

Stopp 7: Gefüge und Genese der Scharzfelder Mélange (Scharzfeld, am Dolomitwerk)

Carl-Heinz Friedel¹

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

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 111-117, 5 Abb. 2016

Lokation

Scharzfeld, Flußbett der Oder am Dolomitwerk der Rheinkalk HDW GmbH, am Dolomitweg östlich der kleinen alten Oderbrücke, GK 25 Bl. 4328 Bad Lauterberg, Koordinaten (GK3): H 5721860, R 3596410.

Einführung

In Scharzfeld ist auf dem Betriebsgelände des Dolomitwerks der Rheinkalk HDW GmbH (Lhoist-Gruppe) etwa am S-Ende des Dolomitwegs hinter dem Flachbau im Flussbett und Uferbereich der Oder ein Gesteinsvorkommen 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.

Das Vorkommen besteht aus einer nahezu senkrecht stehenden Abfolge tonig-sandiger Gesteine mit überwiegend Block-in-Matrix-Gefüge (kurz Bimrocks). Die in schiefriger Matrix eingelagerten Blöcke bzw. Klasten sind lithologisch sehr unterschiedlich (Abb. 1), so dass dieses Vorkommen als Mélange zu bezeichnen ist. Diskordant überlagert wird die Mélange von kavernösem Zechsteindolomit.

Geologisch aufgenommen und erstmals beschrieben wurde dieses Bimrockvorkommen von Buchholz et al. (1989, 1994), die es als tektonisch überprägtes Olisthostrom der von Buchholz et al. (1990) etablierten unterkar-

bonischen Wildflysch-Einheit (Buchholz et al. 1990) ansahen. Zweifel an der Interpretation als Olisthostrom äußerten Friedel & Zweig (2013), die dieses und andere Vorkommen eher als tektonische Mélange interpretierten. Die hier mitgeteilten strukturgeologischen Daten des Aufschlusses sollen helfen, die Entstehung dieser Mélange besser verstehen und interpretieren zu können.

Lithologie und strukturelle Merkmale

Die im Flussbett und Uferbereich der Oder aufgeschlossenen Schichten streichen variszisch (NE-SW) und fallen steil nach SE und NW ein (Abb. 2). Die gesamte Abfolge ist im Wesentlichen schichtparallel geschiefert, so dass ein gut geregeltes tektonisches S-Flächengefüge dominiert, ohne dass im Aufschluss zwischen Schichtung (s0) und erster Schieferung (s1) unterschieden werden kann. Das S-Flächengefüge (s0//s1) wird von winklig dazu angeordneten Kleinstörungen (Scherbänder) durchsetzt, die dem Gesteinsgefüge teilweise den Charakter eines S-C-Gefüges

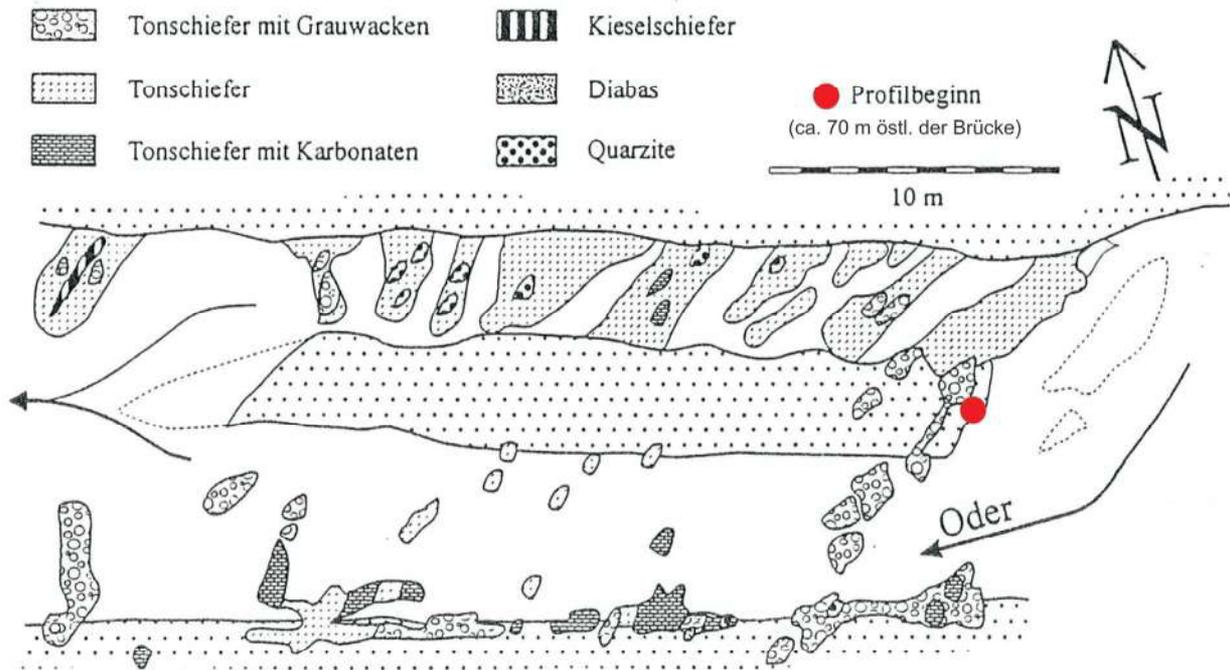


Abb. 1: Geologische Skizze der Mélange im Bachbett der Oder am Dolomitwerk der Rheinkalk HDW GmbH (früher Wülfrath) in Scharzfeld. Abbildung aus Buchholz et al. (1994: Abb. 4.9), Profilbeginn ca. 40 m östlich der kleinen alten Oderbrücke. Bildmitte: inselartiger Bereich (z. T. Anstehendes). Die Schichten fallen steil nach SE und NW ein und sind deutlich deformiert. Das Vorkommen zeichnet sich durch lithologische Vielfalt der Klaster aus und wurde bisher zum Scharzfelder Olisthostrom gestellt (s. Text).

verliehen. Es überwiegen NE–SW-streichende Scherbänder mit sinistralen Versatz, die statt C-Flächen eher eine extensionale Krenulationsschieferung (C') darstellen (steile Faltenachsen, horizontale Gleitstriemung), wobei die S-Flächen die Hauptscherebene bilden (Abb. 2, 3a, 4b).

Lithologisch dominieren ruschlige Tonschiefer, in die Blöcke bzw. Klaster unterschiedlicher Lithologien eingelagert sind. Nach Buchholz et al. (1994) überwiegen als Klaster Grauwacken und Quarzite sowie Flinz- und Knollenkalk (tieferes Oberdevon bis doIIb biostratigraphisch belegt), selten sind Kieselschiefer und Diabas als Klaster vorhanden (Abb. 1). Die Blöcke erreichen Größen bis zu einem Kubikmeter. Zahlreiche Grauwackeblocke, darunter ein über 1 m³ großer Grauwackeblock bilden im Osten den Beginn der inselartigen Erhebung (Anstrom). Die Klaster sind eingeregelt und meist linsenförmig deformiert (Abb. 3a, 4). Die Längsachsen der Klaster sind zumeist annähernd horizontal und parallel zum S-Flächengefüge orientiert (Abb. 2, 4a). Diese bevorzugte Streckung spiegelt sich auch im Verhältnis der Kurz- und Längsachsen der Klaster wider (k/l : ca. 0,7; acht freigelegte Klaster). Vereinzelt sind auch Klaster vorhanden, deren Längsachse in Einfallrichtung liegt. Beide Richtungen sind auch als Gleitstriemen vertreten. Damit verbunden sind blockinterne Harnischflächen, welche die Streckung und Fragmentierung der Blöcke noch verstärken (Abb. 4a).

Auffallend ist die lineare Anordnung von Klaster gleicher Lithologie, die sich über mehrere Meter erstrecken können (Abb. 4c). Das am östlichen Ende der Insel befindliche Grauwackevorkommen ist in streichender Verlängerung auch noch weiter südwestlich am Hang vorhanden, es lässt sich somit etwa 20 m weit verfolgen.

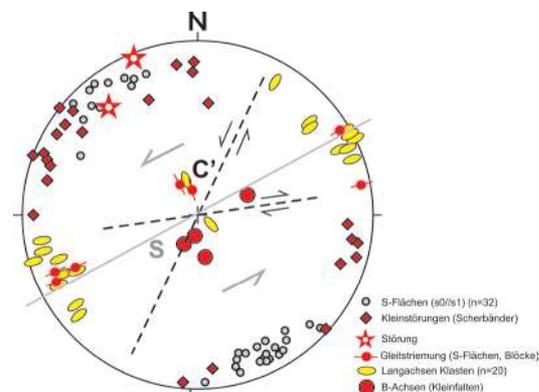


Abb. 2: Raumlage der wesentlichen Gefügemerkmale im Aufschluss. Beachte das steile Einfallen der S-Flächen (Schichtung etwa parallel zur Schieferung, s_0/s_1), die steilen B-Achsen von Kleinfalten und die S-parallele, aber flache Lage der Längsachsen der Klaster. Einige Klaster sind an Kleinstörungen mit der Schieferung rotiert worden. Neben dem S-Flächengefüge tritt ein NE–SW-streichendes Kleinstörungsgefüge mit bevorzugt sinistralen Bewegungssinn hervor, das ein grobes S-C'-Gefüge bildet (s. Text).

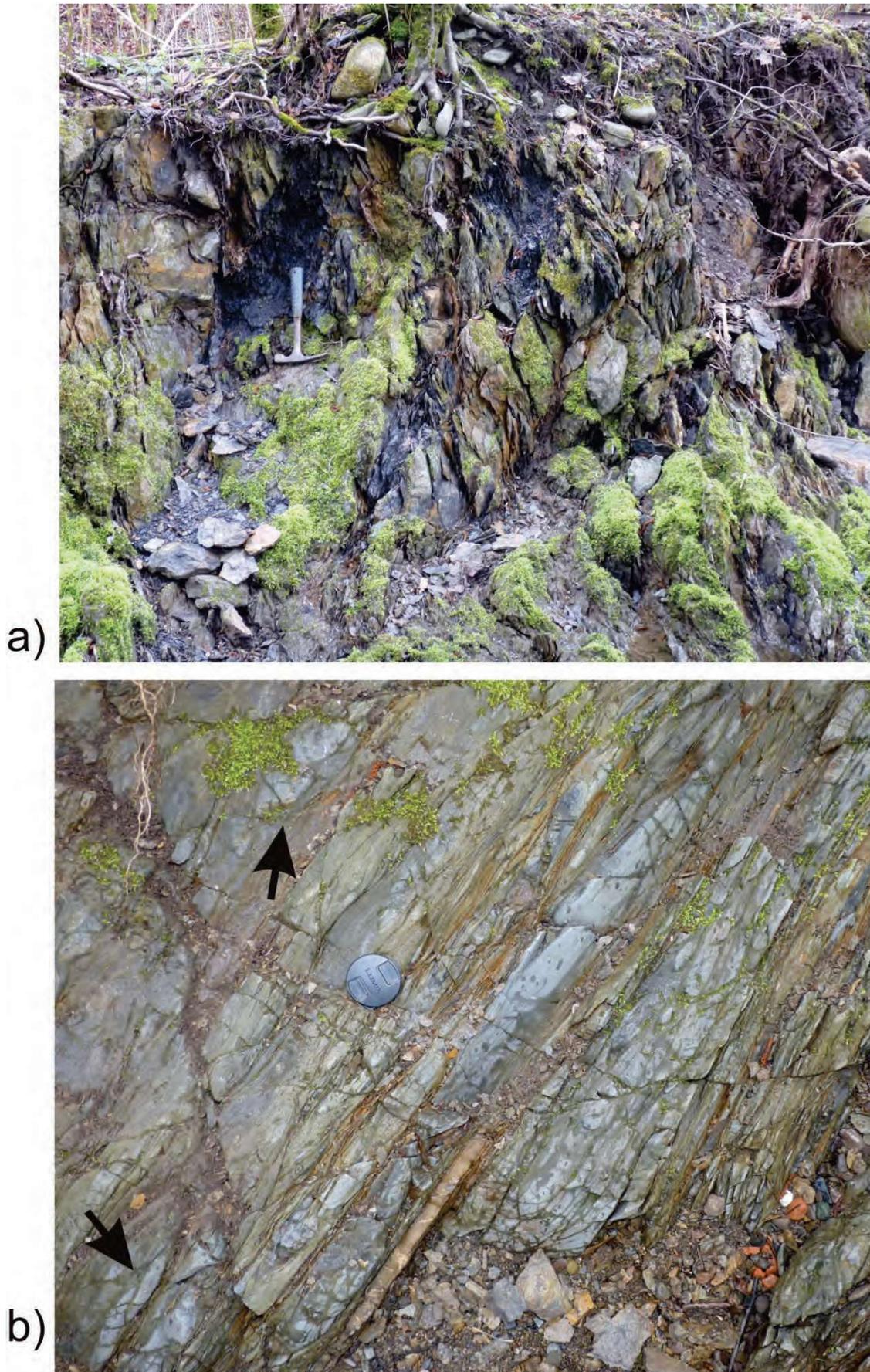


Abb. 3: (a) Steilstehender ruscheliger Tonschiefer mit zahlreichen Klasten. Das Gestein wird von etwas flacher einfallenden Scherbändern durchsetzt, die den Blöcken eine Phacoid-Form verleihen (Versatz dextral, vgl. Abb. 2). (b) Siltige Tonschiefer im Wechsel mit helleren sandigen Lagen bilden insgesamt noch mehr oder weniger intakte Bereiche mit nur initialer Boudinage und Zerschierung der kompakteren sandigen Lagen (Pfeile). Maßstäbe: Hammer bzw. Kameradeckel (6 cm).

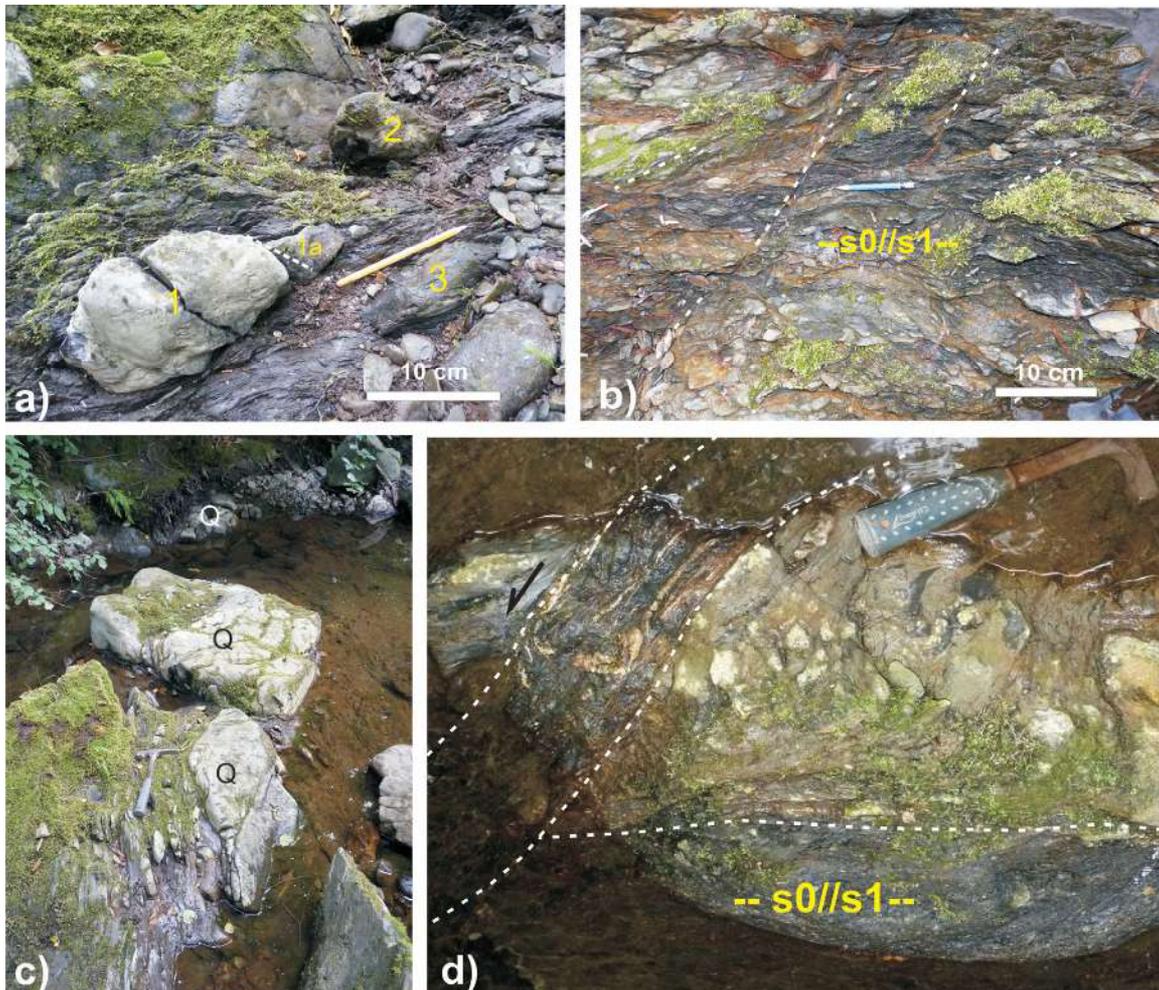


Abb. 4: Strukturelle Ausbildung von Tonschiefern mit typischem Block-in-Matrix-Gefüge (Bimrock, s. Text). Die tonige Matrix ist deutlich und annähernd schichtparallel geschiefert (s_0/s_1). **(a)** Durch die Strömung unterschiedlich stark freigelegte Blöcke (1–3) im Tonschiefer. Beachte die schieferungsparallele und bevorzugt flach ausgerichtete Längung der Klasten bzw. Blöcke 1 und 2 (vgl. Abb. 2), die durch blockinterne Scherflächen noch verstärkt wird (Block 1a). **(b)** Winklig zum S-Flächengefüge ($S = s_0/s_1$) angeordnete NE–SW-streichende Scherbänder (C'-Flächen) durchsetzen tonschieferreiche Partien mit sinistralen Versatz (s. auch Abb. 2). **(c)** S-parallel verfolgbare Quarzitboudins (Q), die äußere Begrenzung des mittleren Blocks korreliert mit der Lage von NE–SW-streichenden Scherbändern. **(d)** Dunkler karbonatischer Tonschiefer durchschneidet das S-parallele Hauptgesteinsgefüge (horizontal). Diese Strukturzone verläuft ebenfalls parallel zu den NE–SW-streichenden Scherbändern.

Bereichsweise treten siltige Tonschiefer auf, die mit kieselligen oder karbonatischen sandigen Lagen feine Wechselfolgen bilden, so dass die Schichtung partienweise noch gut erkennbar ist. Diese Wechselfolgen erscheinen als mehr oder weniger intakte Bereiche, in denen die kompetenteren sandigen Lagen aber ebenfalls z. T. linsenförmig deformiert, boudiniert, verfaltet oder zerschert sind (Abb. 3b). Das Ausmaß der Deformation in solchen Wechselagerungen verdeutlicht Abbildung 5. Intensiv zerschert sind vor allem die Scharnierbereiche von Falten (Abb. 5b–d), wohingegen die Schenkel eher boudiniert sind (Abb. 5a). Wesentlich ist, dass die Scherbahnen der Schieferung folgen und die Schieferung durch diese Scherbahnen versetzt oder rotiert wird. Das gilt auch für Strukturen, die auf den ersten Blick chaotischen synsedimentären Rutschungsgefügen ähneln mögen (Abb. 5c–d).

Die Deformationsgefüge in den intakt erscheinenden Wechselfolgen unterscheiden sich nicht wesentlich von denen in den tonreichen Bimrocks, sie differieren nur im Grad der Fragmentierung bzw. in der Intensität der Boudinage der rigiden Gesteinskomponenten. Das gilt insbesondere für linear aufgereichte Klasten gleicher Lithologie in den Bimrocks, die sehr wahrscheinlich ehemals zusammenhängende schichtige Einlagerungen rigider Komponenten in stärker tonigem Gestein darstellten. Das gemeinsame Vorkommen von Klasten unterschiedlicher Lithologien erfordert im Falle einer tektonischen Genese das Vorhandensein von Durchbruchstrukturen (out-of-sequence-Strukturen). Eine solche Struktur konnte im Kleinen auch nachgewiesen werden (Abb. 4d). Raumlage und Schersinn dieser ca. 10 cm breiten mineralisierten Strukturzone entsprechen den prominenten NE–SW-streichenden C'-Flächen (Abb. 2).

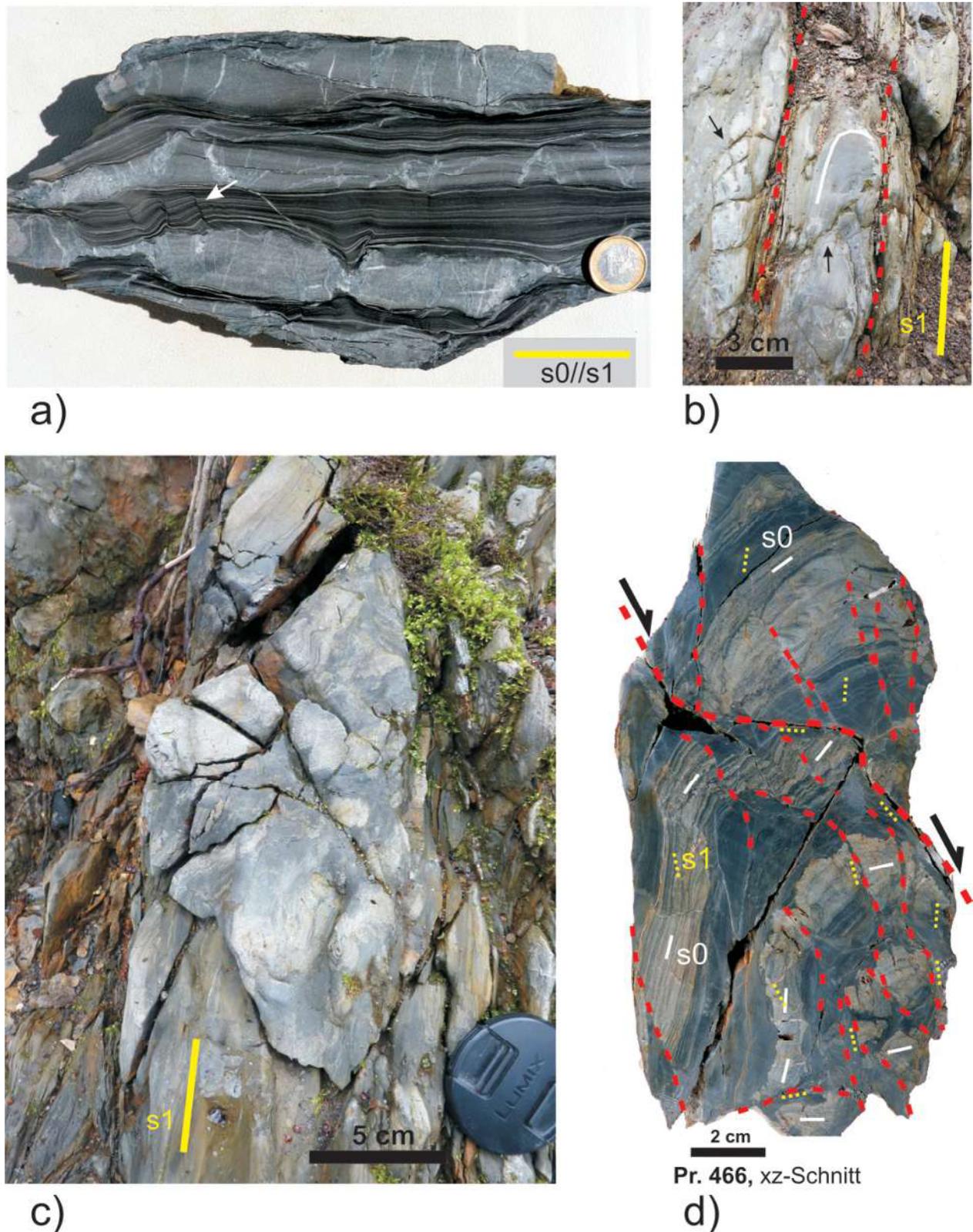


Abb. 5: Strukturelle Ausbildung von Wechsellagerungen aus siltigen Tonschiefern und kieselligen oder karbonatischen sandigen Lagen. **(a)** Wechselfolge aus Tonschiefer und karbonatischen Lagen (Lesestein, bei Friedel & Zweig 2013 fälschlich als quarzitische Lagen beschrieben). Beachte die starke Boudinage und beginnende Fragmentierung der sandig-karbonatischen Lagen. Mit Calcit und Quarz mineralisierte Klüfte (z. T. Scherflächen, oben) treten nur in den kompetenten Karbonatlagen und dort bevorzugt in den stark gestreckten Bereichen auf (necking-Zonen). Die Schichtung verläuft parallel zur Schieferung (s0//s1), links beginnt sich ein zweites Schieferungsgefüge zu entwickeln (Pfeil). **(b)** Parallel zur Schieferung abgeschertes Faltenscharnier. Beachte die zahlreichen Scherflächen winklig zu s1 (Pfeile). **(c), (d)** Durch zahlreiche Scherflächen (rot) im Scharnierbereich einer Kleinfalte fragmentierte tonig-quarzsandige Wechsellagerung. Beachte, dass durch die Scherbahnen nicht nur die Schichtung, sondern auch die Schieferung versetzt bzw. rotiert wurde (siehe **(d)**, xz-Anschnitt, Lokation vgl. Abb. 5c; Pr. 466: Sammlung M. Zweig).

Diskussion und Schlussfolgerung

Buchholz et al. (1994) sahen dieses Vorkommen als deformiertes Olisthostrom an, das der von Buchholz et al. (1990) etablierten tief-unterkarbonischen Wildflysch-Einheit angehört. Auch Hahlbeck (1990) und Günther & Hein (1999) interpretierten die meisten Bimrockvorkommen der Region als deformierte Olisthostrome. Sie ordneten das Vorkommen am Dolomitwerk dem Scharzfelder Olisthostrom zu, das im Gegensatz zur Auffassung von Buchholz et al. (1990) aufgrund des Vorkommens unterkarbonischer Grauwackeklasten aber erst im höheren Unterkarbon entstanden sein soll (Günther & Hein 1999).

Die variszische Deformation der aufgeschlossenen Gesteinsfolge ist unter anderem durch die Steilstellung der Schichten und die intensive Schieferung unverkennbar, sie äußert sich aber auch durch zahlreiche Scherbänder, die winklig zum S-Flächengefüge verlaufen und bis zur Bildung weitständiger S-C-artiger Gefüge führen. Als Hinweis auf die ursprünglich sedimentäre Entstehung dieser Mélange 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-Flächengefüge ausgerichtet ist. Beide Argumente sind jedoch nicht ausreichend, um eine sedimentäre Genese dieser Mélange zu begründen. So zeigten die Untersuchungen von Koll (1984), dass die Längsachsen der Blöcke (Phacoide) sowohl quer zum als auch in Richtung des NW-gerichteten tektonischen Transports ausgerichtet sein können.

Im vorliegenden Fall sind die Längsachsen der Klasten bzw. Blöcke bevorzugt NE–SW und damit parallel zur B-Achse des Großfaltenbaus ausgerichtet. Auch wenn die äußere Form einiger Klasten vom S-Flächengefüge abweicht, lässt sich daraus noch keine sedimentäre Entstehung des Klastgefüges ableiten, da die Fragmentierung und damit die Begrenzung der Klasten auch durch winklig zum S-Flächengefüge angeordnete Scherflächen beeinflusst wurde (Abb. 4c, 5a, 5d). Begleitet wird die Fragmentierung und Boudinage von häufig s1-parallel ausgerichteter faseriger Mineralisation.

Aus der oft linearen Anordnung lithologisch gleicher Klasten in Bimrocks und dem Auftreten gescherter, insgesamt aber noch intakt erscheinender Wechselfolgen, die prinzipiell die gleichen strukturellen Merkmale wie die tonreichen Bimrocks aufweisen, ist weiterhin zu folgern, dass hier keine unsortierte sedimentäre Mélange vorgelegen hat, die nachträglich lediglich durch Deformation überprägt wurde. Vielmehr weist die deutliche Relation zum variszischen Flächengefüge auf eine tektonische Fragmentierung und Boudinage. Dabei haben im untersuchten Aufschluss nicht nur NW-gerichtete Tektonik, sondern auch horizontale Scherung zur Fragmentierung und Streckung des Gesteinsgefüges unmittelbar beigetragen.

Auch an diesem Vorkommen wird deutlich, dass die Fragmentierung der Klasten zu einem wesentlichen Teil erst während der variszischen Deformation stattgefunden hat. Hinweise auf frühe Deformationsgefüge wurden nicht gefunden. Der Nachweis, dass es sich ursprünglich um eine sedimentäre Mélange handelt, ist bei starker nachträglicher Deformation zweifellos schwierig (z. B. Hsü 1974; Orange 1990; Osozawa et al. 2009; Pini 1999), aber nur durch den Nachweis entsprechender sedimentärer und struktureller Gefüge kann auch wirklich davon ausgegangen werden. Ein Großteil der bisher herangezogenen Gefügemerkmale ist dafür ungeeignet oder unzureichend.

Fehlende Erfassung oder Berücksichtigung vor allem der Schieferung als wichtiges Bezugselement für variszische Tektonik führte auch im Bereich des Scharzfelder Olisthostroms zu Fehlinterpretationen der Gesteinsgefüge als Rutschungs- oder ähnliche frühe Deformationsgefüge (z. B. Hahlbeck 1990). Das variszische Gefüge ist zwar allgegenwärtig, aber erweist sich in Form und Ausbildung oft als komplexer als es bisher angenommen wurde. Es ist daher auch nicht überraschend, dass Günther & Hein (1999) aufgrund ihrer Kartierungen im Westteil der Tanner Zone zu dem Schluss kommen, dass das Herzberger, Scharzfelder und Bad Lauterberger Olisthostrom als Scherbahnen einer variszischen Schuppentektonik fungierten. Diese Störungstektonik bildet zusammen mit der kontrastreichen Lithologie der devonischen und unterkarbonischen Abfolgen wohl die eigentliche Ursache für das Auftreten der Block-in-Matrix-Gefüge in diesem Teil der Tanner Zone (s. auch Stopp 6, Friedel et al. 2016).

Literatur

- Buchholz, P.; Wachendorf, H. & Zweig, M. (1989): Synsedimentäre versus tektonische Deformation im Harz-Paläozoikum: Rutschung – Schlammstrom – Olisthostrom – Mélange. 141. *Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Exkursionsführer, Exkursion E4*: 139-170.
- Buchholz, P.; Wachendorf, H. & Zweig, M. (1990): Resedimente der Präflysch- und der Flysch-Phase – Merkmale für Beginn und Ablauf orogener Sedimentation im Harz. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* **179** (1): 1-40.
- Buchholz, P.; Büthe, F.; Ganssloser, M.; Trapp, E.; Wachendorf, H. & Zellmer, H. (1994): Zur Geologie des Westharzes. – *Exkursionsführer zum Leopoldina-Meeting „Der Harz in Rahmen der variszischen und postvariszischen Entwicklung“*. Exkursion C. Halle/S.: 89-135.
- Friedel, C.-H.; Santelmann, C.; Leiss, B.; Wagner, B. & Zweig, M. (2016): Wildflysch vs. tektonische Mélange – Gefügemerkmale und Interpretation der Odertalmélanges (Südharz, Odertalsperre/Bad Lauterberg). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): *Harzgeologie 2016*. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 99-110.

- Friedel, C.-H. & Zweig, M. (2013): Exkursionspunkt 4: Das Scharzfelder Olisthostrom bei Scharzfeld am Dolomitwerk. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft* **31**: 26-28.
- Günther, K. & Hein, S. (1999): Die Olisthostrome des Mittelharzes nordwestlich von Bad Lauterberg – eine Folge akkretionärer Prozesse. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **211** (3): 355-410.
- Hahlbeck, S. (1990): Subaquatisch-gravitativ umgelagerte Sedimente des Devons und Karbons um Bad Lauterberg (SW-Harz). *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover* **31**: 105 S.
- Hsü, K. J. (1974): Mélanges and their distinction from olistostromes. *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* **19**: 321-333.
- Koll, J. (1984): Strukturanalyse allochthoner Serien des Südharz-Paläozoikums. *Braunschweiger geologisch-paläontologische Dissertationen* **1**: 124 S.
- Orange, D. L. (1990): Criteria helpful in recognizing shear-zone and diapiric mélanges: Examples from the Hoh accretionary complex, Olympic Peninsula, Washington. *Geological Society of America Bulletin* **102** (7): 935-951. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1990\)102<0935:CHIRSZ>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0935:CHIRSZ>2.3.CO;2)
- Osozawa, S.; Morimoto, J. & Flower, F. J. (2009): “Block-in-matrix” fabrics that lack shearing but possess composite cleavage planes: A sedimentary mélange origin for the Yuwan accretionary complex in the Ryukyu island arc, Japan. *Geological Society of America Bulletin* **121** (7-8): 1190-1203. <http://dx.doi.org/10.1130/B26038.1>
- Pini, G. A. (1999): Tectonosomes and olistostromes in the argille scagliose of Northern Apennines, Italy. *Geological Society of America Special Paper* **335**: 1-70. <http://dx.doi.org/10.1130/0-8137-2335-3.1>

Cite this article: Friedel, C.-H. (2016): Gefüge und Genese der Scharzfelder Mélange (Scharzfeld, am Dolomitwerk). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 111–117.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_19

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0 International License.