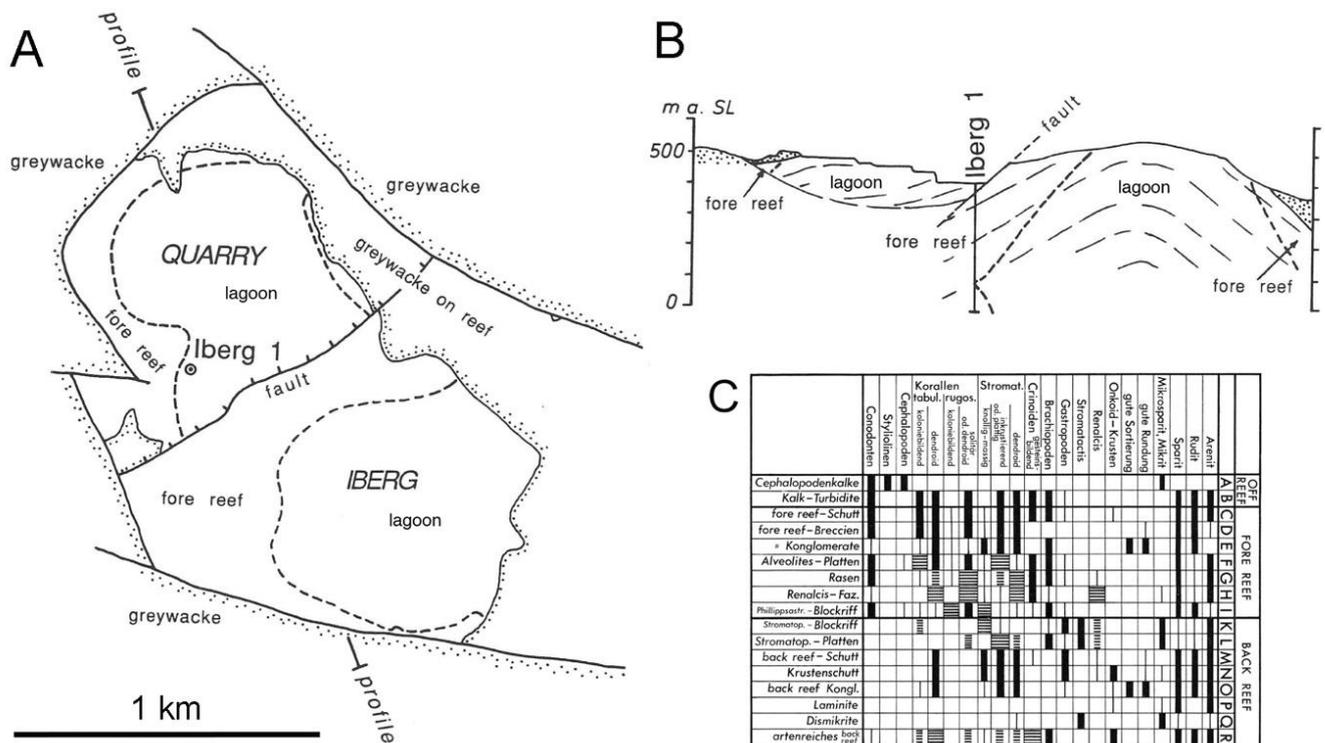


Abb. 3-1. Iberger Riff. A) Vereinfachte Karte und B) Profilschnitt (nach Gischler 1992). C) Faziestypen am Iberger Riff nach Franke (1973).

Die vulkanische Basis des Iberger Riffs wurde bei einer Tiefbohrung ("Iberg 1") nicht erreicht, die Existenz eines solchen Sockels ist aber aufgrund der Rahmensituation und der Geomorphologie des Riffkörpers sehr wahrscheinlich. Das Riffwachstum, i.w. durch Stromatoporen und Korallen als Konstruenten sowie Crinoiden als wichtige Sedimentproduzenten, kam im Zuge des oberdevonischen Massenaussterbe-Ereignisses in der hohen Frasn-Stufe zum Erliegen.

Nachfolgend entwickelte sich das Iberger Riff zu einem Seamount, an dessen Oberfläche während des Famennes und Unterkarbons lokal, in Vertiefungen, Spalten und Hohlräumen, z.T. feinkörnige und fossilreiche Kalke des tieferen Wassers abgelagert wurden (Abb. 3-3). Es sind dies Mudstones, Crinoiden-Packstones und -Grainstones sowie Packstones und Wackestones mit Tiefwasserkorallen und Cephalopoden (Gischler 1992, 1996). Eine Besonderheit sind Brachiopoden- und Mikroben-Boundstones, die sich an Methan-Austritten bildeten (Peckmann et al. 2001). Geochemische (stark negative $\delta^{13}\text{C}$), paläontologische (monospezifische dimerelloide Rhynchonelliden; selten Solemyida) und diagenetische Befunde legen diese Deutung nahe (Abb. 4). Sedimentations-Unterbrechungen in der Seamount-Phase sind häufig und nur durch sog. Conodonten-Geisterfaunen zu belegen (Gischler 1992). Eine solche dreiphasige Entwicklung (Vulkaninsel - Riff-Stadium - Seamount- bzw. Guyot-Stadium mit pelagischer Kappe) gesteuert i.w. über Subsidenz ist für moderne, landferne Korallenriffe und Seamounts typisch (Jenkyns & Wilson 1999) (Abb. 3-5). Andere Faktoren wie kurzfristige Schwankungen des relativen Meeresspiegels hatten während des Devons vermutlich nur geringe Amplituden (Greenhouse-Rahmensituation ohne Glazieus-

tasie); während des hohen Oberdevons und Unterkarbons waren diese vermutlich größer (beginnende Icehouse-Rahmensituation).

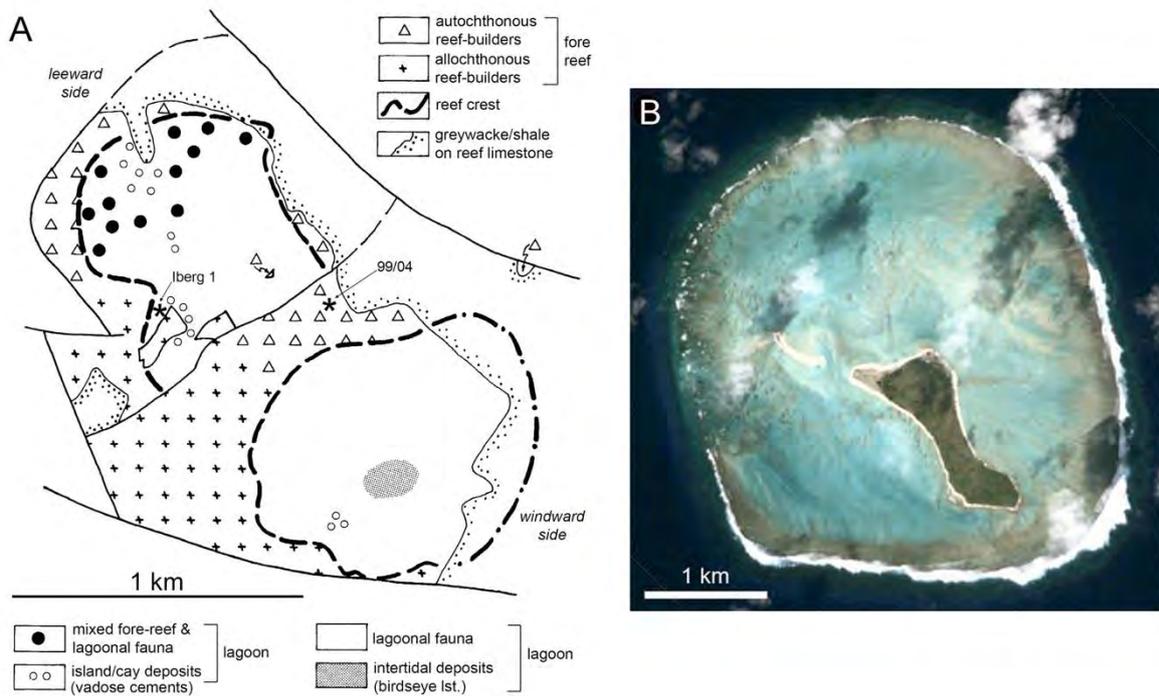


Abb. 3-2. A) Fazies-Verteilung am Iberger Riff (Gischler 1995). B) Satellitenbild des modernen Oeno Atolls, Pitcairn Islands (Gischler & Erkoc 2013).

Die Postriff-Phase endete mit der Sedimentation von Flyschsedimenten (Grauwacke) im hohen Unterkarbon. Schließlich kam es zur Abscherung des ehemaligen Rifftops (Abb. 1), entweder im Zuge der variscischen Orogenese oder möglicherweise schon vorher. Als modernes Analogon für den letzteren Fall mag der Daiichi-Kashima Seamount im W Pazifik dienen (Abb. 3-6).

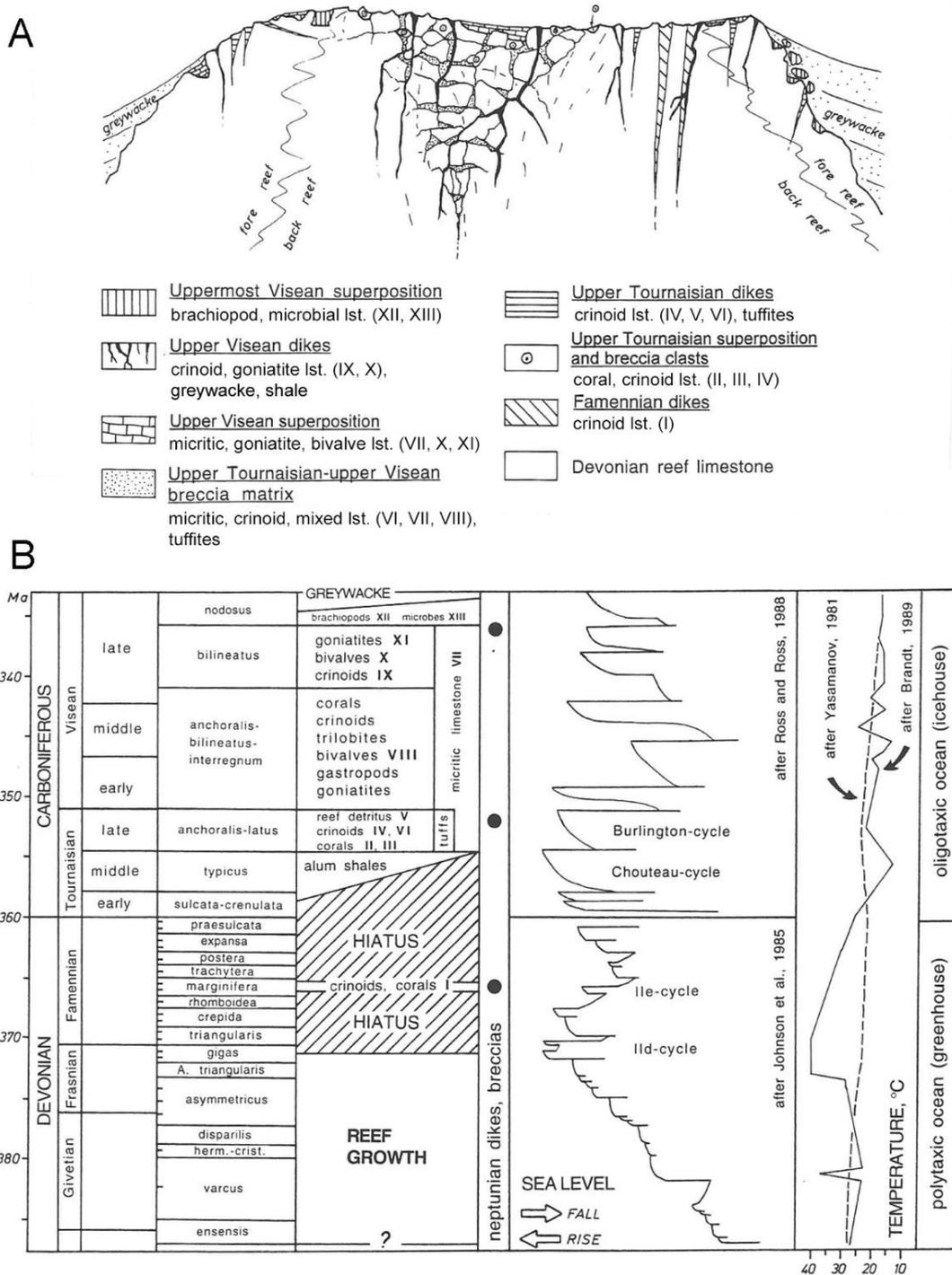


Abb. 3-3. A) Räumliche und B) zeitliche Verteilung der Postriff-Sedimente am Iberger Riff (Gischler 1996).

Die kurz beschriebene Entwicklung des Iberger Riffs soll anhand des Besuchs von vier Stopps im Norden des Steinbruchs Winterberg der FELS-Werke nachvollzogen werden (Abb. 3-3 bis 3-7).

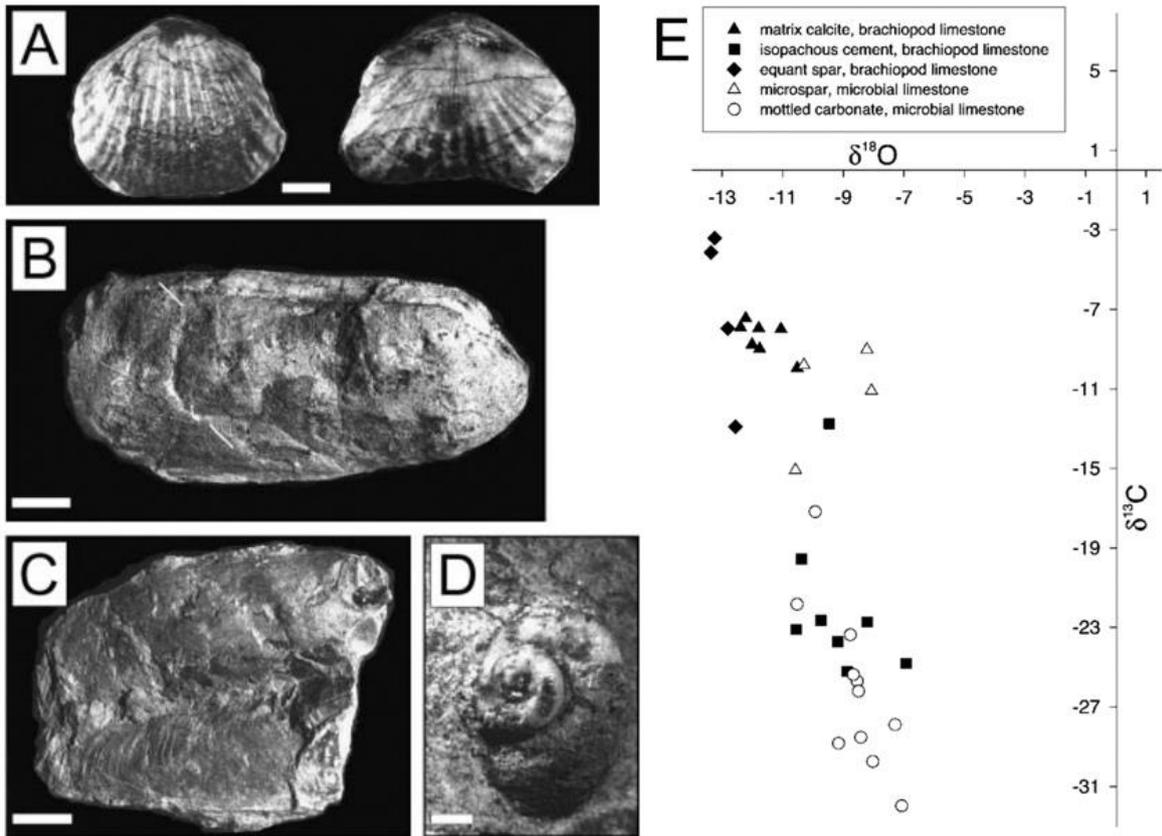


Abb. 3-4. Brachiopoden-Kalk am Iberger Riff (Peckmann et al. 2001). A) *Ibergirhynchia contraria*. B, C) *Sollemiella* Muschel. D) Archaeogastropode. E) Geochemische Signaturen der Brachiopoden-Fazies.

Iberger Riff, Stopps im Norden des Steinbruchs Winterberg

- (1) Sohle 470 m: Fossilreiche Stromatoporen- und Korallen-Grainstones des Atoll-Randes mit Stromatoporen und Korallen (Oberdevon).
- (2) Sohle 470 m: Neptunian dikes in devonischem Riffkalk mit unterkarbonischer Sedimentfüllung (Mudstone, Cephalopoden-Wackestone, Grauwacke, Tonschiefer).
- (3) Sohle 470 m: Isolierte Auflagerungen von Brachiopoden-Boundstones des Unterkarbon (cold seep) auf devonischem Riffkalk.
- (4) Sohle 485 m: Auflagerung einer verstellten, unterkarbonischen Grauwacken-Tonschiefer-Wechselfolge auf devonischem Riffkalk.

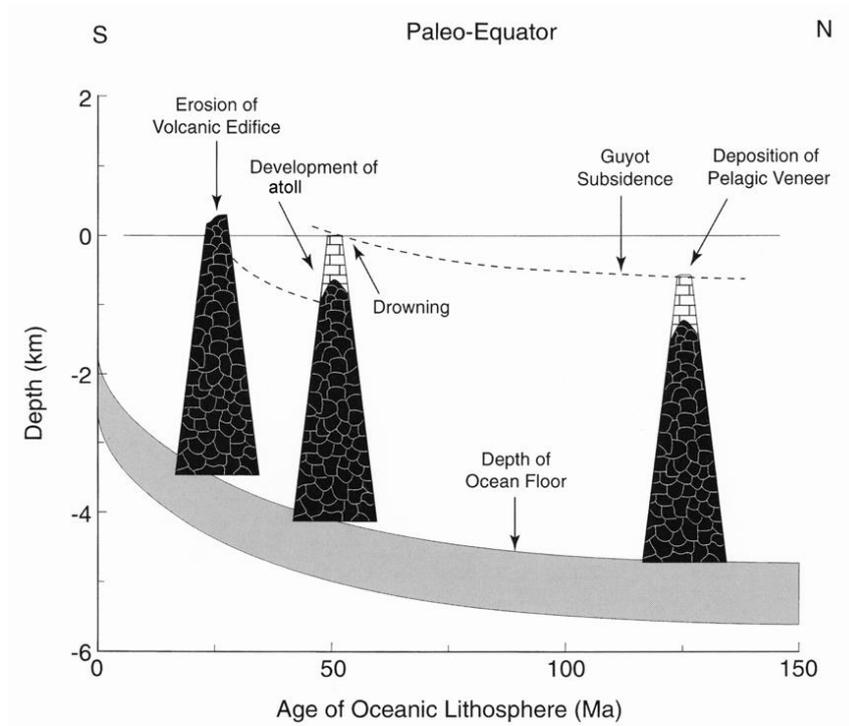


Abb. 3-5. Entwicklungs-Phasen von Atollen und Seamounts im Pazifik (Jenkyns & Wilson 1999).

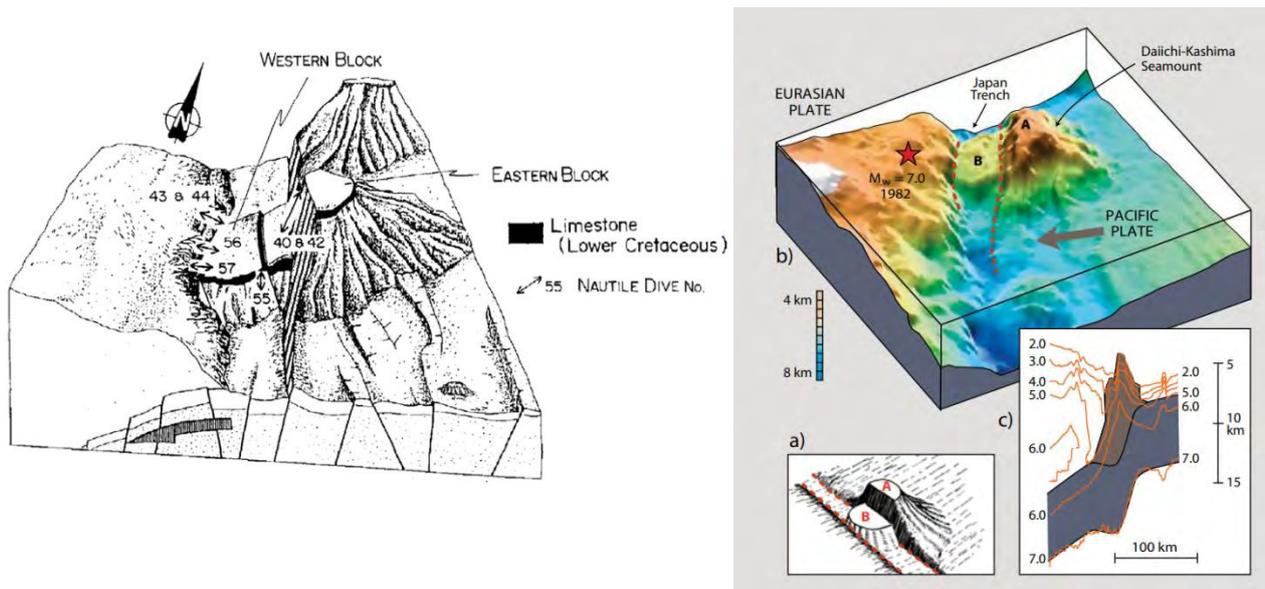


Abb. 3-6. Schematisches Blockbild des Daiichi-Kashima Seamount im W-Pazifik mit abgescherem Top (links Konishi 1989, rechts Watts et al. 2010)

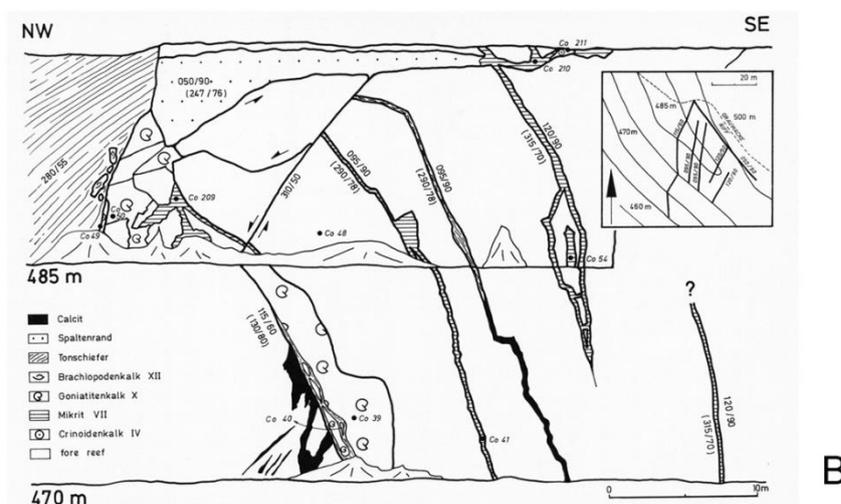
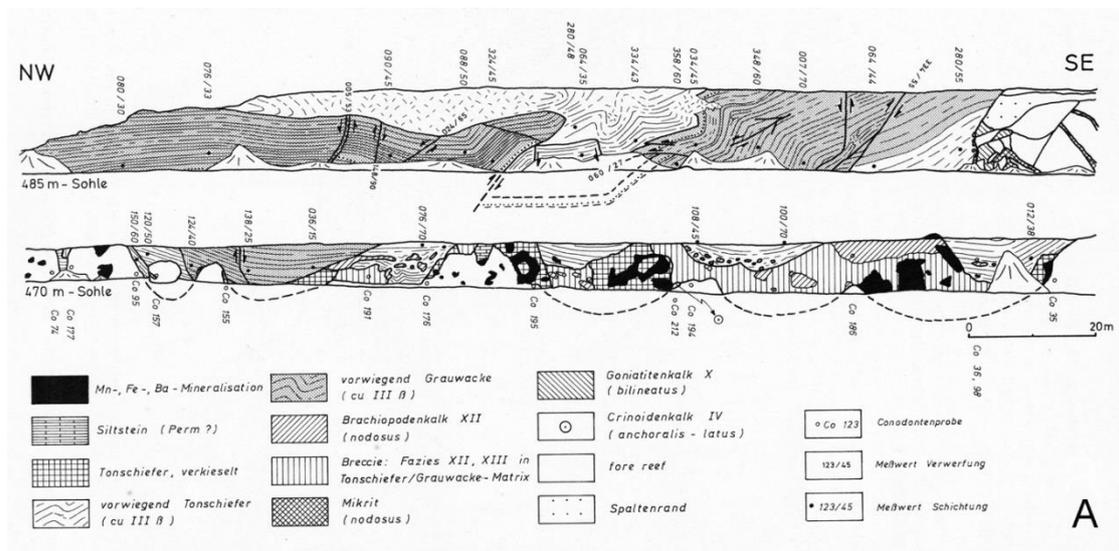


Abb. 3-7. Wandkartierung im Iberger Riff. Nordöstlicher Bereich des Steinbruchs Winterberg (Gischler 1992). Bereich der vier zu besuchenden Stopps. Bild B bildet die SE' Fortsetzung von Bild A.

Literatur

Franke, W. (1973) Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mitteldevon - Unterkarbon III, NW-Harz, NW-Deutschland). *Geologisches Jahrbuch* A11: 3-127.

Gischler, E. (1992) Das devonische Atoll von Iberg und Winterberg im Harz nach Ende des Riffwachstums. *Geologisches Jahrbuch* A129: 5-193.

Gischler, E. (1995) Current and wind induced facies patterns in a Devonian atoll: Iberg Reef, Harz Mts., Germany. *Palaios* 10: 180-189.

Gischler, E. (1996) Late Devonian-early Carboniferous deep-water coral assemblages and sedimentation on a Devonian seamount: Iberg Reef, Harz Mts., Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123: 297-322.

Gischler, E., Erkoc, M.M. (2013) Facies of Devonian fore reef limestones: a quantitative study (Iberg Reef, Harz Mts., Germany). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments* 93: 91-101.

Jenkyns, H.C., Wilson, P.A. (1999) Stratigraphy, paleoceanography, and evolution of Cretaceous Pacific guyots: relics from a greenhouse earth. *American Journal of Science* 299: 341-392.

Konishi, K. (1989) Limestone of the Daiichi Kashima seamount and the fate of a subducting guyot: fact and speculation from the Kaiko "Nautile" dives. *Tectonophysics* 160: 249-265.

Krebs, W. (1974) Devonian carbonate complexes of central Europe. In: *Reefs in time and Space* (L.F. Laporte, ed.). *SEPM Special Publication* 18: 155-208.

Peckmann, J., Gischler, E., Oschmann, W., Reitner, J. (2001) An Early Carboniferous seep community and hydrocarbon-derived carbonates from the Harz Mountains, Germany. *Geology* 29: 271-274.

Watts, A.B., Koppers, A.P.A., Robinson, D. (2010) Seamount Subduction and Earthquakes. *Oceanography*, 23/1: 166-173

Stopp 4 Innerstetal: Submarine Rinnen in den Oberharzer Kulm-Grauwacken – ein neues Faziesmodell

Christine Hoffmann, Parkstr. 21, 38644 Goslar, E-Mail: hoffmanns.postfach@t-online.de

Stopp 4a) Steinbruch Silbernaal

Lokation/Koordinaten:

Zufahrt zum Steinbruch: B242, Silbernaal, 450 m südl. Gebäude Kraftzweig eV, kleiner Abzweig nach NE, N 51.802940, E 10.288742, Steinbruch: N 51.803880, E 10.296070

Der Steinbruch Silbernaal liegt im Innerstetal westlich von Clausthal-Zellerfeld. Seit 2017 wird er von der Firma Hermann Wegener GmbH & Co. KG der Unternehmensgruppe Wegener aus Hannover zur Gewinnung von Baustoffen betrieben. Die anstehende Abfolge ist knapp 90m mächtig. Strukturell ist im Steinbruch die SE-Flanke eines NW-vergenten Sattels aufgeschlossen. Die Schichten fallen normal mit 30° bis 45° nach Südosten ein.

Geologischer Überblick

Die Kulm-Grauwacken im nordwestlichen Oberharz sind paläogeographisch Teil des Rhenoherynikums, des NW-vergenten Falten- und Überschiebungsgürtels der mitteleuropäischen Varisziden. Sie sind mehrere Hundert Meter mächtig und bestehen aus Abfolgen submariner sedimentärer Gravitationsströme, die im Laufe des oberen Viséums aus Südwesten kommend ein achsenparalleles Sedimentbecken im Vorland der SW-NE streichenden variszischen Orogenfront füllten. Während des Pennsylvaniums verkürzte die NW-gerichtete variszische Verformung die ursprüngliche Breite dieses Ablagerungsraums erheblich.

Das neue Faziesmodell

Das Faziesmodell liefert regionale Details zum Ablagerungsraum der Oberharzer Kulmgrauwacken. Feldstudien im Innerstetal westlich von Clausthal-Zellerfeld, insbesondere im Steinbruch Silbernaal, geben Hinweise auf zahlreiche submarine Rinnen, die lateral versetzt und in ausgleichender Anordnung gestapelt sind (Hoffmann & Gursky 2019, 2021; Abb. 4-1). Das **Faziesmodell** basiert auf einer detaillierten Analyse der Lithofazies, deren Gruppierung zu **Faziesassoziationen** und der Auswertung sedimentologischer Profile unter Berücksichtigung der intensiven tektonischen Verformung.

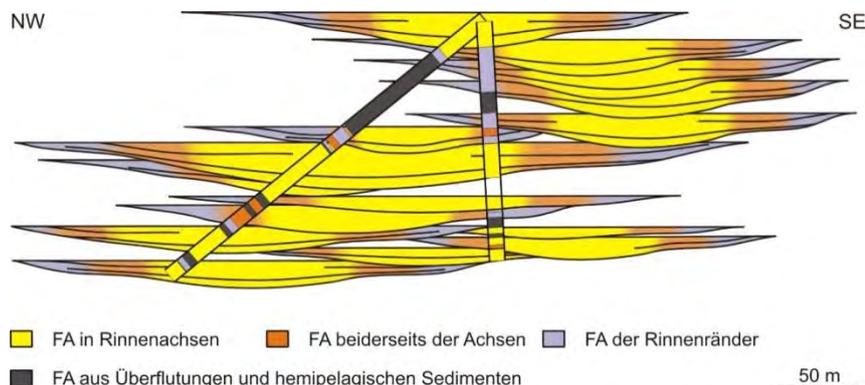


Abb. 4-1: Das Faziesmodell für den Ablagerungsraum der Oberharzer Kulm-Grauwacken im Innerstetal beschreibt submarine Rinnen, die lateral versetzt und in ausgleichender Anordnung gestapelt sind. Zwei sedimentologische Profile zeigen den Wechsel verschiedener Faziesassoziationen (FA). Die untere Hälfte des linken Profils ist im Steinbruch Silbernaal aufgeschlossen. Der weiße Hintergrund ist im Bereich der Profile als vorwiegend pelitische Ablagerung zu interpretieren. Entferntere Sedimente sind nicht aufgeschlossen.

Die Lithofazies beschreiben die Beobachtungen einer oder mehrerer Gesteinsschichten im Gelände. Ein Klassifikationsschema zeigt die Unterteilung in drei Grauwackenfazies, zwei pelitische Fazies und eine selten auftretende Mischfazies (Hoffmann 2024; Abb. 4-2). Berücksichtigt werden die Lithologie, typische Eigenschaften der Schichtung sowie die laterale Beständigkeit von Ablagerungen. Entscheidend sind auch Ausprägungen und Häufigkeiten von Sedimentstrukturen und Komponenten. Beziehungen zu vertikal und lateral angrenzenden Lithofazies werden nicht berücksichtigt. Das schließt eine prozessorientierte Betrachtung aus. Eine Interpretation der Transport- und Ablagerungsprozesse kann nur das letzte Stadium der Entwicklung einbeziehen.

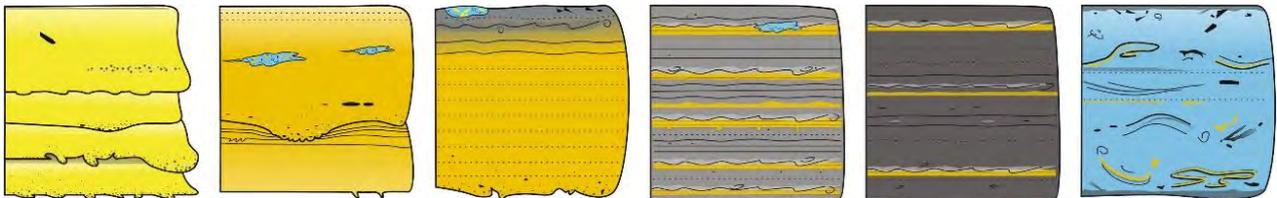


Abb. 4-2: Das Klassifikationsschema der Lithofazies für die Oberharzer Kulm-Grauwacken. Die Grauwacken sind abhängig vom Pelitanteil in Gelb und Orange, die pelitischen Sedimente sind abhängig vom Tonanteil in verschiedenen Grautönen und die Mischfazies ist in Blau dargestellt.

Die Faziesassoziationen im Modell bestehen jeweils aus typischen Abfolgen verschiedener Lithofazies, die zeitlich und räumlich zusammen vorkommen. **Innerhalb der Rinnen werden drei Ablagerungsbereiche voneinander abgegrenzt, die mit Faziesassoziationen beschrieben werden. Dies sind Ablagerungen** in den Rinnenachsen, beiderseits der Achsen und an den Rinnenrändern. Die gestapelten Rinnen sind in vorwiegend pelitischen Sedimenten eingeschaltet, die u. a. aus Überflutungen benachbarter Rinnen, aus Ablagerungen niedrig konzentrierter Strömungen und aus hemipelagischen Sedimenten entstanden. Sie werden mit zwei weiteren Faziesassoziationen beschrieben (Abb. 4-3). Die Verzahnung der fünf verschiedenen Faziesassoziationen zeigt, dass jede rein lithostratigraphische Gliederung der Kulm-Grauwacken scheitern muss. Überdies sind bislang im Innerstetal keine lateral beständigen Leitbänke nachgewiesen worden.

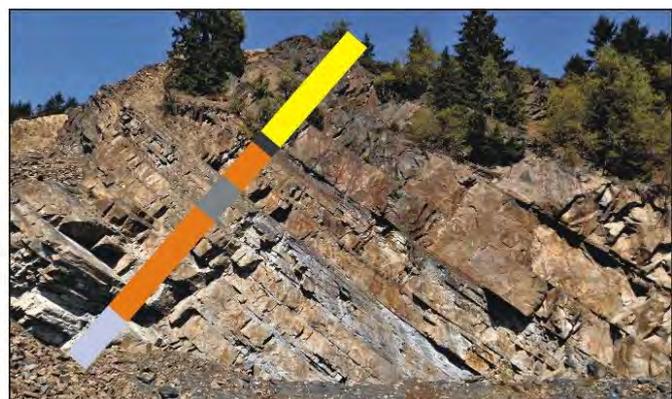
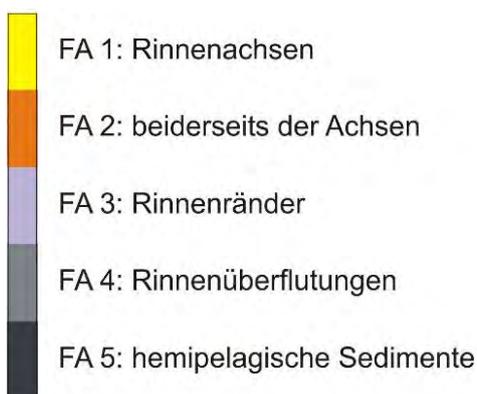


Abb. 4-3: Im Ablagerungsraum der Oberharzer Kulm-Grauwacken werden fünf Bereiche mit Faziesassoziationen voneinander abgegrenzt. Das Beispiel zeigt etwa 30m des Profils im Steinbruch Silbernaal (2016).

Zusammenfassung

Für die Oberharzer Kulm-Grauwacken werden sechs Lithofazies beschrieben, Abfolgen typischer Lithofazies zu fünf Faziesassoziationen gruppiert, Ablagerungsbereiche mit Faziesassoziationen beschrieben und gestapelte Rinnen als Modell für den Ablagerungsraum betrachtet.

Stopp 4b: Erosionsstrukturen im Steinbruch „Untere Innerste“

Lokation/Koordinaten: Innerstetal, stillgelegter Steinbruch. Koordinaten 51.796619, 10.297762

Der auflässige Steinbruch „Untere Innerste“ liegt südlich der ehemaligen Bleihütte Clausthal und ist heute ein Geotop. Die aufgeschlossene Abfolge ist etwa 52m mächtig und Teil der nordwestlichen, steil stehenden Flanke eines Sattels.

Auf Schichtunterseiten am nordwestlichen Rand des Steinbruchs sind Erosionsstrukturen als Ausgüsse von Hohlformen erhalten. Die erosive Wirkung einer Strömung hinterlässt eine Vielzahl von Strukturen im Sediment, verursacht durch die alleinige Wirkung der Strömung (Erosionsmarken, z. B. Kolkmarken) oder in Verbindung mit einem Gegenstand (Gegenstandsmarken, z. B. Schleifmarken).

Kolkmarken treten in verschiedenen Formen und Größenordnungen auf, sowohl isoliert als auch in Gruppen. Ihre Form ist abhängig von der Stärke der Strömung sowie von der Form und Anordnung initialer Hindernisse (Rücklin 1938; Allen 1982). Kolkmarken entstehen alleine durch die erosive Wirkung der Strömung. Der tiefste und schmalste Punkt eines Kolkes zeigt stromaufwärts, während er sich stromabwärts verbreitert und abflacht. Damit sind Kolkmarken ein guter Indikator für die Paläoströmungsrichtung. Im Innerstetal kam die Strömung aus südwestlichen Richtungen.

Schleifmarken sind kontinuierliche, lang gestreckte U- bis V-förmige Rinnen. Sie treten überwiegend in Gruppen auf, die sich auch überschneiden können. Schleifmarken entstehen, wenn Gesteinsklasten oder andere Gegenstände einzeln oder in Gruppen von der Strömung angetrieben über das Sediment geschoben werden. Sie verlaufen demnach parallel zur Paläoströmung. Wenn das Ende der Schleifmarke aufgeschlossen ist, kann die Form oder ein erhaltener Gegenstand Informationen zur Strömungsrichtung liefern (Dzutyński & Walton 1965).

Literatur

- Allen, J.R.L. (1982): *Sedimentary Structures. Their Character and Physical Basis, Volume II. Developments in Sedimentology* 30Bl. – 663 S.; Amsterdam (Elsevier).
- Dzutyński, S. & Walton, E.K. (1965): *Sedimentary Features of Flysch and Greywackes. Developments in Sedimentology* 7. – 274 S.; Amsterdam (Elsevier).
- Hoffmann, C. (2024): Submarine Rinnen in den Oberharzer Kulm-Grauwacken - das Klassifikationsschema der Lithofazies und die Goniatiten-Stratigraphie. – 6. Workshop Harzgeologie, Kurzfassungen und Exkursionsführer. Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft 52: 37–43. <http://dx.doi.org/10.25673/113027.3>
- Hoffmann, C. & Gursky, H.-J. (2019): Deep-sea turbidite channels in the Rhenohercynian Basin – a new facies model and the goniatite stratigraphy of the Culm greywackes in the NW Harz Mountains (upper Viséan, Central Germany). – *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, 23: 148–149.
- Hoffmann, C. & Gursky, H.-J. (2021): Channel-fill deposits in the northwestern Harz Mountains – a new facies model and the goniatite stratigraphy of the Culm greywackes (upper Viséan, Late Mississippian, Carboniferous, Central Germany). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 301(2): 183–199. [10.1127/njgpa/2021/1008](https://doi.org/10.1127/njgpa/2021/1008)
- Rücklin, H. (1938): Strömungs-Marken im Unteren Muschelkalk des Saarlandes. – *Senckenbergiana Lethaea*, 20: 94–114.

Stopp 5) Goslar: Der „Kahleberg-Sandstein“ südlich Rammelsberg - Lithostratigraphie, Fazies und Provenienz

H.-J. Gursky

Lokation/Koordinaten: Goslar, südlich Rammelsberg-Bergbaumuseum, im Bergtal nahe der Waldgaststätte „Kinderbrunnen“, Koordinaten: N 51.884447, E 10.421370; Pfeifenweg oberhalb am Hang (etwa N 51.885882 E 10.421916)

Einführung

Das über 600 m mächtige klastische Unterdevon des Oberharzes ist im Kern des Oberharzer Devonsattels aufgeschlossen. Diese Abfolge wurde als Kahleberg-Gruppe (früher Kahleberg-Sandstein u.a.) von Gursky et al (2006) neu definiert und gegliedert und umfasst das Oberems (Abb. 5-1). Das ältere Unterdevon (Lochkovium, Pragium bzw. Gedinnium, Siegenium) ist nur im Unterharz (Blankenburger-, Harzgeröder Zone) fossilbelegt nachgewiesen (z.T. in „Herzynischer Fazies“), jedoch sind die dortigen Profile überwiegend geringmächtig und lückenhaft ausgebildet (Buchholz et al 1996). Nach Gursky et al (2006) bilden die Sedimente der Kahleberg-Gruppe den Abschluss einer wahrscheinlich sehr viel mächtigeren klastischen Super-Gruppe dar, die in vergleichbarer Situation im Rheinischen Schiefergebirge - zur großenteils marinen, distalen Außenmolasse der nordwesteuropäischen Kaledoniden gehört und fast das gesamte deutsche Unterdevon in „Rheinischer Fazies“. U-Pb-Zr-Datierungen an Quarzit der Kahleberg-Gruppe bestätigen und präzisieren diese Herkunft (Hz25, Linnemann et al. 2023).

Mehrere subtidale und tidale Environments lassen sich identifizieren. Die Molasseentwicklung endete infolge der transgressiven Überlagerung durch tiefmarine Sedimente (u. a. Schwarzschiefer) ca. mit Beginn der Eifel-Stufe. Steuernde zeitgleiche Faktoren waren dabei die andauernde tektonische Subsidenz am passiven Rand des Paläokontinentes Laurussia, ein globaler Meeresspiegelanstieg sowie die nachlassende klastische Zufuhr als Folge des weiten Erosionsfortschritts des Kaledonischen Gebirges.

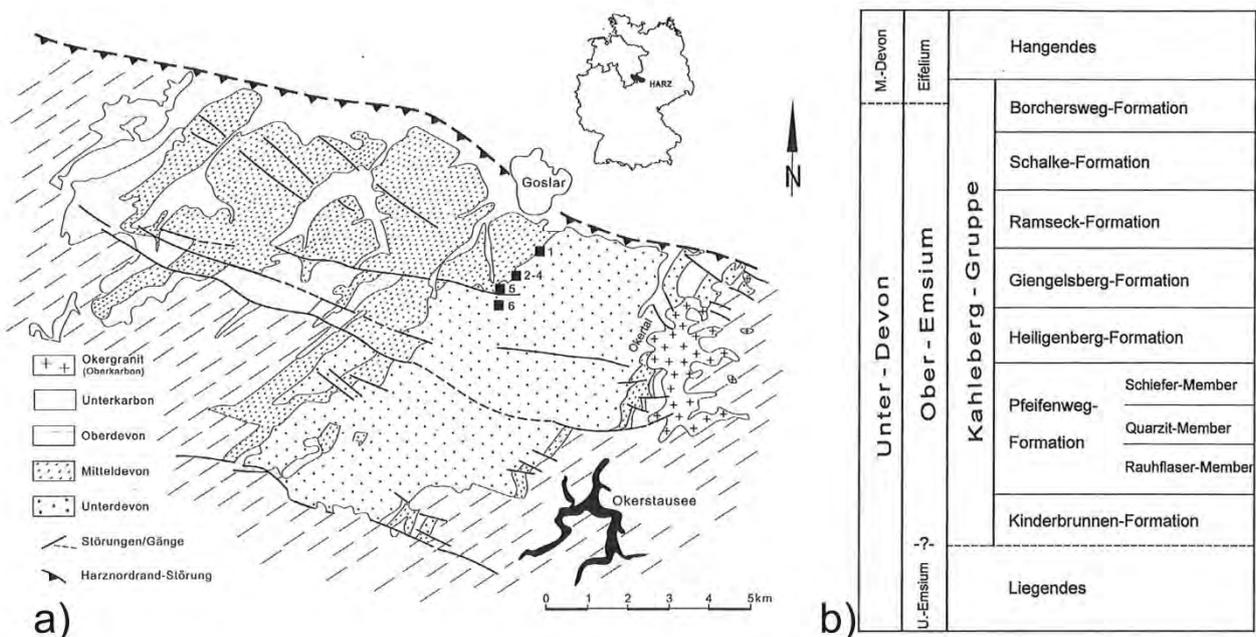


Abb. 5-1 a) Verbreitung und b) Gliederung der psammopelitischen Serien des Oberharzer Unterdevons (Kahleberg-Gruppe), aus Gursky et al. (2006)

Aufschlüsse

Etwa 500-600 m südlich des Rammelsberg-Museums befinden sich einige gut zugängliche Schichtfolgen der Kahleberg-Gruppe. Südlich der Gastwirtschaft „Zum Kinderbrunnen“ ist zunächst im Bereich eines kleinen ehemaligen Quarzitsteinbruchs die Kinderbrunnen-Formation aufgeschlossen. Oberhalb des Steinbruchs, dem Pfeifenweg folgend, ist die Pfeifenweg-Formation mit seinen drei Members aufgeschlossen. Das Profil lässt sich am Nordhang des Großmuttertales in Nordwest-Südost-Richtung fortsetzen und umfasst dann über 100 Profilmeter, wobei das Profil vor allem in seinem höheren Teil lückenhaft ist. Die Basis der Kinderbrunnen-Formation und die Hangendgrenze der Pfeifenweg-Formation sind nicht aufgeschlossen.

Stopp 5a) ehemaliger Quarzitsteinbruch an der Forststraße

Kinderbrunnen-Formation (früher: Kinderbrunnen-Quarzit): massive Folge von überwiegend mittelbankigen meist trogförmig schräggeschichteten glimmerführenden quarzitischen Sandsteinen mit dünnen pelitischen Zwischenlagen und einer kohligen Lage; Mächtigkeit an der einzigen Aufschlusslokalität Steinbruch Kinderbrunnen: 35,5 m (Abb. 5-2, Bildmitte); Alter: jüngstes Unter-Ems bis unteres Ober-Ems?

Schichten im Liegenden der Kinderbrunnen-Formation: Bislang unbenannte und nicht genau definierte Abfolge sandiger Tonschiefer, dünnschichtiger sandig-toniger Wechsellagerungen sowie quarzitischer Pakete (Hinze 1971; bislang nur im Oker-Grane-Stollen angetroffen). Alter: oberes Unter-Ems?

Stopp 5b) Aufschlüsse entlang des Pfeifenwegs

Pfeifenweg-Formation, Alter: unteres Ober-Ems, bestehend aus:

- Schiefer-Member (früher: Pfeifenweg-Schiefer): feinflaserige monotone Ton- und Siltschiefer mit arenitischen Lagen im höheren Teil; Mächtigkeit: ca. 30 – 100 m (HINZE 1971), am Pfeifenweg mind. 55 m.
- Quarzit-Member (früher: Pfeifenweg-Quarzit): geschlossene Folge mittelbankiger glimmerführender quarzitischer Sandsteine; Mächtigkeit ca. 20-65 m (HINZE 1971: durchschnittlich 80 m), am Pfeifenweg ca. 20 m.
- Rauhflaser-Member (früher: Rauhflaser-Schiefer): feinsandig-siltige Schiefer mit charakteristischer Flaser-Schichtung bzw. Kleinrippel-Schrägschichtung; Mächtigkeit: ca. 20 – 93 m, im Profil Pfeifenweg 23,5 m.

Zur Deutung der Schichtenfolge

Die ältesten bekannten Gesteine des Oberharzes, die unbenannte dünnschichtige psammopelitische Wechselfolge mit Quarzitpaketen im Liegenden der Kinderbrunnen-Formation (vermutetes Alter: oberes Unter-Ems) könnte ein stratigraphisches und fazielles Äquivalent der „Nellenköpfchen-Schichten“ des Rheinlandes sein und einem Sand- bis Mischwattbereich entstammen. Die Kinderbrunnen-Formation des jüngsten Unter-Ems bis unteren Ober-Ems spiegelt sicher ein relativ hochenergetisches Milieu mit sehr reifen, polyzyklischen Sanden wider (bogige Megarippel-Schrägschichtung), wie es z.B. im subtidalen Shoreface-Bereich typisch ist. Damit gleicht diese Einheit z.T. dem diachronen „Ems-Quarzit“ des Rheinischen Schiefergebirges (vgl. SCHÄFER & STETS 1995). Die Pfeifenweg-Formation beginnt mit signifikanten flasergeschichteten Sedimenten, die in ein intertidales Milieu gehören könnten (regressiver Zwischenschritt), worauf Quarzite (wiederum Shoreface?) und dann mächtige Tonschiefer folgen, also nun einen transgressiven Schub anzeigen.

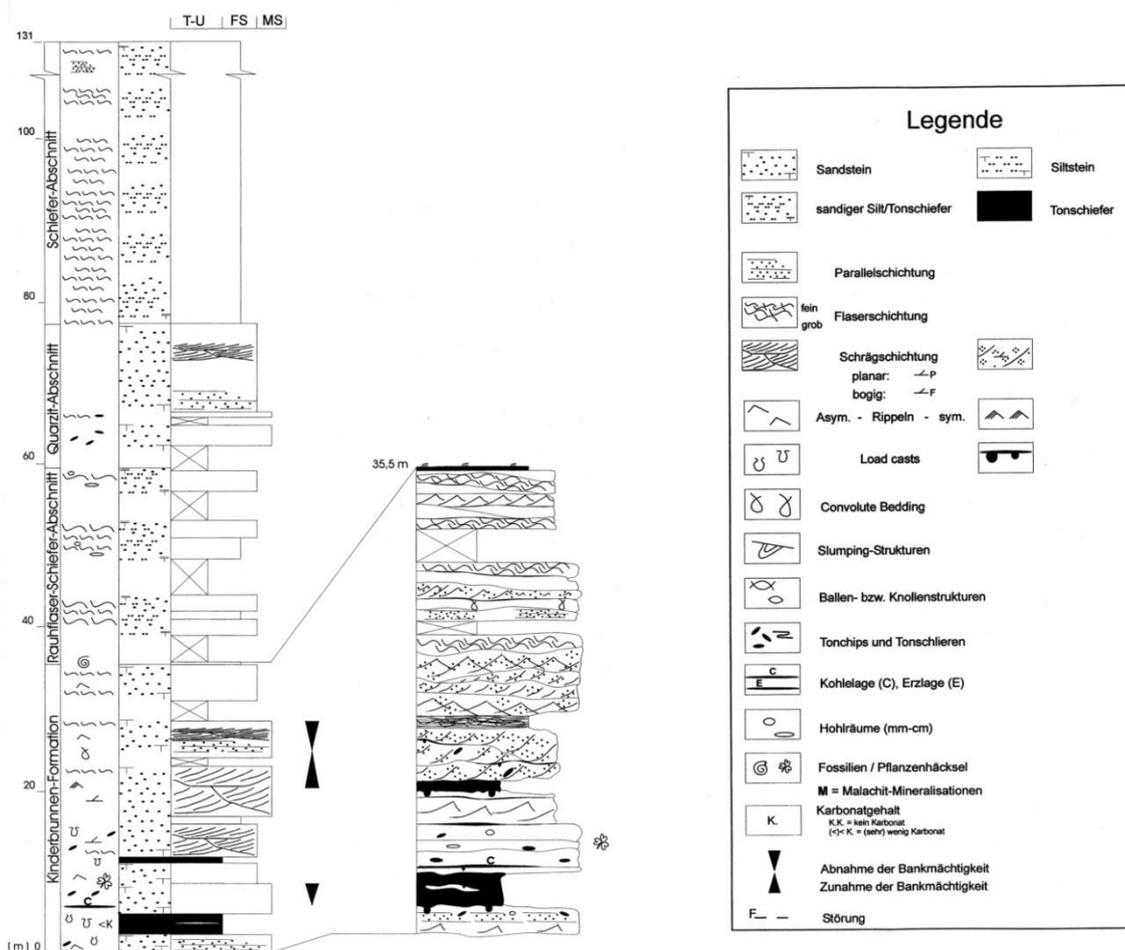


Abb. 5-2 Sedimentologische Log-Darstellung des Profils Steinbruch Kinderbrunnen – Pfeifenweg (Bussmann & Gursky 2005). Bildmitte Profil vom Quarzitsteinbruch Kinderbrunnen.

Das Rhenoharzynische Becken wurde im Devon und Unterkarbon tektonisch gedehnt und enorm abgesenkt, so dass schon allein im Unterdevon sehr große Sedimentmächtigkeiten zustande kamen (bis über 10.000 m). Infolge des vor allem im oberen Ems und in der Eifel-Stufe global kräftig ansteigenden Meeresspiegels und des Nachlassens der Sedimentzufuhr „ertrank“ der sandige Schelf weitflächig rasch und mächtige Tiefschelf-Pelite lagerten sich beckenweit ab (u.a. Wissbacher Schiefer).

Literatur

- Buchholz, P., Trapp, E., Wachendorf, H. (1996): Das Devon des nordwestlichen Oberharzes.- Ber. naturhist. Ges. Hannover, 138: 7-35; Hannover.
- Bussmann, N., Gursky, H.-J. (2005): Das transgressive Ertrinken eines großdeltatisch-flachmarinen Molassesystems: das Beispiel des oberen Unterdevons am Rammelsberg bei Goslar (Oberharz). Exkursionsf. u. Veröff. DGG, 227: 70-80, Berlin/Hannover
- Gursky, H.-J., Bussmann, N., Eschenbach, W. Sedimentologie des klastischen Unter-Devons im Oberharz - Ausklang der marinen Außenmolasse der Kaledoniden
- Linnemann, U., Zweig, M., Zieger-Hofmann, M., Vietor, T., Zieger, J., Haschke, J., Gärtner, A., Mende, K., Krause, R., Knolle, F. (2023) The Harz Mountains (Germany) – Cadomia meets Avalonia and Baltica: U-Pb ages of detrital and magmatic zircon as a key for the decoding of Pangea's central suture. In: Nance, R. D., Strachan, R. A., Quesada, C. and Lin, S. (eds) Supercontinents, Orogenesis and Magmatism. Geological Society, London, Special Public., 542, <https://doi.org/10.1144/SP542-2023-52>
- Schäfer, A. & Stets, J. (1995): The Lower Devonian „Emsquarzit“ — tidal sedimentation in the Rhenish Basin (Rheinisches Schiefergebirge, Germany).- Zbl. Geol. Palaont., Teil I, 1994: 227-244; Stuttgart.

Sonntag, den 28.4.2024

Stopp 6) Königshütte: Zur Genese der Hüttenröder Melange

M. Zweig, C.-H. Friedel marenzweig@t-online.de, chfriedel@gmx.de

Lokalität/Koordinaten

Königshütte, Bodetalstraße, ca. 500 m östlich Richtung Bode-Überlaufssperre, P-Platz: N 51.741115, E 10.772179, Aufschlüsse direkt am Weg: N 51.741660, E 10.776984, Geologische Karte 4230, Elbingerode

Einführung

Entlang der Bodetalstraße ist nördlich der Bode-Überleitungssperre eine Schichtenfolge aufgeschlossen, die zu den klassischen Aufschlüssen des „Hüttenröder Olistostroms“ gezählt wird (Abb. 6-1). Unter Hüttenröder Olistostrom wurden in der Blankenburger Zone der flächenmäßig größte Teil der Gesteinsschichten zusammengefasst, die den Elbingeröder Komplex umrahmen (Lutzens & Schwab 1972). Dazu zählen insbesondere bunt zusammengesetzte Folgen, die früher als Hüttenröder Schichten ausgewiesen wurden und in der südlichen Blankenburger Zone das Gebiet des „Hauptquarzits“ (tuk) der geologischen Karte einschließen. Intakte bzw. kohärente Gesteinsanteile wurden als Gleitschollen innerhalb des Olistostroms aufgefasst (e.g. Schwab 2008). Auch der gesamte entlang des Straßenprofils aufgeschlossene Gesteinskomplex wurde als sedimentäre Rutschmasse (Olistostrom) interpretiert (Lutzens 1969, 1972, 1973, Lutzens & Schwab 1972). Die relativ guten Aufschlüsse entlang der Straße lieferten damals wichtige Belege für die lithologische Vielfalt der Klasten bzw. Olistholithe (Quarzite, Keratophyr, Kalkstein, Abb. 6-2).

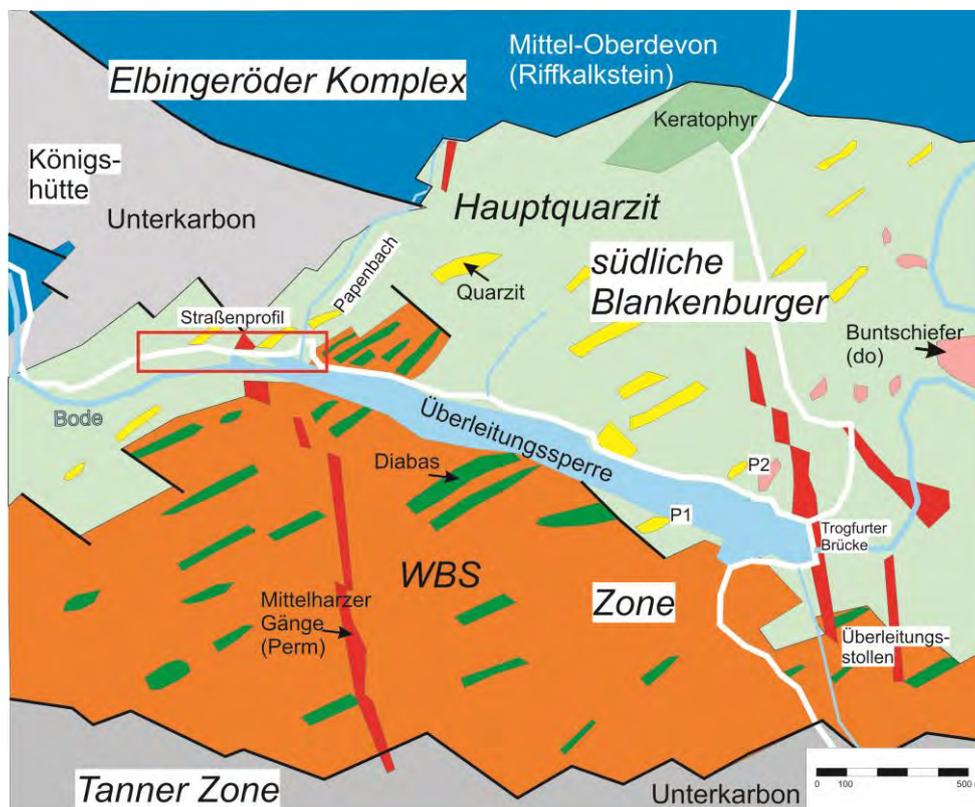


Abb 6-1 Übersicht zur Lage des Straßenprofils (rotes Rechteck) in der südlichen Blankenburger Zone. WBS: Wissenbacher Schiefer (Eifel) mit Diabas, Buntschiefer (Oberdevon), P1 und P2: als Oberdevon datierte Aufschlüsse von Quarzit-Tonschiefer-Wechselfolgen (Reichstein 1961).

Profildaten

Das Straßenprofil wurde von Lutzens (1969, 1973) bis zum Papenbach aufgenommen (Abb. 6-1). Wir stellen hier nur den am besten aufgeschlossenen Bereich bis ca. 110 m vor. Das Profil beginnt im Westen mit einem Block aus massiger, glimmerhaltiger Kalkgrauwacke des Oberems. Daran schließen sich nach Osten dunkle und helle Schiefer an, in denen als Blöcke Kalkgrauwacke und Flinzkalk (Oberems) sowie Keratophyr und z.T. lagenförmig Quarzite auftreten (Abb 6-2a,b). Der Quarzitblock bei 75 m zeigt nach der Zr-Alterspopulation eine baltische Herkunft, wie er etwa für Ems-Quarzite zutrifft. Die unmittelbar benachbarte Ems-zeitliche Schiefermatrix ist dagegen armorianisch beeinflusst (HZM-21, Zweig et al. 2016, s. Abb-6-3). Die Vielfalt der Lithologie der Blöcke weist diesen westlichen Teil als Mélange-Zone aus.

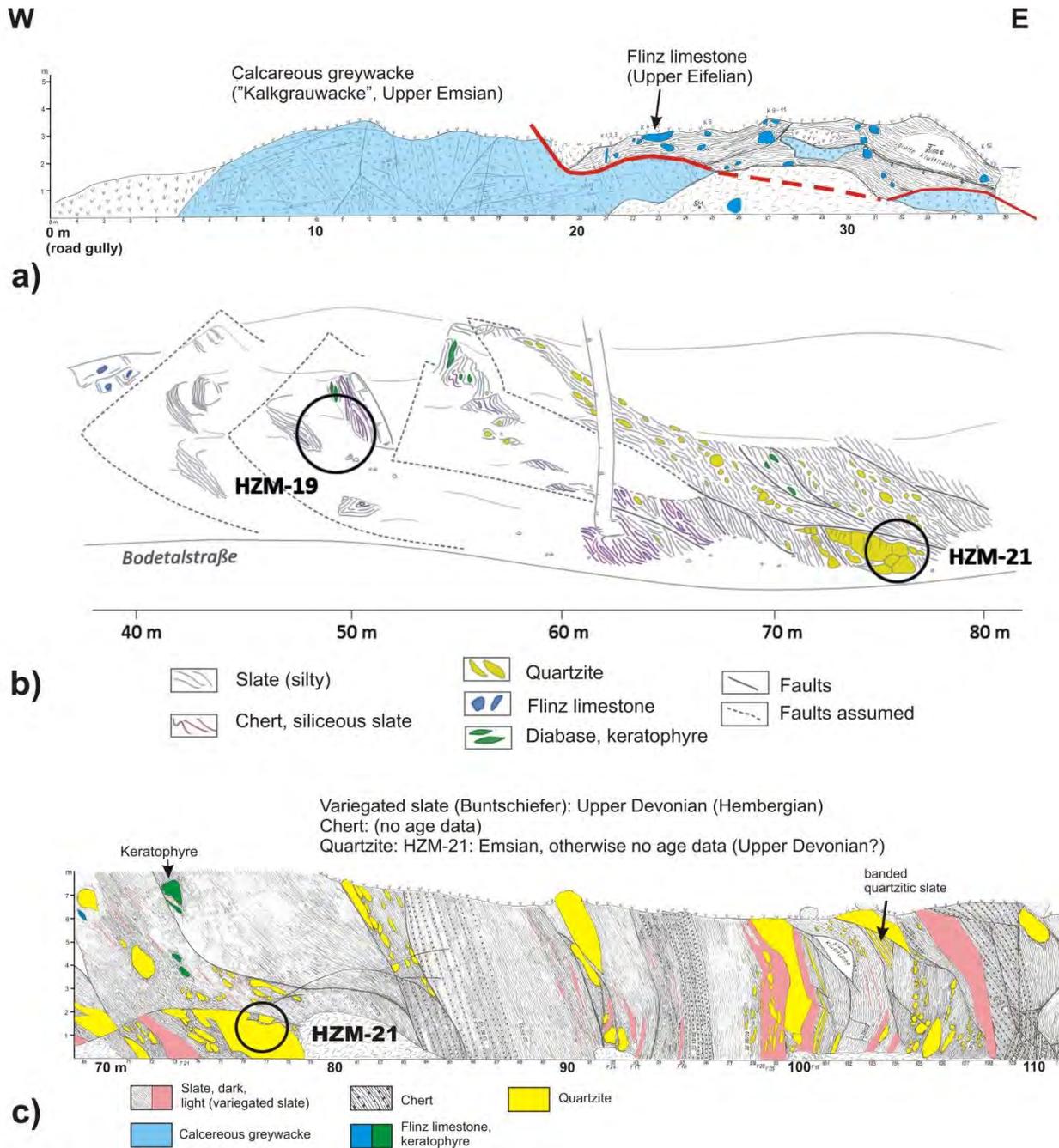


Abb. 6-2: a), c) Ausschnitte der Detailkartierung des Straßenprofils nach H. Lutzens, 1966 (Lutzens 1969, Anl. 20a, b, leicht verändert, aus Friedel & Leiss 2015). **b)** Detail aus dem Profildbereich zwischen 40 und 80 m aus Zweig et al. (2016). Stratigraphische Angaben (ohne HZM-Proben) nach Blumenstengel (zuletzt 1992). Kreise/HZM: Proben der U-Pb-Zirkondatierung (Zweig et al. 2016).

Ab ca. 75 m in östlicher Richtung fehlen Vulkanite und Kalksteine als Blöcke. Zwischen 75 m und 110 m sind lediglich linsenförmige Quarzitkörpern von bis zu 1 m Mächtigkeit vorhanden, wobei die Quarzite mehrfach in 1-2 m mächtigen Horizonten auftreten. Dazwischen liegen mehr oder weniger zusammenhängende, teilweise gut geschichtete Einheiten aus Kieselschiefer (Radiolarite), tonig-schluffigen Schiefen und oberdevonischen Buntschiefern (Abb. 6-2c). Die einzelnen Quarzitkörper sind boudiniert und teilweise fragmentiert, aber oft noch als ursprünglich zusammenhängende Schichten erkennbar (Broken Formation). Es gibt lithologische Übergänge der Quarzite und Quarzitschiefer zur Matrix und siltig-sandige Einlagerungen im benachbarten Schiefer. Auch die Kieselschiefer bilden bei abnehmenden Radiolaritanteil Übergänge zu den umgebenden Schiefen. Dieser Abschnitt des Profils bildet daher wahrscheinlich eine kohärente Einheit innerhalb des Mélange-Komplexes.

Für diesen Bereich wurde ein Sedimentationsmilieu vorgeschlagen, bei dem die Quarzite turbiditi-sche Einträge in ein tieferes Becken darstellen. Die Beckenfazies ist durch die Tonschiefer und den sporadischen Eintrag von Radiolariten gekennzeichnet. Diese Abfolge wird jedoch nicht als unterkarbonisch angesehen (Lutzens 1972), sondern stellt mit Bezug auf die Oberdevon-Alter der Buntschiefer und den biostratigraphischen Befunde in Quarzit-Schiefer-Wechselfolgen 2km östlich von Reichstein (1961, P1., P2 in Abb. 6-1) vermutlich eine oberdevonische Abfolge dar.

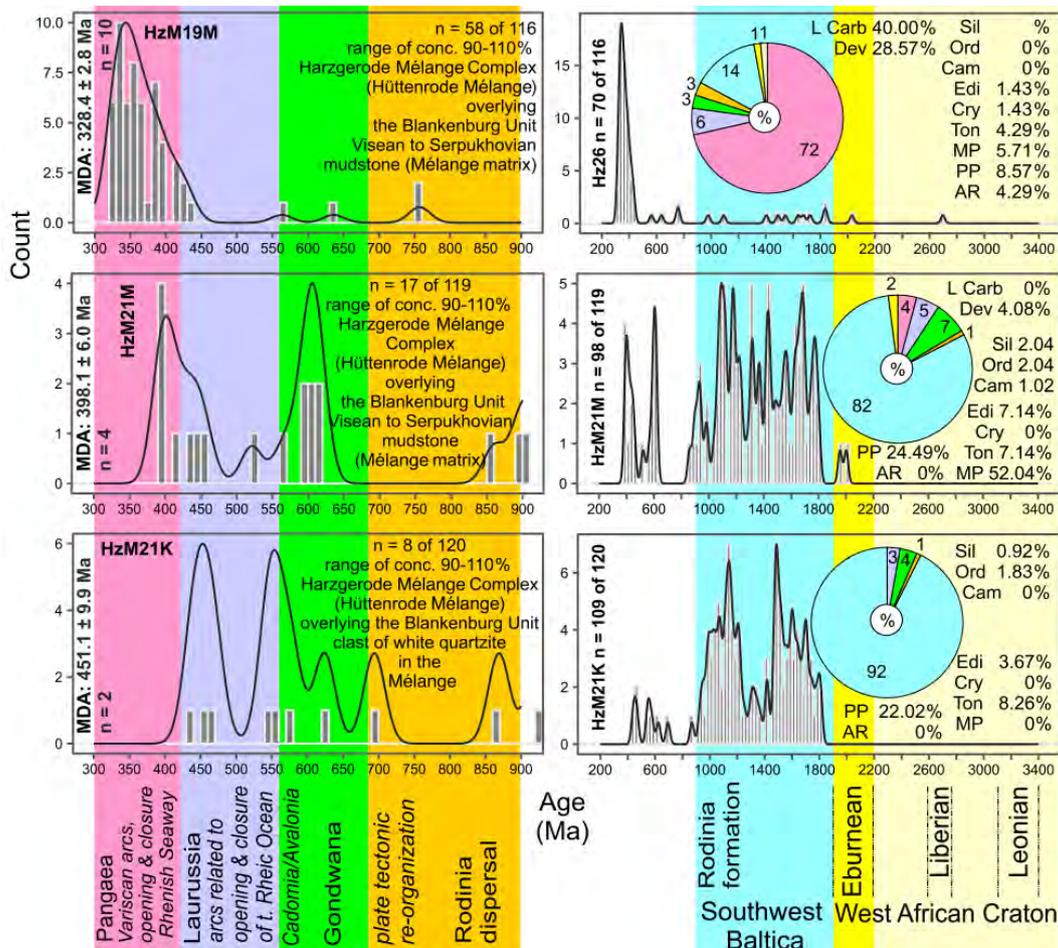


Abb. 6-3 Häufigkeits- und Wahrscheinlichkeitsdichteverteilungsdiagramme von U-Pb-Altern detritischer Zirkonkörner der Proben HZM-19M, HZM-21M (Matrix) und HZM-21K (Klast) und die paläogeographische Zuordnung der Herkunftsgebiete des Zr-Detritus (Linnemann et al. 2023). Die Zr-Altersverteilung von Matrix und Quarzitblock der Proben HZM21 weisen auf eine baltische Provenienz. Als jüngstes Zr-Alter wurde 328,4+2,8 Ma in einer Probe aus der schiefrigen Matrix weiter westlich ermittelt (HZM-19M). Zur Lage der Proben s. Abb. 6-2b, c.

Die Annahme einer rein devonischen Abfolge des gesamten Profils hat sich allerdings nicht bestätigt. Zumindest im chaotischen westlichen Teil sind Relikte hochunterkarbonischer Tonschiefer/Grauwacken in der Matrix vorhanden (Zweig et al. 2016, HZM-19, s. Abb. 6-3) .

Diskussion:

Zur Begründung der Rutschmassennatur dieses Vorkommens verwies Lutzens (1969) besonders auf die lithologische Vielfalt der Klasten, den lithologischen Wechsel (helle oberdevonische Buntschiefer und dunkle Tonschiefer unbekanntes Alters) und auf das mögliche unterkarbonische Alter der Kieselschiefer, obwohl deren Alter nach wie vor unbestimmt ist. Die Bunt- und Kieselschiefer sah er als sedimentäre Gleitschollen an. Er hob zwar auch die starke störungstektonische Überprägung des Profils hervor, sah aber das Gefüge und die Blöcke (Olistholithe) im Wesentlichen als sedimentär entstanden an (deformiertes Olistostrom, Lutzens & Schwab 1972, Lutzens 1972).

Gegen eine Genese des Hüttenröder Mélangekomplexes durch großflächige sedimentäre Massenumlagerungen (Olistostrom) sprechen hier folgende lithologische und strukturgeologische Befunde (Friedel & Leiss 2015; Zweig et al 2016):

- Das Profil stellt eine tektonisch stark gestörte Abfolge dar, die aus Melange-Bereichen mit lithologisch und stratigraphisch vielfältige Klasten (u.a. der Bereich von 0 bis ca. 75 m) und in Teilbereichen aus relativ intakten kohärenten Abfolgen besteht. Letzteres trifft für den Bereich von 75 bis 110 m zu, der durch die Wechselfolge aus Quarzit, Bunt-/Tonschiefer und Kieselschiefer gekennzeichnete ist. Lithologische Übergänge der quarzitären und kieseligten Einlagerungen zur tonig-schiefrigen Matrix lassen sich schwer als Olistholithe erklären.
- Es gibt kein einheitliches Alter der tonig-schiefrigen Matrix. Biostratigraphische und U-Pb-Zr-Altersdatierungen weisen auf devonische (Buntschiefer, Matrix beim 75 m-Quarzit) und hochunterkarbonische Alter der schiefrigen Matrix.
- Für die Einlagerung kohärenter Einheiten durch syn- bis postsedimentäres submarines „sliding“ gibt es hier wie anderswo in den chaotischen Gesteinseinheiten des Harzes keinerlei Belege (siehe Friedel et al. 2019). Die Gesteinskontakte sind auch hier durchweg bis ins Detail tektonisch geprägt. Die vorhandenen Deformationsmerkmale (z.B. intensive Mineralisation in und an den Enden boudinierter Blöcke, syn- bis posttektonisch zur Schieferung wirksame Scherflächen) weisen auf eine tektonische Ursache der Boudinage und Fragmentierung ehemals intakter Einheiten, die insbesondere die tonig-quarzitären Wechselfolgen mit ihrem hohen Kompetenzkontrast betroffen hat.

Literatur

- Friedel, C.-H. & Leiss, B. (2015) Variszische Tektonik im Harz (östliches Rhenohercynikum). In: Röhling, H.-G. (Ed.): GeoBerlin 2015. DYNAMISCHE ERDE – von Alfred Wegener bis heute und in die Zukunft. Exkursionsführer. Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Ges. f. Geow., 255: 44-86.
- Friedel, C.-H., Huckriede, H., Leiss, B., Zweig, M. (2019) Large-scale Variscan shearing at the southeastern margin of the eastern Rhenohercynian belt: a reinterpretation of chaotic rock fabrics in the Harz Mountains, Germany. *International Journal of Earth Sciences* (2019) 108:2295–2323. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01763-1>
- Linnemann, U., Zweig, M., Zieger-Hofmann, M., Vietor, T., Zieger, J., Haschke, J., Gärtner, A., Mende, K., Krause, R., Knolle, F. (2023) The Harz Mountains (Germany) – Cadomia meets Avalonia and Baltica: U-Pb ages of detrital and magmatic zircon as a key for the decoding of Pangea's central suture. In: Nance, R. D., Strachan, R. A., Quesada, C. and Lin, S. (eds) *Supercontinents, Orogenesis and Magmatism*. Geological Society, London, Special Public., 542, <https://doi.org/10.1144/SP542-2023-52>
- Lutzens, H. (1969): Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. – Dissertation, 174 S., zzgl. 38 Tafeln, 9 Textanhänge. – Martin-Luther-Universität Halle; Halle/S.

- Lutzens, H. (1972): Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. – Geologie, Beih. 74: 1-105; Berlin.
- Lutzens (1973): Exkursion B - Stratigraphische und lithologische Probleme im Paläozoikum des Harzes. Aufschluß B3. – In: Schwab, M.: Exkursionsführer zur Vortrags- und Exkursionstagung „Lithologie, Paläogeographie und Tektonik des Paläozoikums im Rhenoharzynikum des Harzes und der Flechtinger Scholle. – Gesellsch. f. Geol. Wiss., S. 30-34, Berlin.
- Lutzens, H., Schwab, M. (1972) Die geologische Stellung des Harzes im variszischen Orogen. Geologie, 21, S. 627-640
- Reichstein, M. (1961) Parallelisierung eines Teiles des bisherigen Hauptquarzits vom Unterharz mit der Schichtfolge des Acker-Bruchberg-Systems. Geologie, Bd. 10 (1961): 302-314
- Schwab, M. (2008): Harz. – In: Bachmann, G. H., Ehling, B.-C., Eichner, R. & Schwab, M. (Hrsg.): Geologie von Sachsen Anhalt. - S. 408-457; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- Zweig, M.; Hofmann, M. & Linnemann, U. (2016): Radiometrische Datierung detritischer Zirkone aus dem "Hüttenröder Olisthostrom" bei Königshütte (Blankenburger Zone, Mittelharz). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. Göttingen Contributions to Geosciences 78: 53–61.

Stopp 7) Der Harzynkalkblock am Teichdamm Güntersberge und seine Bedeutung für die Genese der Harzer Melange

C.-H. Friedel, chfriedel@gmx.de

Lokation/Koordinaten

Kleiner aufgelassener Kalksteinbruch und Felsen südlich der Staumauer des Bergsees im Selketal bei Güntersberge. Die Aufschlüsse befinden sich entlang der Selketalbahn und oberhalb am Naturlehrpfad.

Geologische Karte 1:25.000, Blatt Nr. 4331, Hasselfelde.

Parkplatz am Bergsee N 51.641699 E 10.974998, Aufschluss: N 51.640321 E 10.976790, Zugang über Hospitalstraße

Aufgeschlossen ist ein ca. 50 m breites, linsenförmiges Harzynkalkvorkommen, das nahezu vollständig in eine geschieferte tonig-schluffige Matrix eingebettet ist. Das isolierte Kalksteinvorkommen wurde ursprünglich als Block einer Rutschmasse und als Teil des Harzgeröder Olistostrom angesehen (Schwab 1976, Schwab & Franzke 2011, siehe auch die Geopark-Informationstafel im Aufschluss).

Reichstein (1962) lieferte als erster eine detaillierte bio- und lithostratigraphische Gliederung dieses Aufschlusses. Die aufgeschlossenen Kalksteinschichten reichen nach Conodonten vom späten Unterdevon (Ems) bis zum späten Oberdevon (Hemberg). Die stratigraphische Gliederung ergab auch, dass die Kalksteinabfolge stratigraphisch teilweise invers gestapelt ist. Der darüber im oberen Aufschluss folgende klastengestützte tonreiche Kalkstein wurde als Konglomerat interpretiert. (Abb. 7-1). Schwab (1976, Abb. 10.5) erweiterte das Profil nach Westen und zum Liegenden und erhob erste tektonische Daten. Danach ist die Schichtung im Aufschluss einheitlich um etwa 45° nach SE geneigt (s. auch Franzke & Schwab 2011). Neue strukturgeologische Untersuchungen in Kombination mit petrographischen Untersuchungen erbrachten folgende Ergebnisse (Friedel et al. 2022): Der Aufschluss besteht in seinem unteren Teil aus einem steilstehenden überkippten Schenkel einer Faltenstruktur. Darüber schließt sich eine Zone von nach SE einfallenden, schuppenförmigen Kalksteinen unterschiedlichen Alters an, die im oberen Bereich von einer Kalksteinbrekzie überlagert wird (Abb. 7-1, 7-2).

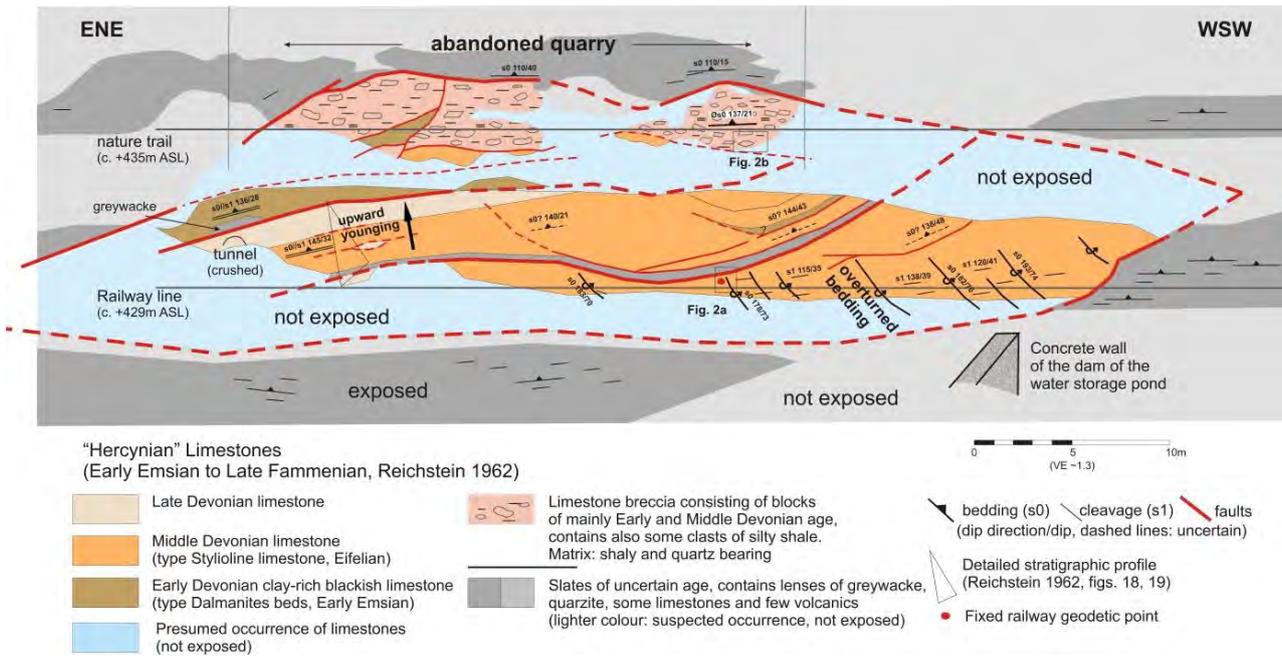


Abb. 7-1 Geologische Skizze des linsenförmigen Herzynkalkblocks am Damm des Bergsees von Güntersberge. Abbildung in Anlehnung an Reichstein (1962, Abb. 17), teilweise verändert und ergänzt. Die Skizze gibt die Ansicht parallel zur SE-einflallenden Hauptlagerung des Blocks wieder.

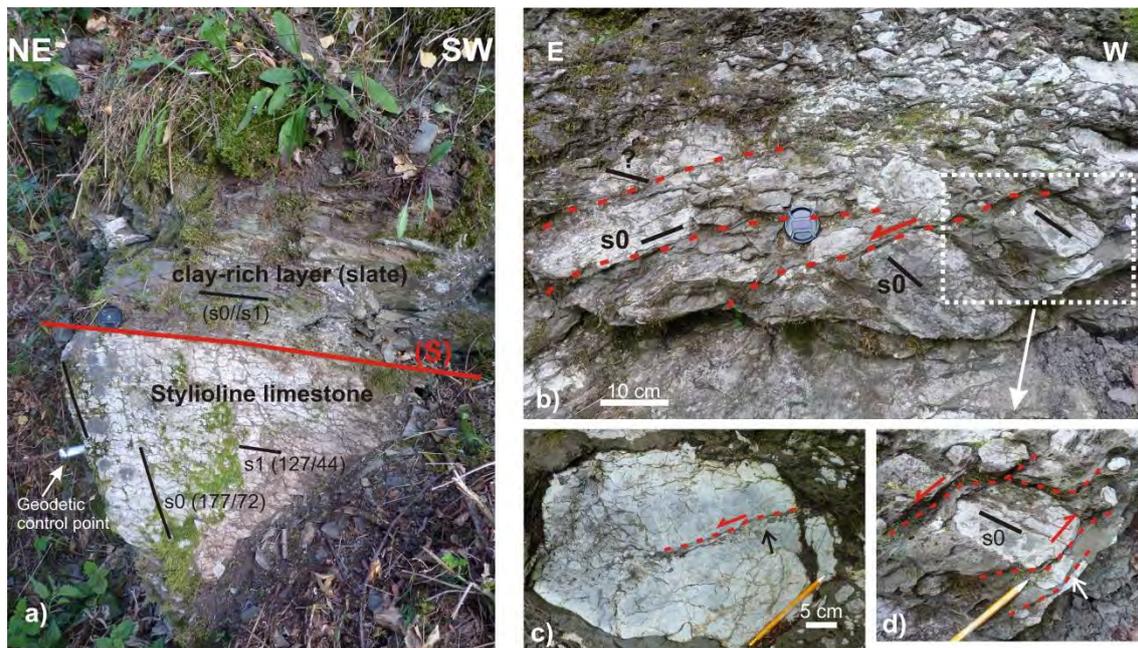


Abb. 7-2 a) Tektonischer Kontakt (S) zwischen dem überkippten Schenkel des steil SE einfallenden Styliolinenkalks und der darüber flach liegenden Tonschieferlage (Kamerakappe als Maßstab, Position s. Abb. 7-1). **b)** bis **d)** Detailbilder von der Brekzie im oberen Aufschluss **b)** und **d)** zeigen das unterschiedliche Einfallen der Klaster entlang von Störungen (rot gestrichelt), und **c)** zeigt feine Grauwasckeklasten innerhalb eines Kalksteinblocks. Die Pfeile weisen auf die Scherrichtung.

Der steil nach S einfallende, überkippte Faltenschenkel erstreckt sich von der Mitte bis zum westlichen Rand des mitteldevonischen Stylioline-Kalkes, entsprechend muss dafür eine größere Mächtigkeit angenommen werden (über 20 m!). Mit tektonischem Kontakt überlagert eine ca. 50 cm mächtige flachliegende Tonschieferlage den überkippten Faltenschenkel und markiert so eine

markante Scherfläche (Abb. 7-2a). Darüber liegt im östlichen Teil eine stark gescherte Abfolge von nach SE einfallenden Kalksteinen mittel- und oberdevonischen Alters. Nach den stratigraphischen Daten bildet diese Abfolge den normalen Schenkel der Faltenstruktur, die allerdings intern verschuppt ist, worauf oberdevonische Kalksteinlinsen innerhalb mitteldevonischer Schichten hinweisen (linke Seite von Abb. 7-1). Am Stolleneingang im östlichen Teil ist der tonigere und boudinierte unterdevonische Kalkstein entlang einer weiteren Störung (mit Grauwackenblock) auf die jüngeren Schichten aufgeschoben. Auch innerhalb der Brekzie des oberen Aufschlusses sind zahlreiche Störungen vorhanden, die zur nachträglichen Verstellung der Klagen führen (Abb. 7-2b-d).

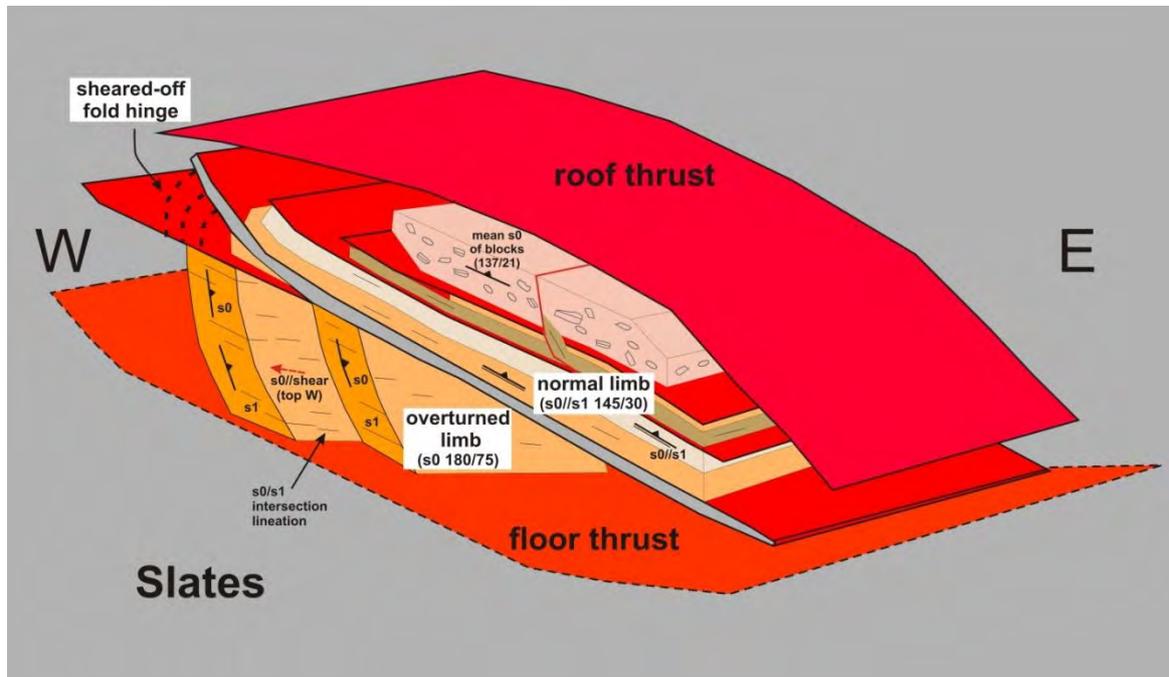


Abb. 7-3 Vereinfachte 3D-Ansicht der in Abb. 7-1 gezeigten Struktur. Der Kalksteinblock besteht aus tektonisch fragmentierten Relikten einer N-vergente Faltenstruktur, die durch Überschiebungen begrenzt und durch mehrere interne Störungen verschuppt wurde, wodurch die Scharnierregion abgeschert ist (aus Friedel et al. 2022).

Interpretation und Schlussfolgerung

Die Tatsache, daß dieser linsenförmige Kalksteinblock tektonisch verschuppt und gestapelt sowie geschiefert ist, wurde schon früh erkannt (Reichstein 1962) und das Vorkommen daher als deformierter Olistolith angesprochen (Schwab 1976, Franzke und Schwab 2011). Eine solche Interpretation des verschuppten Kalksteinblocks als Olistolith ist jedoch nur dann zutreffend, wenn die Verschuppung und Fragmentierung bereits syn- bis postsedimentär, spätestens aber im Zuge der angenommenen unterkarbonischen submarinen Massenumlagerung erfolgte. Wenn jedoch die Verschuppung und Stapelung des Kalksteinblocks durch variszische tektonische Deformation im Oberkarbon stattfand, was allgemein angenommen wird, dann ergibt sich ein räumliches und zeitliches Problem: Um die unter- bis oberdevonische Kalksteinfoolge in ihrer heutigen Form tektonisch stapeln zu können, muss die Kalksteinfoolge bis zur Stapelung im Oberkarbon noch als mehr oder weniger intakte, zusammenhängende Einheit existiert haben (Abb. 7-4). Andernfalls wäre eine frühe, syn- bis postsedimentär ("olistromal") verschuppte Abfolge durch die intensive nachfolgende variszische Störungstektonik zerstört worden. Daß die Faltung und Verschuppung hier tektonischen Ursprungs ist, zeigt sich an der geschieferten überkippten Faltenstruktur. Die nach SE einfallende Schieferung folgt der Schieferung im Rahmengestein und entspricht auch der regionalen Anordnung der ersten Schieferung s1 (Friedel et al. 2022). Hier sind verschiedene Teile einer tektonischen Falte aufgeschlossen. Diese gefalteten und zerscherten Blöcke bilden „fault-bounded

imbricate stacks“, die ähnlich wie wurzellose tektonische Falten ein wichtiges Indiz für das Vorherrschen tektonischer Prozesse für die Entwicklung chaotischer Gesteinsgefüge sind (Abb. 7-4, Friedel et al. 2023)

1) SEDIMENTARY EVOLUTION (DEVONIAN TO LOWER CARBONIFEROUS)

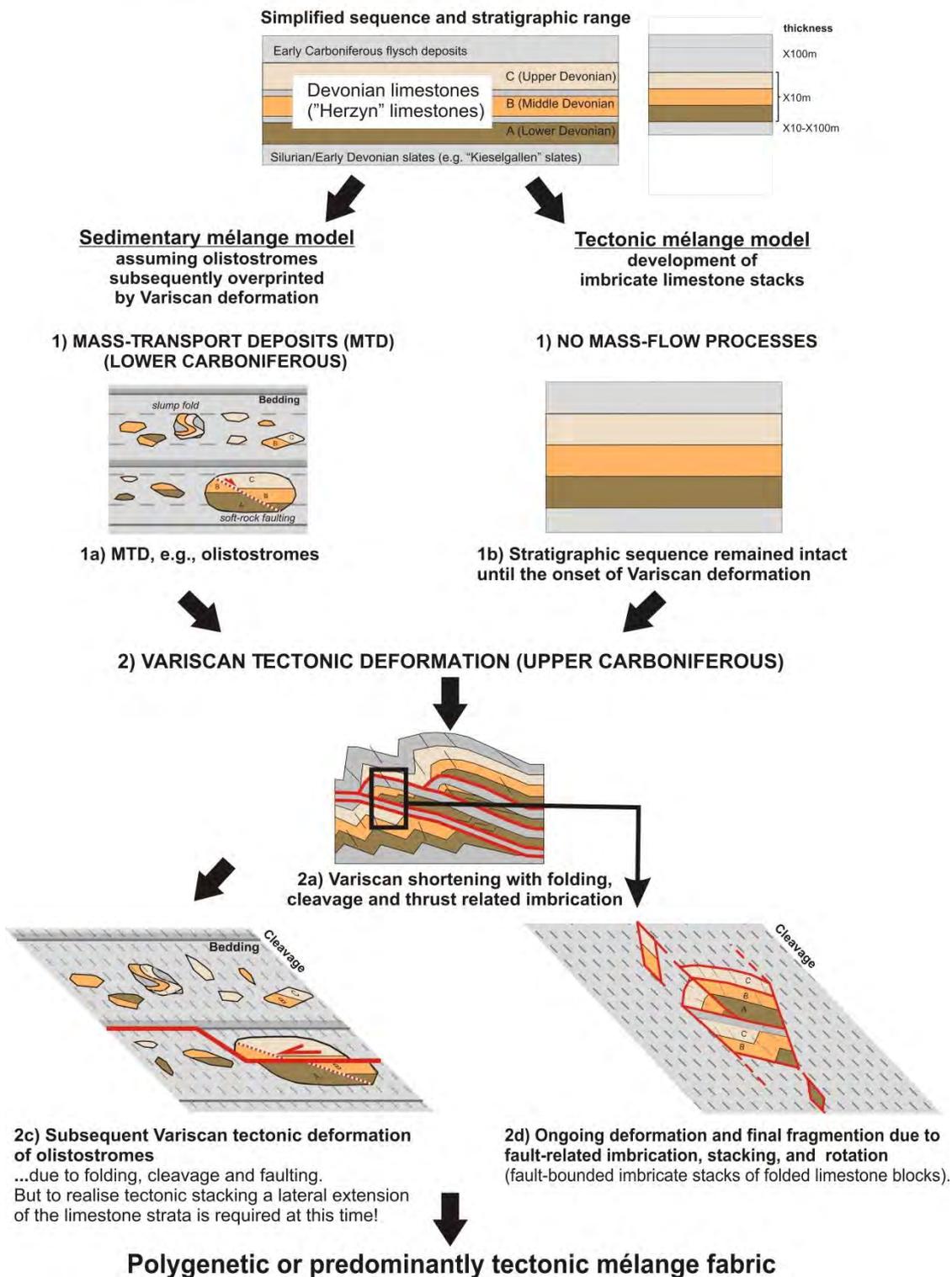


Abb 7-4 Schematisches Entwicklungsmodell für sedimentär-tektonische (polygenetische) und rein tektonische Mélangefüge (Friedel, C.-H. unveröff.). Das am Teichdamm gezeigte Gefüge verlangt, dass die Hezynkalke bis zum Beginn der tektonischen Verschuppung im Oberkarbon noch intakte Lagen bildeten.

Literatur

- Franzke H J, Schwab M (2011): Harz, östlicher Teil mit Kyffhäuser Kristallin. Sammlung geologischer Führer, 104: 1-327, Gebr. Bornträger (Stuttgart)
- Friedel, C.-H., Kreitz, J., Leiss, B. (2022) Blocks of imbricate stacks of Devonian limestones as indicator for a tectonic origin of chaotic rock units in the Harz Mountains – the Herzynkalk block of Güntersberge as an example. Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft 51 (2022), S. 47-53
- Friedel, C.-H. , Cunäus, E.L. , Kreitz, J., Leiss, B., Stipp, M. (2023) Blocks of fault-bounded imbricate stacks of Devonian limestones, a diagnostic feature for a tectonic origin of chaotic rock fabrics in the Harz Mountains (Eastern Rhenohercynian Belt, Germany). EGU General Assembly 2023, Vienna, Austria, 24–28 Apr 2023, EGU23-9188, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-9188>.
- Reichstein M (1962) Die Stratigraphie der Hercynkalke bei Güntersberge im Unterharz und das Problem der Hercynkalkentstehung. Geol Beih 34:1–73
- Schwab M (1976) Beiträge zur Tektonik der Rhenohercynischen Zone im Unterharz. Jb Geol 5/6(1969/70): 9–117

Stopp 8) Harzgerode/Kläranlage: Der klassische Unterdevon-Herzynkalk vom Schneckenberg – tektonischer Block oder Olistolith?

C.-H. Friedel, chfriedel@gmx.de

Lokation/Koordinaten

Großer aufgelassener Kalksteinbruch am Schneckenberg westlich Harzgerode, Zugang über den Damm des Judenteichs entlang der Selketalbahn. Eingang Steinbruch: N 51.642291 E 11.128287, Geologische Karte 1:25.000, Blatt Nr. 4332, Harzgerode

Stratigraphie, Lithologie und Strukturbau

Das Kalksteinvorkommen des aufgelassenen Steinbruchs Schneckenberg befindet sich unmittelbar westlich der Stadt Harzgerode an der Bundesstraße 242 nördlich der Kläranlage. Der Kalkstein wird allseitig von Tonschiefer begrenzt, in dem Linsen und Lagen aus Grauwacke, Quarzit und Kalkstein eingelagert sind. Die umrahmenden Gesteine werden als Teil des Harzgeröder Olistostroms angesehen (z.B. Schwab 2008).

Der Kalkstein im Steinbruch ist durch seine Unterems-Makrofauna bekannt geworden, hat aber noch keine moderne biostratigraphische Bearbeitung erfahren. Erben (1953) gliederte die Kalksteine vom Liegenden zum Hangenden in Princeps-Kalk, Zorgensis-Kalk, Dalmaniten-Kalk und Styliolinen-Kalk, dessen jüngster Teil möglicherweise bis ins frühe Mitteldevon reicht (Abb. 8-1).

Gefüge im Kalkstein

Die Kalksteinschichten im Steinbruch streichen hauptsächlich NE-SW und fallen meist um 30-40° nach SE ein. Die vor allem im Dalmanitenkalk teilweise gut erkennbare Schieferung weist auf normale Lagerung. Aufgrund seiner stratigraphischen Ergebnisse stellte Erben (1953) eine intensive Verschuppung der verschiedenen Kalksteinschichten vor allem entlang schichtparalleler Überschiebungen fest (Abb. 8-1b). Am oberen NW-Rand des Steinbruchs ist der Scharnierbereich einer Faltenstruktur im Dalmanitenkalk unmittelbar aufgeschlossen. Es ist eine offene, nach SW geneigte Falte mit nach SE eintauchender Faltenachse. (Abb. 8-2). Diese Faltenstruktur bildet mit der ersten Schieferung einen ausgeprägten konvergenten Fächer bei dem die Pole der Schichtung und Schieferung ungefähr auf demselben Großkreis liegen. Das Schnittlinear zwischen Schichtung

und Schieferung folgt der konstruierten Faltenachse. All das zeigt an, dass hier trotz der unüblichen SE-fallenden Faltenachse eine tektonische Faltenstruktur vorliegt. Die Falte selbst wird unterhalb von einer flach ESE einfallenden Überschiebung abgeschnitten, darunter lagern flach einfallende etwas fraglichen Zоргensis- und Princeps-Kalken (Abb. 8-2a).

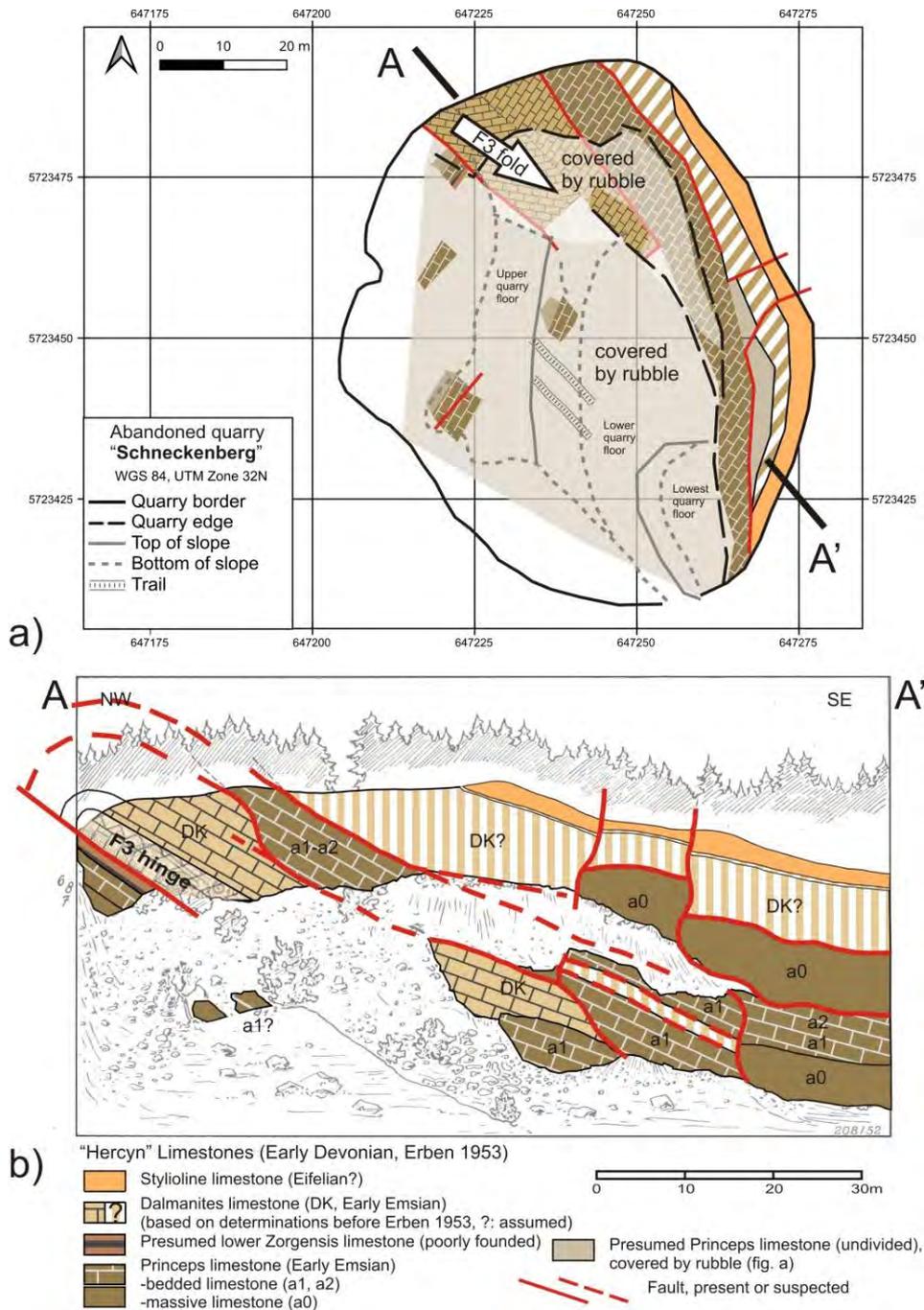


Abb. 8-1 Kartenansicht (a) und Profil (b) durch den blockigen Kalksteinkörper des Steinbruchs „Schneckenberg“. Stratigraphie und Profilskizze in (b) nach Erben (1953, leicht verändert und koloriert). Beachte, daß einzelne Kalksteinschichten durch Überschiebungen voneinander getrennt sind, die ihrerseits durch die F3-Falte (weißer Pfeil in a) gefaltet wurden. Diese Falte wurde selbst wieder von einer flachen Störung abgeschnitten (aus Friedel et al. 2023).

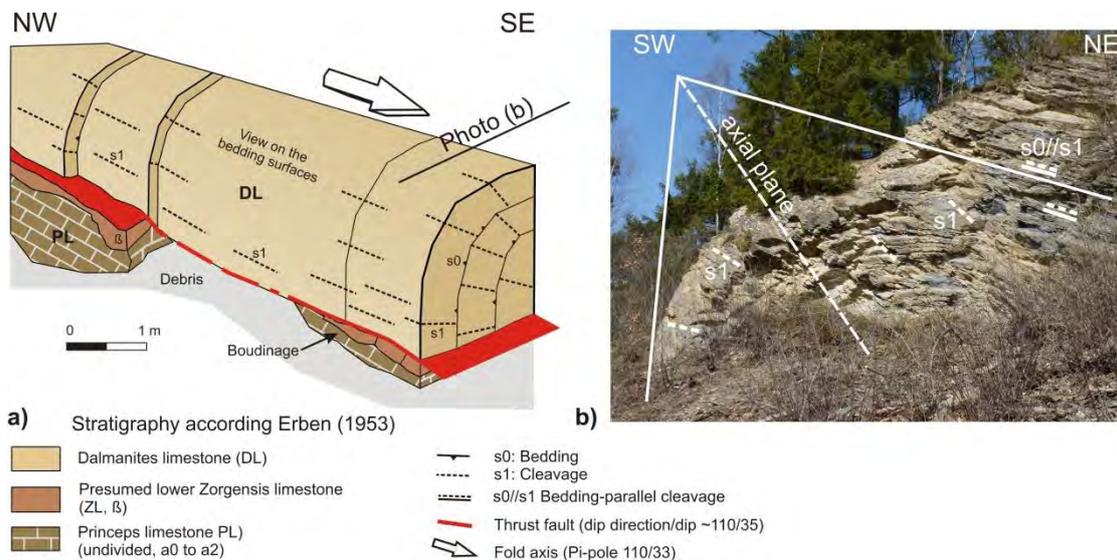


Abb. 8-2-5 a) Skizze von der Überschiebung, die die F3-Faltenstruktur schneidet. **b)** Foto des Scharnierbereichs der F3-Falte mit SW-geneigter Axialebene (Öffnungswinkel ca. 80°, offene Falte). Die stärkere SW-Vergenz der Schieferungsflächen (s1) ist ein Effekt der Schieferungsbrechung. Die Koinzidenz der Schnittlinie zwischen der ersten Schieferung (s1) und Schichtung mit der konstruierten Faltenachse weist auf eine enge genetische Beziehung zwischen s1-Schieferung und „F3“-Faltenstruktur (siehe Text).

Gefüge im Tonschiefer

Das Gefüge im umgebenden Tonschiefer ist nur teilweise „chaotisch“ als „block-in-matrix“-Gefüge ausgebildet, Tonschiefer und ihre Einlagerungen treten auch als mehr oder weniger intakte Lagen auf. Die erste Schieferung (s1) verläuft meist schichtparallel (s0//s1). Teilweise ist eine zweite Schieferung (Krenulationsschieferung, s2) ausgebildet. Im Gegensatz zur Falte im Kalkstein sind die Pole der Schicht- und Schieferungsflächen um NE-SW streichende Faltenachsen angeordnet. Die konstruierten Faltenachsen im Tonschiefer unterscheiden sich damit deutlich von der im Steinbruch im Kalkstein festgestellten nach SE einfallenden Faltenachse, obwohl beide Faltenrichtungen jeweils unmittelbar mit dem s1-Schieferungsgefüge verbunden sind.

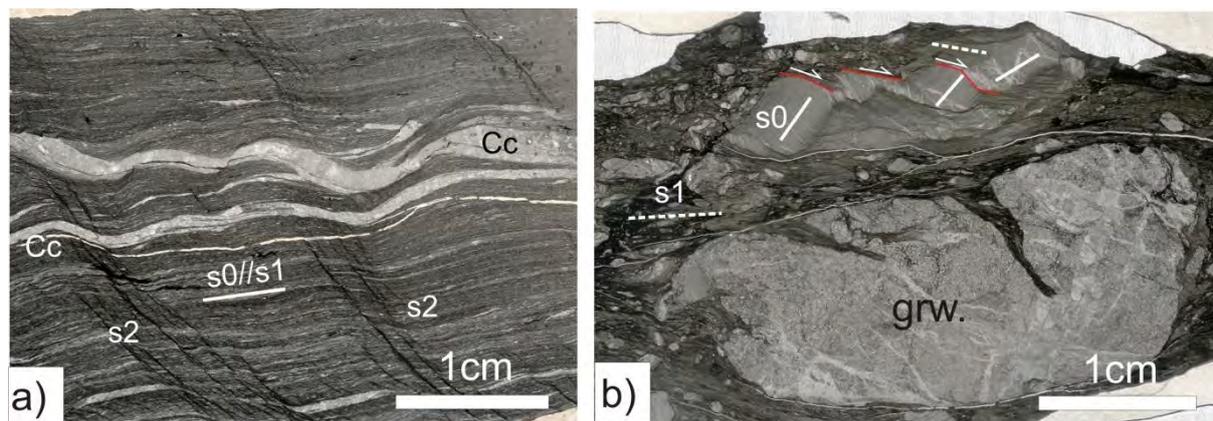


Abb. 8-3 Dünnschliffbilder vom Tonschiefer. a) Kohärenter Tonschiefer mit schichtparalleler erster Schieferung (s0//s1) und steilerer Krenulationsschieferung (s2), die schichtparallele Calcitlagen (Cc, „beefs“) verbiegt. b) Block-in-matrix-Gefüge im Tonschiefer mit Klasten aus Grauwacke (grw), stark karbonatisiert und Quarzit. Beachte die Fragmentierung der quarzitischen Lage oben durch dextrale Scherung (Pfeile) an Scherflächen (rot) parallel zur s1-Schieferung. Der Grauwackeklast ist ebenfalls geschert, wobei die aufgerissenen Spalten von toniger Matrix infiltriert wurden (hoher Porenwasserdruck).

Schlussfolgerung

Es gibt hier zwei deutlich unterscheidbare Faltenachsenrichtungen: NW-SE im Kalkstein des Steinbruchs und NE-SW in den umgebenden Schiefen. Die NE-SW streichenden Faltenachsen in den umgebenden Schiefen stellen die vorherrschenden regionalen F1/F2-Faltenstrukturen dar, während die nach SE einfallende Faltenachse („F3“) deutlich von diesem Trend abweicht.

Da beide Faltenachsenrichtungen im engen Zusammenhang mit der s1-Schieferung stehen, wird geschlußfolgert, dass die „F3“-Falte des Kalksteinblocks durch Rotation einer mit s1 verbundenen F1-Faltenstruktur entstanden ist (Friedel et al 2023).

Die tektonischen Beziehungen in diesem Aufschluss zeigen auch deutlich, dass einige der Überschiebungen noch von der „F3“-Faltung entstanden sind. Sie wurden mitgefaltet (Abb. 8-1). Erst danach hat eine jüngere Überschiebung diese Falte selbst abgeschnitten, was auf eine enge zeitliche Beziehung zwischen Überschiebungstektonik und Faltung weist. Unsicher ist noch, ob die Überschiebungstektonik mit der vermuteten Block-Rotation zusammenhängt oder die Rotation als selbständiges durch Horizontalverschiebungen gekennzeichnetes Deformationsinkrement nachfolgt.

Das Kalksteinvorkommen am Schneckenberg sollte nicht mehr als Olistolith angesehen werden. Es ist ein tektonisch isolierter gefalteter und verschuppter Kalksteinblock, der durch Rotation des gesamten Kalksteinblocks noch überprägt wurde. Solche tektonisch isolierte und rotierte Kalksteinblöcke sind im gesamten Unterharz, u.a. auch im Selketal verbreitet.

Literatur:

- Erben, H.K. (1953): Stratigraphie, Tektonik und Faziesverhältnisse des böhmisch entwickelten Unterdevons im Harz. Beih. Geol. Jb., 9, 98 S.
- Friedel, C.-H. , Cunäus, E.L. (2023) Stratigraphie und Tektonik am Schneckenberg (Harzgerode). Exk-führer 6. Workshop Harzgeologie, Hall. Jb. Geow., Beiheft 52, S. 102-107
- Schwab, M. (2008): Harz. – In: Bachmann, G. H., Ehling, B.-C., Eichner, R. & Schwab, M. (Hrsg.): Geologie von Sachsen Anhalt. - S. 408-457; Stuttgart (E. Schweizerbart).