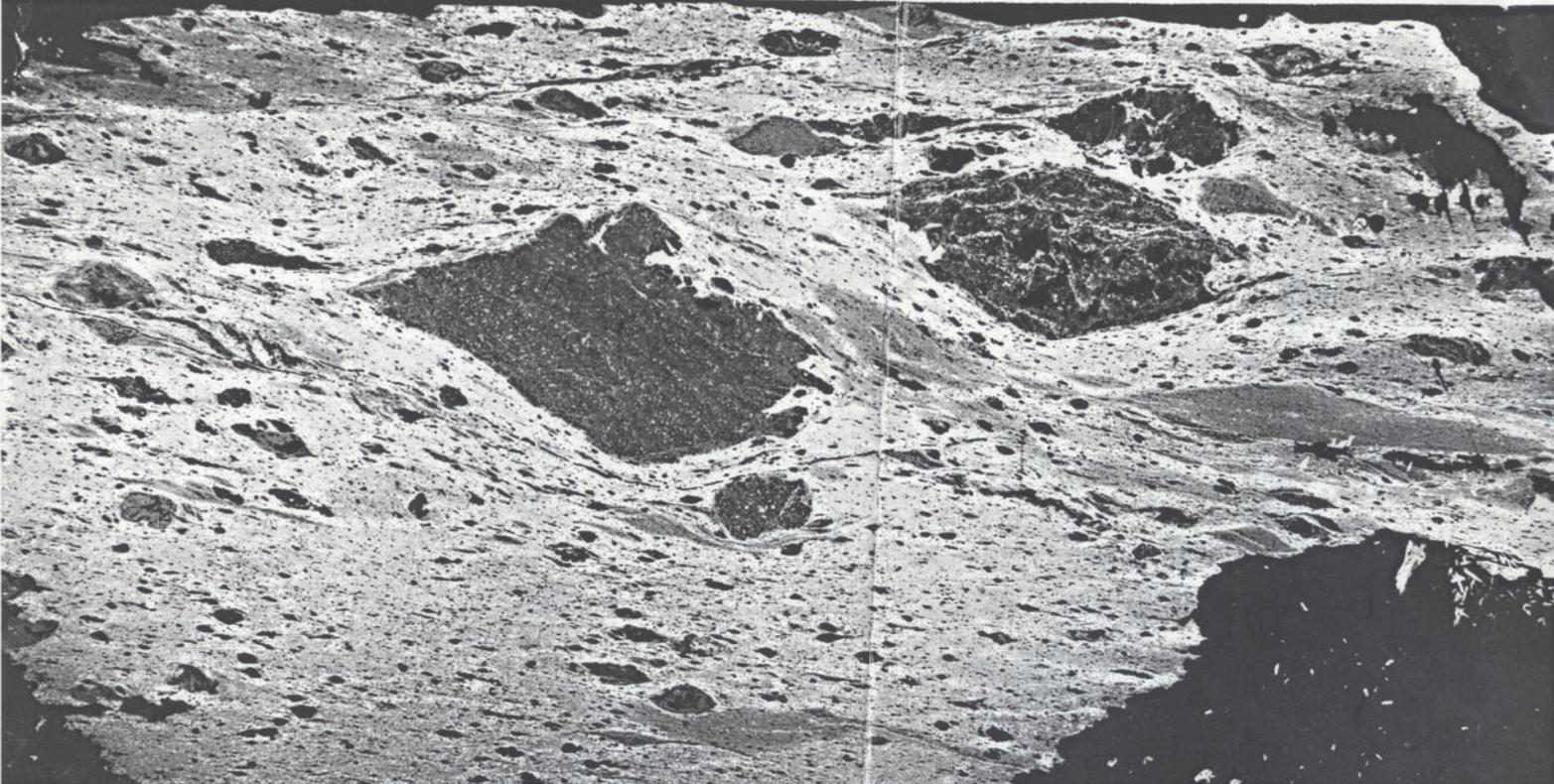


HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

BEIHEFT 31



CARL-HEINZ FRIEDEL & MAREN ZWEIG (Eds.)

BIMrock-Exkursion Harz

7.-9. Juni 2013, Bad Sachsa



HALLE (SAALE) 2013

Titelbild / cover picture

Harzer Bimrock im Dünnschliffbild (Scan, invert., Bildbreite ca. 7 cm).

HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

Herausgeber

Institut für Geowissenschaften und Geographie
der Martin - Luther Universität Halle-Wittenberg

G. BORG M. FRÜHAUF
C. GLÄSSER H. HEINISCH W. KÜHLING C. LEMPP
H. PÖLLMANN W. THOMI P. WYCISK

Schriftleitung

D. MERTMANN T. DEGEN S. STÖBER

BEIHEFT 31

Halle (Saale) 2013

Institut für Geowissenschaften und Geographie
der Martin - Luther Universität Halle-Wittenberg



Anschrift von Herausgebern und Schriftleitung:

Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Institut für Geowissenschaften und Geographie
Von Seckendorff - Platz 3/4
D-06120 Halle (Saale)

e-mail: hjg@geo.uni-halle.de

Schriftleitung:

D. Mertmann T. Degen S. Stöber

P-ISSN: 2193-1313, E-ISSN: 2196-3622

© 2013 im Selbstverlag des Instituts für Geowissenschaften und Geographie
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Alle Rechte vorbehalten

Inhaltsverzeichnis

Vorwort

1. Kurzfassungen Vorträge

FRIEDEL, C.-H. & ZWEIG, M.: Die Harzer Bimrocks – Überblick und Bilanz	9
SALAMON, M.: Mitteldevonische Olisthostrome (Debrite) im Lahn-Dill-Gebiet – Zeugen einer aktiven Rift-Tektonik.	10
SCHRÖDL, C., KOCH, S., FRIEDEL, C.-H. & HÜNEKE, H.: Mikro- und makroskopische Untersuchungen an Block-in-Matrix-Gefügen der Bohrungen Hasselfelde 1/83 und 2/83	12

2. Exkursionen

FRIEDEL, C.-H. & ZWEIG, M.:

Sonnabend, den 8.6.2013

Route: Bad Sachsa - Königshütte - Elbingerode - Wernigerode - Lautenthal - Scharzfeld - Bad Sachsa

Exkursionspunkt 1:

Das klassische Profil im Hüttenröder Olisthostrom bei Königshütte 15

Exkursionspunkt 2:

Ein Bimrockvorkommen innerhalb der Elbingeröder Grauwacke 17

Exkursionspunkt 3:

Tektonische Brekzie statt Schlammstromsediment am Sparenberg 21

Exkursionspunkt 4:

Das Scharzfelder Olisthostrom bei Scharzfeld am Dolomitwerk (Odertal) 26

Sonntag, den 9.6.2013

Route: Bad Sachsa - Wieda - Zorge - Bad Sachsa - Bad Lauterberg

Exkursionspunkt 5:

Deformiertes Olisthostrom oder tektonische Mélange im Frankental? 29

Exkursionspunkt 6:

Deformationsgefüge in den Stieger Schichten (Ostharzdecke) bei Zorge 30

Exkursionspunkt 7:

Mélange an der Basis der Ostharzdecke (Oderstausee) 32

Vorwort

Es ist fast 50 Jahre her, dass M. REICHSTEIN submarine Massenverlagerungen (Rutschmassen, Olisthostrome) in die Harzgeologie einführte (REICHSTEIN 1965). Diese Idee war ein großer Fortschritt, bot sie doch eine sehr plausible Erklärung für die lithologische Vielfalt von unterschiedlich großen Klasten in toniger Matrix. Olisthostromale Serien wurden vor allem im Unter- und Mittelharz in großer Verbreitung ausgehalten (REICHSTEIN 1965, LUTZENS 1972, 1979, SCHWAB 1976). Entsprechende Sedimente sind auch im westlichen Teil des Harzes festgestellt worden (z.B. STOPPEL 1977, LÜTKE 1978, BUCHHOLZ et al. 1990, GÜNTHER & HEIN 1999, GÜNTHER et al. 2001), so dass das Modell der olisthostromalen Resedimentation (sedimentäre Mélange) im Harz allgemein anerkannt war. Strittig blieben vor allem das Alter und das Ausmaß olisthostromaler Bildungen.

In neuerer Zeit haben HUCKRIEDE et al. (2004) die Diskussion über die Genese solcher chaotisch zusammengesetzter Gesteine im Harz wieder angestoßen, indem sie die „Olisthostrome“ als große Scherzonen interpretierten (tektonische Mélange). Die Argumente dieser Autoren gegen eine sedimentäre Entstehung der Olisthostrome basierten im Wesentlichen auf dem Komponentenspektrum und der Ausbildung der Matrix.

In den letzten Jahren wurden vor allem durch Greifswalder Studenten an Tiefbohrungen des Harzes die Gefüge olisthostromaler oder allgemein durch „Block in Matrix“-Ausbildung gekennzeichnete Gesteine („Bimrocks“) im Detail untersucht. Es zeigt sich, dass die variszische tektonische Deformation eine erhebliche Rolle bei der bis in den Mikrobereich reichenden Fragmentierung der Klasten spielt.

Auch wenn für die Harzer Bimrocks von den meisten Bearbeitern eine sedimentär-tektonische Genese favorisiert wird (variszisch deformierte Olisthostrome), weisen ihre Gefügemerkmale große Ähnlichkeiten mit denen tektonischer Mélanges auf.

Im Rahmen einer 2-tägigen Exkursion zum Thema Harzer Bimrocks werden bekannte und weniger bekannte Aufschlüsse vorgestellt. Im abendlichen Vortragsteil lassen sich Fragen der Nomenklatur, Ansprache und Genese der Gefüge u.a. anhand neuer Ergebnisse (Tiefbohrungen) diskutieren. Die Frage der Genese dieser Gesteine ist nicht nur für den Harz, sondern für das gesamte östliche Rhenoharzynikum von großer Bedeutung. Wir hoffen, mit dieser Veranstaltung zur Klärung der Entstehung dieser Gesteine beizutragen, zumal die Genese chaotischer Gesteinseinheiten und ihre geodynamische Bedeutung zurzeit auch international stark diskutiert wird (DILEK et al. 2012).

Die Autoren danken den Herausgebern und der Schriftleitung des Halleschen Jahrbuchs am Institut für Geowissenschaften und Geographie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg für die Möglichkeit, diesen Exkursionsführer als Beiheft dieser Reihe publizieren zu können. Besonderer Dank gebührt Frau Dr. D. Mertmann, die die aufwendige redaktionelle Übertragung in das Hallesche Jahrbuch übernommen hat.

Carl-Heinz Friedel, Maren Zweig

Literatur (s. Exkursionen)

Die Harzer Bimrocks – Überblick und Bilanz

FRIEDEL, C.-H.¹ & ZWEIG, M.²

¹ 04158 Leipzig, Karl-Marx-Str. 56, chfriedel@gmx.de

²Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie
Pillnitzer Platz 3, 01326 Dresden, Maren.Zweig@smul.sachsen.de

Im Harz treten besonders in den allochthonen Einheiten des Mittel- und Unterharzes verbreitet Gesteine mit Block-in-Matrix-Gefügen auf (Bimrocks). Sie sind erstmals von REICHSTEIN (1965) als Umlagerungssedimente bzw. Olisthostrome interpretiert worden. Ihre sedimentäre Entstehung begründete er vor allem mit der stratigraphisch-faziellen Vermischung der Komponenten. Der variszischen tektonischen Deformation wies er, wie auch viele andere Bearbeiter, nur eine sekundäre, das sedimentäre Gefüge lediglich überprägende Rolle zu. Eine tektonische Entstehung (tektonische Mélange) wurde zumeist abgelehnt. Nur vereinzelt wurden die Harzer Bimrocks als Scherzonen bzw. tektonische Mélange interpretiert (zuletzt HUCKRIEDE et al. 2004).

Als ein wichtiges Kriterium für die Interpretation der Bimrockgefüge als synsedimentäre bzw. frühdiagenetische Bildungen wurden Rutschungserscheinungen angesehen (z.B. REICHSTEIN 1965, STOPPEL & ZSCHEKED 1963, STOPPEL 1977, LUTZENS 1972, HAHLBECK 1990). Allerdings erwies sich vieles von dem, was als Rutschungsgefüge bzw. als soft-sediment-Deformation interpretiert wurde, wegen der erkennbaren Beziehung zum Schieferungsgefüge als tektonisches Gefüge. Damit sind auch die bisher zum Nachweis sedimentärer oder frühdiagenetischer Prozesse verwendeten Kriterien nicht mehr ausreichend oder unzutreffend.

Die variszische Deformation hat in einem bisher kaum beachteten Ausmaß zur Fragmentierung des Gesteinsgefüges beigetragen. Die Fragmentierung wird als wesentliches Merkmal zur Klärung der Genese der Bimrocks angesehen. Die Gefüge der Harzer Bimrocks zeichnen sich im Westharz wie im Mittel- und Unterharz durch eine geschieferte Matrix (mit Mehrfachschieferung), duktile bis spröduktile tektonische Deformationsstrukturen (Boudinage, Scherfalten, SC-Gefüge, Mylonite und Brekzien u.ä.) und z.T. durch intensive syntektonische Mineralisation aus. Die Gefügemerkmale der Harzer Bimrocks weisen in erster Linie auf eine tektonische Entstehung (tektonische Mélange) hin, eine vorausgegangene sedimentäre Entstehung ist in Teilen zwar wahrscheinlich, aber bislang nicht ausreichend nachgewiesen. Die variszische Deformation erfolgte etwa in Tiefen von ca. 15 km (THEYE & FRIEDEL 2012). Unter diesen Bedingungen ist spröduktile Verformung als wichtigste Deformationsform sogar zu erwarten.

Literatur

- HAHLBECK, S. (1990): Subaquatisch-gravitativ umgelagerte Sedimente des Devons und Karbons um Bad Lauterberg (SW-Harz). Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover, 31: 105 S., Hannover.
- HUCKRIEDE, H., WEMMER, K. & AHRENDT, H. (2004): Palaeogeography and tectonic structure of allochthonous units in the German part of the Rheno-Hercynian Belt (Central European Variscides). Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.), 93: 414-431, Berlin Heidelberg.
- LUTZENS, H. (1972): Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. Geologie, Beih. 74: 1-105; Berlin.
- STOPPEL, D. & ZSCHEKED, J.G. (1963): Frühdiagenetische Sedifluktionen im Mittel- und Oberdevon des Westharzes. Ber. Naturhist. Ges., 107: 5-18, Hannover.
- STOPPEL, D. (1977): Schlanmmstrom-Sedimente im Oberdevon des Südwestharzes und des südlichen Kellerwaldgebirges. Z. dt. geol. Ges., 128: 81-97, Hannover.
- REICHSTEIN, M. (1965): Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz. Geologie, 14: 1039-1076, Berlin.
- THEYE, T. & FRIEDEL, C.-H. (2012): PT-Daten aus niedriggradigen Metavulkaniten der Tiefbohrung Hasselfelde 1-83 (Mittelharz). Hall. Jb. Geow., Beiheft, 28: 51-56, Halle/S.

Mitteldevonische Olisthostrome (Debrite) im Lahn-Dill-Gebiet – Zeugen einer aktiven Rift-Tektonik

SALAMON, M.

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen,
De-Greif-Str. 195, D-47803 Krefeld, Martin.Salamon@gd.nrw.de

In givetischen Gesteinen des Lahn-Dill-Gebietes (Renoherzynikum, östliches Rheinisches Schiefergebirge) treten auffällige grobklastische Sedimente auf, die in älteren Bearbeitungen als Transgressionskonglomerate auf unterdevonischen Gesteinen gedeutet wurden (KAYSER 1907, AHLBURG 1918, AHLBURG in KEGEL 1922, KEGEL 1934). Erst in jüngster Zeit wurde erkannt, dass es sich dabei um eine Olisthostrom-Abfolge handelt, die sich konkordant in die normale Schichtenfolge einschaltet (HUCKRIEDE 1992, SALAMON 1996, LIPPERT & NESBOR 1997). Anhand von 27 Profilaufnahmen wurden diese Gesteine untersucht und mit der normalen Sedimentabfolge angrenzender Bereiche verglichen.

Die Olisthostrome sind am NW-Rand der Lahn-Mulde (Daberg-Formation) und am Südrand der Dill-Mulde (Uebernthal-Formation) verbreitet. In den dazwischen liegenden tektonisch-faziellen Einheiten (Bickener Schuppe, Weidbacher Schuppe) sind sie nicht ausgebildet. In der Hörre-Zone sind keine givetischen Gesteine aufgeschlossen. Lateral werden sie durch Turbidite und Debrite vertreten, die in die normale Beckensedimentation des Lahn-Dill-Gebietes eingeschaltet sind.

Das Komponentenspektrum besteht aus lokal im Lahn-Dill-Gebiet verbreiteten Gesteinen. Älteste Komponenten sind in die frühe Ems-Stufe zu stellen. Die Gesteine wurden sowohl als Gerölle als auch als große Olistholithe umgelagert. Wichtige Komponenten in den Olisthostromen bilden außerdem givetische basaltische, rhyolithische und trachytische Metavulkanite und Metavulkaniklastite. Umgelagerte Herzynkalke in den Olisthostromen der Dill-Mulde belegen einen engen räumlichen Zusammenhang zwischen Dill-Mulde und Bickener Schuppe. In den grobklastischen Debriten kam es zu metasomatischen Stoffverlagerungen, Debritematrix und einzelne Klasten wurden verkieselt, Vulkaniklasten zu Calcit, Chlorit und Leukoxen alteriert, in Karbonaten kam es zur Neusprossung von Albiten.

Die Olisthostrome, sowohl in der Lahn-Mulde als auch in der Dill-Mulde, wurden in einem Zeitraum von der Mittleren *varcus*-Zone bis in die *disparilis*-Zone abgelagert, dabei war schon in der Mittleren *varcus*-Zone, zu Beginn der Umlagerungsprozesse, die Erosionsbasis im Liefergebiet erreicht. In der Mittleren *varcus*-Zone kam es auch im Bereich des externen Schelfrandes (Ostsauerländer Hauptsattel) zur Resedimentation von beckeninternen Gesteinen.

Die Olisthostrome des Lahn-Dill-Gebietes gehen zum Hangenden und lateral in eine feinklastischer werdende Turbidit/Debrite-Wechselfolge über, die sich in die normalen Beckensedimente der Givet-Stufe einschalten. Daraus ergibt sich eine Gliederung in Proximal- und Distalfazies. In der Proximalfazies folgt auf mächtige Gleitschollen-Abfolgen und Slideflow-Debrite eine Wechselfolge aus viskoplastischen Debriten und Turbiditen, in die sich zum Hangenden immer mehr Tonsteine einschalten. Die Distalfazies besteht aus einer Wechselfolge viskoplastischer Debrite und Turbidite, die zum Hangenden in eine Turbidit/Tonstein-Wechselfolge übergeht.

Faziesverteilung, Korngröße von Geröllen und Sedimentstrukturen weisen auf ein im SW, im Bereich des heutigen Westerwaldes gelegenes Liefergebiet hin. Ein Liefergebiet selbst ist jedoch nicht aufgeschlossen. Quantifizierung der Umlagerungsprozesse ergaben eine Liefergebietsgröße von einigen 10er km². Die Umlagerungsprozesse dauerten insgesamt ca. 3 Ma an, der größte Teil erfolgte in einem Zeitraum von maximal 1,5 Ma. Daraus ergeben sich Hebungsdaten des Liefergebietes von 0,3–0,7 mm/a.

Gleichzeitig zur Hebung des Liefergebietes kam es zu einer allgemeinen Absenkung des Ablagerungsraumes und einem bimodalen, überwiegend alkalibasaltischen Vulkanismus (NESBOR et al. 1993), der eine Phase der aktiven Dehnungstektonik dokumentiert. Die Hebung eines Liefergebietes bei gleichzeitiger Dehnungstektonik lässt sich durch den Prozess des „footwall uplift“ erklären, der in vielen

rezenten und fossilen Rift-Becken beobachtet wurde (SURLYK 1974, YIELDING & ROBERTS 1992, NEVES & SELLY 1995, JACKSON et al. 1988). Dabei kann durch „dominoartige“ Blockrotation bei einer aktiven Rift-Phase die Liegendscholle einer Abschiebung bis mehrere 1000 m angehoben werden (YIELDING & ROBERTS 1992). Die Olisthostrome des Lahn-Dill-Gebietes sind in ihrer faziellen Ausprägung mit anderen fossilen syn-rift-Sedimenten vergleichbar (SURLYK 1974, HWANG & CHOUGH 2000) und dokumentieren damit direkt eine aktive Rift-Phase des Rhenohertzynischen Ablagerungsraumes, die auch als Ursache des gleichzeitig einsetzenden bimodalen Vulkanismus anzusehen ist.

Literatur

- AHLBURG, J. (1918a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt 5415 Merenberg. Preuß. Geol. Landesanstalt: 128 S., Berlin.
- KEGEL, W. (1922): Abriß der Geologie der Lahn-Mulde - Erläuterungen zu einer von Johannes Ahlburg hinterlassenen Übersichtskarte und Profildarstellung der Lahn-Mulde. Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt. N F 86: 81 S., Berlin.
- HUCKRIEDE, H. (1992): Das Barytlager von Güntherod in der Dill-Mulde: eine allochthone Scholle in givetischen Debris-Flow-Sedimenten. Geologisches Jahrbuch Hessen, 120: 117-144, Wiesbaden.
- HWANG, I. G. & CHOUGH, S. K. (2000): The Maesan fan delta, Miocene Pohang Basin, SE Korea: architecture and depositional processes of a high-gradient fan delta-fed slope system. *Sedimentology* (2000), 47: 995-1010, Oxford – London – Edinburgh – Melbourne.
- JACKSON, J. A., WHITE, N. J., GARFUNKEL, Z. & ANDERSON, H. (1988): Relations between normal-fault geometry, tilting and vertical motions in extensional terrains, an example from the southern Gulf of Suez. *Journal Structural Geology*, 10: 155-170, Oxford.
- KAYSER, E. (1907): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten Lieferung 101 Blatt Oberscheld. Königlich Preußische Geologische Landesanstalt: 127 S., Berlin.
- KEGEL, W. (1934): Geologie der Dill-Mulde. Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge 160: 48 S., Berlin.
- LIPPERT, H.-J., & NESBOR, H.-D. (1997): Paläozoikum der Dill-Mulde und Lahn-Mulde. In: Erl. geol. Kt. Hessen 1:25 000, Bl. 5216 Oberscheld, 2. Aufl.: 421 S., Wiesbaden.
- NESBOR, H. D., BUGGISCH, W., FLICK, H., HORN, M. & LIPPERT, H.-J. (1993): Vulkanismus im Devon des Rhenohertzynikums. Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes. *Geol. Abh. Hessen*, 98: 3–87, Wiesbaden.
- NEVES, R. & SELLY, R. C. (1975): A review of the Jurassic rocks of North-east Scotland. - In: Finstad, K. G. & Selly, R. C. (Hrsg.): *Proceedings of the Jurassic of the northern North Sea symposium*. JNNSS, 5: 1-29, Norwegian Petroleum Society, Stavanger.
- SALAMON, M. (1996): Die Geologie der Umgebung von Dillhausen, Niedershausen und Obershausen (Blatt 5415 Merenberg) - Olisthostromartige Gesteine am NW-Rand der Lahn-Mulde. Unveröffentlichte Diplomarbeit: 147 S., Marburg/Lahn.
- SURLYK, F. (1974): Block faulting and associated marine sedimentation at the Jurassic/Cretaceous boundary, East Greenland. In: FINSTAD, K. G. & SELLY, R. C. (Hrsg.): *Proceedings of the Jurassic northern North Sea symposium*. JNNSS 7: 1-31, Norwegian Petroleum Society, Stavanger.
- YIELDING, G. & ROBERTS, A. M. (1992): Footwall uplift during normal faulting - implications for structural geometries in the North Sea. - In: LARSEN, R. M. (Hrsg.): *Modelling and its Application to Petroleum Geology*. Norwegian Petroleum Society, Special Publication, 1: 289-304, Amsterdam [u.a.].

Mikro- und Makroskopische Untersuchungen an Block-in-Matrix-Gefügen der Bohrungen Hasselfelde 1/83 und 2/83

CARINA SCHRÖDL¹, SEBASTIAN KOCH¹, CARL-HEINZ FRIEDEL² & HEIKO HÜNEKE¹

¹ Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, 17487 Greifswald; basti_koch@gmx.de

² 04158 Leipzig, Karl-Marx-Str. 56, chfriedel@gmx.de

Im Rahmen von Bachelor- und Masterarbeiten an der Ernst-Moritz-Arndt Universität wurden bestimmte Teilbereiche von Tiefbohrungen aus dem Mittelharz, in Zusammenarbeit mit dem Landesamt für Geologie und Bergwesen (LAGB), untersucht (Abb. 1). Die beiden Bohrungen Hasselfelde 1/83 und 2/83 lagern in der Bohrkernhalle des LAGB in Halle und standen zur Dokumentation, Untersuchung und Beprobung zur Verfügung. Die untersuchten Bohrungen wurden im Zuge mehrerer Forschungs- und Kartierungsbohrungen innerhalb des Harzer Grundgebirges und der Flechtlingen-Roßblauer Scholle in den frühen 1980er Jahren abgeteuft. Diese Bohrungen sollten unter anderem der Bewertung der Rohstoffführung dienen. Weiterhin hatten sie auch das Ziel, den geologischen Kenntnisstand für eine metallogenetische Bewertung zu erhöhen. Bei den beprobten Kernstrecken handelt es sich überwiegend um Ablagerungen jungpaläozoischen Alters. Sie wurden biostratigraphisch, aufgrund von Fossilfunden (u.a. Tentakuliten, Conodonten & Ostracoden), dem Mittel- bis Oberdevon zugeordnet.

Im Rahmen unserer Untersuchungen wurden hauptsächlich die mikroskopischen und makroskopischen Strukturen innerhalb der Block-in-Matrix-Gefüge untersucht. Hierbei handelt es sich um Klaster unterschiedlichen Ursprungs, welche innerhalb einer hell- bis dunkelgrauen, ruschligen (schlierigen, scharfkantigen und/oder chaotischen) Tonschiefermatrix verteilt sind. Die Klaster bestehen überwiegend aus (teilweise karbonatischen) Grauwacken, Diabasen, Sandsteinen, Kalksteinen und Tuffen.

Das Material wurde in mehreren Arbeiten makroskopisch bewertet (LUTZENS 1972, BORS DORF 1992, u.a.), jedoch wurde es bisher nicht mikrostrukturell untersucht. Die von uns untersuchten Abschnitte wurden bisher überwiegend als olisthostromale Tonschiefer beschrieben (Abb. 2). Ziel der Arbeiten

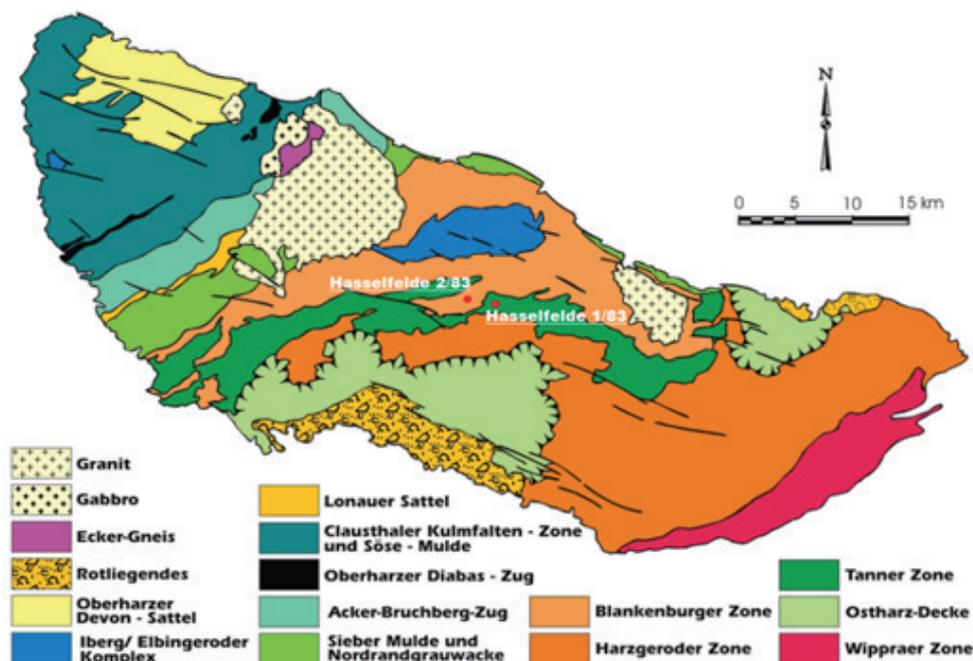


Abb. 1 Geologische Karte des Harzes (HÜNEKE & RUCHHOLZ 2004, modifiziert).

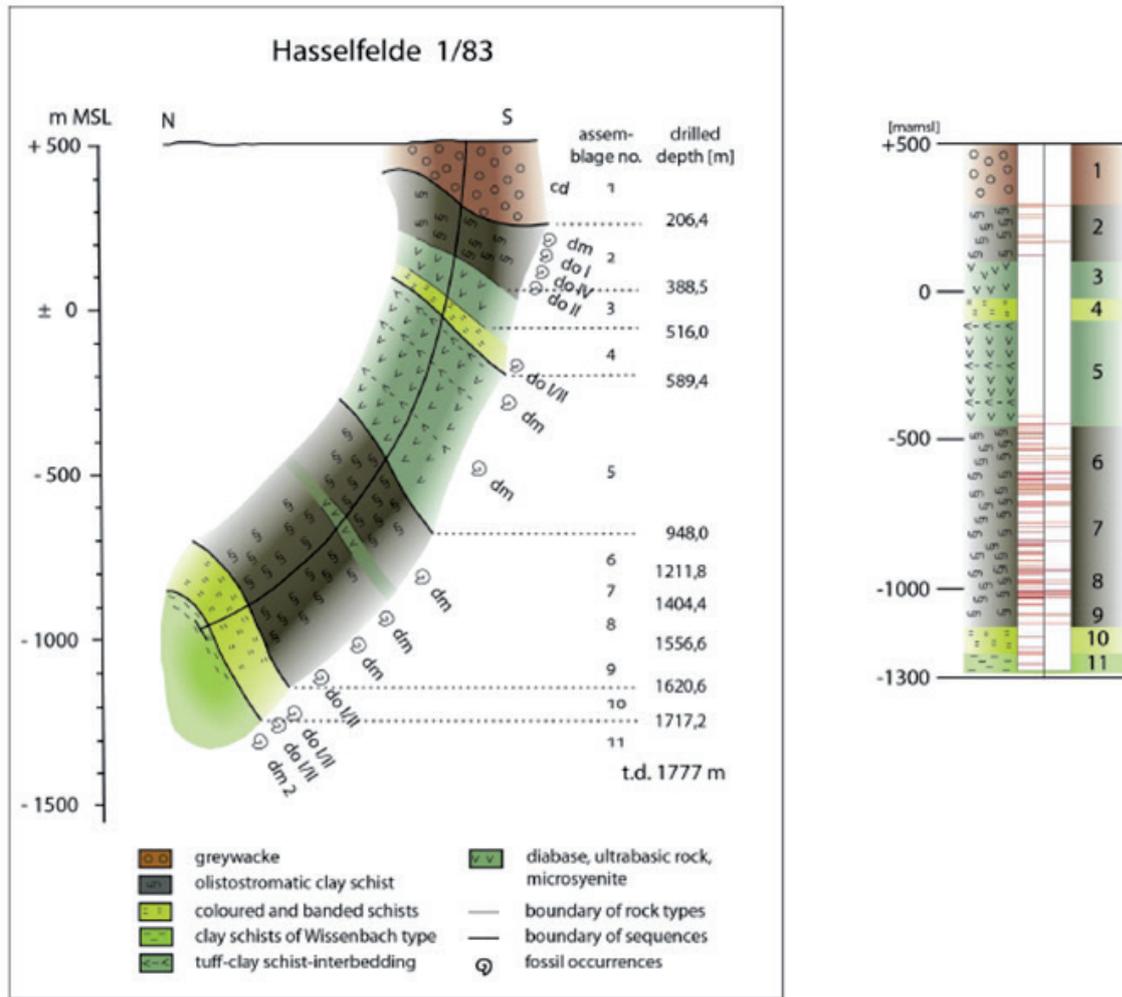


Abb. 2 links: Geologisches Kurzprofil der Bohrung Hasselfelde 1/83 (aus BORSORF 1992, in SCHRÖDL 2013) rechts: Probenahmeübersicht von den Halbkernscans und den angefertigten Dünnschliffe (SCHRÖDL 2013).

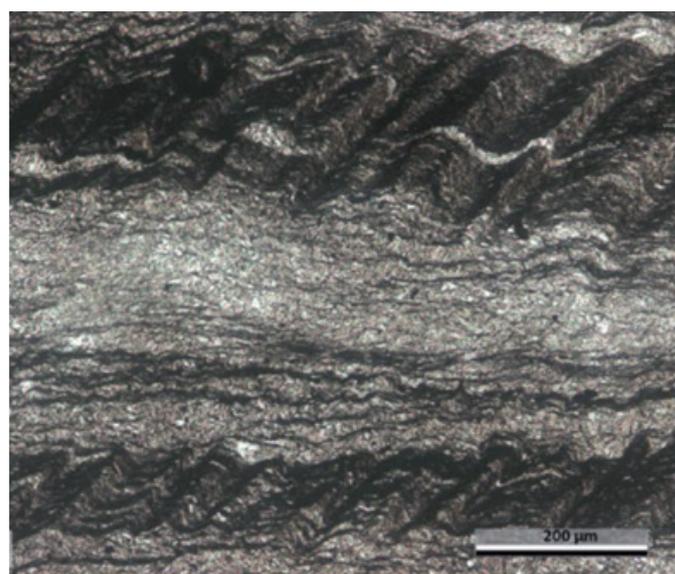


Abb. 3 Relikte primärer Lamination: Dünnschliff der Probe HAS 83, mit intensiv geschiefertem Bereich bestehend aus dunklen Tonschiefern (penetrativ geschiefert) und hellen Grauwacken (disjunktiv geschiefert) (aus SCHRÖDL 2013).

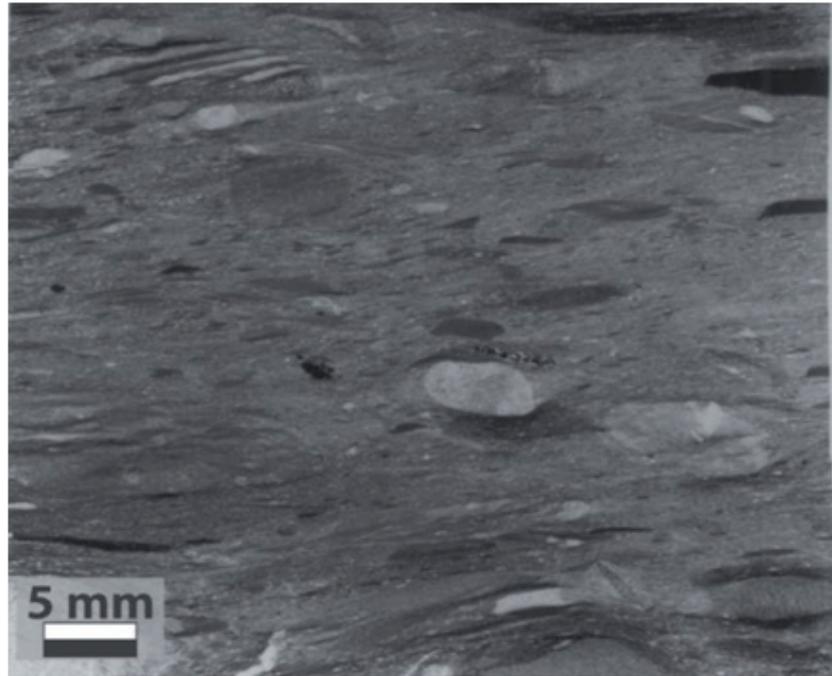


Abb. 4 Rundung als typisches Merkmal für sedimentäre Klasten in Ablagerungen von Schlammströmen (Debriten): Ausschnitt des Scans der Probe HAS 85 (Koch 2009).

war eine Dokumentation und synoptische Zusammenstellung der mikroskopischen Strukturen, um Kriterien für die genetische Bewertung von makroskopischen Block-in-Matrix Gefügen auszuarbeiten und später anwenden zu können. Das Spektrum der dokumentierten Block-in-Matrix-Gefüge innerhalb der Bohrungen reicht von tektonisch sehr schwach deformierten (einfach geschieferten) Abschnitten bis hin zu stark tektonisch überprägten Abschnitten im Bereich von lokalen Scherzonen. In schwach deformierten Abschnitten ist die primäre sedimentäre Lamination sowohl innerhalb größerer Blöcke als auch in einzelnen Bereichen der pelitischen Matrix erhalten (Abb. 3). Die Blöcke können hier primäre sedimentäre Rundung zeigen (ohne phacoid-förmige Überprägung) und lassen sich so als Klasten in einer Schlammstrom-Matrix identifizieren (Abb. 4). Boudinagen, Fischmaulstrukturen und Phacoide sind Anzeichen für eine stärkere Verformung der Gesteine, die meist mit einer Zerschering und Plättung einhergeht (PASSCHIER & TROUW 2005). In den tektonisch am stärksten überprägten Abschnitten (lokale Scherzonen) lassen sich kohäsive kataklastische und mylonitische Gefüge mit Sigma-Klasten dokumentieren.

Literatur

- BORS DORF, K.-H., ESTRADA, S., SCHUST, F., & SCHWANDKE, E. (1992): Ergebnisse neuer Forschungsbohrungen im östlichen Rhenoharzynikum (Harz und Flechtingen-Roßlauer Scholle). Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, 1992: 5-16. Stuttgart.
- HÜNEKE, H. & RUCHHOLZ, K. (2004): Olisthostromale Resedimentation im Harz: Resultat dextraler Strike-Slip-Bewegungen am passiven Kontinentalrand von Laurussia während des Tournaisium. Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft 34: 100, Hannover. [Jahrestagung der DGG, Leipzig 2004]
- KOCH, S. (2009): Olisthostrom oder Mélange – Block-in-Matrix-Gefüge in der Bohrung Hasselfelde 1/83 (Harz). Unveröff. Bachelorarbeit 63 S., Universität Greifswald.
- LUTZENS, H. (1972): Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. Geologie, Beih. 74: 1-105; Berlin.
- PASSCHIER, C. W., TROUW, R. A. J. (2005): Microtectonics. 366 S., Springer, Heidelberg.
- SCHRÖDL, C. (2013): Synoptic overview of microstructures in olistostrome series of the Middle Harz (Drilling Hasselfelde 1/83, Sachsen-Anhalt). Unveröff. Masterarbeit, 78 S., Universität Greifswald.

Exkursionen: Friedel, C.-H. & Zweig, M.

Exkursionspunkt 1: Das klassische Profil im Hüttenröder Olisthostrom bei Königshütte

Lokation: Bodetalstraße nördlich der Überleitungssperre Königshütte, ca. 500m östlich Königshütte (GK 25 Bl. 4230 Elbingerode, R: 4415575, H: 5734875)

Östlich von Königshütte ist entlang der Bodetalstraße (ehemals neue Forststraße) nördlich der „Überleitungssperre Königshütte“ mehrfach das Hüttenröder Olisthostrom aufgeschlossen. Unter Hüttenröder Olisthostrom (früher Hüttenröder Schichten, ZÖLLICH 1939, ZIMMERMANN 1968) wird in der östlichen Blankenburger Zone der flächenmäßig größte Teil der Gesteinsschichten bezeichnet, die den Elbingeröder Komplex umrahmen (LUTZENS 1972, 1979). Die Aufschlüsse entlang des Straßenprofils wurden von LUTZENS (1972, 1973) und von SCHWAB (1976) dokumentiert (s. SCHWAB et al. 1991, Abb. 1). Der Aufschluss an der damals neuen Forststraße lieferte wichtige Belege für die lithologische Vielfalt der Klasten (Kalkgrauwacke, Quarzite, Kieseliefer, Keratophyr, Kalkstein, Abb. 1b). Biostratigraphische Untersuchungen (H. BLUMENSTENGEL) lieferten lediglich für die Tonschiefer in Buntschieferfazies ein oberdevonisches Alter, ansonsten konnte das Alter der tonigen Matrix biostratigraphisch nicht näher bestimmt werden. Anhand der Klasten bzw. Olistholithe ergaben sich hier, wie auch in anderen

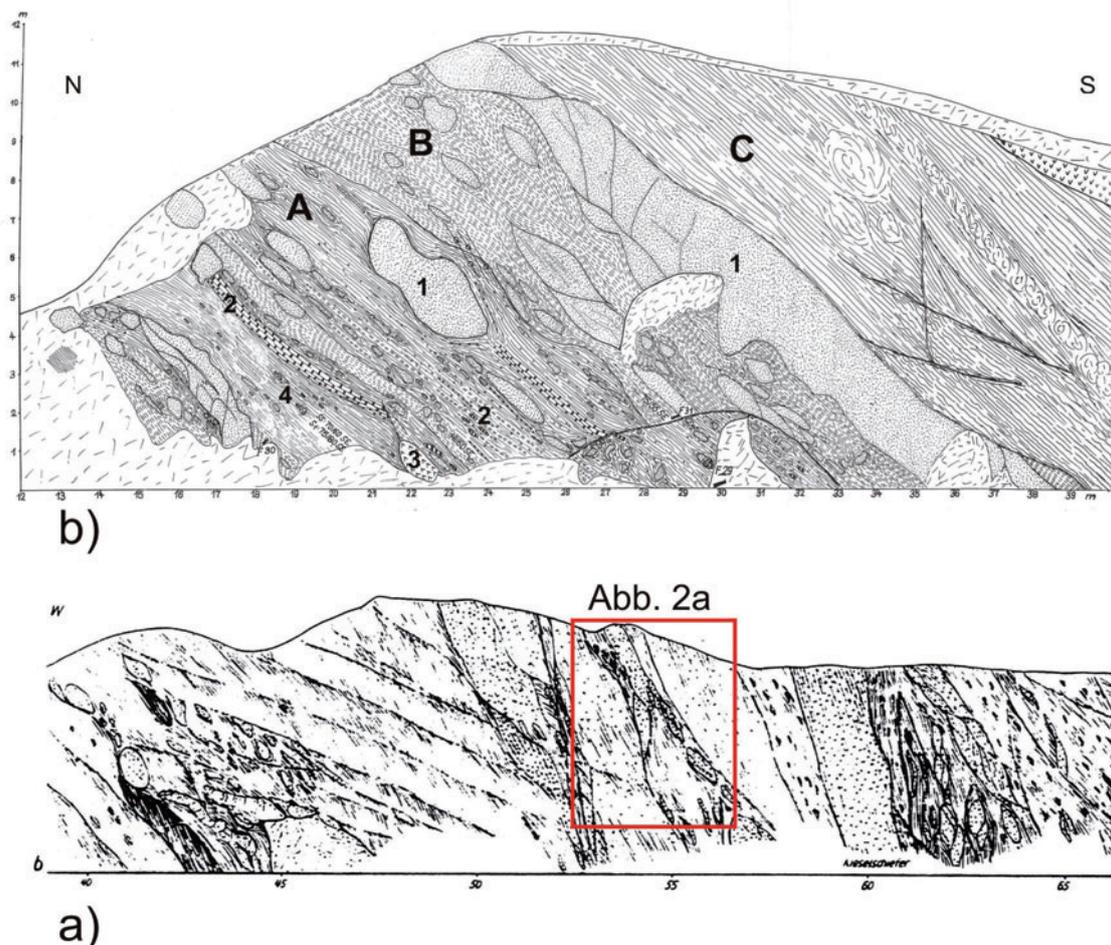


Abb. 1 Hüttenröder Olisthostrom, Bodetalstraße (ehemals neue Fortstraße) nördlich der Überleitungssperre. a) Ausschnitt aus dem westlichen Teil des Profils mit quarzitischen Bimrockhorizonten (broken formations, s. Text). Skizze: M. SCHWAB, 1976 (aus SCHWAB et al. 1991, Aufschluss 6.2). b) Geologische Aufnahme des Aufschlusses an der Mündung des Papenbachs, der die lithologische Vielfalt der Klasten zeigt (LUTZENS 1972, Abb. 36). Legende zu Abb. 1b: A: Tonschiefer mit kleinen Kieseliefergeröllen, B: Buntschiefer mit oberdevonischen Conodonten, C: dunkle Tonschiefer; Gerölle/Olistholithe: Quarzite (1), Kieseliefer (2), Keratophyr (3), Kalkstein (4).

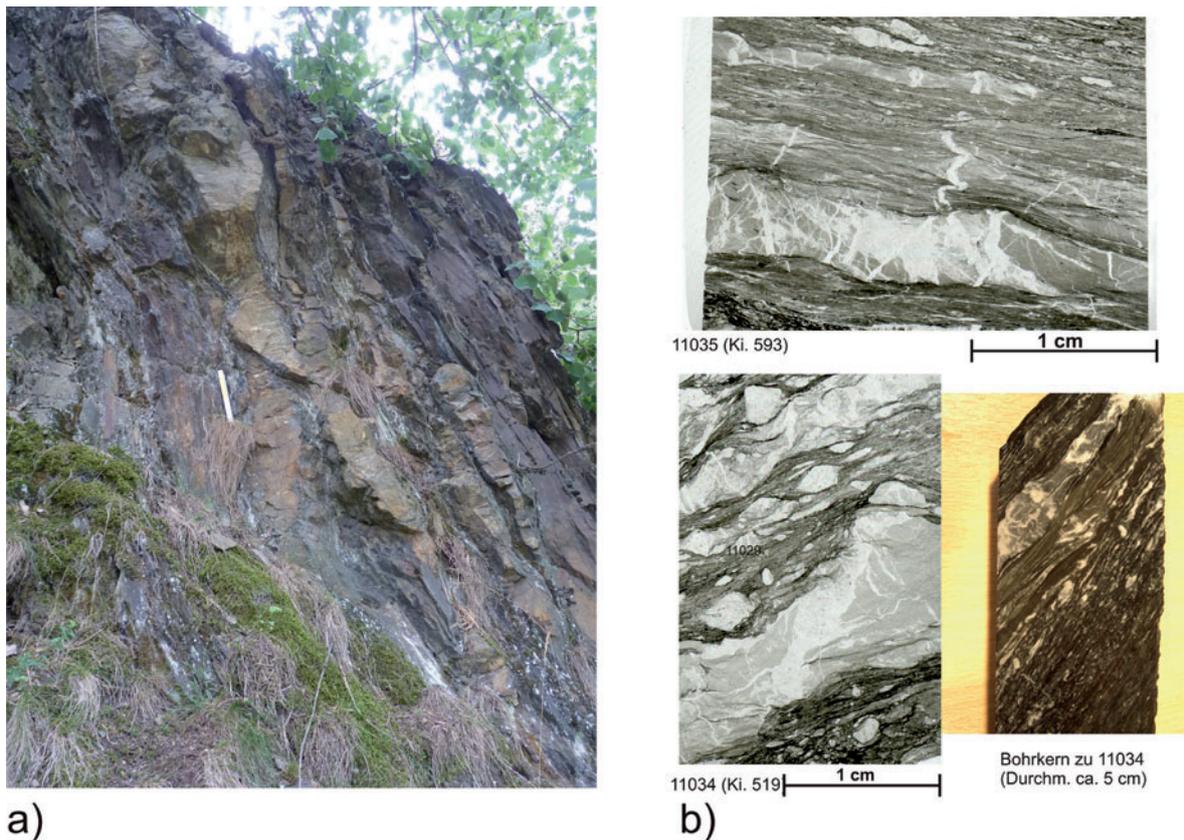


Abb. 2 a) Foto vom rot markierten Ausschnitt in Abb. 1a. Die Quarzitbank ist deutlich boudiniert und gestreckt, aber als Bank noch erkennbar. Links und rechts davon ist das Gestein annähernd intakt und geschichtet. b) Dünnschliffbilder aus der Bohrung Hasselfelde 2/83 mit schieferungsparallel gestreckten, zerlegten und intensiv mineralisierten Klasten (tektonische „pinch and swell“-Gefüge).

Aufschlüssen, nur grobe Anhaltspunkte für die Bildungszeit des Hüttenröder Olisthostroms, die nach LUTZENS (1972, S. 65) im Grenzbereich Dinant/Siles liegt.

Die Gesteine im Profilbereich sind zumeist intensiv deformiert, wobei Schieferung und Schichtung annähernd parallel verlaufen. Das Profil beginnt im westlichen Teil mit einer Einlagerung aus Kalkgrauwacke (Unterdevon, Ems), daran schließen sich nach Osten stark tektonisierte Tonschiefer und oberdevonische Buntschiefer an, die einzelne größere Klasten enthalten. Bis zum Eingang des Papenbaches folgen dann auf über 100 m Bereiche, in denen nur geringe Anteile des Gesteins ausgeprägte Block-in-Matrix-Gefüge zeigen (Abb. 1a). Bimrocks treten hier nur in schmalen Zonen von 1-2 Meter Breite auf, dazwischen sind mehr oder weniger intakte, z.T. gut geschichtete Einheiten vorhanden (Kieselschiefer, Buntschiefer). Eine chaotische Lagerung ist nicht vorhanden. Einzelne Quarzitbänke sind zwar teilweise aufgelöst, aber in ihrem ursprünglichen Zusammenhang oft noch erkennbar (Abb. 2a). Die Klasten bestehen zumeist aus Quarziten, fremde Klasten fehlen in diesen Bereichen. Demzufolge sind diese Bereiche als „broken formations“ anzusprechen, deren Fragmente sich nur aus dem Material der kompetenten Horizonte (hier quarzitischer Lagen) zusammensetzen.

Hervorzuheben ist die starke schieferungsparallele Streckung der kompetenten quarzitischer Lagen und die damit verbundene Boudinage und Fragmentierung der Lagen (Abb. 2a). Die Streckung ist anhand der stark wechselnden Mächtigkeit der quarzitischer Lagen als sogenannte „pinch-and-swell“-Gefüge erkennbar. Auch die Fragmentierung wird über Scherflächen realisiert, die in Beziehung zum Schieferungsgefüge stehen. Typisch sind vor allem flache, von schieferungsparallelen Scherbahnen abzweigende synthetische Riedel-Scherflächen (R' -Flächen, Abb. 2a, Bildmitte), die zusammen mit weiteren Scherflächen durch fortgesetzte Deformation linsige Scherkörper („Phacoide“) erzeugen. Im Foto kaum erkennbar ist die Mineralisation innerhalb der Klasten. Die starke Streckung der kompetenten Anteile und die intensive Mineralisation weisen diese Gefüge als tektonische Deformationsgefüge aus

(tektonische „pinch and swell“-Gefüge). Solche Gefüge sind u.a. in Dünnschliffen von Bimrocks der Bohrung Hasselfelde 2/83 in charakteristischer Ausbildung häufig vorhanden (Abb. 2b).

Wegen ihrer geometrischen Beziehung zur Schieferung sind diese Gefüge ein wichtiger Hinweis darauf, dass die Streckung und Fragmentierung bis zur Bildung von Boudins und Phacoiden im Zuge des Schieferungsprozesses, also tektonisch entstanden sind. Es handelt sich nicht um Deformationsstrukturen, die bereits im gering lithifizierten Sediment erzeugt wurden, wo ebenfalls Boudins und „pinch-and-swell“-Gefüge auftreten können. Hier dagegen bildete die Schieferung die maßgebende Deformations- bzw. Scherebene.

Exkursionspunkt 2: Ein Bimrockvorkommen innerhalb der Elbingeröder Grauwacke

Lokation: Östlich Elbingerode, Mühlental, Nordteil (GK 25 Bl. 4230 Elbingerode, R: 4419410, H: 5738552)

Der Aufschluss liegt im äußersten Nordbereich des Mühlentals, und zwar im Durchbruch zum sogenannten Tagebaufeld Mühlental-Nord-Nord (Abb. 3). Im Tagebaubetrieb werden hier obermitteldevonische bis tiefoberdevonische Riffkalksteine durch die Fels-Werke GmbH abgebaut. Zur Gewinnung der im Nordteil des Mühlentals aufgeschlossenen Kalksteinvorkommen musste eine zur unterkarbonischen Elbingeröder Grauwacke gehörende Schuppe durchfahren werden. Diese tektonische Schuppe weist eine horizontale Breite von 60 - 70 m auf und fällt mit ca. 40° nach SE ein. Sie wird im Liegenden und Hangenden von devonischem Riffkalkstein begrenzt (Abb. 3). Das stratigraphische Alter und der interne Strukturbau der Schuppe (synthetische Riedel-Scherflächen, Duplex-Strukturen, Kleinfalten) weisen auf eine Top NW-gerichtete Überschiebungstektonik. Das heißt, der Riffkalkstein wurde auf die Grauwacke aufgeschoben und hat dabei das Unterkarbon durchschlagen. Das Gestein besteht überwiegend aus dunkelgrauen, z.T. sandigen Tonschiefern. Nur in geringem Umfang sind darin Grauwacken eingelagert. Die Grauwacken treten meist als isolierte Klaster auf (Abb. 4). Außerdem treten lagenförmig angeordnete boudinierte oder länglich ausgebildete Grauwackenvorkommen auf (Abb. 5). Diese Formen lassen darauf schließen, dass im Tonschiefer ursprünglich Grauwackenhorizonte geringer Mächtigkeit eingeschaltet waren. Andere Klaster, die nicht aus Grauwacke bestehen, wurden nicht festgestellt. Damit ist dieses Bimrockvorkommen ein klassisches Beispiel für eine „broken formation“.

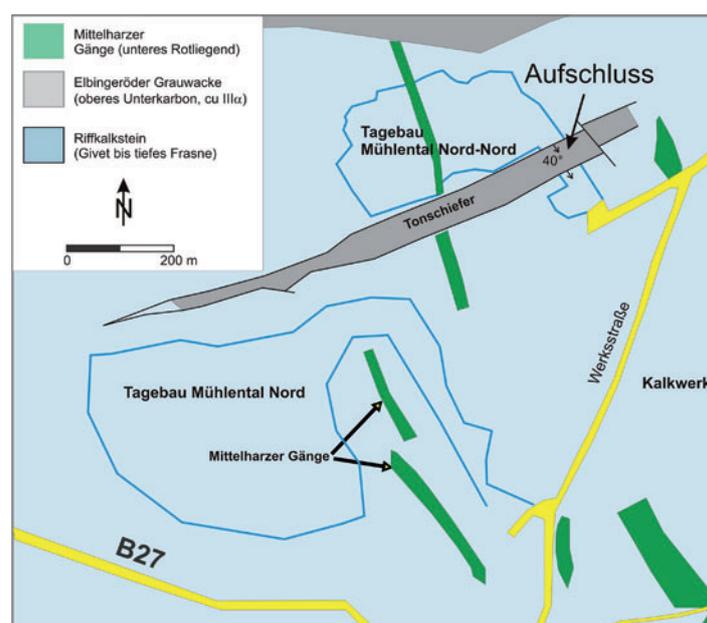


Abb. 3 Lage der Schuppe aus unterkarbonischen Tonschiefern der Elbingeröder Grauwacke innerhalb des devonischen Riffkalksteins (Quelle: Fels-Werke GmbH).

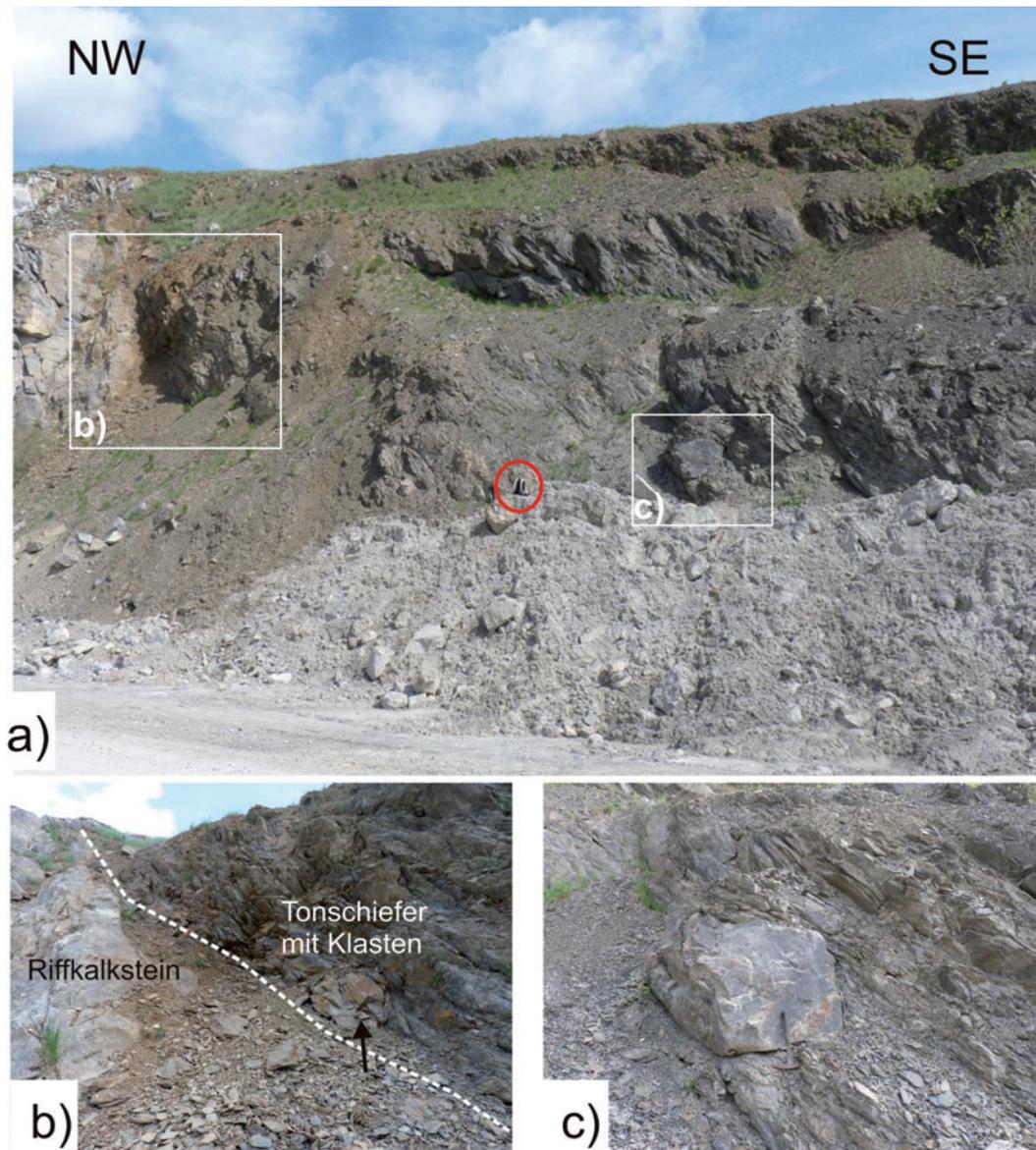


Abb. 4 Im devonischen Riffkalkstein eingeschuppte unterkarbonische Tonschiefer der Elbingeröder Grauwacke mit Bimrock-Ausbildung (broken formation, s. Text). a) Ausschnitt vom Oststoß mit einzelnen größeren Klasten und mit dem Grenzbereich zum Riffkalkstein im Nordwesten. b) und c) Detailbilder mit Klasten (s. Pfeil in b). Die Tonschiefer an der Grenze zum Riffkalkstein (Abb. 4b, weiße gestrichelte Linie) sind etwas karbonatisiert. Maßstab in a) s. Rucksack (roter Kreis).

Die tonige Matrix ist deutlich geschiefert, griffelige Spaltflächen weisen lokal auf ein weiteres s-Flächengefüge hin. Schichtung und Schieferung verlaufen annähernd parallel und auch boudinierte Lagen folgen dem generellen SE-einfallenden Strukturbau. Größere Scherflächen, meist flacher als das Schieferungsgefüge einfallend (R' -Scherflächen oder c-Flächensysteme), durchziehen das Gestein. Steiler als die Schieferung einfallende Flächengefüge bilden Duplexstrukturen. Bemerkenswert ist die Intensität der Deformation, die einzelne der rigiden Grauwackenklasten zerschert oder verbogen hat (Abb. 6).

Die Entstehung von „broken formations“ ist generell sedimentär oder tektonisch möglich. Eine sedimentäre Vorphase ist zwar auch hier nicht auszuschließen, aber die Beziehungen der Gefüge zur tektonischen Deformation sind hier so allgegenwärtig, dass für die Boudinage und Fragmentierung nur eine tektonische Ursache möglich erscheint. Hinzu kommt, dass dieses Vorkommen durch die Schuppentektonik bereits eine besondere strukturelle Position einnimmt. So ist zu erwarten, dass im Grenzbereich zum Riffkalkstein einzelne Kalksteinklasten im Tonschiefer als tektonische Schürflinge auftreten. Solche Klasten konnten bisher aber noch nicht festgestellt werden



Abb. 5 Grauwackeeinlagerungen im Tonschiefer, Oststoß; a) lagenförmig boudinierte Grauwacke (s. gestrichelte weiße Begrenzungslinie), b) längliches Grauwackenvorkommen, das sich nach NW durch isolierte Klasten (Boudins) weiter fortsetzt (Pfeile).

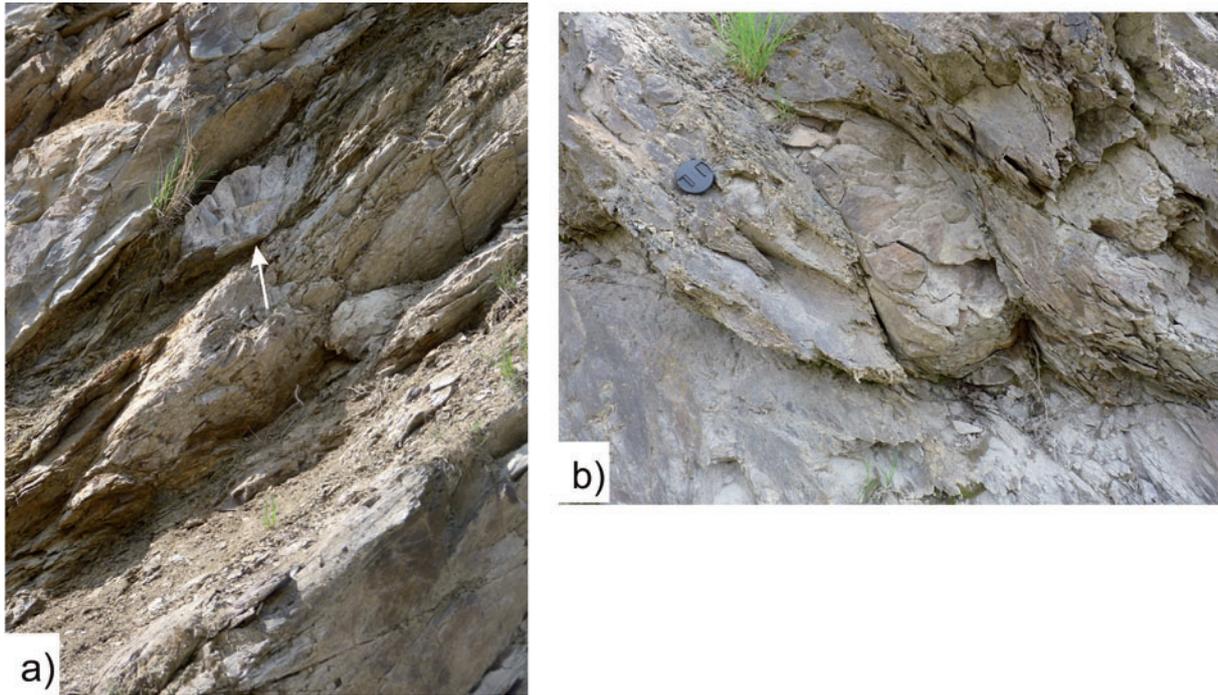


Abb. 6 Beispiele für stark deformierte Grauwackenklaste. a) Top NW-gerichtete Scherdeformation führte zu einem regelrechten Aufblättern des Klasts durch fächerartig angeordnete, z.T. mineralisierte Scherklüfte (s. Pfeil, Breite des Klasts ca. 20 cm, Weststoß), b) Top NW überscherter Klast vom Oststoß (Maßstab: Kamera-deckel).

Die Elbingeröder Grauwacke ist relativ jung (höheres Unterkarbon, cu III α) und zählt damit zu den jüngsten Grauwackenvorkommen des Harzes (vgl. Übersicht in WACHENDORF 1986). Im Sinne einer sedimentären Entstehung (Olisthostrome) wäre dieses Vorkommen ein weiteres Beispiel dafür, dass sich die Entstehung von BIM-Gefügen im Harz nicht allein auf den Zeitraum vor Beginn der Flyschsedimentation festlegen lässt (vgl. u.a. BUCHHOLZ et al. 1990). Wie oben dargestellt, sind die hier beschriebenen Bimrocks jedoch sehr wahrscheinlich nur tektonisch und zwar erst während der variszischen Deformation im tieferen Oberkarbon entstanden.

Exkursionspunkt 3: Tektonische Brekzie statt Schlammstromsediment am Sparenberg

Lokation: Innerstetal NW-lich Lautenthal, am Westfuß des Sparenbergs (GK 25 Bl. 4127 Seesen, R: 3588430, H: 5750445)

Am Ostufer der Innerste ist am Westfuß des Sparenbergs ein klassisches Mittel- und Oberdevonprofil aufgeschlossen. Es bildet den NW-Teil eines geologischen Lehrpfads. Hier sind in überkippter Lagerung im liegenden Schenkel einer liegenden Großfalte von S nach N Wissenbacher Schiefer (Eifel, alter Dachschieferbruch), Kalkknoten führender obermitteldevonischer Tonschiefer und klotziger Kalkstein (Stringocephalenkalk, oberes Givet) aufgeschlossen. Weiter nördlich folgen Ton- und Bandschiefer (Adorf, mit Kellwasserkalk), gefolgt von grauen und roten Schiefen und Kalknotenschiefern (Cypridinenschiefer) des höheren Oberdevons (STOPPEL 1977a). Die Gesteine sind transversal geschiefert. Im liegenden Faltschenkel liegt die Schieferung etwas flacher als die Schichtung oder annähernd parallel dazu (inverse Lagerung).

In den Tonschiefern aus dem Grenzbereich Mittel-/Oberdevon treten in einem relativ schmalen Bereich zerbrochene und umgelagerte Kalksteine auf (Abb. 7). Das Vorkommen wurde erstmals von STOPPEL & ZSCHEKED (1963) als Bereich mit frühdiagenetischer Sedifluktion, also als spezielle Form der soft-sediment-Deformation (subaquatisches Sedimentgleiten) beschrieben. Sie interpretierten die durch diese Gleitung erzeugten Gefüge als Block- oder Schlammströme (STOPPEL & ZSCHEKED 1963, STOPPEL 1977b). Dieser Aufschluss war seither ein Schlüsselaufschluss zum Nachweis frühdiagenetischer Rutschungs- und Umlagerungsgefüge während des Mittel- und Oberdevons im Westharz (STOPPEL & ZSCHEKED 1963, STOPPEL 1977a, BUCHHOLZ et al. 1989, 1990 u.a.). Aus diesem und weiteren Vorkommen sind auch entsprechende paläogeographische Schlüsse abgeleitet worden (oberdevonische Rutschmassen im Randbereich von Schwellen, STOPPEL 1977a).

Innerhalb des in Abb. 7 mit blauer Linie umrahmten Bereichs ist der bankige Stringocephalenkalkstein zerbrochen und sind einzelne Blöcke verstellt (Abb. 8). Die größeren Blöcke sind unterschiedlich stark und häufig nach SE eingekippt, sogar Steilstellung wurde festgestellt (Abb. 8b). Die Matrix ist tonig-kalkig und enthält zahlreiche, häufig abgerundete Kalksteinklasten (Abb. 9). Die Klasten bestehen nahezu ausschließlich aus diesem Kalkstein, nur vereinzelt treten einige tonig-schiefrige Klasten auf (Abb. 9c). Aufgearbeitete ältere Kalke wurden nicht festgestellt (STOPPEL 1977a).

Auffallend bei den Kalksteinklasten ist folgendes: Nahezu alle Kalksteinklasten weisen winklig bis steil zur Schichtung verlaufende Flasern bzw. Drucklösungssäume auf (Abb. 10). Diese Flaserung ist ein charakteristisches Merkmal für geschieferte mergelige Kalksteine und ist in dieser Form u.a. in den geschieferten Mergelkalksteinen (Knotenkalke u.ä.) aus den thüringisch-sächsischen Schiefergebirgen, aber auch im Harz festgestellt worden (FRIEDEL 1985). Auch in den überkippten aber ansonsten ungestörten Knotenkalken des do III im Nordwesten des Oberdevonprofils tritt ein entsprechend ausgebildetes Schieferungsgefüge auf (Abb. 10, Probe Sp6). Das in Probe Sp6 durch feine Tonflasern abgebildete Schieferungsgefüge fällt flacher als die Schichtung ein und unterstreicht damit die inverse Lagerung der Schichten innerhalb dieser Großfaltenstruktur.

Die o.g. Befunde zeigen, die rotierten Kalksteinklasten sind geschiefert und mit den Klasten ist auch die Schieferung rotiert worden (Abb. 8). Das bedeutet, dass dieser Bereich relativ spät und zwar tektonisch entstanden ist. Die Fragmentierung und Rotation der Klasten erfolgte nach Ausbildung der Drucklösungsschieferung. Ob sich das Schieferungsgefüge auch durch kristallplastische (innere) Deformation auszeichnet, werden Texturuntersuchen zeigen. Die Regelung der in der Matrix schwimmenden Klasten und das Umfließen größerer Klasten zeigen, dass auch die tonig-kalkige Matrix noch geschiefert ist (Abb. 9).

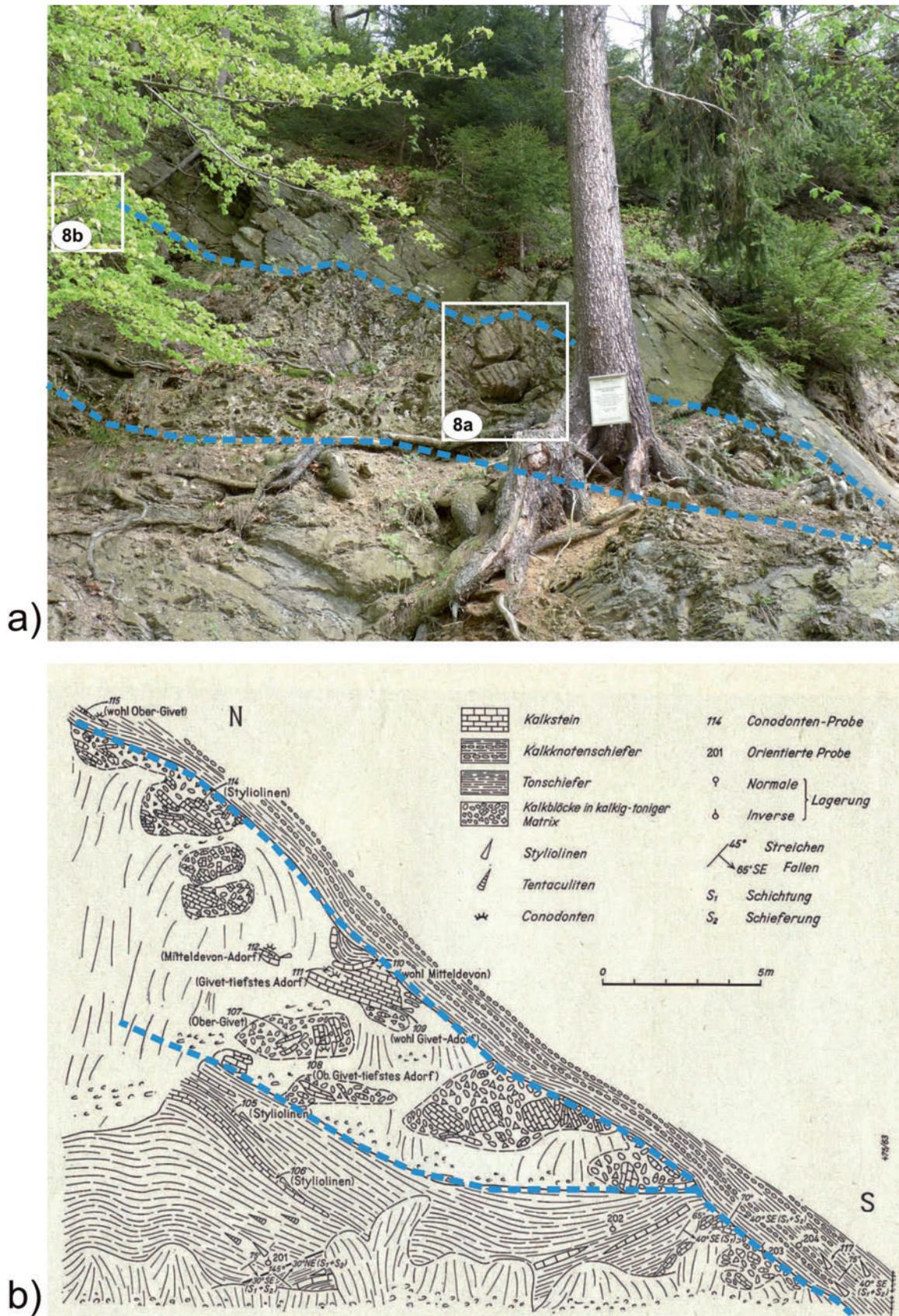


Abb. 7 Aufschluss am Innerste Ufer, Westfuß des Sparenbergs. a) Fotografische Aufnahme (Stand Mai 2013) und b) geologische Skizze vom „Sedifluktionshorizont“ (STOPPEL & ZSCHEKED 1963, Abb. 1). Die blaue Linie kennzeichnet etwa den Bereich, in dem die Umlagerungsgefüge auftreten. Statt als Schlammsstrom wird der Bereich als sprödduktile Scherzone (tektonische Brekzie) interpretiert (Erläuterung im Text).

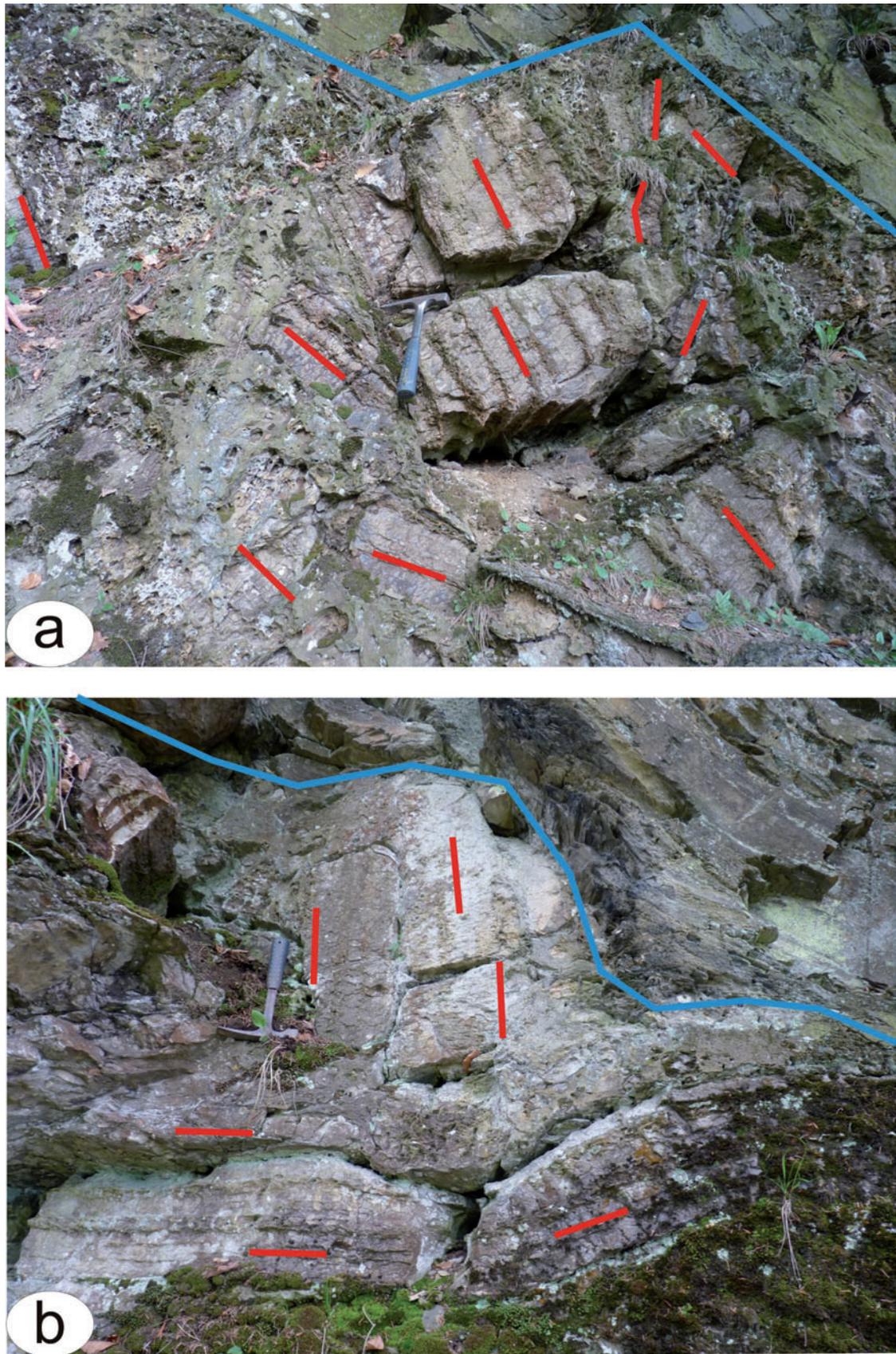


Abb. 8 Detailaufnahmen vom Umlagerungsbereich (Lage von a und b s. Abb. 7). Beachte das sehr unterschiedliche Einfallen der geschieferten Kalksteinklasten (Schichtung: rote Linien) im Vergleich zur generellen Lagerung der Schiefer oben (Grenze=blaue Linie). In Abb. 8b) stehen einige Klasten sogar senkrecht zueinander. In dieser Aufnahme ist auch die Bruchdeformation gut erkennbar.

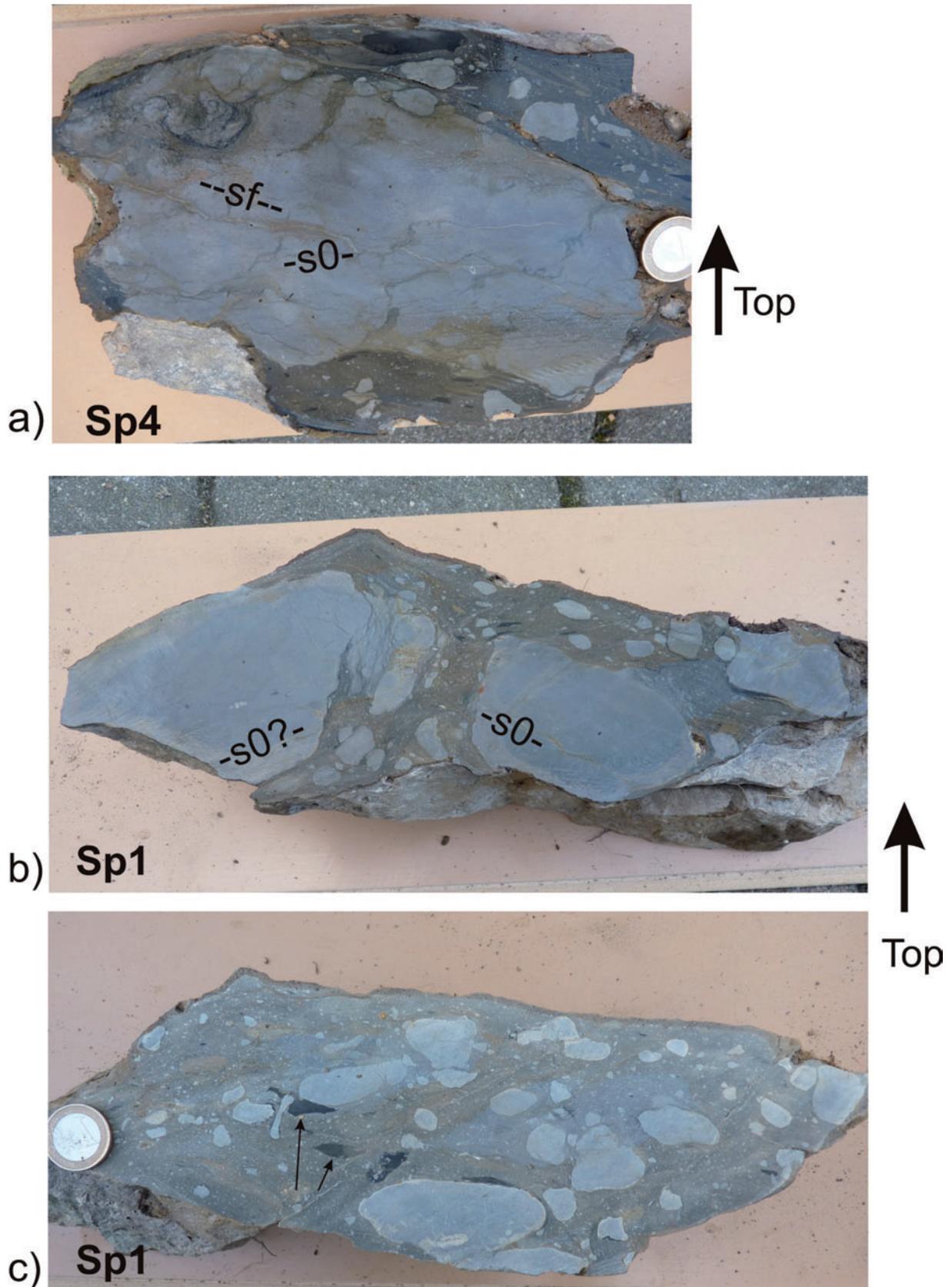


Abb. 9 Kalksteinklasten aus Stringocephalenkalkschwimmen in einer tonig-kalkigen Matrix. Die Kalksteinklasten sind geschiefert und rotiert, und auch die Matrix ist noch etwas geschiefert (Formregelung der Klasten und „Umfließen“ größerer Klasten durch kleinere) a) Probe Sp4, in b) und c) ist die Probe Sp1 unterschiedlich tief angeschnitten, wobei die größeren Klasten von b) nach c) enden oder zu kleineren Klasten zerfallen. Die Pfeile in c) weisen auf tonig-schiefrige Klasten. s0=Schichtung, sf=Schieferung. Maßstab: 1 Euromünze.

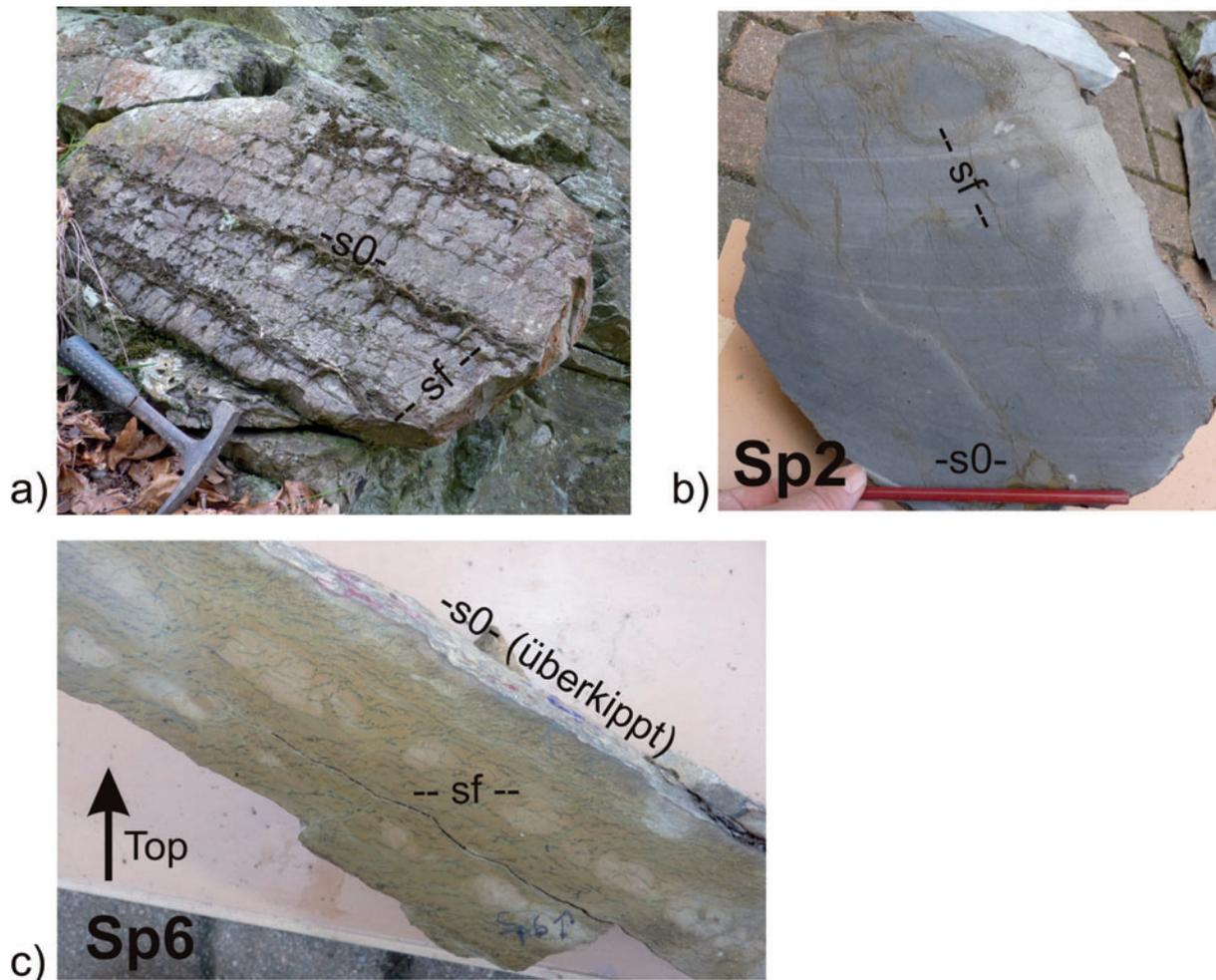


Abb. 10 Ausbildung der Schichtung (s0) und Schieferung (sf) in den Kalksteinklasten. a) Kalksteinklast aus Stringocephalenkalk mit steil zur Schichtung stehendem flaserigem Schieferungsgefüge, b) Anschnitt einer Kalksteinprobe aus dem gleichen Bereich (Probe Sp2), c) Kalknotenschiefer des Oberdevons III ca. 150 m nördlich des eigentlichen Aufschlusses. Beachte die flachen Tonsäume als Merkmal der Schieferung, die Schichtung ist nur schwach erkennbar (undeutliche Knollen, Mächtigkeit des Lage ca. 5 cm).

Die Ausbildung der Klasten und der tonig-kalkigen Matrix und die daraus ableitbare Zeitlichkeit des Gefüges weisen auf die Wirksamkeit einer spröduktilen Scherzone, die während der Entwicklung der Schieferung wirksam war. Die Scherzone verläuft parallel zum im Top befindlichen Ton- und Kalkknotenschiefer (stratigraphisch Liegendes), der auch von STOPPEL & ZSCHEKED (1963) als Gleithorizont angesehen worden war. Auf eine tektonische Störung - mit aufschiebenden Bewegungssinn - weist hier auch das Umbiegen der schichtparallel geschieferten Tonschiefer im unteren Bereich des Aufschlusses (Abb. 7a). Diskrete Störungsbahnen wurden allerdings in dem meist karbonatisierten Grenzbereich zwischen Schiefer und Kalkstein nicht festgestellt.

Statt einer Schlammstromablagerung liegt nach unserem Befund hier eine tektonische Brekzie vor. Mit dieser Interpretation wird dieser Aufschluss als häufig zitiertes Beispiel von soft-sediment-Deformation bzw. Rutschmassenbildung in Frage gestellt. Auch bei anderen devonischen Vorkommen (z.B. Steinbruch Steiler Berg) bestehen Zweifel an der Interpretation der Gefüge als soft-sediment-Deformationsgefüge, da der Einfluss der duktilen tektonischen Deformation zu wenig berücksichtigt wurde. Die Klärung der Frage, unter welchen Bedingungen diese Gefüge entstanden sind, ist für die Bewertung der Resedimentationsvorgänge und den damit verbundenen paläogeographischen Konsequenzen von erheblicher Bedeutung.

Exkursionspunkt 4: Das Scharzfelder Olisthostrom bei Scharzfeld am Dolomitwerk (Odertal)

Lokation: Scharzfeld, Flußbett der Oder am Dolomitwerk der Rheinkalk HDW GmbH (GK 25 Bl. 4328 Bad Lauterberg, R: 3596410, H: 5721860)

In Scharzfeld ist im Betriebsgelände des Dolomitwerks der Rheinkalk HDW GmbH (früher „Wülfrath“) direkt im Flussbett und im Uferbereich der Oder ein Bimrockvorkommen aufgeschlossen, das zu den besten Aufschlüssen des Scharzfelder Olisthostroms gezählt wird (GÜNTHER & HEIN 1999). Das Vorkommen liegt in Verlängerung des in die Tanner Zone eingeschuppten Scharzfelder „Sattels“ und wird im SE und NW von Tonschiefern und Grauwacken der Tanner Zone begrenzt. Die Schichten fallen steil nach SE ein (40/80 SE), sind stark deformiert (schichtparallele Schieferung) und bereichsweise verkieselt. Gelegentlich tritt eine 2. Schieferung auf.

Geologisch aufgenommen und beschrieben wurde das Vorkommen von BUCHHOLZ et al. (1989, 1994). Das eigentliche Bimrockvorkommen zeichnet sich durch größere Vielfalt der Klasten aus. Nach BUCHHOLZ et al. (1994) überwiegen Grauwacken und Quarzite sowie Flinz- und Knollenkalke (do-Alter belegt), selten sind dagegen Kieselschiefer und Diabas als Klasten vorhanden (Abb. 11). Die Klasten sind in ruschlige Tonschiefern eingelagert und meist linsenförmig deformiert (Phacoide, Abb. 12a). Bereichsweise bilden siltige oder verkieselte Schiefer die Matrix. Darin sind sandige Lagen enthalten, so dass die Schichtung des Gesteins noch erkennbar ist. Auch in diesen mehr oder weniger intakten Bereichen sind die kompetenten sandig-quarzitischen Lagen z.T. linsenförmig deformiert, boudiniert, verfaultet und zerschert (Abb. 12b). Das Ausmaß der Deformation bei einer solchen Wechsellagerung aus unterschiedlich kompetenten Gesteinen verdeutlicht Abb. 13.

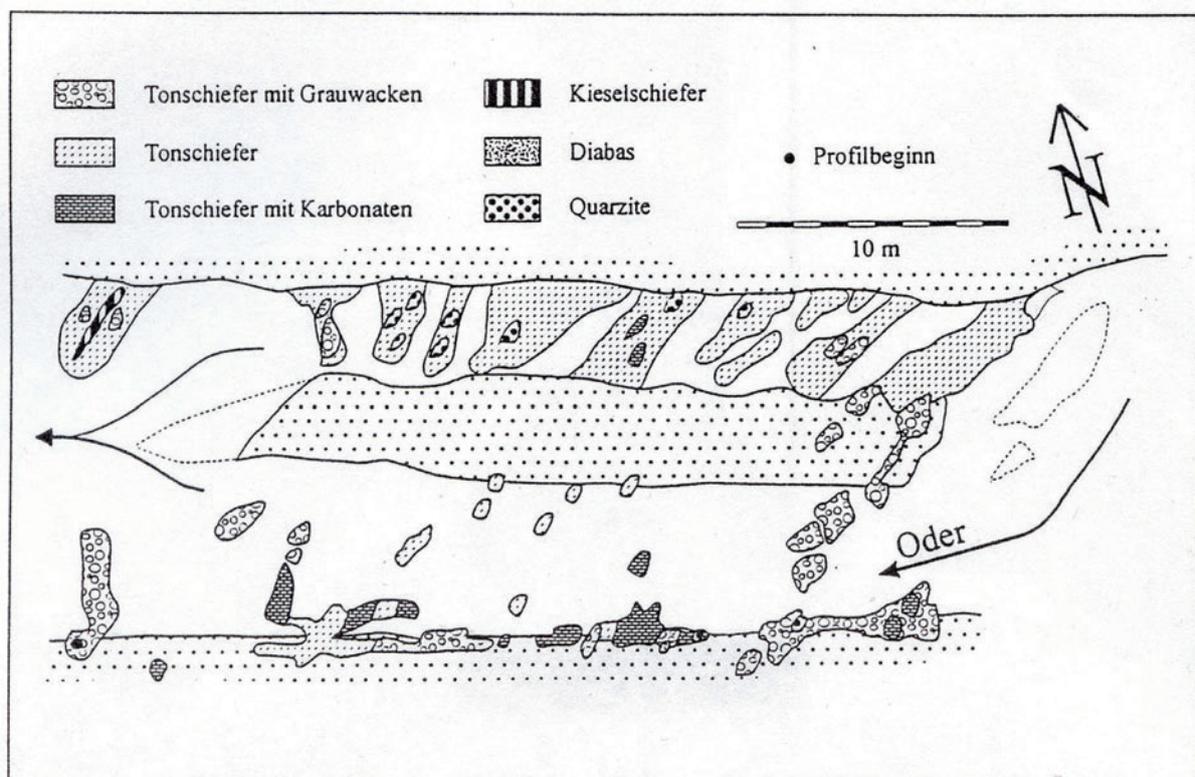


Abb. 11 Geologische Skizze des Bimrockvorkommens im Bachbett der Oder in Scharzfeld am Dolomitwerk „Wülfrath“ (heute Rheinkalk HDW GmbH); Abb. aus BUCHHOLZ et al. (1994, Abb. 4.9). Das Vorkommen zeichnet sich durch größere lithologische Vielfalt der Klasten aus. Die Schichten fallen steil nach SE ein (40/80 SE) und sind deutlich deformiert. Das Vorkommen wird zum Scharzfelder Olisthostrom gestellt (GÜNTHER & HEIN 1999).

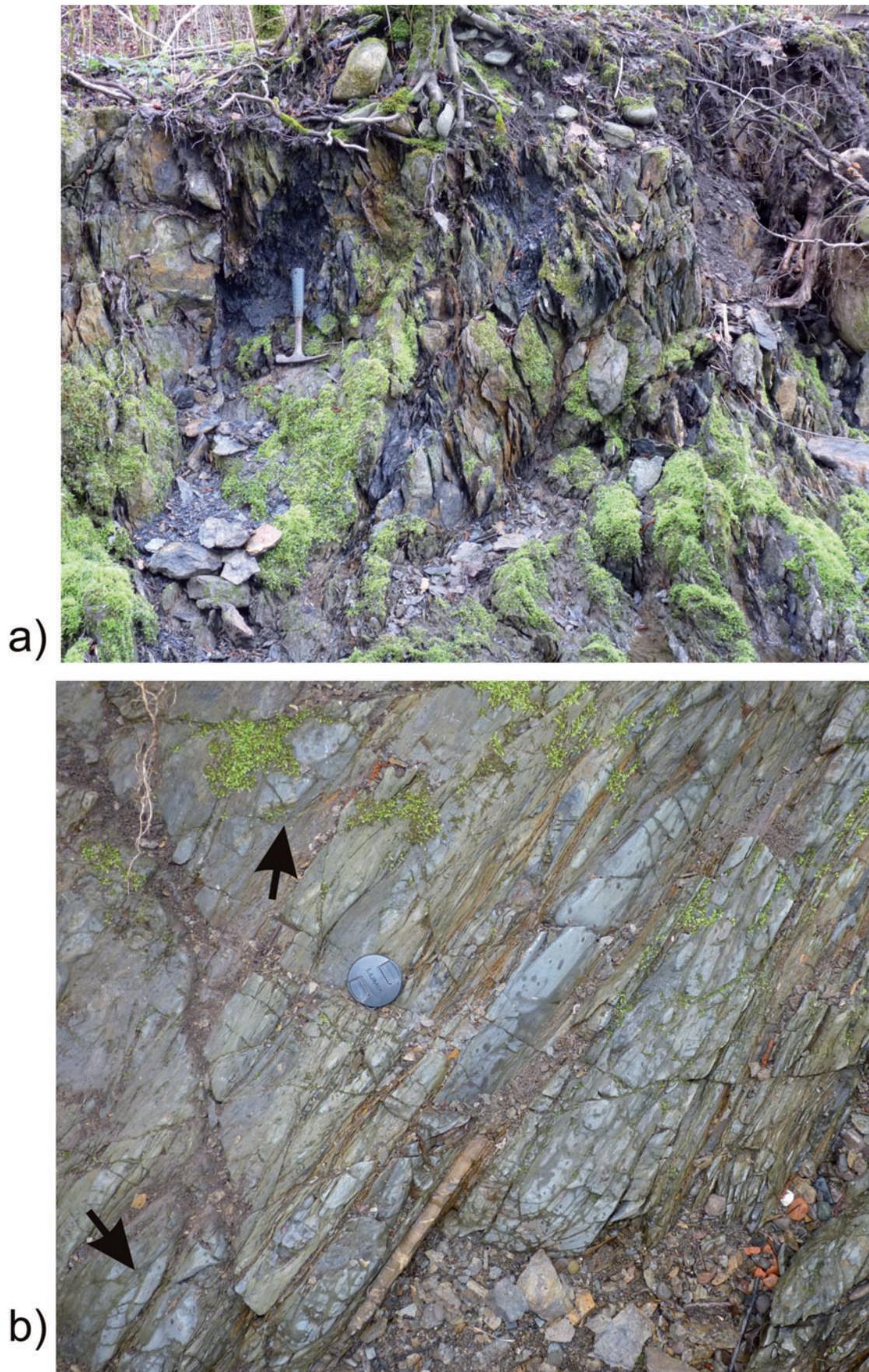


Abb. 12 a) Phacoidförmige Klasten in deformierter, ruschliger Tonschiefermatrix. b) Siltige Schiefer mit sandig/quarzitischen Lagen bilden intakte Bereiche. Beachte die Boudinage und Zerschering der Quarzitlagen (Pfeile).



Abb. 13 Siltige Tonschiefer mit sandig/quarzitischen Lagen (Lesestein). Beachte die starke Boudinage und beginnende Fragmentierung der quarzitischen Lagen als Folge der variszischen Deformation. Die Schieferung verläuft parallel zur Schichtung, links beginnt sich ein zweites Schieferungsgefüge zu entwickeln. Teilweise deformierte, mit Quarz mineralisierte Klüfte treten bevorzugt in den kompetenten quarzitischen Lagen und dort vor allem in den stark gestreckten Bereichen (necking-Zonen) auf.

Diskussion

BUCHHOLZ et al. (1994) sahen in diesem Vorkommen ein Beispiel für deformierte Olisthostrome. Auch LÜTKE (1978a, b) und GÜNTHER & HEIN (1999) interpretierten derartige Bimrockvorkommen in dieser Weise (vgl. Exkursionspunkt 5). Als Hinweis auf die ursprünglich sedimentäre Entstehung wurden von BUCHHOLZ et al. (1994, S. 103) das Nebeneinander lithologisch unterschiedlicher Klasten und die Orientierung von Quarzitklasten angeführt, weil deren Längsachse quer zum umgebenden s-Gefüge ausgerichtet ist.

Beide Argumente sind nicht ausreichend, um eine sedimentäre Genese dieser Mélange zu begründen. So zeigten die Untersuchungen von KOLL (1984) im Bereich der Harzgeröder Zone, dass die Längsachsen der Phacoide sowohl quer zum als auch in Richtung des NW-gerichteten tektonischen Transports ausgerichtet sein können. Auch der Hinweis auf die Nähe zur Basis der Tanner Grauwacke und damit die Zugehörigkeit zur unterkarbonischen Wildflysch-Einheit (BUCHHOLZ et al. 1990) sind problematisch, da hier neben unterkarbonischen auch oberdevonische Anteile der Tanner Zone auftreten können (vgl. LIPPERT 1999, Abb. 25). Außerdem betrachten GÜNTHER & HEIN (1999) das Scharzfelder Olisthostrom (Scharzfelder Sattel) als Teil einer Duplexstruktur, so dass es fraglich bleibt, ob hier noch sedimentäre Kontakte vorhanden sind.

Auf der anderen Seite wird auch an diesem Vorkommen deutlich, dass die Fragmentierung der Klasten zu einem wesentlichen Teil erst während der mit Schieferung verbundenen variszischen Deformation stattgefunden hat (Abb. 13). Der Nachweis, dass es sich ursprünglich um eine sedimentäre Mélange handelt, ist bei starker nachträglicher Deformation zweifellos schwierig (HSÜ 1974), aber nur durch den Nachweis sedimentärer oder frühdiagenetisch entstandener Gefüge kann auch wirklich davon ausgegangen werden. Ein Großteil der bisher herangezogenen Gefügemerkmale sind dafür ungeeignet oder unzureichend (vgl. FRIEDEL & ZWEIG, S. 9, dieser Band).

Exkursionspunkt 5: Deformiertes Olisthostrom oder tektonische Melange im Frankental?

Lokation: Wieda, Straße im Frankental, ca. 700 m nordwestlich der Försterei (GK 25, Bl. 4329 Zorge, R: 4401080, H: 5724645)

Aus dem Frankental bei Wieda hat LÜTKE (1978a) ein Olisthostromvorkommen beschrieben, das er als deformiertes Olisthostrom bezeichnete (Abb. 14). Wie in Scharzfeld (Exkursionspunkt 4) treten auch in diesem Vorkommen hinsichtlich ihres Alters und Lithologie verschiedenartige Klasten auf (unter-, mittel- und oberdevonische Herzynkalke, Kieselschiefer, Grauwacken, Quarzite und Diabase, Abb. 14). Obwohl sich die Aufschlussverhältnisse verschlechtert haben, sind einige Klasten noch erkennbar. Auch hier sind die Klasten linsen- bis phacoidförmig verformt. Die Matrix ist geschiefert.

LÜTKE (1978a, b) verweist darauf, dass semifluide Schlammstromsedimentation und tektonische Zerschichtung Anteil an der Gesteinsdeformation haben und hebt hervor, dass gerade im Frankental anhand von Anschliffen der weniger geschieferten Pelitmatrix, die vorangegangene semifluide Schlammstrombildung nachweisbar wäre. Eigene Proben zeigten hinsichtlich der Deformationsgefüge jedoch keine wesentlichen Unterschiede zu anderen Bimrockvorkommen (Abb. 15).

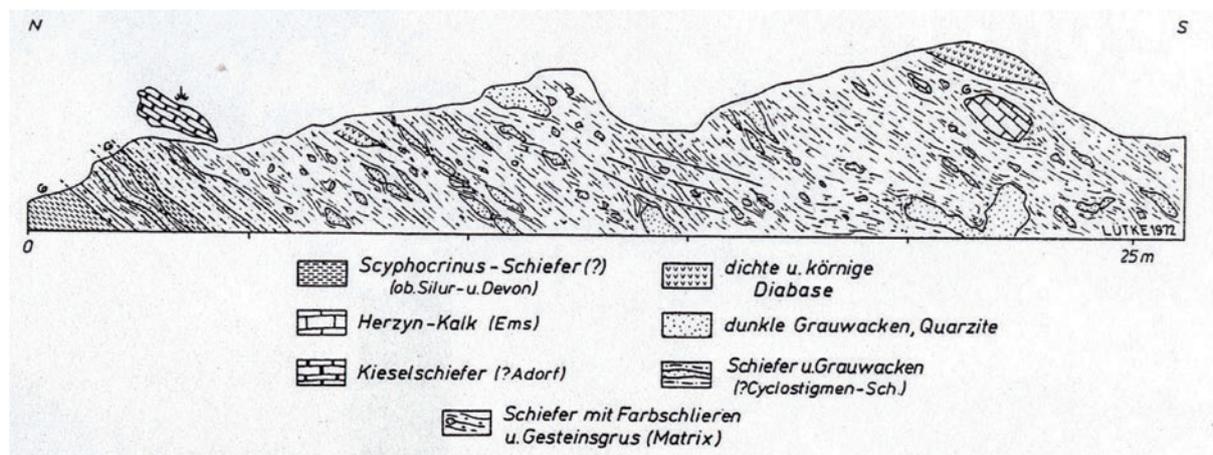


Abb. 14 Geologisches Profil vom Aufschluss an der Straße im Frankental (LÜTKE 1978a, Abb. 1). Die Deformationsgefüge unterscheiden sich nicht von den Gefügen in anderen Bimrockvorkommen (Abb. 15). Selbst schichtgebundene Faltengefüge, die an synsedimentäre bzw. frühdiagenetische Rutschungen erinnern, erwiesen sich hier wie anderswo im Dünnschliffbild als schieferungsbezogene Kleinfalten (Abb. 15b)

Den deformierten Olisthostromen stellte LÜTKE (1978a) die beginnende tektonische Zerstörung der Stieger Schichten im Liegenden der Ostharzdecke gegenüber (Aufschluß Straße Zorge-Hohegeiß, LÜTKE 1978a, Abb. 2). Der Aufschluss ist heute nahezu verschüttet. Die als rein tektonisch interpretierten Gefüge in diesem Aufschluss zeigen jedoch große Ähnlichkeit mit den Gefügen in den deformierten Olisthostromen. Selbst der Hinweis, dass hier keine Merkmale eines frei bewegten Schlammstrom-Sediments vorhanden sind, reicht nicht für eine Trennung beider Deformationsformen, da sich die verwendeten Merkmale für soft-sediment-Deformation oft als nicht zutreffend erwiesen haben (s. auch Exkursionspunkt 6). Die Schieferung ist oft schichtparallel, sodass zur Interpretation besonders von schichtinternen Faltengefüge (oft als Rutschungs- oder Wickelstrukturen interpretiert, z.B. HAHLBECK 1990) und anderen duktil oder spröduktile verformten Gefügen nicht nur der Anschliff, sondern die geometrische Beziehung zur Schieferung im Dünnschliffbefund zu prüfen ist. Mit Schieferung verbundene Scherfalten und abgerissene (amputierte) Faltenscharniere sind leicht mit sedimentären Rutschungsgefügen zu verwechseln.



Abb. 15 Anschliffe von Proben aus dem Frankentaler Bimrockvorkommen. Die Klaster sind linsig deformiert und schieferungsparallel geregelt. Schichtinterne Verfaltungen wie in Abb. 15 b) weisen nicht auf eine frühe Rutschung, sondern sind erst im Zuge der Schieferung entstanden. Die Schieferung ist horizontal, Maßstab: 2 cm

Exkursionspunkt 6: Deformationsgefüge in den Stieger Schichten (Ostharzdecke) bei Zorge

Lokation: Zorge-Wolfsbach, Felsen an der Straße Richtung Hohegeiß, südöstlich der Straße „Am Wolfsbach“ (GK 25, Bl. 4329 Zorge, R: 4405833, H: 5723748)

In Zorge befindet sich an der Straße Richtung Hohegeiß unmittelbar südwestlich der Straße „Am Wolfsbach“ ein Diabasauflschluss, der auch in der Geologischen Karte vermerkt ist. Die Felsen tragen einen Gedenkstein, der an den Bau der „Adler“-Lokomotive in Zorge erinnert.

Aufgeschlossen sind hier Diabase und Tonschiefer der Stieger Schichten. Die Stieger Schichten repräsentieren eine vulkanosedimentäre Abfolge, die im Givet bis tiefen Frasn entstanden ist und die die Basis der Ostharzdecke bildet (GANSLOSSER 2001). Zur Ostharzdecke gehören außerdem der Hauptkieselschiefer, der Buntschiefer und im Top der Schichtfolge die oberdevonische Südharz-Selke-Grauwacke, die ca. 300 m südöstlich des Aufschlusses auch ansteht.

Obwohl der Aufschluss stark bewachsen ist, ist das Deformationsgefüge der Gesteine recht gut erkennbar. Es sind sowohl bimrock-Gefüge als auch Boudinage und linsige Verformung der kompetenten Diabase vorhanden (Abb. 16). Vergleichbare Deformationsbilder aus den Stieger Schichten sind aus weiteren Aufschlüssen entlang der Straße Zorge-Hohegeiß von WACHENDORF (1977) und LÜTKE (1978a) beschrieben worden. Die Deformation von Diabas ist insofern bemerkenswert, da man ausschließen kann, dass diese Gesteine durch soft-rock-Deformation verformt worden sind. Es besteht weitgehend



Abb. 16 Stieger Schichten am Eisenbahngedenkstein. Die Felsen bestehen zumeist aus z.T. großen Diabasblöcken, seltener ist ruscheliger Tonschiefer aufgeschlossen. a) Bimrock-förmige Ausbildung der Stieger Schichten, die im Schiefer eingelagerten Klasten bestehen aus Diabas. b) parallel zur Schieferung boudinierter und linsig verformter Diabas (D). Beachte die Mineralisation in den Diabasklasten. Die Schieferung fällt flach nach rechts (SE) ein.

Übereinstimmung darüber, dass tektonische Deformation an der Basis der Osthartzdecke zur Entstehung dieser Gefüge geführt hat (WACHENDORF 1986, LÜTKE 1978a, FRANZKE 2012), wenn auch über die genauen Bedingungen der Platznahme noch Unklarheiten bestehen. Diese tektonische Mélange (u.a. FRANZKE 2012) zeigt vor allem, wie prägend der Einfluss der tektonischen Deformation auf das Gesteinsgefüge war. Dies sollte auch bei der Bewertung der heutigen Gefüge in rein sedimentären Abfolgen des Harzes stets in Betracht gezogen werden. Auf diese Sichtweise hatte bereits LÜTKE (1978b, S. 485) hingewiesen.

Exkursionspunkt 7: Mélange an der Basis der Osthartzdecke (Oderstausee)

Lokation: Oderstausee nordwestlich Bad Lauterberg, SW-Teil des Oderstausees am SE-Ufer nahe der Einmündung der Kleinen Herzbeek (GK 25, Bl. 4329 Zorge, R: 4397800, H: 5724820)

Im südwestlichen Teil des Oderstausees sind am SE-Ufer 150 m nördlich der Einmündung der Kleinen Herzbeek intensiv zerscherte ruschelige, stark ausgewalzte Pflanzen führende Ton- und Siltschiefer vom Typ der Tanner Plattenschiefer der Tanner Serie aufgeschlossen (Abb. 17, 18a). Die sedimentäre Schichtung der Schiefer ist durch die starke Schieferung überprägt (schichtparallele Schieferung). Die anastomosierende Ausbildung der Schieferung weist auf ein zweites s-Flächengefüge hin, das zum Teil als SC-Gefüge vorliegt (Abb. 18b).

In die Schiefer eingebettet sind linsenförmig zerscherte Komponenten unterschiedlicher Lithologien (Abb. 17). Die Komponenten bestehen vorwiegend aus Grauwacken mit wechselnden Korngrößen. Die häufig langgestreckte Form dürfte auf Reste der primären Abfolge hinweisen (Abb. 18a). Weitere Komponenten, wie Diabase, phacoidisierte feinblättrige schwarze Tonschiefer, kieselige Schiefer und Karbonat führende Siltschiefer gehören dagegen nicht zum Bestandteil der Plattenschiefer.

Über den Schiefen folgen Kieselschiefer der Osthartzdecke, die in einem kleinen aufgelassenen

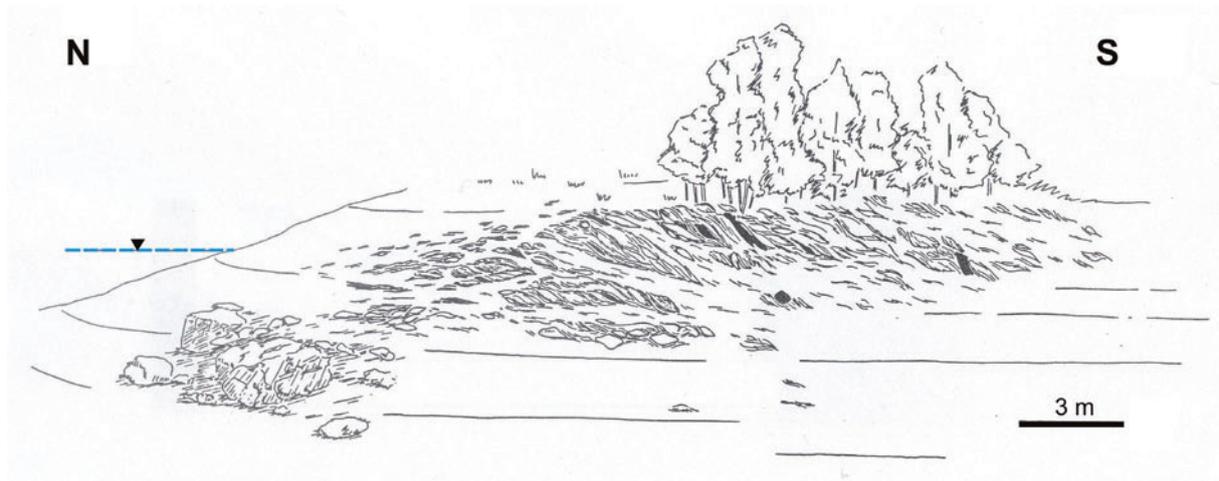


Abb. 17 Vermutete tektonische Mélange an der Basis der Osthartzdecke (Tanner Serie, SE-Ufer des Oderstausees). Zerscherte Ton- und Siltschiefer vom Typ der Tanner Plattenschiefer mit Grauwacken-Phacoiden (weiß) und Komponenten, die aus der Osthartzdecke abgeleitet werden (schwarz: Diabas, Quarzit, kieselige Tonschiefer, karbonatführende Siltschiefer).



a)

b)

Abb. 18 a) Übersicht über das Bimrockvorkommen mit einigen größeren, meist länglichen Komponenten in schiefriger Matrix (u.a. Grauwacke, s. Hammer). b) Detailbild von der Schieferung. Das SC-Gefüge im Schiefer weist auf einen tektonischen Transport Top nach NW (nach links).

Steinbruch in der Böschung der Wegkehre etwa 100m südlich des Profils anstehen. Die Kieselschiefer (Adorf?) bestehen aus einer Wechselfolge maximal 5 cm mächtiger kieseliger Lagen und dünnen, kieseligen Tonschiefer-Zwischenmitteln. Sie wurden im Verlauf der Deckenüberschiebung zu großen liegenden Falten mit einer Wellenlänge von ca. 10 m deformiert.

Damit liegt das Profil im Grenzbereich zwischen der Tanner Serie und der tektonisch auflagernden, von SE nach NW transportierte Osthartzdecke. In dieser Position wird das hier aufgeschlossene Bimrockvorkommen als tektonische Mélange interpretiert. Diese Mélange enthält sowohl Komponenten der Tanner Serie als auch Komponenten, die der Osthartzdecke oder der Harzgeröder Zone zuzurechnen sind. Diese Struktureinheiten sind im Südharz offenbar nicht mit scharfem Kontakt voneinander getrennt, vielmehr besteht an der Basis der Osthartzdecke eine Übergangszone, in welcher die Gesteine tektonisch vermischt und zu einer Mélange geformt worden sind.

Literatur

- BUCHHOLZ, P., WACHENDORF, H. & ZWEIG, M. (1989): Synsedimentäre versus tektonische Deformation: Rutschung, Schlammstrom, Olisthostrom und Mélange. Dt. geol. Ges., 141. Hauptvers., Exkursionsführer, Exkursion E4, 139-170, Braunschweig.
- BUCHHOLZ, P., WACHENDORF, H. & ZWEIG, M. (1990): Resedimente der Präflysch- und der Flysch-Phase – Merkmale für Beginn und Ablauf orogener Sedimentation im Harz. N. Jb. Geol. Paläont., 179, 1-40, Stuttgart.
- BUCHHOLZ, P., BÜTHE, F., GANSSLOSER, M., TRAPP, E., WACHENDORF, H. & ZELLMER, H. (1994): Zur Geologie des Westharzes. Exkf. zum Leopoldina-Meeting „Der Harz in Rahmen der variscischen und postvariscischen Entwicklung“. – Exkursion C, 89-135, Halle/S.
- DILEK, Y., FESTA, A., OGAWA, Y. & PINI G.A. (2012): Chaos and geodynamics: Mélanges, mélange-forming processes and their significance in the geological record. Tectonophysics, 568-569, 1-6 (Springer).
- FRANZKE, H.J. (2012): Exkursionspunkt 1: Liegender Grenzbereich der Osthartz-Decke im Ludetal. Hall. Jb. Geowiss., Beiheft, 28, 68-74, Halle/S.
- FRIEDEL, C.-H. (1985): Zur kleinteuktonischen Analyse, Bewertung und Interpretation tektonischer Drucklösungserscheinungen. Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, 83, 95-133, Potsdam
- GANSSLOSER, M. (2001): Stratigraphie und Stoffbestand der Osthartz-Decke – Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der Stieger Schichten. Braunschweiger geowiss. Arb., 24, 151-167, Braunschweig

- GÜNTHER, K. & HEIN, S. (1999): Die Olisthostrome des Mittelharzes nordwestlich von Bad Lauterberg – eine Folge akkretionärer Prozesse. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 211 (3), 355-410, Stuttgart.
- GÜNTHER, A., GÜNTHER, K. & HEIN, S. (2001): Sedimentäre und tektonische Gefüge im Herzberger Olisthostrom zwischen dem Eichelnbach und dem Mittel-Berg nordöstlich von Herzberg am Harz. *Braunschweiger geowiss. Arb.*, 24, 133-150, Braunschweig.
- HAHLBECK, S. (1990): Subaquatisch-gravitativ umgelagerte Sedimente des Devons und Karbons um Bad Lauterberg (SW-Harz). *Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover*, 31, 105 S., Hannover.
- HUCKRIEDE, H., WEMMER, K. & AHRENDT, H. (2004): Palaeogeography and tectonic structure of allochthonous units in the German part of the Rheno-Hercynian Belt (Central European Variscides). *Int J Earth Sci (Geol Rdsch)*, 93, 414-431, Berlin Heidelberg.
- HSÜ, K.J. (1974): Mélanges and their distinction from olisthostromes. In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*, Sp. 19, 321-333, 1974.
- KOLL, J. (1984): Strukturanalyse allochthoner Serien des Südharz-Paläozoikums. *Braunsch. geol. paläont. Diss.*, 1, 124 S., Braunschweig.
- LIPPERT, C. (1999): Faziesausbildung und lithologisch-petrographische Zusammensetzung der Gesteine des Tanner Grauwacken-Zuges (Harz). *Diss. Univ. Hannover*, 119 S., Hannover.
- LUTZENS, H. (1972): Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. *Geologie, Beih.* 74, 1-105; Berlin.
- LUTZENS, H. (1973a): Zur Altersstellung der Olisthostrome und Gleitdecken im Harz unter besonderer Berücksichtigung der Initialmagmatite. *Z. geol. Wiss., Themenheft 1 (1973)*, 137-144, Berlin.
- LUTZENS (1973b): Exkursion B - Stratigraphische und lithologische Probleme im Paläozoikum des Harzes. Aufschrift B3. In: SCHWAB, M.: *Exkursionsführer zur Vortrags- und Exkursionstagung „Lithologie, Paläogeographie und Tektonik des Paläozoikums im Rhenohercynikum des Harzes und der Flechtinger Scholle*. *Gesellsch. f. Geol. Wiss.*, 30-34, Berlin.
- LUTZENS, H. (1979): Zur geotektonischen Entwicklung des Harzvaristikums mit besonderer Berücksichtigung synparoxysmaler Resedimentationsprozesse im Mittelharz. *Schriftenr. geol. Wiss.*, 15, 37-103, Berlin.
- LUTZENS, H. (1991): Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Unter- und Mittelharz. *Z. geol. Wiss.*, 19, 617-623, Berlin.
- LÜTKE, F. (1978a): Zur paläogeographischen und tektonischen Entwicklung im südlichen Unter- und Mittelharz. *Z. dt. geol. Ges.*, 129, 153-159, Hannover.
- LÜTKE, F. (1978b): Grundzüge der faziellen und paläogeographischen Entwicklung im südlichen Unter- und Mittelharz. *Senckenbergiana lethaea*, 58 (6), 473-513, Frankfurt/M.
- STOPPEL, D. & ZSCHEKED, J.G. (1963): Frühdiagnetische Sedifluktionen im Mittel- und Oberdevon des Westharzes. *Ber. Naturhist. Ges.*, 107, 5-18, Hannover.
- STOPPEL, D. (1977a): Aufschrift 1: Innerste-Ufer am Sparenberg. *Exkursionsführer Geotagung 1977, Exkursion H*, 179-181; Göttingen.
- STOPPEL, D. (1977b): Schlanmmstrom-Sedimente im Oberdevon des Südwestharzes und des südlichen Kellerwaldgebirges. *Z. dt. geol. Ges.*, 128, 81-97, Hannover.
- REICHSTEIN, M. (1965): Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz. *Geologie*, 14, 1039-1076, Berlin.
- REICHSTEIN, M. (1991): Harztektonik, „Lobostrome“ und Gleitvorgänge an der Krimküste. *Z. geol. Wiss.* 19, 601-610, Berlin.
- SCHWAB, M. (1976): Beiträge zur Tektonik der Rhenohercynischen Zone im Unterharz. *Jb. Geol.*, 5/6 (1969/70), 9-117, Berlin.
- SCHWAB, M. (1979): Zum Deckenbau in den Varisziden (Harz - Rheniden - Südwestural). *Z. geol. Wiss.*, 7, 1131-1155, Berlin.
- SCHWAB, M., JACOB, G., TSCHAPEK, B., LUTZENS, H., SCHEFFLER, H. & WELLER, H. (1991): Stratigraphische Probleme im Ostharz. *Exkursionsführer Subkommission Karbonstratigraphie*, 68-71, Halle/S.
- WACHENDORF, H. (1986): Der Harz – variszischer Bau und geodynamische Entwicklung. *Geol. Jb.*, A91, 3-67, Hannover.

