

HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

BEIHEFT 52

6. Workshop „Harzgeologie“

14. - 15. Juli 2023

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

Kurzfassungen und Exkursionsführer

Carl-Heinz Friedel, Michael Stipp, Bernd Leiss

Januar 2024



Gesteinsgarten im Innenhof des Instituts für Geowissenschaften und Geographie Aufnahme: Thomas Degen, 2004



HALLE (SAALE) 2024

HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

Herausgeber

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

P. BAYER, C. CONRAD, J. EVERTS
C. FÜRST, A.-K. LINDAU, B. MICHEL
C. STEPHAN-SCHERB, M. STIPP

Schriftleitung

S. STÖBER

BEIHEFT 52

Halle (Saale) 2024

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)
email:hjg@geo.uni-halle.de

Schriftleitung:

S. Stöber

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

DOI: <http://dx.doi.org/10.25673/113027.3>

Selbstverlag des Instituts für Geowissenschaften und Geographie
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 2024
Alle Rechte vorbehalten

Inhalt / Content

Vorwort	7
Friedel, C.-H., Leiss, B.	
Kurzfassungen / abstracts	
First attempt to construct a digital 3D structural model of the folded Variscan metasedimentary rocks in the western Harz Mountains, Germany in regard to geothermal exploration	9
Abdelkhalek, A., Leiss, B.	
Variscan nappe tectonics in the Rhenohercynian belt with news from the Harz Mountains.	15
Franke, W., Friedel, C.-H., Wemmer, K., Leiss, B.	
Die Geschichte des Nordrandes der Harzscholle - ein langer Leidensweg.	26
Franzke H.J., Müller, R., Schäfer M.	
The Variscan Eckergneiss complex (Harz Mts.) – a long distance journey of a Devonian metasedimentary unit of Baltic provenance.	34
Friedel, C.-H., Stipp, M., Kurtenbach, S., Fischbach, M.	
Submarine Rinnen in den Oberharzer Kulm-Grauwacken - das Klassifikationsschema der Lithofazies und die Goniatiten-Stratigraphie.	37
Hoffmann, Chr.	
Zur subvariszischen Falten tektonik des Ruhrkarbons und den Möglichkeiten ihrer Fortsetzung nach Südosten	44
Juch, D.	
The Variscan fold-and-thrust belt of the western Harz Mountains as part of a geothermal exploration strategy for the region of Göttingen.	46
Leiss, B., Peacock, D.C.P. Wagner, B., Abdelkhalek, A., Ford, K., Sosa, G.	
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.	51
Linnemann, U. Zweig, M. Zieger-Hofmann, M., Vietor, T, Zieger, J., Gärtner, J., Gärtner, A., Mende, K., Krause, R., Knolle, F.	
Tilkerode selenide-mineral occurrences – new research outcomes.	52
Lohmeier, St., Cabral, A.,R., Sosa, G.M., van den Kerkhof, A. M., Zeh, A., Ehling, B.-C.	
Mud fluidisation during early Variscan deformation in the Harz Mountains, Germany.	58
Peacock, D.C.P., Leiss, B.	
Reasons why cross-sections can look different, with examples from the Harz Mountains and Rhenish Massif.	64
Peacock, D.C.P., B. Leiss, Abdelkhalek, A., Cawood, A.J.	
Virtual outcrop database for the Harz Mountains and surrounding areas.	70
Schulze, M.D., Leiss, B., Abdelkhalek, A., Peacock, D.C.P.	
FID GEO: Förderung von Open Science in den Geowissenschaften durch elektronisches Publizieren, Forschungsdaten und Digitalisierung	74
Semmler, M., Lorenz, M.	

Tectonometamorphic development of the Eckergneis Complex (Harz Mountains, Germany)	75
Stipp, M., Kurtenbach, S., Appel, P., Düsterhöft, E., Friedel, C.-H.	
Why were the Mesozoic strata of the Subhercynian Basin raised to vertical during Cretaceous inversion of the Harz Mts .	77
Tanner , D.C.	
Deep Electromagnetic Sounding for Mineral Exploration – Geologische Bewertung geophysikalischer Daten des Reallabors Oberharz.	80
Walther, Chr., Steuer, A., Schöner, R., Günther, Th.	
Silurian/Early Devonian arc-type magmatism in the Rhenohercynian Domain - first evidence in xenoliths of the Bode dike (Harz Mountains, Germany)	84
Zeh, A., Friedel, C.-H., Tietz, O., Dunkl, I.	

Exkursionsführer / excursion guide

Stops 1a, 1b: Tektonisch fragmentierte Herzynkalkblöcke im Selketal östlich Mägdesprung (Klausberg, Unt. Scheerenstieg)	92
Friedel, C.-H. und Cunäus, E.L.	
Stopp 2: Stratigraphie und Tektonik am Schneckenberg (Harzgerode)	102
Friedel, C.-H. und Cunäus, E.L.	
Stopp 3: Das Herzynkalkvorkommen von Güntersberge – tektonische Scherlinse statt Olistolith	108
Friedel C.-H., Riegel, J., Leiss, B.	
Stopp 4: Neue Daten zur Tektonik des Acker-Bruchberges und des Aller-Zuges	113
Franke, W., Friedel, C.-H., Wemmer, K.	
Stopp 5: Internes Gefüge und Kinematik einer Variszischen Überschiebung – die Sparenbergbrekzie bei Lautenthal.	122
Friedel, C.-H, Schmidt, M., Leiss, B.	

Vorwort

Vom 14. bis 15.7.2023 fand in Halle/S. der nunmehr 6. Workshop zum Thema Geologie des Harzes und Umfeld statt. Zu dieser Vortrags- und Exkursionsveranstaltung hatte dieses Mal das Fachgebiet Geodynamik des Instituts für Geowissenschaften und Geographie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg eingeladen. Dieser Einladung folgten über 40 Interessierte aus Universitäten, geologischen Diensten und Forschungseinrichtungen vor allem aus dem regionalen Umfeld.

Die Vorträge und Poster boten ein breites Themenspektrum mit zahlreichen neuen Ergebnissen. Das Spektrum reichte von der Einbindung des Harzes in den plattentektonischen Kontext auf Basis neuer Zr-Daten (Linnemann et al.), einer vergleichenden Übersicht zur Dekkentechnik im Rhenoherynikum und Harz (Franke et al.), der tektonometamorphen Entwicklung des Eckergneises (Stipp et al.) und seiner Platznahme (Friedel et al.), dem Nachweis von "Silurian-arc"-Metagraniten aus dem Bodegang (Zeh et al.), über die Möglichkeit der Verflüssigung von Ton während der variszischen Deformation (Peacock und Leiss) bis hin zum aktualisierten Rinnenmodell für die Harzer Grauwacken (Hoffmann). Weiterhin wurde über die Entwicklung des Harznordrandes berichtet (Franzke et al.), die Gründe für die Steilstellung der Schichten in der Harzaufrichtungszone erklärt (Tanner). Hinterfragt, warum Querprofile im Rhenoherynikum so unterschiedlich ausfallen (Peacock et al.) und die östliche Fortsetzung subvariszischer Strukturen diskutiert (Juch). Neue Daten zur Mineralogie und den Bildungsbedingungen des Selenid-Vorkommens Tilkerode stellten Lohmeier et al. vor, auch wurde über Fortschritte der tiefelektromagnetischen Sondierung zur Mineralerkundung informiert (Walther et al). Auf die Bedeutung der geologischen Harzforschung für die Tiefengeothermie machten Leiss et al. aufmerksam. Dabei werden auch 3D-Modelle und Datenbanken immer wichtiger (Abdelkhalek et al., Schulze et al.). Abschließend wurde noch der Fachinformationsdienst Geowissenschaften (FID GEO) vorgestellt, der einen umfassenden Zugang zu digitalen Wissensressourcen in den Geowissenschaften ermöglichen soll (Semmler und Lorenz).

Die Exkursion gliederte sich inhaltlich in drei Schwerpunkte:

- a) Die strukturellen Merkmale der Herzynkalkblöcke als Feld-Indiz für eine dominierend tektonische Genese des Gefüges der chaotischen Einheiten im Harz (Friedel and Cunäus, Friedel et al.)
- b) Neue Daten zur Tektonik und Allochthonie des Acker-Bruchberg-Zuges (Franke et al.) und
- c) Neuinterpretation früher als Schlammstromablagerungen interpretierter Gefüge im Oberharzer Devonsattel (Friedel et al.).

Beide Tage lieferten einen guten Überblick über den aktuellen Stand der "Harzforschung" in unterschiedlichen Fachgebieten. Allen, die dazu beigetragen haben, herzlichen Dank. Besonderer Dank gebührt Prof. Dr. M. Stipp, Leiter des Fachgebiets Geodynamik, für die Bereitstellung der Räumlichkeiten und sonstige Unterstützung durch ihn und seine Mitarbeitenden und Studierenden.

Die Beiträge zum Workshop einschließlich Exkursionsführer werden als Beiheft zum Halleschen Jahrbuch für Geowissenschaften unter open access-Lizenz veröffentlicht. Herr Dr. S. Stöber vom Institut für Geowissenschaften und Geographie übernahm die redaktionelle Übertragung, dafür unseren herzlichen Dank.

Carl-Heinz Friedel, Bernd Leiss

Kurzfassungen / abstracts

First attempt to construct a digital 3D structural model of the folded Variscan metasedimentary rocks in the western Harz Mountains, Germany in regard to geothermal exploration

Ali Abdelkhalek*, Bernd Leiss

Department of Structural Geology and Geodynamics, Geoscience Centre, Georg-August-Universität Göttingen, Goldschmidtstraße 3, 37077 Göttingen, Germany

*Corresponding author: aabdelk@gwdg.de

Introduction

In the course of the exploration of the Variscan fold-and-thrust belt for the development of deep Enhanced Geothermal Systems (EGS) beneath Göttingen, the western Harz Mountains have been utilised as an analogue study area (Leiss et al. 2016) during the EU-funded project MEET (Multidisciplinary and multi-context demonstration of Enhanced Geothermal Systems exploration and Exploitation Techniques and potentials, Ledésert et al. 2022, Leiss et al. 2023). This study aims to characterize the structure of the Devonian and Carboniferous metasedimentary units that were folded and thrust during the Variscan Orogeny (e.g. Friedel et al. 2019), by developing a digital model at reservoir scale. Since this is the first attempt at developing such a comprehensive model for the region, we used data relevant to derive a conceptual lithological and structural model that can be utilised for geothermal exploration. To allow further refinement of the model also by other study groups, an important aim of our field-based characterization is the creation of an open-access 3D structural model. The studied analogue area of the western autochthonous unit of the Variscan fold-and-thrust belt shows the general NE-SW striking of the Variscan structures in this area that belongs to the so-called Clausthal Culm Fold Zone (CCFZ) (Fig. 1), which is dominantly composed of intercalating greywackes and slates (e.g., Hoffmann and Gursky 2021). Post-Variscan faults related to the uplift of the Harz Mountains extend for several kilometres across the entire area, with the most common strikes being NW-SE, NE-SW, and E-W (Fig. 2).

Data and methods

The following data were used to construct the 3D structural model: 1) Field measurements, including lithologies and stratigraphy of rock units, directional data of bedding, fold axes, and faults. 2) Data from eight boreholes in the area, including lithologies and stratigraphy of rock units, directional data of bedding, fold axes, and faults (Brinckmann and Brüning, 1986, Fig. 3 and 4). 3) Published geological maps of the area (Fig. 1; Hinze, 1971; BGR, 1986; Hinze et al., 1998; NIBIS, 2014; LBEG, 2018). 4) Digital Elevation Model (ALOS-AW3D30 Ver. 4.0, 2023 of 25 m resolution (Fig. 2). Two WNW-ESE structural cross-sections were constructed in the northern part of the western Harz Mountains (Fig. 4) using MOVE software (Petex, 2020). These were created, constrained, and controlled using data from the eight boreholes and projected strike and dip data of the exposed horizons along the cross-sections.

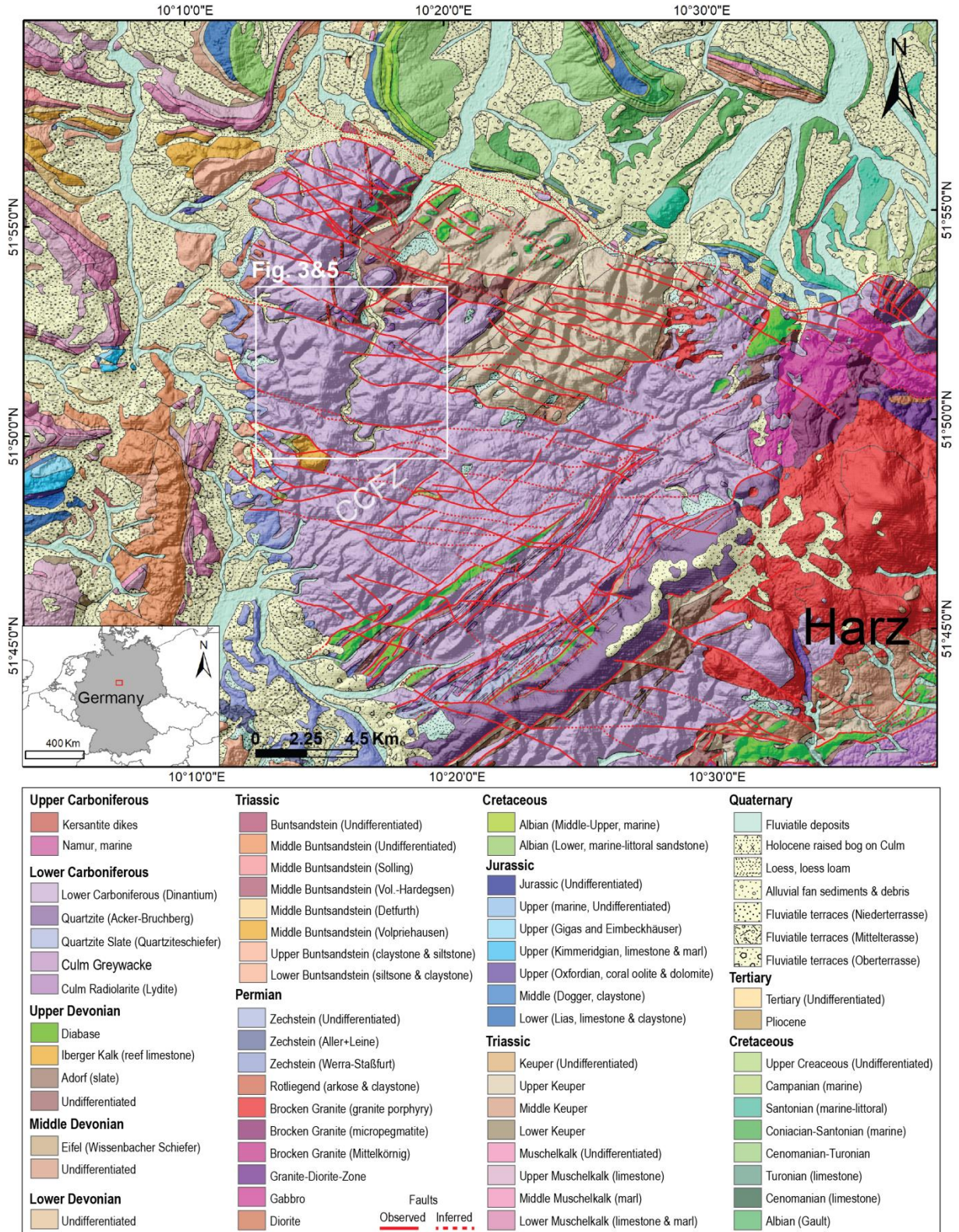


Fig. 1. Geological map showing the stratigraphic units and regional structures of the western Harz Mountains. The faults (red lines) and stratigraphic units are draped on a hill-shaded DEM of 25 m resolution (CCFZ: Clausthal Culm Fold Zone). The map was modified after Hinze (1971), BGR (Geologische Übersichtskarte 1:200,000, 1986), Hinze et al. (1998) and LBEG (2018).

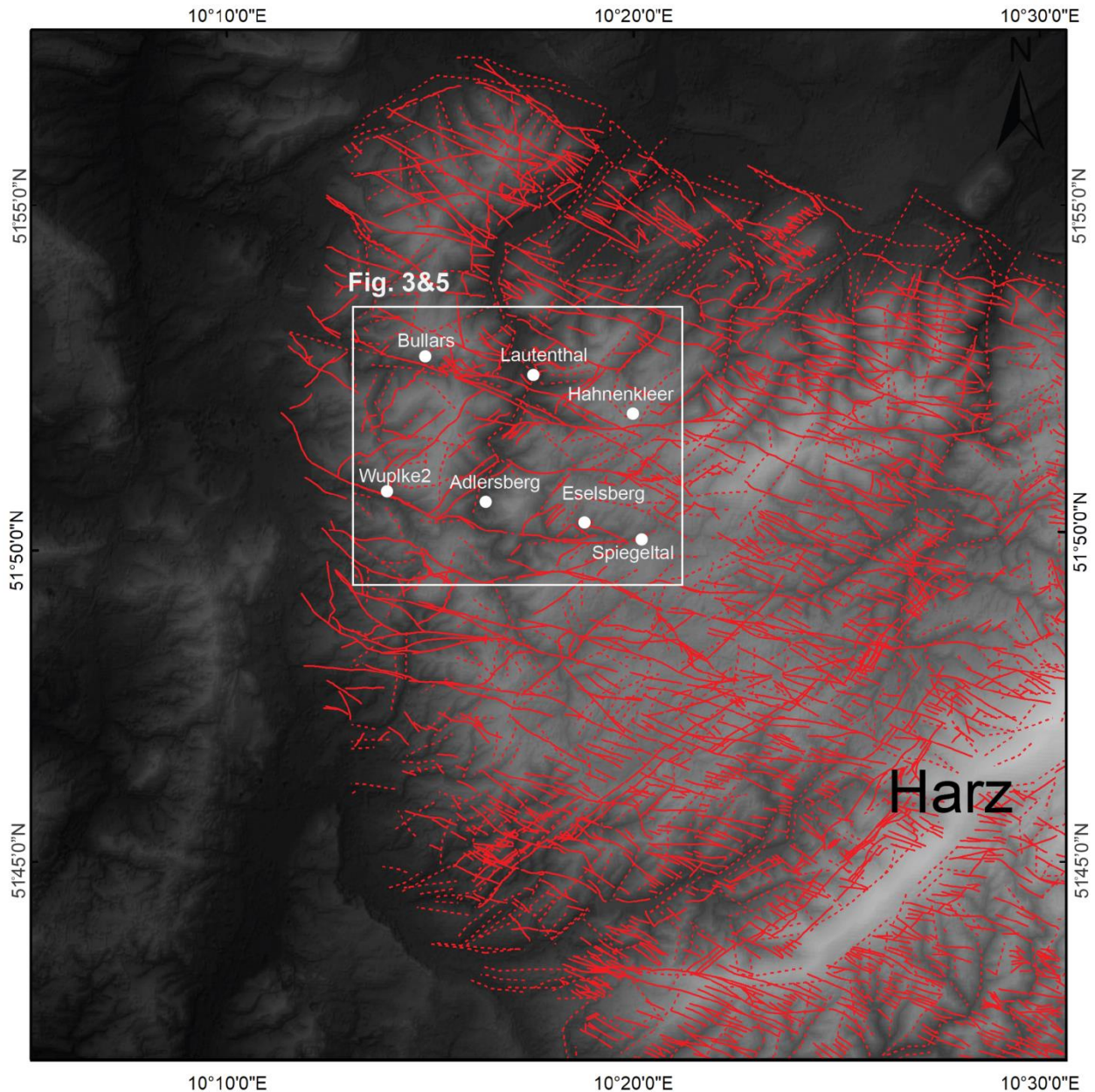


Fig. 2 Map of linear elements in the western Harz Mountains. Certain faults are shown as solid lines, and inferred faults and interpreted linear elements (after filtering of artefacts) are shown as dotted lines. The faults were digitized and interpreted using DEMs of 25 m resolution. Some of the faults were modified using the 1:25,000 scale geological maps of Niedersachsen (NIBIS, 2014; LBEG, 2018; LGLN, 2018). The map indicates a connected network of linear elements in the analogue area, which may indicate a network of connected faults. The map shows the boreholes used to construct the 3D structural model in the western Harz Mountains (Fig. 3).

Results

The digital model shows the Devonian and Lower Carboniferous metasedimentary rocks that were deformed by a disharmonic NW-verging folding and reverse faulting. The folds were cut and offset by extensional and strike-slip faults during the post-Variscan tectonic events (Hinze, 1971, Abdelkhalek et al. 2022). These cross-sections were constructed as a first step to subsequently interpolate a kilometre-scale 3D model (Fig. 5). The cross-sections are cut obliquely by the above-mentioned post-Variscan faults, for which strike-slip components of displacement can

be assumed. Significant movement out of the plane of the cross-sections is likely. The interpretations were constrained by the data of the boreholes, and as a result, the interpreted cross-sections are oriented slightly oblique to the Variscan transport direction, which was approximately NW-SE.

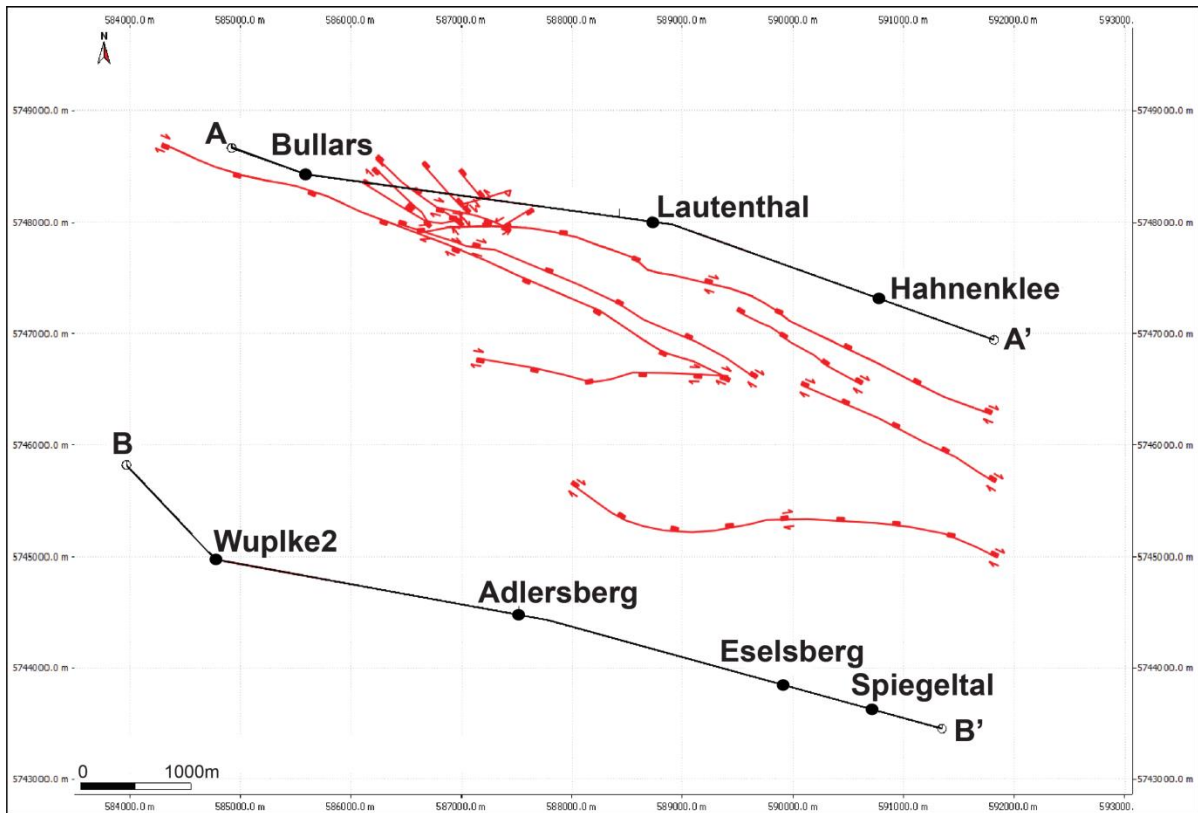


Fig. 3 Location map showing the two cross-sections and boreholes used to construct the structural cross-sections and 3D model. E-W and NW-SE striking normal faults with dextral strike-slip components extend for several kilometres across the Variscan structures in the western Harz Mountains. These faults were digitized from the map of Hinze (1971) and incorporated into the 3D model.

Conclusions

In a first attempt, fold characteristics could be consistently modelled. Variscan thrusts, however, are poorly constrained from field and borehole data, so the cross-sections do not show these thrusts. This indicates that the amount of shortening represented by the cross-sections would be an underestimation of true shortening. Similarly, the cross-sections only show folds with amplitudes of more than about 100 m. Smaller amplitude folds and other structures (e.g., cleavage) occur and would also contribute to overall shortening. Pressure solution and other deformation at scales smaller than that of the cross-section mean that such cross-sections would not be expected to balance.

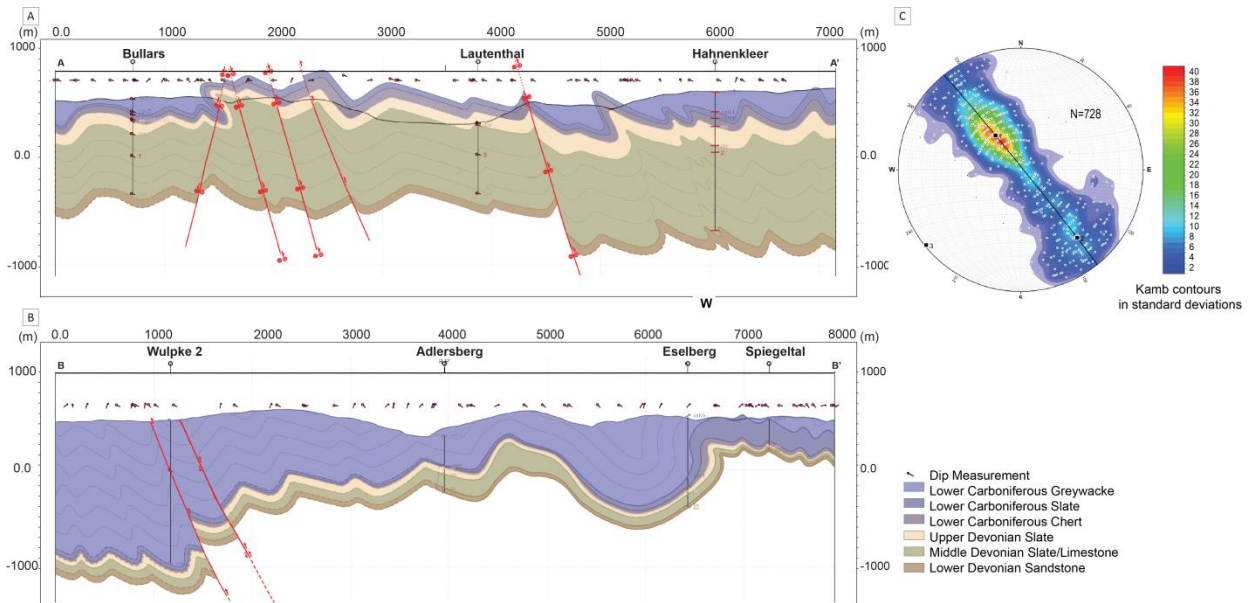


Fig. 4: NW-SE structural cross-sections constructed and balanced using data from eight boreholes and projected dip data from exposures. (A) Cross-section A-A'. (B) Cross-section B-B' (see Fig. 3 for locations). Devonian and Lower Carboniferous metasedimentary rocks were deformed by heterogeneous NW-verging folds during the Variscan Orogeny. The sections were used to build the 3D structural model of the area (Fig. 5). (C) Schmidt net of the measured bedding planes in the study area; N=728. The points represent poles to the bedding planes. The plot shows the mean orientation of the SE- and NW-dipping bedding planes in the western Harz Mountains.

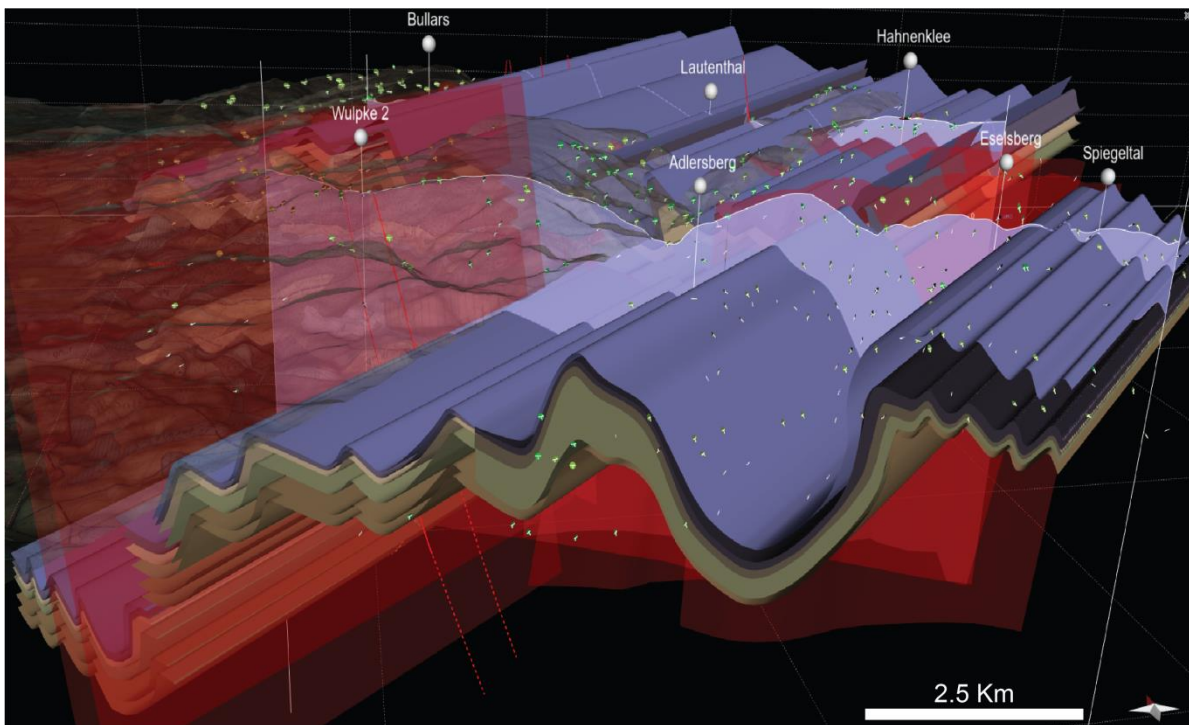


Fig. 5: 3D structural model of the analogue area in the western Harz Mountains, northern Germany. This model was constructed using a database of field measurements and borehole data (Brinckmann and Brüning, 1986). It shows the Carboniferous and Devonian strata that were folded and faulted during the Variscan Orogeny. Fault planes are shown in semi-transparent red colour.

Acknowledgement: This project has received funding from the European Union's Horizon 2020 research and innovation programme, grant agreement No 792037.

References

- Abdelkhalek, A., Leiss, B., Peacock, D.C.P., Wagner, B. (2022) 3D structural modelling of Variscan metasedimentary rocks in the western Harz Mountains, Germany: implications for geothermal exploration. TSK19-Abstract-Volume, p. 2.
- ALOS-AW3D30 Ver. 4.0 (2023) ALOS Global Digital Surface Model "ALOS World 3D - 30m (AW3D30)"- Japan Aerospace Exploration Agency-Earth Observing Satellite Program. https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/dataset/aw3d30/aw3d30_e.htm
- BGR Geologische Übersichtskarte 1: 200.000, CC4726 Goslar, Hannover (1986) (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe: Federal Institute for Geosciences and Natural Resources). <http://www.bgr.bund.de/agb>
- Brinckmann, J., Brüning, U., Hinze, C., Stoppel, D. (1986) Das Bundesbohrprogramm im West-Harz, paläogeographische Ergebnisse. *Geologisches Jahrbuch Reihe D*, 78, S. 5-57.
- 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*, 108: 2295–2323. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01763-1/>.
- Hinze, C. (1971) Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000: Erläuterungen zu Blatt Clausthal-Zellerfeld Nr. 4128. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, 166 pp.
- Hinze, C., Jordan, H., Knoth, W., Kriebel, U., Martiklos, G. (1998) Geologische Karte Harz: 1:100.000. Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt und Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Halle.
- Hobbs, W.H. (1904) Lineaments of the Atlantic Border region. *GSA Bulletin* 15 (1), pp. 483–506.
- Hoffman, C., Gursky, H.-J. (2021): Channel- fill deposits in the northwestern Harz Mountains – a new facies model and the goniatite stratigraphy of the Kulm greywackes (upper Viséan, Late Mississippian, Central Germany).- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 301/2: 183–199.
- LBEG (2018) Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000 - Detailkartierung: 4128 Clausthal-Zellerfeld. LBEG, Hannover.
- Ledéser, B.A., Hébert, R.L., Trullenque, G., Genter, A., Dalmais, Hérisson, J. (eds.) (2022) Enhanced Geothermal Systems and other Deep Geothermal Applications throughout Europe - The MEET Project. Special issue *Geosciences*. doi.org/10.3390/books978-3-0365-6053-3
- Leiss, B., Friedel, C.-H., Heinrichs, T., Tanner, D.C., Vollbrecht, A., Wagner, B. and Wemmer, K. (2016) Das Rhenohercynikum als geothermischer Erkundungshorizont im Raum Göttingen.- In: Friedel, C.-H. and Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* 78: 31
- Leiss, B., Peacock, D.C.P, Wagner, B., Abdelkhalek, A., Ford, K., Sosa, G. (2023) The Variscan fold-and-thrust belt of the western Harz Mountains as part of a geothermal exploration strategy for the region of Göttingen. This volume.
- LGLN (2018) Auszug aus den Geobasisdaten. Landesamt für Geoinformation und Landesvermessung Niedersachsen.
- NIBIS (2014) Kartenserver. Geologische Karte 1:25.000. Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG). <https://nibis.lbeg.de/cardomap3/>
- Petex© (Petroleum Experts) (2020) MOVE suit. Structural geology modelling software. <https://www.petex.com/7>.

Variscan nappe tectonics in the Rhenohercynian Belt with news from the Harz Mountains

Wolfgang Franke^{*1}, Carl-Heinz Friedel², Klaus Wemmer¹, Bernd Leiss¹

¹ Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Strukturgeologie und Geodynamik, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen,

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

*Corresponding author: wolfgang.franke@uni-goettingen.de

Main features of the Allochthons in the Rhenish Massif

The Rheno-Hercynian (RH) allochthons are exposed in the Flechtingen Hills, Harz Mountains, Werra Grauwackengebirge, Rhenish Massif and its eastern appendix (Kellerwald), and probably in the southern Hunsrück (Fig. 1), along a distance of ca. 450 km. Although the tectonic and stratigraphical inventories of the relevant areas are nearly identical (see the first account by Schmidt 1931), different levels of preservation and the intra-German border have led to diverging views of the palaeogeographic and tectonic evolution. The present contribution is intended to reconcile seemingly conflicting observations in the segments of the RH belt, with an essentially cylindrical perspective. We gratefully acknowledge the tedious work of numerous biostratigraphers, nowadays accompanied by geochronologists, who laid the base for the distinction of tectonostratigraphic units and their palaeogeographical interpretation. New interpretations would also be impossible without the geological base maps prepared during 175 years.

The RH oceanic basin formed in early Devonian time after closure of the Rheic Ocean in the Gedinian, probably by subduction of the Rheic mid-ocean ridge under the northern margin of the Armorican Terrane Assemblage. The resulting "Franconian Spall" (Franke 2000) became accreted to the passive northern margin of the RH basin consisting of Laurussia and Avalonia. Tectonic models preserving the Rheic Ocean still into the Devonian and Carboniferous must be discarded and an alleged volcanic arc within the Rhenish Massif has never existed (see discussion in Franke et al. 2017).

After first nappe-tectonic concepts (Kossmat 1929) and an ensuing epoch of fixism, observations in the Kellerwald (e.g. Meischner 1991) revealed that the Kellerwald Quartzite (a segment of the quartzite tract summarized as Kamm-Quartzite, KQ, see Jäger and Gursky 2000) belongs to a series of tectonic horses riding on a basal detachment exposed across ≥ 10 km (Fig. 2), later interpreted as a far-travelled nappe stack derived from the SE margin of the RH belt (Engel et al. 1983, with refs.).

The Upper Allochthon (UA) is a NW-ward younging accretionary wedge of Late Devonian to Viséan flysch greywackes derived from the active margin of the Mid-German Crystalline High (MGCH; see Franke et al. 2019 and refs. therein). Because of its derivation from Baltoscandia (Haverkamp et al. 1992, Franke 2000, Jäger and Gursky 2000, Huckriede et al. 2004, Eckelmann et al. 2014), the Viséan Kamm-Quartzite (KQ) has been interpreted, by Franke (2000) and Franke et al. (2017), as part of the Lower Allochthon. The present affiliation of the KQ to the UA acknowledges its position in the frontally accreted sequence of the UA (see also Fig. 2), but this does not affect its palinspastic position.

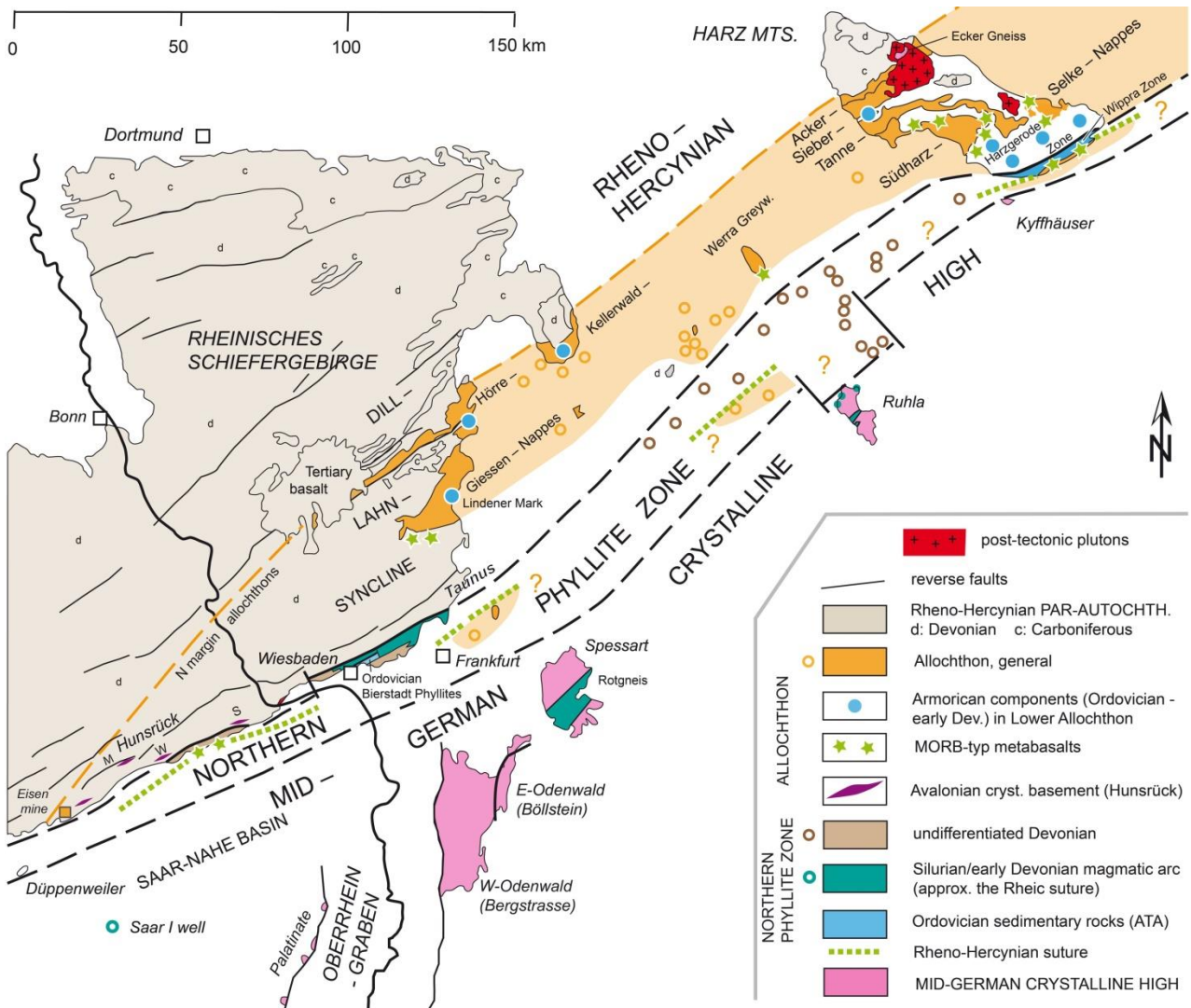


Fig. 1 Structural map of the Rheno-Hercynian belt in central Europe (after Franke et al. 2017). Flechtingen Hills: NE of the Harz Mts. (outside the Fig.).

The units of the Lower Allochthon (LA) have been basally accreted to the UA along a subhorizontal detachment with tectonic clasts of Silurian slates and Silurian-Devonian limestones and slates ("Hercyn" on Fig. 2). A stratigraphically more coherent duplex of Devonian hemipelagic limestones underlies the frontal part of the UA (Ense-Kalke on Fig. 2; Bicken Unit in the main part of the eastern Rhenish Massif. The Hörre Zone adjacent to the SE contains Late Devonian and early Carboniferous limestone turbidites, Bender and Homrighausen 1979).

The most conspicuous rocks of Lower Allochthon are Ordovician quartzites, accompanied by Silurian to early Devonian limestones, sandstones, greywackes, conglomerates or debris flow deposits whose faunas indicate peri-Gondwanan (Armorican) provenance. In the "Linden Mark" near Gießen (Figs. 1, 3, 4), Ordovician and Silurian rocks occur as components of an early Emsian debris flow inserted into greywacke turbidites, the whole forming a tectonic slice at the base of the allochthon (Weck 1994, Franke 2023). Ordovician quartzites contain Armoric-derived zircons (Dörr et al. 1992) which have also been reported, by Mende et al. (2019), from the time-equivalent "Dalmaniten-Sandstein" (= Erbsloch Grauwacke, Kellerwald; = Rothäuser Grauwacke, Harz, see below). Those Armoric clastics were sourced by the southern margin of

the Franconian Spall during the late rift or early drift phase of the RH Ocean further south (Franke 2000; for a critical appraisal of Mende et al. 2019 see Franke 2023).

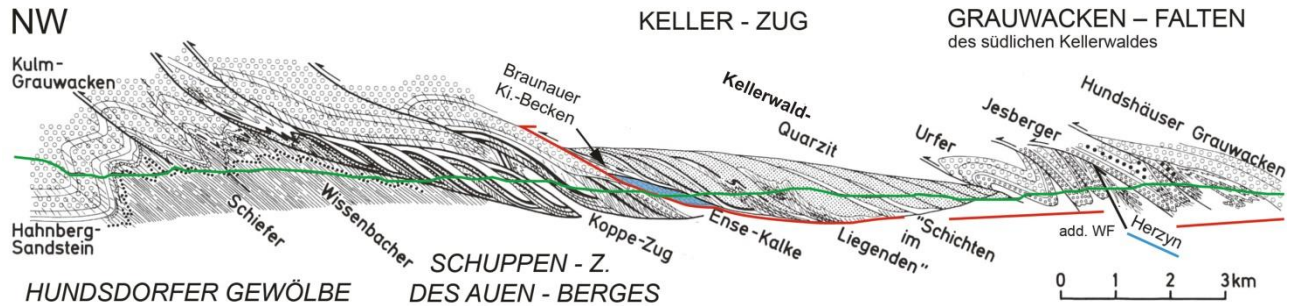


Fig. 2 Tectonic cross section of the Kellerwald Mountains (from Meischner 1991, slightly modified). The "Schuppenzone" (imbricates) of the Auen-Berg is a possible equivalent of the Devonian Blankenburg Facies in the Harz. Also, parts of the Hundsdorf "Gewölbe" (antiform) might be allochthonous. Green line: present surface, red line: major detachment.

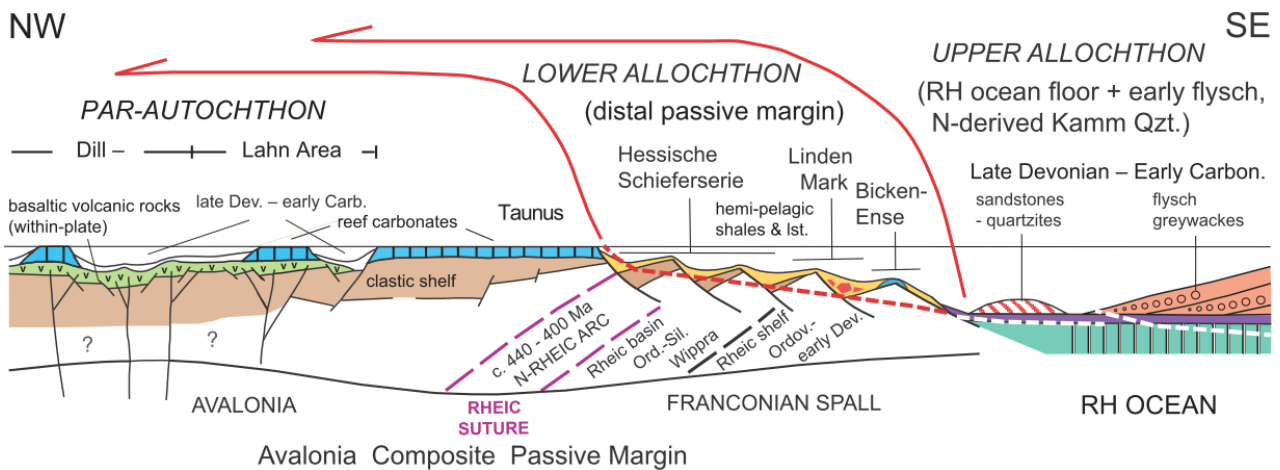


Fig. 3 Palinspastic reconstruction of the RH passive margin and ocean (after Franke 2000).

As figured in Franke (2007b) and Doublier et al. (2012), the LA under the condensed pelagic limestones consists of Baltoscandia-derived clastic sediments termed "Hessische Schieferserie" (Bender 1978): silty slates with sandstone turbidites (Middle Devonian) and shallow-water sandstones (late Emsian).

The derivation of clastic aprons in the Upper and Lower Allochthons has early been identified by mapping, because both pinch out toward the basin centre, i.e., either to the NW (greywackes of the UA) or to the SE (sandstones of the LA, KQ of the UA). Those sources have been confirmed by the K-Ages of detrital white mica fractions (Huckriede et al. 2004) and later also by detrital zircons (Eckelmann et al. 2014, Franke et al. 2019).

As shown on Fig. 2 and Fig. 4, the basal thrust of the allochthons is subhorizontal. It is poorly exposed in the Rhenish Massif. Tectonic mélangé rocks reminding the block-in-matrix

fabrics of the Harz Mts. (Friedel et al. 2019) occur but rarely and there has been no major debate about their sedimentary and/or tectonic origin.

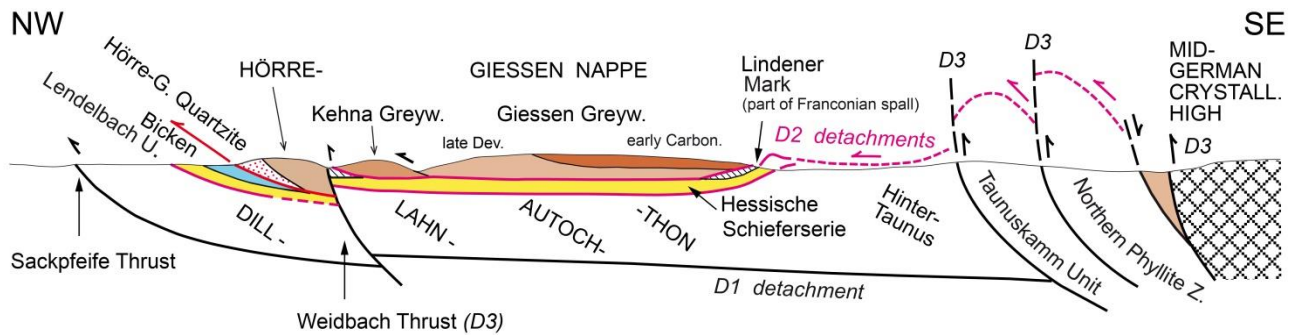


Fig. 4 Tectonic section (diagrammatic) across the southern Rhenish Massif (after Franke 2000). Note wedge of anchizonal Erbstadt Greywacke (brown) set between NPZ and MGCH. D1, D2, D3: sequence of tectonic increments, see text.

Variscan deformation in the RH belt has long been interpreted as essentially monophasic and represented by the NW-facing and -prograding folds and thrusts (e.g., Oncken et al. 2000). However, the base of the nappes in the Rhenish Massif truncates D1 structures and fabrics and subhorizontal and brittle shear zones parallel with the nappe base (D2) have also affected the autochthon. Those shear zones are cut, in their turn, by steep reverse faults (D3) which also have uplifted the present-day NPZ and MGCH (Franke 2007a,b; Doublier et al. 2012). That tectonic evolution probably records dynamic equilibration of wedge taper. As a result, anchizonal allochthons occur on both flanks of a system of antiformal stacks (Fig. 04).

News from the Harz Mountains

After the 2nd world war, large nappes in the Harz Mountains have been re-identified from the mid-1960s (e.g., Reichstein 1965, Walliser and Alberti 1983). The tectono-stratigraphic units and their spatial arrangement are very much the same as in the Rhenish Massif. However, apart from the model of Walliser and Alberti (1983), the nappes in the Harz have been taken to represent large syn-sedimentary slides relating to the deposition of "olisthostromes" and both as part of the flysch (e.g., Reichstein 1965, Lutzens and Schwab 1972, Schwab and Ehling 2008 with references).

Recently, the fabrics of those chaotic rock units have been identified as of dominantly tectonic origin (Huckriede et al. 2004, Friedel et al. 2019, with refs.). This also applies to the emplacement mode of the nappes (e.g. Wachendorf et al. 1995, Franzke 2012), (Fig. 5). Like in the Rhenish Massif, most of the shear zones in the Harz Allochthons can be shown to transverse the main s1 cleavage or to truncate the entire inventory of D1, thus justifying interpretation as D2. These mainly brittle shear zones reveal brecciation, cataclasis (massive and foliated) and fault gouges and have been shown to disturb the metamorphic zonation (Huckriede et al 2004, Friedel et al. 2019; see also field guide, stops 1-3, this volume).

In the following, we briefly characterize the tectonic domains of the allochthonous part of the Harz and discuss their structural relationships (abbreviations refer to Fig. 6). Palinspastic restoration of the tectonic sequences (as proposed, for the Rhenish Massif, in Figs. 3, 4) follows basic concepts. Frontally accreted units have preserved their relative positions, while in stacks formed by basal accretion higher units represent increasingly more internal positions in the fore-

land of the active margin. Complications may arise from out-of-sequence faults such as the D3 reverse faults which emplace deeper, originally more external tectonic units over originally more internal ones (see, e.g., Doublier et al 2012).

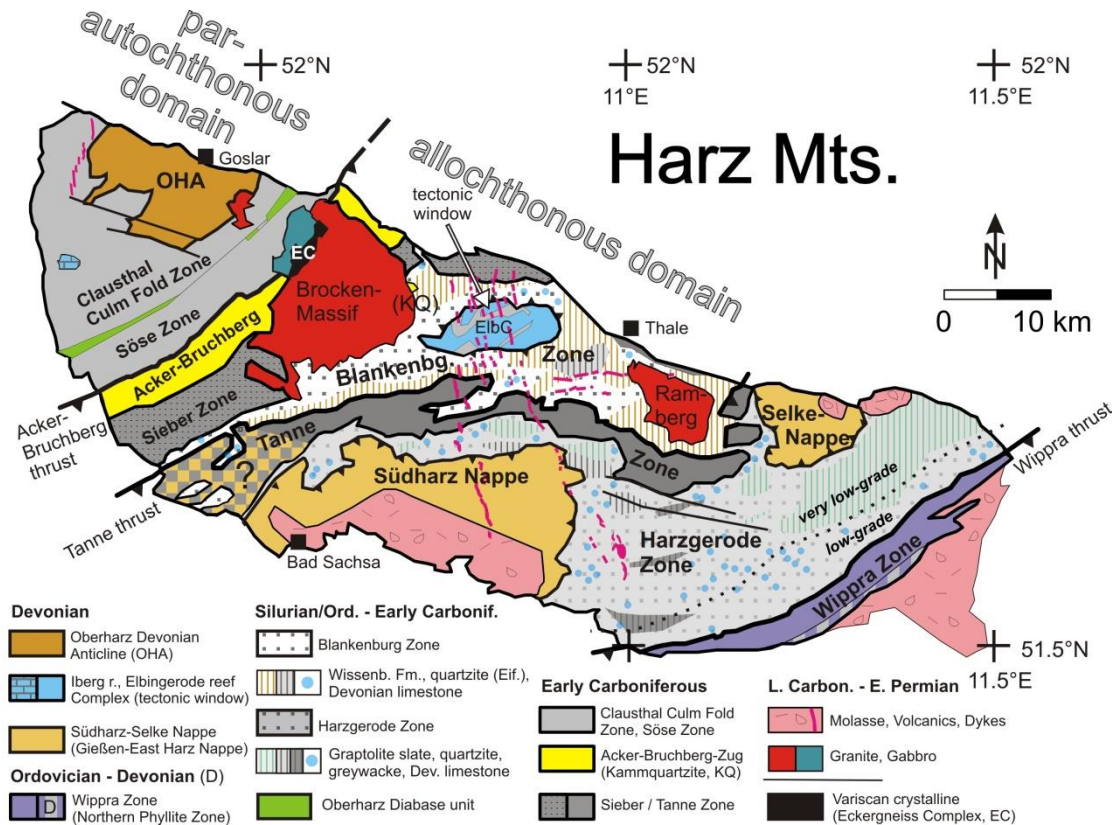


Fig. 5 Tectono-sedimentary subdivision of the Harz Mts. (from Friedel et al. 2019, slightly modified, with permission from Springer/Nature). Stippled areas: mainly tectonic mélangé, which includes coherent units (e.g. Devonian limestone blocks) and broken formations. Vertical hatches mark larger coherent units, interpreted by previous workers partly as sedimentary slides associated with olisthostromes (see text). For the allocation of the individual units to the Lower and Upper Allochthon, see text and Figure 6.

Upper Allochthon (UA)

The UA comprises, in order from SE to NW, the Südharz/Selke S-S, Tanne (TA) and Sieber (SI) Nappes, the Kamm-Quartzite (KQ), Plattenschiefer (PL) Unit, the Quartzite/Shale (QS) Unit and the Ecker Gneis Unit (E), probably positioned at the front/base of the KQ. MOR-type metabasalts underlying the S-S and part of the TA mark the Rhenohercynian suture.

The entire UA is underlain by a mélangé zone which extends from the north-western part of the Wippra Zone to the northern boundary fault of the Harz NE of the KQ.

Südharz-Selke Nappe

Those (once coherent) "Ostharz" nappes represent the most obvious example of nappe thrusting in the Harz Mts. (Fig. 5) and are an equivalent of the Gießen nappe in the eastern Rhenish Massif (Giessen/Südharz-Selke nappe). MOR-type metabasalts (representing Rhenohercynian

ocean floor) at the base of the Gießen nappe have been dated as Emsian (Birkelbach et al. 1988, Platen 1991; Floyd 1995), and as Frasnian in the Harz (Tschapek 1989, Ganssloser et al. 1995). In the Harz, those metabasalts and associated pelagic sediments are summarized as "Stiege Beds", which, however, are often strongly sheared and may appear as broken formations or even *mélange* zones (Guenther and Schmidt 1995, Huckriede 2009).

The Stiege Beds are overlain by cherts, variegated slates and finally by Late Devonian (Tschapek 1989, Ganssloser 2001), in the Rhenish Massif also by Early Carboniferous greywacke (e.g. Dörr 1990).

Tanne Nappe

The Tanne Zone (Tanne Greywacke, TA) mainly consists of flysch sediments, starting in the late Tournaisian (cull β - γ) with relatively distal silt- and mudstones ("Plattenschiefer") overlain by greywacke turbidites (Tanne Formation, Schwab and Ehling 2008, with refs.). An assumed wild-flysch unit at the base of the Tanne Greywacke proved to be a tectonic *mélange* in its best outcrop (Friedel et al. 2016).

The northern margin of the Tanne Nappe is often lobate and follows the topographic contours which – together with local tectonic klippen – documents a subhorizontal basal thrust fault (e.g. Lutzens 1979, Wachendorf et al. 1995). The southern margin of the Tanne nappe has been overthrust by the Harzgerode Zone along a SE-dipping contact (e.g. Rabitzsch 1962; Lutzens 1972, Friedel et al. 2016). Some local greywacke occurrences within the Harzgerode Zone may represent klippen of the Tanne and/or Südharz-Selke nappes (Lutzens 1972, Schwab and Ehling 2008; see Fig. 5). The sigmoidal outcrop, as well as the separation between Südharz and Selke Nappes, are essentially due to updoming over the batholithic Ramberg pluton and subsequent block tectonics (Rabitzsch 1962, Reichstein 1970, Tschapek 1990), rather than by late Variscan dextral wrench faulting (Mittelharzflexur, cf. Schwab 2008, with ref.), as no other units in the inner area of the Harz Mountains are affected in this way.

In the NW, the Tanne Greywacke overlies Devonian clastic sediments and metabasalts of the Blankenburg Facies (see below). In its western part, the metabasalts underlying the Tanne Nappe contain two localities with MOR-type metabasalts (Platen 1991, Floyd 1995), which suggests that the Tanne Greywacke (like the Südharz-Selke-Greywackes) may have been deposited on Rhenohercynian ocean floor, although the present-day contact is tectonic. The south-westernmost parts of the Tanne Zone probably belongs partly to the Südharz Nappe (Fig. 5, see discussion in Buchholz et al. 2006).

Sieber Nappe

Greywackes of largely the same age as the Tanne Greywacke are underlain by Late Devonian radiolarian cherts and Middle to Upper Devonian flint limestones and cherts at the north-eastern part below the Wernigerode Nordrandkum, which can be considered as part of the Sieber Zone (see below). In the north-eastern part, a clear decrease in coal-rank values from the Devonian to the Early Carboniferous flysch strata may suggest a structural gap at the base of the Sieber greywacke (Friedel et al. 2005, and unpubl. data). This, together with the older age of the Sieber greywacke compared to the Elbingerode Greywacke, supports its nappe character (Walliser and Alberti 1983).

Randgrauwacken

A discontinuous, narrow strip of greywackes along the northeastern boundary thrust of the Harz Mts. ("Nordrandkum", "Randgrauwacken") has been dated by Rabitzsch (1967). The individual segments represent equivalents of the Sieber (NW) and Tanne (SE) Zones (Wachendorf 1986) overthrust from the SW or SE by lower structural levels (Hinze et al. 1998).

Altogether, the greywacke nappes of the Harz Mts. correspond to the imbricate stack of greywackes in the Kellerwald (Fig. 2) and in the Hörre Zone of the Rhenish Massif, in all areas fringed in the NW by the Kamm-Quartzite. The QS and equivalents of the Ecker Gneiss have so far not been detected in the Rhenish Massif.

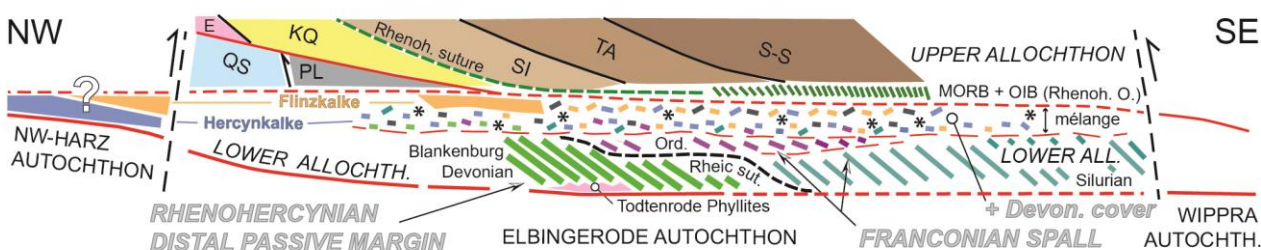


Fig. 6 Conceptual section across the Allochthons of the Harz Mountains, for the time after their final emplacement by D2. Not to scale! Inclined hatches: coherent units, partly broken formations. Black rectangles: fragments of overlying greywackes; asterisks: Rothäuser Greywacke; E: Ecker Gneiss. Other symbols: compare with lettered signatures. Black steep lines: D1 thrust faults; red lines: D2 detachments.

Mélange Zone

Mélange of mainly tectonic origin is widely distributed, but includes coherent units (e.g. Silurian black slates, Devonian limestone blocks) and broken formations. Truly mixed chaotic assemblages are subordinate, while strongly imbricated, dismembered coherent units are more common (Friedel et al. 2019 and references therein). The mélange zones occur to the north and under the Tanne Nappe (formerly interpreted as Herzberg, Scharzfeld, Lauterberg, Hüttenrode and Bodetal "olisthostromes") as well as to the south of the Tanne Nappe (Harzgerode "olisthostrome"). These zones contain - although in different amounts - largely the same tectonic clasts. Silurian slates and so far rarely detected Ordovician quartzites may have been spalled off from the LA (see below). Further clasts consist of Silurian to Early Carboniferous condensed pelagic limestones, limestone turbidites ("Flinz"), quartzites and cherts of mainly Devonian age and mixed carbonate/siliciclastic rocks (e.g. early Emsian "Rothäuser Greywacke, see above). Those rocks are interpreted to represent the sedimentary cover of the Franconian Spall at the northern margin of the RH basin. Restriction of Devonian Blankenburg Facies rock slices to areas N of the Tanne Greywacke is due to the absence of those rocks from the LA further south (see below).

Mélange zones on both sides of the Tanne Greywacke Nappe appear to merge with one another E of the Ramberg pluton, between and under tectonic klippen of the nappe. For these reasons, we are testing the working hypothesis that the Hüttenrode etc. and Harzgerode mélange rocks represent one single zone which underlies the Upper Allochthon (Fig. 6).

Lower Allochthon (LA)

Blankenburg Zone

North of the Tanne Nappe, the LA consists of the Devonian **Blankenburg Facies** which is characterized by Early-, Middle- and Late-Devonian, N-derived sandstones and Middle Devonian slates with metabasalts (e.g. drilling Hasselfelde 1/83, Borsdorf et al. 1992, Friedel et al. 2019). Larger coherent units of the Blankenburg Facies (Blankenburg Zone) and in the Harzgerode Zone (vertical hatching on Fig. 5) have formerly partly considered as sedimentary slides (e.g. Schwab 2008).

Harzgerode Zone

South of the sigmoidal Tanne belt (and locally also at the north-eastern margin of the Harz near Thale), the LA contains coherent units of Silurian black slates and locally limestones, together with quartzites mapped as Devonian "Hauptquarzit" of the Blankenburg Facies. In several localities, those quartzites have yielded detrital white mica fractions of late Neoproterozoic age, and have partly been dated as Ordovician with palynomorphs, thus proving Armorican affinities (Huckriede et al. 2004, with palynomorphy datings by Heuse; Meinhold et al. 2016). That interpretation possibly applies to all quartzites of the LA south of the Tanne belt. According to our model, Ordovician and Silurian rocks represent the Franconian Spall.

High-grade metamorphic rocks at the base of allochthonous units – clues to the mode of nappe emplacement

The western margin of the Brocken contains a raft of paragneiss (Ecker Gneiss) which is in line with the NW margin of the KQ. Youngest detrital zircons dated at c. 410 Ma prove a Devonian or younger age of the sedimentary protolith (Geisler et al. 2005). That age, together with amphibolite and granulite facies metamorphic overprints and U-Th-Pb monazite ages between 328 ± 6 and 313 ± 4 Ma (Appel et al. 2019) suggest that the Ecker Gneiss is allochthonous and has been imported from the south-eastern margin of the Rhenish Massif.

From the NPZ and Taunuskamm Unit, Klügel (1997) described rising antiformal stacks containing anchizonal to greenschist grade metamorphosed Devonian clastic sediments (see also Fig. 3 and Franke et al. 2019). The advancing RH allochthon may have sampled the rising gneiss and entrained it to its present position, thus effecting an important, extensional reduction of the metamorphic profile. Tectonic transport was probably driven by gravity, but under an overburden of more than 3 km (the intrusion level of the post-tectonic plutons, Friedel et al. 1995 with refs.), while overall shortening still continued by basal accretion to the antiformal stack system at deeper levels. An alternative model for emplacement of the Ecker Gneiss along the subduction channel is presented by Friedel et al. (this volume).

References

- Appel, P, Stipp, M., Friedel, C.-H, Friedrich, A, Kraus, K. and Berger, S. (2019) U–Th–total Pb ages of monazite from the Eckergneiss (Harz Mountains, Germany): evidence for Namurian to Westfalian granulite facies metamorphism at the margin of Laurussia. *Int. J. Earth Sci.*, (2019) 108:1741–1753. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01735-5>
- Bender, P. (1978) Die Entwicklung der Hörre-Zone im Devon und Unterkarbon.. *Z.d.t.geol.Ges.*, 129: 131-140.

- Bender, P., Homrighausen, R. (1979) Die Hörre-Zone, eine Neudefinition der auf lithostratigraphischer Grundlage. *Geologica et Palaeontologica*, 13: 257-260.
- Birkelbach M, Dörr W, Franke W, Michel H, Stibane F, Weck R (1988) Die geologische Entwicklung der östlichen Lahnmulde (Exkursion C am 7 April 1988). *Jber Mitt oberrhein geol Ver*, NF 70:43–74
- Borsdorf, K.-H., Estrada, S., Schust, F., Schwandke, E. (1992) Ergebnisse neuer Forschungsbohrungen im östlichen Rhenohercynikum (Harz und Flechtingen-Roßlauer Scholle). *Zbl. Geol. Paläont.* Teil 1 (1992): 5–16
- Buchholz, P., Obert, C., Trapp, E., Wachendorf, H., Zellmer, H. (2006): Westharz. - In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland VI. Unterkarbon (Mississippium). - *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, Heft 41: 387-413; Hannover.
- Dörr, W. (1990) Stratigraphie, Stoffbestand und Fazies der Gießener Grauwacke (östliches Rheinisches Schiefergebirge). *Geol. Abh. Hessen*, 91, pp. 1-94.
- Dörr, W., Pique A, Franke W, Kramm U (1992) Les galets granitiques du conglomérat de Russ (Devon-Dinantien des Vosges du Nord) sont les témoins d'un magmatisme acide ordovicien. Ladistension crustale et le rifting saxothuringien au Paléozoïque inférieur. *C R Acad Sci Paris t 315 Serie II*:587–594
- Doublier, M.P., Potel, S, Franke, W., Roache, T. (2012): Very low-grade metamorphism of Rhenohercynian allochthons (Variscides, Germany): facts and tectonic consequences. *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)* 101/5: 1229-1252. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0718-3>
- Eckelmann, K., Nesbor, H.-D., Königshof, P., Linnemann, U., Hofmann, M., Lange, J.-M., Sagawe, A., (2014) Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea – Constraints from U-Pb LA-SF-ICP-MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides. *Gondwana Res.* 25, 1484–1500. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.10.029>
- Engel, W., Franke, W., Grate, C., Weber, K., Ahrendt, H., Eder, F.W. (1983) Nappe tectonics in the southeastern part of the Rheinisches Schiefergebirge. In: Martin H, Eder FW (eds) *Intracontinental fold belts*. Springer, Berlin, pp 267–287
- Floyd, P.A. (1995) Rhenohercynian Foldbelt. Igneous activity. In: Dallmeyer, R.D., Franke, W., Weber, K. (eds). *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer, Berlin, pp. 59-79
- Franke, W. (2000) The Mid-European segment of the Variscides: Tectono-Stratigraphic Units, Terrane Boundaries and Plate Tectonic Evolution. In: Franke W, Haak V, Oncken O, Tanner D (eds) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. *Geol Soc London Spec Publ* 179: 35-62 *Geol.Soc.London Spec.Publ.*, 179: 35-61.
- Franke, W. (2007a) Rhenohercynian Belt of central Europe: review of recent findings and comparisons with south-west England. The Scott Simpson Lecture. *Geoscience in South-West England*, 2007, 11: 263-272.
- Franke, W. (2007b) Paläogeographie und Tektonik des Lahngbietes (Exkursion C am 12. April 2007). *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, N.F. 89, 151-165.
- Franke, W., Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H. (2017) The Palaeozoic Variscan oceans revisited. *GR Focus Review, Gondwana Research* 48 (2017): 257-284. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2017.03.005>
- Franke, W., Huckriede, H., O'Sullivan, P. and Wemmer, K. (2019) Zircons to the front: accretionary history of the Rhenohercynian active margin (Variscides, Germany). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 56 (12): 1375–1397. <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0255>
- Franzke, H.J. (2012) Liegender Grenzbereich der Ostharz-Decke im Ludetal. *Hall Jb Geowiss Beih* 28:51–56
- Friedel, C.-H., Hoth P, Franz G, Stedingk K (1995) Niedriggradige Regionalmetamorphose im Harz.. *Zbl Geol Paläont Teil I* 9(10):1213–1235

- Friedel, C.-H., Santelmann C, Leiss B, Wagner B, Zweig M (2016) Wildflysch versus tektonische Mélange - Gefügemerkmale und Interpretation der Odertalmélange (Südharz, Odertalsperre/Bad Lauterberg). *Gött Contrib Geosci* 78: 99–110
- 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. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 108, 2295–2323 (2019). <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01763-1>
- Geisler, T., Vinx, R., Martin-Gombojav, N., Pidgeon, R.T. (2005): Ion microprobe (SHRIMP) dating of detrital zircon grains from quartzites of the Eckergneiss Complex, Harz Mountains (Germany): implications for the provenance and the geological history. *Int J Earth Sci* 94(3): 369–384. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0460>
- Günther A, Schmidt R (1995) Der Überschiebungsbereich der Ostharzdecke auf die Harzgeröder Zone im klassischen Straßenprofil Stiege-Hasselfelde. *Zbl Geol Paläont Teil I* 9(10):1117–1127
- Haverkamp, J., Hoegen, J. von, Kramm, U., Walter, R. (1992) Application of U-Pb-systems from detrital zircons for palaeogeographic reconstructions – a case-study from the Rhenohercynian. *Geodynamica Acta*, 5, 1/2, 69-82.
- Hinze, C., Jordan, H., Knoth, W., Kriebel, U., Martiklos G. (1998) Geologische Karte Harz 1:100. Hrsg.: Geol. Landesamt Sachsen-Anhalt und Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung
- Huckriede, H. (2009) Tektonostratigraphische Neuinterpretation der Bohrung Stiege 1/84. *Exkursf u Veröffl. DGG* 239:10–11
- Huckriede, H., Wemmer, K., Ahrendt, H. (2004) Palaeogeography and tectonic structure of allochthonous units in the German part of the Rhenohercynian Belt (Central European Variscides). *Int J Earth Sci (Geol Rdsch)* 93:414–431
- Jäger, H., Gursky, H.-J. (2000) Alter, Genese und Paläogeographie der Kammquarzit-Formation (Visé) im Rhenohercynikum – neue Daten und neue Deutungen. *Z.d.t.geol.Ges.*, 151: 415-439
- Klügel, T. (1997) Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze. Der Südrand des Rhenohercynikums im Taunus. *Geologische Abhandlungen Hessen* 101 (215 pp.).
- Kossmat, F. (1929) Zur Frage des Deckenbaus im Harz.- *Z. dt. geol. Ges.*, 80 (1928), 224-241
- Lutzens, H. (1972) Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. *Geologie, Beih.*, 74, 1-105, Berlin.
- Lutzens, H. (1979) Zur geotektonischen Entwicklung des Harzvaristikums mit besonderer Berücksichtigung synparoxysmaler Resedimentationsprozesse im Mittelharz. *Schriftenr Geol Wiss* 15:37–103
- Lutzens, H., Schwab, M. (1972) Die tektonische Stellung des Harzes im variszischen Orogen. *Geologie* 21(6):623–758
- Meinhold, G., Igers, T., Wemmer, K., Friedel, C.-H., Löwen, K. and Berndt, J. (2016) Neue Daten zur Zusammensetzung, zum Alter und zur Herkunft paläozoischer Sandsteine im Ostharz. *Göttingen Contributions to Geosciences* 78: 33–35.
- Meischner, D. (1991) Kleine Geologie des Kellerwaldes (Exkursion F am 5. April 1991). *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, N.F., 73: 115-142.
- Mende, K., Linnemann, U., Nesbor, H.-D., Militzer, A., Jansen, U., Königshof, P., Bahlburg, H., Hofmann, M, Gerdes, A., Berndt, J., Nawrat, J. (2019) Provenance of exotic Ordovician and Devonian sedimentary rock units from the Rhenish Massif (Central European Variscides, Germany). *Tectonophysics* 755 (2019) 127–159. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.10.029>
- Oncken, O, Plesch, A., Weber, J., Ricken, W., Schrader, S. (2000) Passive margin detachment during arc–continent collision (Central European Variscides). From: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (eds.) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geol. London Spec. Publ.*, 179, 199-216.
- Platen, K. (1991) Geochemische Untersuchungen an Metabasalten aus dem Rhenohercynikum. Diplomarbeit (Teil 1) am Fachbereich Geowissenschaften und Geographie der Justus-Liebig-Universität Gießen, 134 S

- Rabitzsch, K. (1962) Die Lagerungsverhältnisse des Tanner Grauwackensystems im Selkegebiet südlich des Rambergplutons (Harz). *Geologie*, 11(9): 997-1108
- Rabitzsch, K. (1967) Stratigraphische und lithofazielle Untersuchungen im Devon und Unterkarbon des Harzes. *Geologie*, 16, S. 962-964, Berlin.
- Reichstein, M. (1965) Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz. *Geologie* 14:1039–1076
- Reichstein, M. (1970) Deckenbaufragen im Harz und spätvaristische Strukturentwicklung. *Wiss Z Univ Halle XIX'70 M* (4):19–23
- Schmidt, H. (1931) Die ursprünglichen Zusammenhänge zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. *Naturwissenschaften*, 19: 911–916
- Schwab, M. (2008) Harz. In: Bachmann GH, Ehling B-C, Eichner R, Schwab M (eds) *Geologie von Sachsen-Anhalt*. Schweitzerbart, Stuttgart, pp 408–457
- Schwab M, Ehling B-C (2008) Karbon. In: Bachmann GH, Ehling B-C, Eichner R, Schwab M (eds) *Geologie von Sachsen Anhalt*. Schweitzerbart, Stuttgart, pp 110–140
- Tschapek, B. (1989) Zur Biostratigraphie der Selke-Mulde im Harz. *Hercynia N.F.*, 26(3): pp. 295-306
- Tschapek, B. (1990) Zur paläotektonischen Position der Unterharz-Gieitdecke unter besonderer Berücksichtigung der Selke-Mulde. *Hercynia N.F.*, 27(2), pp. 176-187
- Wachendorf, H. (1986) Der Harz - variszischer Bau und geodynamische Entwicklung. *Geol Jb* A91:3–67
- Wachendorf, H., Buchholz, P., Zellmer, H. (1995) Fakten zum Harz-Paläozoikum und ihre geodynamische Interpretation. *Nova Acta Leopoldina* NF 71(291):119–150
- Walliser, O.H., Alberti, H. (1983) Flysch, olistostromes and nappes in the Harz Mountains. In: Martin, H., Eder, F.W. (eds) *Intracont Fold Belt*. Springer, Berlin, pp 145–169
- Weck, R. (1994) Tektonik und Anchimetamorphose im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge (Lahnmulde/Taunus-Antiklinorium). Diss., Justus-Liebig-Universität, Gießen

Die Geschichte des Nordrandes der Harzscholle - ein langer Leidensweg

Hans Joachim Franzke*, Rainer Müller, Michael Schäfer

Technische Universität Clausthal, Institut für Geologie und Paläontologie, Leibnizstraße 10, D-38678 Clausthal-Zellerfeld/Germany

*Corresponding author: franzke.clz@gmail.com

1. Einführung

Am nördlichen Harzrand ist eine der markantesten NW-SE-Schollenkanten am südlichen Rand der Norddeutschen Senke entwickelt. Es handelt sich um ein System von miteinander verknüpften Störungen, in welches sowohl reaktivierte SW-NE Brüche des Variszikums als auch im Mesozoikum entstandene bzw. reaktivierte NW-SE- Brüche zu einer fast 100 km langen Störungszone integriert sind. Die heute morphologisch so ausgeprägte nördliche Randstörungszone des Harzes ist im Wesentlichen aber erst das Resultat der letzten ca. 100 Ma der Erdgeschichte. Im Westen endet diese Störungszone, nachdem sie sich zuvor bereits abgeschwächt hat, an den Querstrukturen der Leinetalgräben, im Osten zweigt sich die Randstörung bei Ballenstedt am Meisdorfer Becken (Rotliegend) in sich fingerartig aufgabelnde und abklingende E-W-Störungen auf. Damit endet die Nordrandstörung nach Osten. Die weitere Abgrenzung des Paläozoikums des Harzes nach SE bis zur Halle-Hettstetter Gebirgsbrücke (Permokarbon) wird dann von der SE-Fortsetzung der südlichen Flankenstörung des Quedlinburger Sattels übernommen. Nach Halle zu folgt darauf eine weitere, vom bisherigen Verlauf ebenfalls unabhängige NW-SE- Störungszone, die Hallesche Störung (Rappsilber et al. 2006).

Basierend auf der langjährigen Vorarbeit zahlreicher namhafter Geowissenschaftler (u. a. Foucar 1936, E. Voigt 1963) konnte insbesondere die oberkretazisch-känozoische Entwicklung am Schollenrand des Harzes und des weiteren Umfelds bis ins Detail aufgelöst werden. Dies wurde erreicht durch sedimentologische Untersuchungen, vor allem Provenienz-Analysen der syntektonisch gebildeten Sedimentserie der Oberkreide (Th. Voigt et al. 2004), FTA-Analysen (Spaltspur-Untersuchungen, Brix, Thomson in v. Eynatten et al. 2019), verknüpft mit Schwermineral-Analysen der syntektonisch gebildeten Kreide-Sedimente (v. Eynatten in Voigt et al. 2004) und der zeitlich-kinematischen Analyse (Paläo-Stress) des mesozoisch entstandenen Strukturinventars (Kockel, 1991, Franzke et al. 2007) sowie seismischer Untersuchungen (Krawczyk and Stiller, 1999) und die von Hochschulen und geologischen Diensten durchgeführten Spezialarbeiten. Die Ergebnisse konnten zu einem schlüssigen Entwicklungsmodell der mesozoischen Entwicklung, speziell der oberkretazischen Inversionsperiode zusammengeführt werden (u. a. Kockel 2003, Voigt et al. 2004, Kley et al., 2008, Kley and Voigt, 2008). Der Nordrand der Harzscholle kann als eine Modellregion für die oberkretazisch-paläogene Inversions-tektonik gelten.

2. Die variszische Initialphase

Die heutige Harzscholle befand sich am Südostrand des Rhenoharzynischen Terranes des variszischen Orogenstrangs und mit seinem Südostrand, der Wippraer Einheit, direkt vor dem Nordrand des Saxothuringischen Terranes (Mitteleuropäische Kristallinzone). Durch die NW-

gerichtete variszische Kollision wurde dieser Bereich zwischen ~325 – 315 Ma in einen NW-vergenten Falten- und Schuppenstapel gelegt. Entlang von rheologischen Kontrasten im Schichtverband bildeten sich NW-vergente Abscherzonen aus, an welchen auch die Aufstapelung von Deckeneinheiten erfolgte, von denen aufgrund der spätvariszischen und dann noch einmal der oberkretazisch-tertiären Erosion nur die Ostharz-Decke erhalten ist. Abschnitte der nördlichen Schollenkante des Harzes und einige interne Bereiche des Harzes zeigen sich bereits zu dieser Zeit als duktil verformte Flexurzonen, in denen die ansonsten SW-NE gerichteten variszischen Gefüge rechtssinnig verschwenkt wurden (Abb. 1). Dies belegt die abschnittsweise Präsenz einer Proto-Harzrandstörung und einiger weiterer Bruchstrukturen innerhalb der heutigen Harzscholle („Zentrale Harzstörung“).

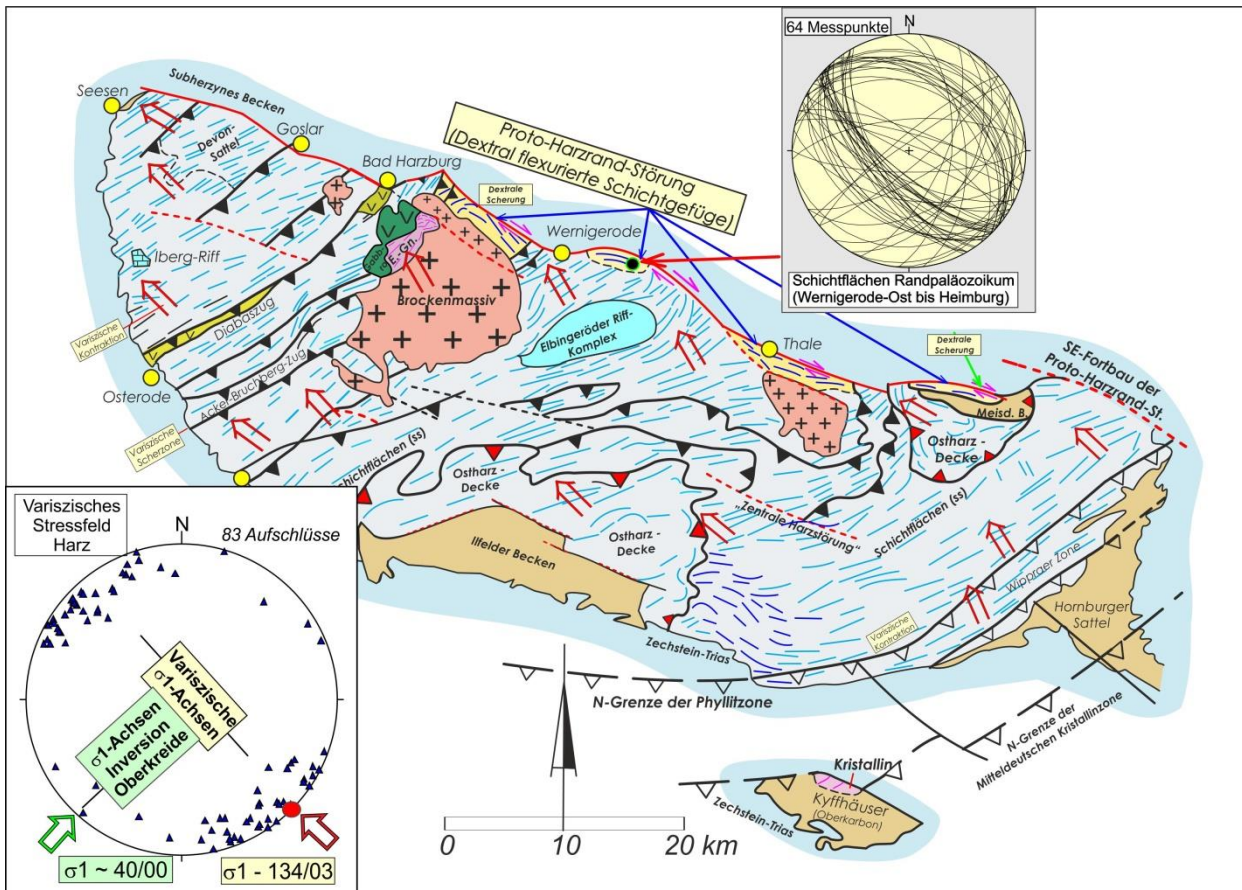


Abb. 1 Variszische Schichtgefüge und zugehöriges Stressfeld (σ_1 = rote Pfeile) auf der heutigen Harzscholle. Links-unten: Spannungsdaten (σ_1) von 53 Aufschlüssen. Rechts oben: aus der primären SW-NE Richtung dextral rotierte Schichtgefüge am Harzrand (östlich von Wernigerode).

3. Spätvariszische Periode

Oberkarbon-Perm sind durch die ausklingende Variszische Kollision und den Übergang zu extensionalen krustalen Spannungen und die damit verbundene isostatische Ausbalancierung des zuvor gestörten Krustengleichgewichts gekennzeichnet. Dies führte zu tiefgreifender Erosion des aufsteigenden variszischen Orogenzuges, begleitet von der Bildung intramontaner kontinentaler Sedimentbecken und intensivem Magmatismus bzw. Vulkanismus. Dessen Produkte verteilen sich auf der Harzscholle auf zahlreiche Bruchzonen (Benek et al. 1973). Dies macht sich

durch die Koexistenz von NNW-SSE bis N-S-, WNW-ESE- und auch WSW-ENE-Brüchen sichtbar (Abb. 2).

Die Richtungsvielfalt der Brüche bei etwa gleichzeitiger Aktivierung signalisiert außerdem, dass nur geringe Differenzen zwischen den beiden regionalen horizontalen Hauptnormal-Spannungen bestanden ($\sigma_{Hmax}/\sigma_{hmin}$). Die Aktivierung von NNW-SSE-bis NW-SE-Brüchen und deren Öffnung und Füllung mit Magmatiten/Vulkaniten und präoberpermischen Mineralgängen (Quarz-Hämatit-Mn-Oxide) zeigt an, dass neben der dominanten Krustendehnung (Obst et al. 2001) wahrscheinlich noch kontraktive variszische Restspannungen in NW- bis NNW-Richtung wirksam waren (Abb. 2, rechts-oben).

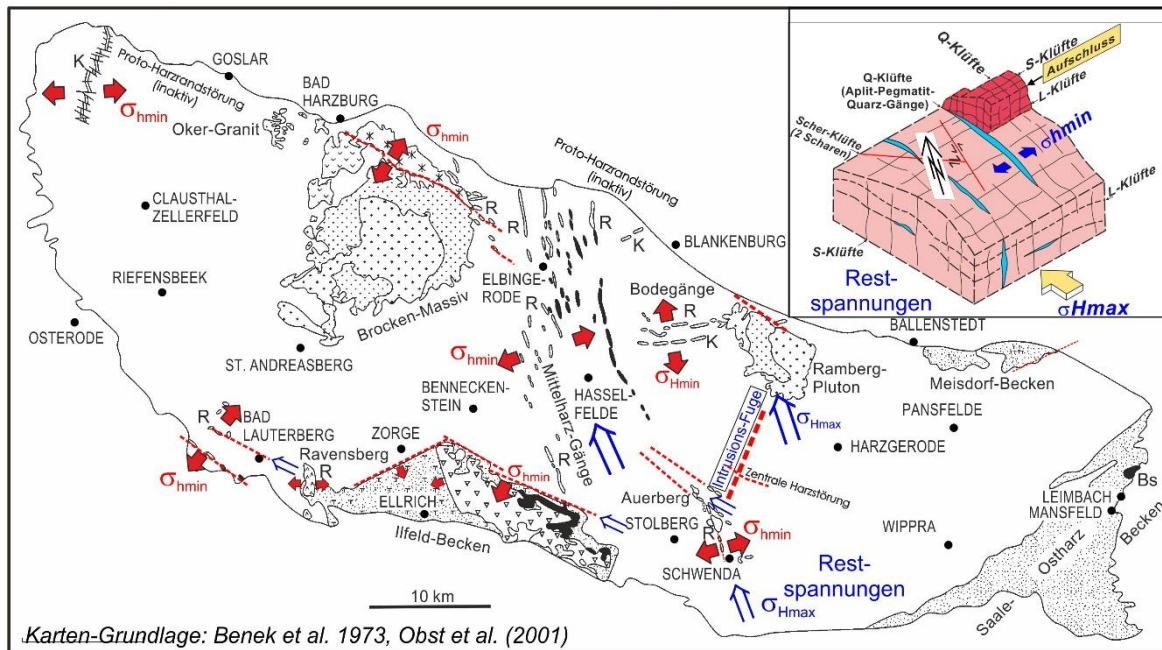


Abb. 2 Spätvariszisches Bruchgitter und Kinematik der Aktivierungen. Kartengrundlage nach Benek et al. (1973) und Obst et al. (2001). Rechts-oben: Kluft- und Gangbildung im Ramberg-Granit (Roßtrappe bei Thale).

4. Oberpermisch-mesozoische Extensionsperiode

In der ca. 170 Ma langen Periode zwischen Zechstein und Oberkreide erfolgte der schrittweise Zerfall von Pangäa ab ca. 200 Ma in die Superkontinente Laurussia und Gondwana und deren Norddrift. Im mitteleuropäischen Raum herrschte langfristige Extensionstektonik. Der Bereich der heutigen Harzscholle und ihr Umfeld waren mit dem Niedersächsischen- und Subherzynen Becken Teil der Norddeutschen Senke. In diesem Raum erfolgte eine zunächst weitläufige, ab dem Jura enger zergliederte Beckenbildung mit einem mehrfachen Wechsel von flachmariner und kontinentaler Sedimentation mit darin eingeschlossenen Salinarserien. Die langzeitliche Extensionsperiode war mit schwierig zu erfassenden Block-kontrollierten vertikalen Schollenbewegungen verknüpft, welche im Mittleren Buntsandstein (unterhalb der H-Diskordanz), im Mittelkeuper (Inversion der Altmark-Eichsfeld-Schwelle, NNE – SSW, Rifting in der Allertal-Zone, NW-SE) sowie im Jura/Unterkreide stattfanden. Die Blockgrenzen wurden in der Trias durch N-S bis NNE-SSW-, ab dem Rhät dann durch NW-SE streichende Extensions-Störungen (Abschiebungszonen bis Schrägverschiebungen) geprägt, die nur geringe Amplituden, im Fall von Riftprozessen (Mittelkeuper) aber auch Beträge in km-Dimension erreichten. Weder Harzscholle

noch deren nördlicher Schollenrand sind bis zur Oberkreide paläogeographisch erkennbar. Die Kinematik des Bruchgitters wird in der Trias durch ein extensionales Paläo-Stressregime mit Lage der minimalen Hauptnormalspannungen ($\sigma_{\text{min}}/\sigma_3$) zunächst um E-W (Trias), ab dem Rhät in SW-NE-Richtung, bestimmt (Abb. 3, Diagramm rechts-unten). Die radiometrischen Datierungen der Hydrothermal-Mineralisationen (Abb. 3, rechts-oben) zeigen, dass zwischen ca. 205 – 90 Ma (Obertrias – Oberkreide) die NW-SE-Brüche unterhalb der abschirmenden Zechstein-Barriere mehrfach aktiviert und mineralisiert wurden. Die Störungs kinematik am Harznordrand und im Subherzynen Becken sind kompatibel.

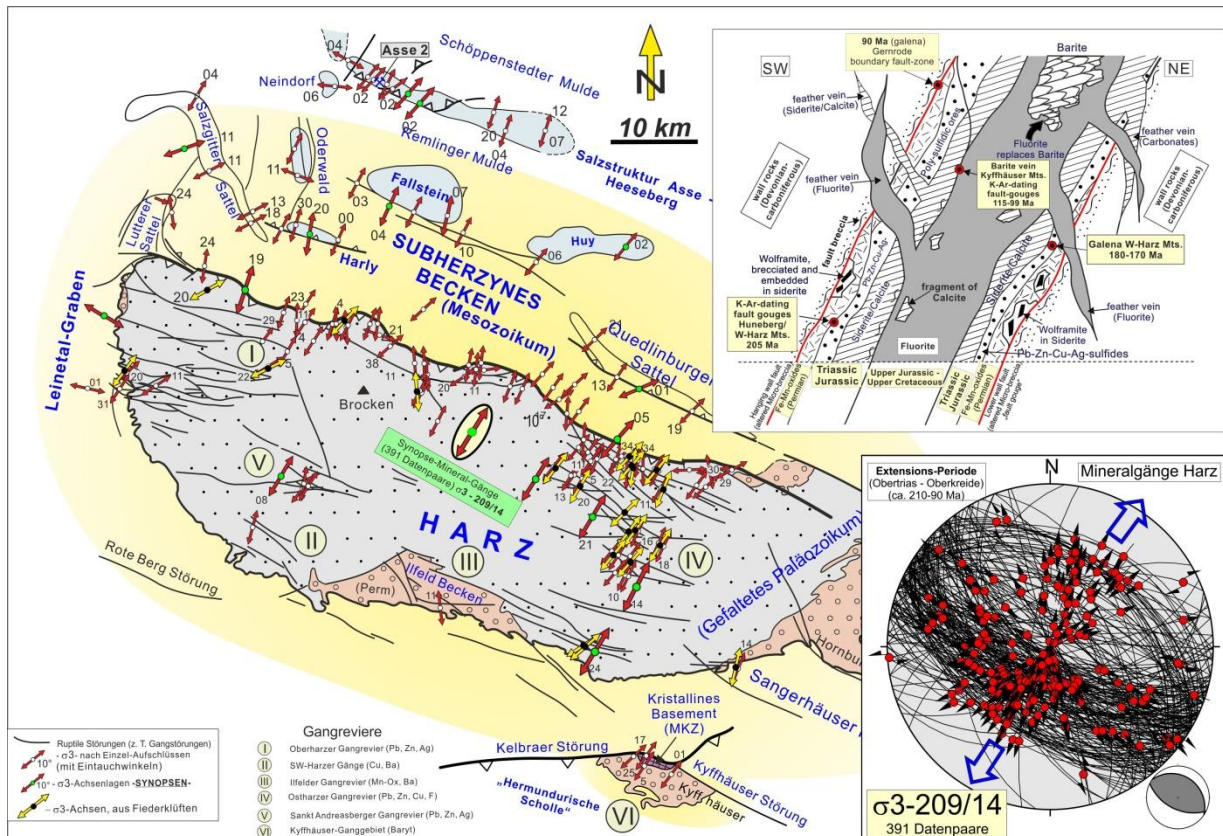


Abb. 3 Regionale Analyse des extensionales Spannungsfeld des Mesozoikums (Herkunft der σ_3 -Daten siehe unten-links in der Karte). Polyphase Aktivitäten des Störungsmusters sind anhand von Mineralisations-Datierungen nachweisbar. Rechts-oben: Altersdaten von Gangmineralisationen des Harzes (Franzke et al. 2007), rechts-unten: Die Gangstrukturen der Harzscholle stellen um NW-SE streichende, zwischen Obertrias und Oberkreide mehrfach aktivierte Abschiebungs-Strukturen dar.

5. Die Inversionsperiode der Oberkreide

Die Inversionsperiode der Oberkreide wurde durch die NE-Bewegung und Kollision der Afrikanischen-Iberischen Platte mit der Eurasischen Platte im Bereich der Pyrenäen verursacht. Dies kann auch durch die Paläo-Stress-Analyse des dabei aktivierten Störungsgitters bestätigt werden (Franzke et al. 2007, Kley et al. 2008, Kley and Voigt, 2008). Für das Gebiet des Harzes bedeutete dies die Inversion/Umpolung des bisherigen extensionalen Spannungsfeldes zu intensiver Kontraktion aus SW, wie die zahlreichen Daten vom Harzrand ($\sigma_1 - 38/04$) und dem Inversionsperiode (Oberkreide) Subherzynen Becken belegen (Abb. 4).

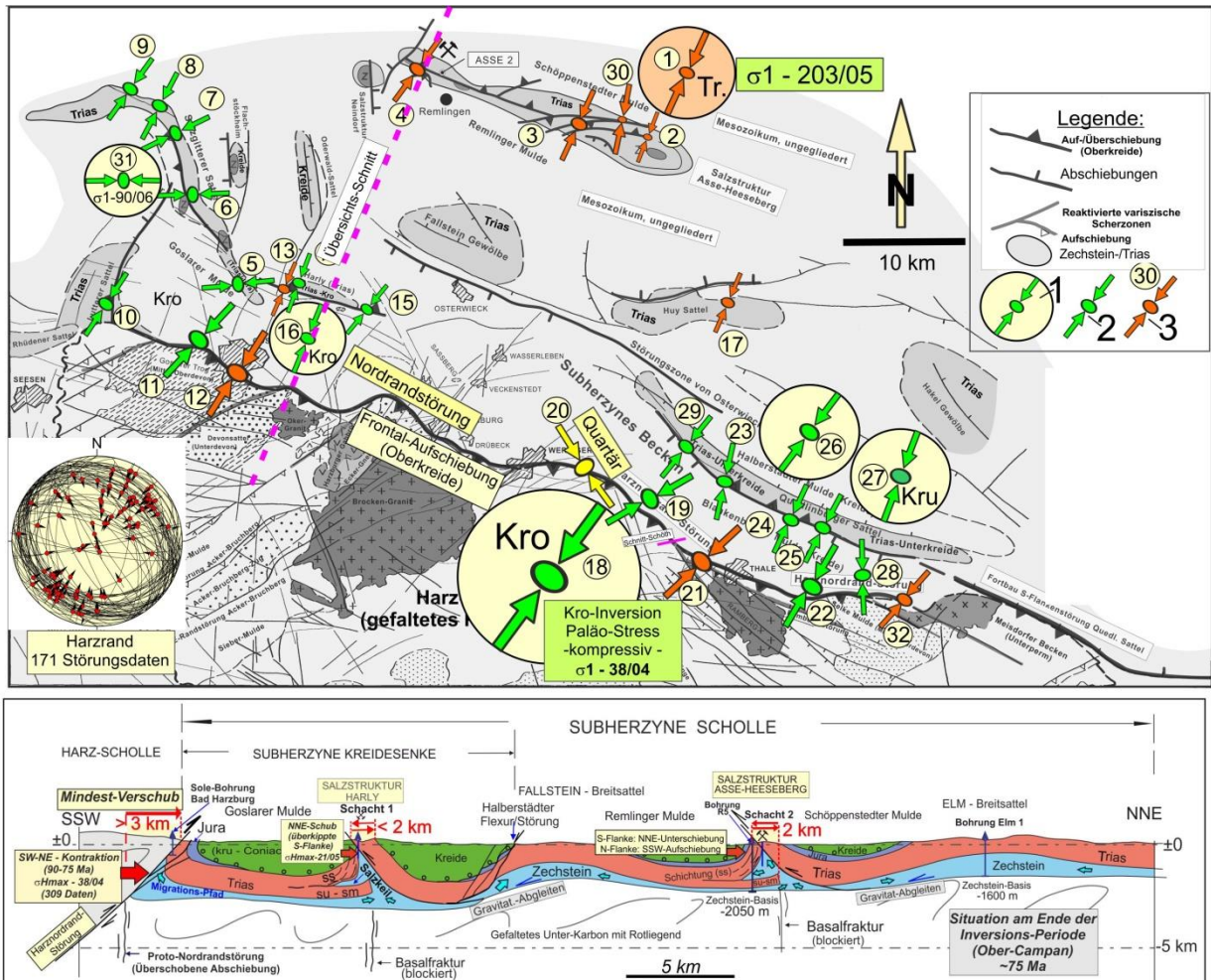


Abb. 4 Karte zur Kinematik der Bruchtektonik der Inversionsperiode (σ_1 -Achsen/Paläo-Stress) des Harzrandes und südlichen Subherzynes Beckens während (Oberkreide) mit Aufschlusnummern. Legende: **1-** synoptische Lage von (σ_1) in Struktureinheiten, **2-** σ_1 , bestimmt aus Aufschlüssen kretazischer Sedimenten, **3-** σ_1 , bestimmt in triassisch-jurassischen Sedimenten. Der Schnitt (Position siehe Karte) zeigt die Mindestbeträge der lateralen SSW-NNE Einengung entsprechend dem heutigen Erosionsniveau.

Da die Randstörung im Mittel steiler als 45° (nach SW) einfällt, müssen die Horizontalbeträge gegenüber der Frontalaufschübung geringer sein und nehmen wie die Hebungsbeträge, zur NW- und zur SE- Flanke der Randstörung hin rapide ab. Der Schnitt in Abb. 4, unten zeigt nur Mindestwerte für die horizontale Komponente der Verschiebungen, da durch die Erosion seit der Oberkreide die oberen Teile des primären Profils abgetragen sind. Der Schnitt zeigt außerdem, dass die frontale NE-Aufschübung am Harzrand in den vorgelagerten Salzstrukturen des südlichen Subherzynes Beckens, den Schmalsätteln des Harly und der Asse, nach SW-vergierende Rückverschiebungen provoziert hat, welche aber hauptsächlich das mobile Deckgebirge bis zur basalen Abgleitzone des salinaren Zechsteins erfasst haben.

Infolge der Verschneidung von reaktivierten SW-NE- mit NW-SE-Brüchen entstand in dieser Periode der geschwungene Verlauf der Nordrandstörung des Harzes mit seinen charakteristischen N-Ausbuchtungen („Spornen“). Eine durchgängige Haupt-Randstörung hat sich erst infolge der großen Verschiebungen der oberkretazischen Inversionstektonik entwickelt, denn die Kontur der heutigen Harzscholle war bis zur Oberkreide weder paläogeographisch noch im Faziesmuster der Deckgebirgs-Sedimente erkennbar. In der Oberkreide entwickelte sich ein mit

über 2,5 km Sedimenten anfüllender Randtrog (E. Voigt, 1963) vor dem Schollenrand des Harzes. Damit zeichnete sich auch die Kontur der Randstörung des Harzes erstmalig ab. Im Randtrog wurde eine tektono-sedimentäre Sedimentsequenz der Oberkreide abgelagert (Voigt, Th. et al. 2004), welche die Randstörung als sich synsedimentär entwickelnde „growth-fault“ zeigt. Gerölleinträge paläozoischer Gesteine der Harzscholle erscheinen erst im oberen Santon, massiv dann im Untercampan (Blankenburg - und Ilsenburg-Formationen, ca. 83-80 Ma), so dass erst zu dieser Zeit das der Harzscholle ehemals auflagernde ca. 2 km mächtige permomesozoische Deckgebirge abgetragen war. Das Maximum von Hebung und frontaler NE-Aufschubung der Harz- auf die Subherzynie Scholle ist auf die kurze Zeitspanne zwischen 85,5 - 82 Ma (Mittelsanton-Untercampan) festzulegen (Voigt et al. 2004). Hebung/Erosion auf der Harzscholle dauerten bis in das Paläozän fort (Voigt, 2004, v. Eynatten et al. 2019), so dass auf der Harzscholle auch vom paläozoischen Stockwerk noch 3 - 4 km abgetragen wurden. So hat sich das Brockengebiet seit der Oberkreide um ca. 5 - 6 km angehoben, bei gleichzeitiger Ein-senkung des oberkretazischen Randtrogs um <3 km, woraus kumulative oberkretazisch-alttertiäre Vertikalverschiebungen von 8 - 9 km anzunehmen sind.

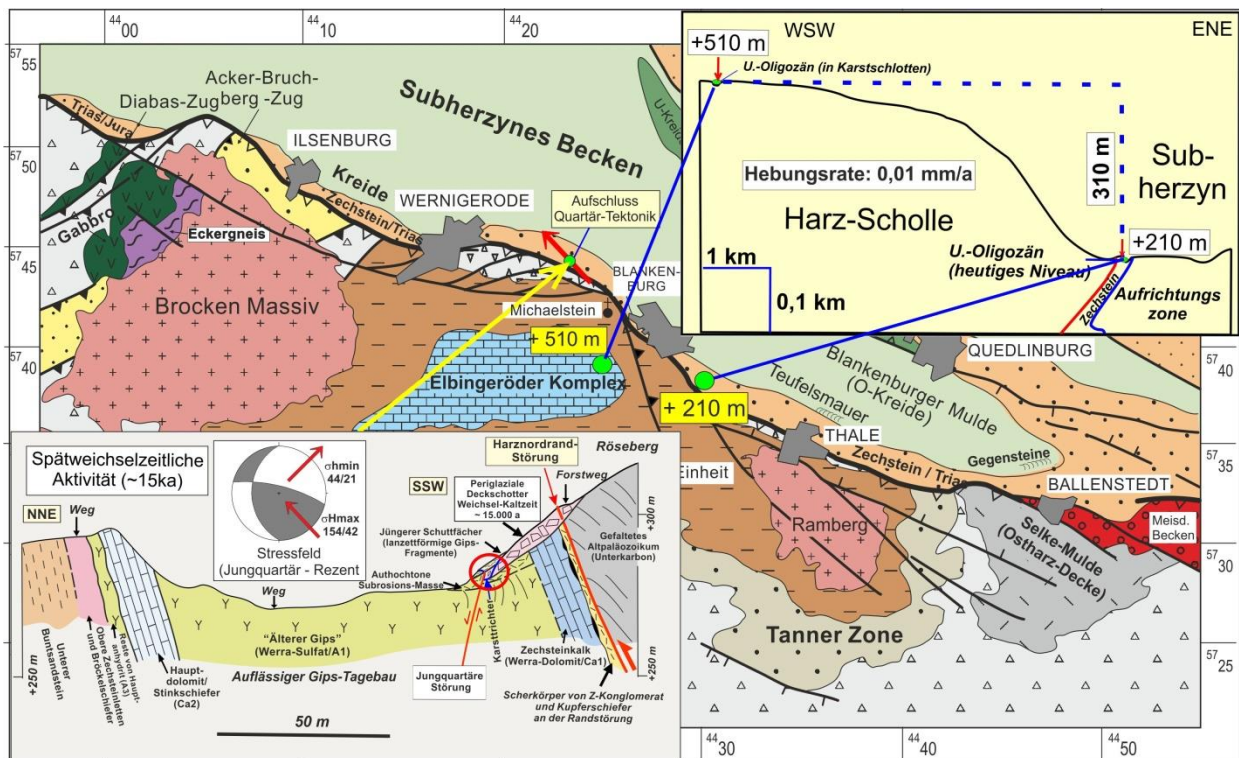


Abb. 5 Känozoische Tektonik im nördlichen Mittelharz. Postoligozäne Vertikalbewegungen am Harzrand (rechts oben) und spätweichsel-kaltzeitliche Aktivität an der Randstörung bei Benzingerode (links unten).

6. Känozoikum

Die oberkretazisch-paläogene Hebungs-/Erosionsperiode der Harzscholle führte zu einer weit-räumigen Einebnung der Landoberfläche der Harzscholle und ihres Vorlands. Reste von marin-brackischen Sedimenten in Karstschlotten des Elbingeröder Devon-Komplexes zeigen, dass die marinen Transgressionen zwischen Obereozän und Mitteloligozän sowohl den nördlichen Harzrand als auch Teile des nördlichen Mittelharzes überdeckten (Abb. 5, rechts-oben). Der Niveauvergleich von zeitgleich gebildeten Sedimenten im Wiener Tertiärbecken unmittelbar am Harzrand und den Vorkommen bei Hüttenrode und Elbingerode (Hartenberg) ergibt nach König

et al. (2008) eine Höhendifferenz von 300 m. Infolge des Einsinkens des oberkretazischen Randtrogs um z. T. mehr als 2 km migrierten die dort unterlagernden mobilen Anteile der Salinarserien noch in der Oberkreide zur Randstörung oder nach Nord in die benachbarten Salzstrukturen des südlichen Subherzynen Beckens. Damit war das mobile Salinar bis zum Paläogen weitgehend in die Akkumulationsgebiete der Salzstrukturen eingewandert. Die Salzspiegel der Salzstrukturen des Vorlands (Asse, Harly, Quedlinburger- und Salzgitterer Sattel) liegen heute in Niveaus zwischen Meeresspiegel und – 200 m NN. Das legt nahe, dass die heutigen Niveau-Differenzen zwischen Harzscholle und nördlichem Vorland auf junge Verschiebungen, und nicht, wie von einigen Autoren vorgeschlagen, auf großflächige känozoische Subrosionsprozesse rückzuführen sind.

Darüber hinaus tritt in einem Zechstein-Subrosionstrichter SSE von Benzingerode (Abb. 5, links-unten) unmittelbar nördlich der Randstörung eine Parallel-Störung auf, welche einen der Störung auflagernden solifluidalen Schuttstrom (Periglaziale Deckschichten, späte Weichsel-Kaltzeit, ca. 15.000 Jahre) noch um mehr als 1 Meter nach NE verwirft (Franzke et al. 2015). Auf dieser Störung sind im Detail zwei Aktivierungen nachweisbar, welche jeweils jungquartäre Störungsaktivität anzeigen, die mit dem neogen - rezenten Stressfeld (σ_{Hmax} aus SE bis SSE) in Mitteleuropa kompatibel sind (Abb. 5, Karte, roter Pfeil).

Literatur

- Benek, R., Röllig, G., Eigenfeld, F. and Schwab, M. (1973): Zur strukturellen Stellung des Magmatismus der Subsequenzperiode im DDR-Anteil der mitteleuropäischen Varisziden.- *Veröfftl. Zentralinst. f. Physik d. Erde*, **14**, Teil 1:203 – 244; Potsdam.
- v. Eynatten, H., Dunkl, I., Brix, M. R., Hoffmann, V. E., Raab, M., Thomson, S. N. and Kohn, B. (2019): Late Cretaceous exhumation and uplift of the Harz Mountains, Germany: a multi-method thermochronological approach.- *International Journal of Earth Sciences*, <https://doi.org/10.1007/s00531-019-0175-5>.
- Franzke, H. J., Müller, R., Voigt, TH. and v. Eynatten, H. (2007): Paleo-Stress Paths in the Harz Mountains and surrounding areas (Germany) between the Triassic and the Upper Cretaceous.- *Z. geol. Wiss.*, **35** (3): 141-156; Berlin.
- Franzke, H. J., Hauschke, N. and Hellmund, M. (2015): Spätpleistozäne bis frühholozäne Tektonik in einem Karsttrichter im Bereich der Störungszone des Harznordrandes nahe Benzingerode (Sachsen - Anhalt).- *Hall. Jb. f. Geowiss.*, **37** (2015): 1 – 10; Halle/S.
- Foucar, K. (1936): Der Bau der Aufrichtungszone am nördlichen Harzrand und die Klüftung ihrer Gesteine.- *Jb. Hall. Verband Erforsch. Mitteldt. Bodenschätze*. N. F. **15**: 53 – 114; Halle/Saale.
- Kley, J., Franzke, H. J., Jähne, F., Krawczyk, Ch., Reicherter, K., Scheck-Wenmderoth, M., Sippel, J, Tanner, D. and van Gent, H. (2008): Strain and Stress, in: Littke, R, Bayer, U., Gajewski, D. and Nelskamp (Hrsg.): *Dynamics of complex intracontinental basins. The Central European Basin system*.- 97-124; Berlin, (Springer).
- Kley, J. and Voigt, Th. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision.- *Geology*, **36**: 839-842.
- Kockel, F. (1991): Strukturen im Untergrund des Braunschweiger Landes. - *Geol. Jb.*, **A 127**: 391–404; Hannover.
- Kockel, F. (2003): Inversion structures in Central Europe - Expressions and reasons, an opendiscussion.- *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, **82** (4): 367-382; Amsterdam.
- König, W., Schmidt, K.-H., and Frühauf, M. (2008): Tertiary relief development of the central Harz Mountains and the information given by the analysis of karst sediments.- *Z. Geomorph.*, N. F. **52**: 95-112; Stuttgart.

- Krawczyk, Ch., Stiller, C. M. and DEKORP-BASIN Research group (1999): Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and MOHO beneath the NE German Basin.- *Tectonophysics*, **314**: 241-253; Amsterdam.
- Obst, K., Katzung, G., Haupt, U. (2001): Gangmagmatismus im Mittelharz als Indikator für spätvariszische Dehnungstektonik. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 219: 393 – 432; Stuttgart.
- Rappsilber, I. et. al. (2006): Halle-Störung.- 149 S., Mitteilungen zu Geologie und Bergwesen in Sachsen-Anhalt, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Halle/S.
- Voigt, E. (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteldeutschen Senke und angrenzender Gebiete.- *Z. dt. geol. Ges.*, **114**: 378 -418; Hannover
- Voigt, Th., v. Eynatten, H., Franzke, H. J. (2004): Late Cretaceous unconformities in the Subhercynian Cretaceous Basin (Germany).- *Acta Geologica Polonia*, **54** (2004), No. 4: 673-694.

The Variscan Eckergneiss complex in the Harz Mountains – a long distance journey of a Devonian metasedimentary unit of Baltic provenance

Carl-Heinz Friedel*¹, Stefan Kurtenbach², Michael Stipp³, Markus Fischbach⁴

¹ Karl-Marx-Str. 56, 04158 Leipzig

² Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Institut für Geowissenschaften und Geographie, Von-Seckendorff-Platz 3, 06120 Halle

³ BUCHHOLZ + PARTNER GmbH, Am Oberen Anger 9, 04435 Schkeuditz

⁴ IBQ Institut für Baustoff-Qualitätssicherungszentrum GmbH, 70736 Fellbach, Erich-Herion-Str.1

*Corresponding author: chfriedel@gmx.de

The Eckergneiss Complex (EC) is a km-sized isolated slab of polymetamorphic metasedimentary gneiss unit situated within the very low-grade rock sequences of the Harz Mountains (eastern Rhenohercynian Zone). Formerly thought as uplifted Cadomian/Avalonian crystalline basement, petrography and U-Pb age data of detrital zircons revealed as protolite sandstones of early Devonian age and of Baltic provenance (Geisler et al. 2005). Its metamorphic evolution is characterized by an anticlockwise P-T path of deformation related medium pressure amphibolite to granulite-facies metamorphism of Variscan age (Appel et al. 2019, Kurtenbach 2020, Stipp et al. this volume), and was finally overprinted by contact metamorphism due to posttectonic Late Carboniferous/Early Permian gabbroic and granitic intrusions.

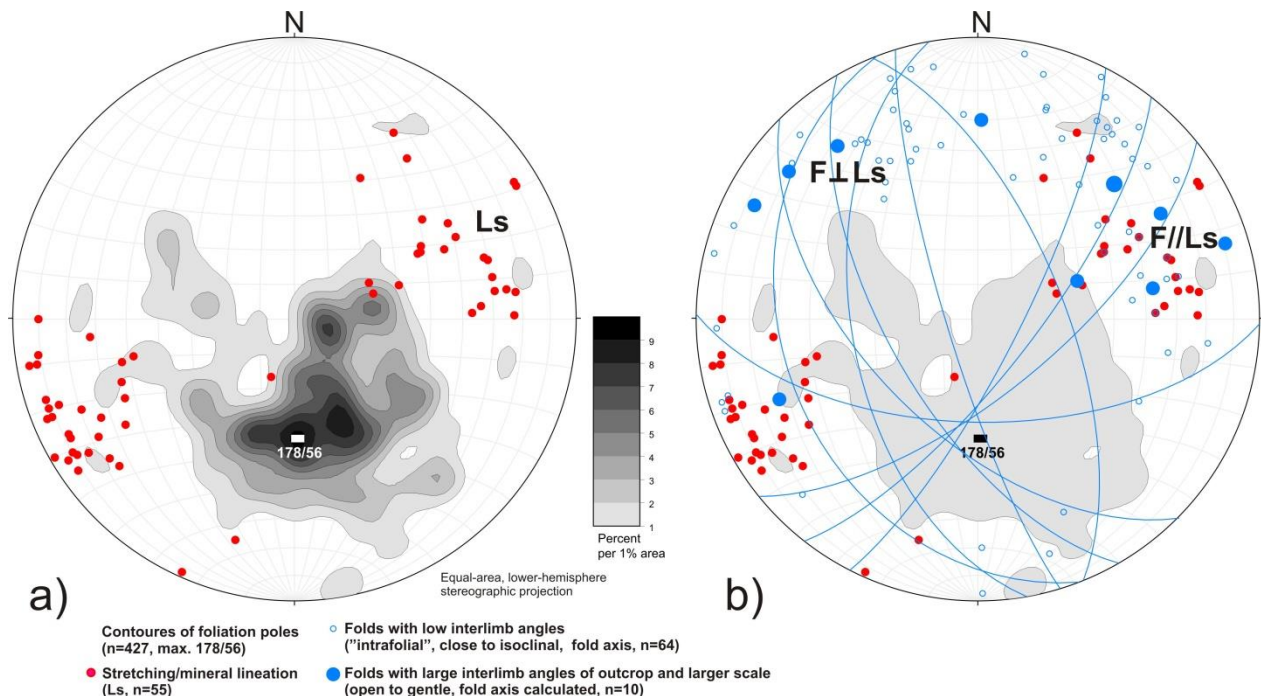


Fig. 1 Main structural data of the Eckergneiss Complex (EC). Note the orientation of fold axes from parallel to perpendicular to the stretching lineation, see text. (Stereoplots created with Stereonet, vers. 11, <http://www.rickallmendinger.net/stereonet/>).

Structurally the EC forms an intensely folded NE-SW striking and dominantly SE vergent unit, in contrast to the NW vergent fabric of the ambient very-low-grade rocks. The mainly NNW-ward dipping main foliation of the EC is associated with a preferentially WSW-ENE striking stretching lineation (Ls) and roughly parallel fold axes. This main orientation of fold axes applies for tight to open fold structures, whose fold axes plunge to the NE and SW. There are some variation of fold axes orientations ranging up to perpendicular to the stretching lineation (Fig 1). This variation partly documents the rotation of former NW-SE striking fold axes subparallel to the stretching lineation probably by imposed shear deformation (Stipp et al. 2022). Close to tight NW-SE striking fold axes are related to small-scale shear zones which together with some shear and kink bands indicate dominantly SW/W directed shearing. Large NW-SE striking open folds belong to the latest deformation event while NE-SW trending post-Ls shear folds, top-to-the-NW directed shear bands and slickenlines (Franzke 2001) probably document the final NW-directed emplacement of this high-grade rock unit into its present position.

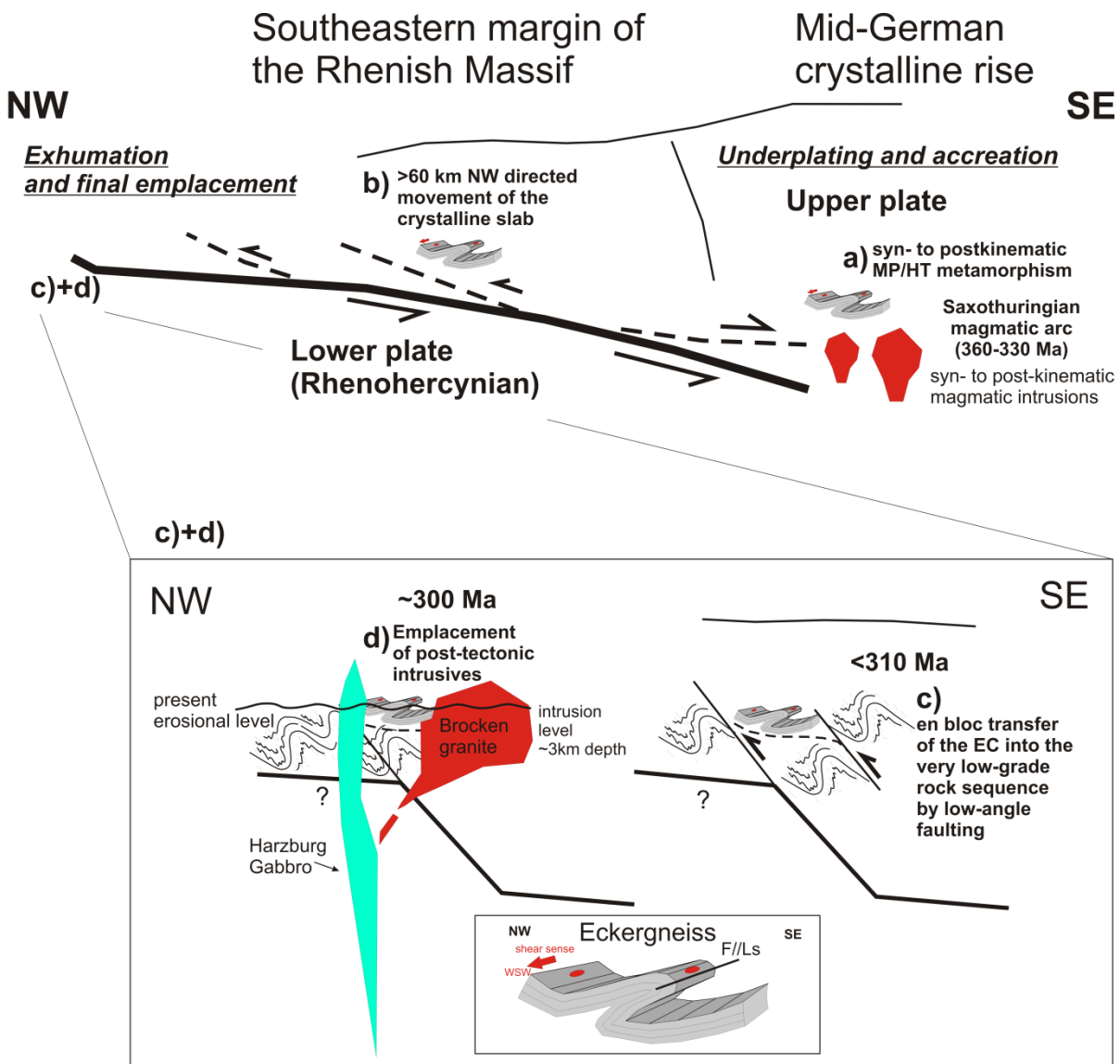


Fig. 2 Proposed model for the geodynamic development and final emplacement of the Eckergneiss Complex (EC) within the Harz Mts. (see text for further explanation)

According to the PT condition, Variscan age of metamorphism, and structural data, the following scenario emerges (Fig. 2): The Devonian sedimentary protholith unit originally located at the southern margin of Laurussia was basal accreted to the south during Variscan collision and metamorphosed and deformed most probably in the area of the present Mid-German Crystalline Zone (MGCZ). This zone contains an assemblage of Baltica and N-Gondwanan derived highly metamorphosed rock units (e.g. Zeh and Gerdes 2010, Will et al. 2018). In contrast to other units of Baltic provenance in the MGCZ, the EC was tectonically shifted back to the north over a distance of >60 km during Late Carboniferous and is now situated at the NW boundary of the allochthonous domain of the Harz Mts. As the margins of the EC are completely sealed by magmatic intrusions and the scarcity of outcrops, the mechanism of emplacement to the northwest – either by near-surface nappe displacement (Franke et al. 2019 and this volume) or, as proposed here, at deeper levels by backward movement partly along the main detachment zone (subduction channel) with “offscraping” of basal accreted high-grade rocks (Fig. 2b) - is still under discussion.

References

- Appel, P., Stipp, M., Friedel, C.-H., Friedrich, A., Kraus, K. and Berger, S. (2019): U–Th-total Pb ages of monazite from the Eckergneiss (Harz Mountains, Germany): evidence for Namurian to Westfalian granulite facies metamorphism at the margin of Laurussia. *International Journal of Earth Sciences* (2019) 108:1741–1753. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01735-5>
- Fischbach, M. (2020): Strukturgeologische und Mikrogefüge-Untersuchungen im Eckergneiss, Harz. Master thesis, Martin-Luther University Halle-Wittenberg
- Franzke, H.J. (2001) Die strukturelle Einbindung des Eckergneisses zu seinem variszisch geprägten Umfeld. *Braunschw. geowiss. Arb.*, 24: 1-26.
- Franke W., Huckriede, H., O’Sullivan, P., Wemmer, K. (2019) Zircons to the front: accretionary history of the Rheno-Hercynian active margin (Variscides, Germany). *Can. J. Earth Sci.* 56: 1375–1397. <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0255>
- Geisler, T., Vinx, R., Martin-Gombojav, N., Pidgeon, R.T. (2005): Ion microprobe (SHRIMP) dating of detrital zircon grains from quartzites of the Eckergneiss Complex, Harz Mountains (Germany): implications for the provenance and the geological history. *Int J Earth Sci* 94(3): 369–384. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0460-1>
- Kurtenbach, St. (2020): Petrologische Untersuchungen im Eckergneiss, Harz. Master thesis, Martin-Luther University Halle-Wittenberg;
- Stipp, M., Friedel, C.-H., Kurtenbach, St. (2022) Metamorphic and structural data from the Ecker Gneiss Complex; outcrops at Käsewieter bridge, Ecker valley. Exc.- guide TSK 19, *Hall. Jb. Geow.* Beiheft 51: 12-19
- Will, T.M., Schmädicke, E., Ling, X.-X., Li, X.-H. and Li, Q.-L. (2018): New evidence for an old idea: Geochronological constraints for a paired metamorphic belt in the central European Variscides. *Lithos*, 302: 278-297. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.008>
- Zeh, A., Gerdes, A. (2010) Baltica- and Gondwana-derived sediments in the Mid-German Crystalline Rise (Central Europe): Implications for the closure of the Rheic ocean. *Gondwana Research* 17: 254–263. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.08.004>

Submarine Rinnen in den Oberharzer Kulm-Grauwacken - das Klassifikationsschema der Lithofazies und die Goniatiten-Stratigraphie

Christine Hoffmann

Parkstr. 21, 38644 Goslar, hoffmanns.postfach@t-online.de

Einführung

Ein neues Faziesmodell liefert regionale Details zum Ablagerungsraum der Oberharzer Kulm-Grauwacken und ergänzt damit die Modelle der Fazies und der Beckenarchitektur für diese Region des Rhenoharzynischen Turbiditbeckens (vgl. u.a. Schneider 1954, Ribbert 1975 und Schrader 2000). Feldstudien im Innerstetal westlich von Clausthal-Zellerfeld (Lage in Abb. 3) geben Hinweise auf zahlreiche submarine Rinnen, die lateral versetzt und in ausgleichender Anordnung gestapelt sind (Hoffmann and Gursky 2019, 2021; Abb. 1). Das zugrundeliegende Klassifikationsschema der Lithofazies beruht auf der Lithologie und den sedimentären Eigenschaften der Ablagerungen (Abb. 2).

Die biostratigraphische Gliederung der Oberharzer Kulm-Grauwacken erfolgt hier erstmalig mit den Goniatiten-Zonen nach Korn (1996, 2006, 2017) unter Berücksichtigung der modernen Kenntnis der Goniatiten-Fauna (Korn 1988). In der Folge muss die etablierte stratigraphische Auflösung für die Kulm-Grauwacken vergrößert werden (Abb. 3).

Geologischer Überblick

Die Kulm-Grauwacken im nordwestlichen Oberharz sind paläogeographisch Teil des Rhenoharzynikums, des NW-vergente 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. Die spätere Hebung des Harzes an seiner Nordrandstörung begann während der Oberkreide. Sie war begleitet von harzynisch streichenden und überwiegend schräg nach Südwesten absinkenden Staffelbrüchen (Oberharzer Erzgänge, Sperling und Stoppel 1979).

Faziesmodell

Das Faziesmodell basiert auf einer detaillierten Analyse der Lithofazies, deren Gruppierung zu Faziesassoziationen und der Auswertung sedimentologischer Profile unter Berücksichtigung der intensiven tektonischen Verformung innerhalb des Arbeitsgebiets im Innerstetal. Es beschreibt submarine Rinnen, die lateral versetzt und in ausgleichender Anordnung gestapelt sind (Abb. 1, s.auch Hoffmann and Gursky 2019, 2021).

Innerhalb der Rinnen werden drei Ablagerungsbereiche voneinander abgegrenzt, die mit Faziesassoziationen beschrieben werden. Diese drei Bereiche bestehen aus 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.

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.

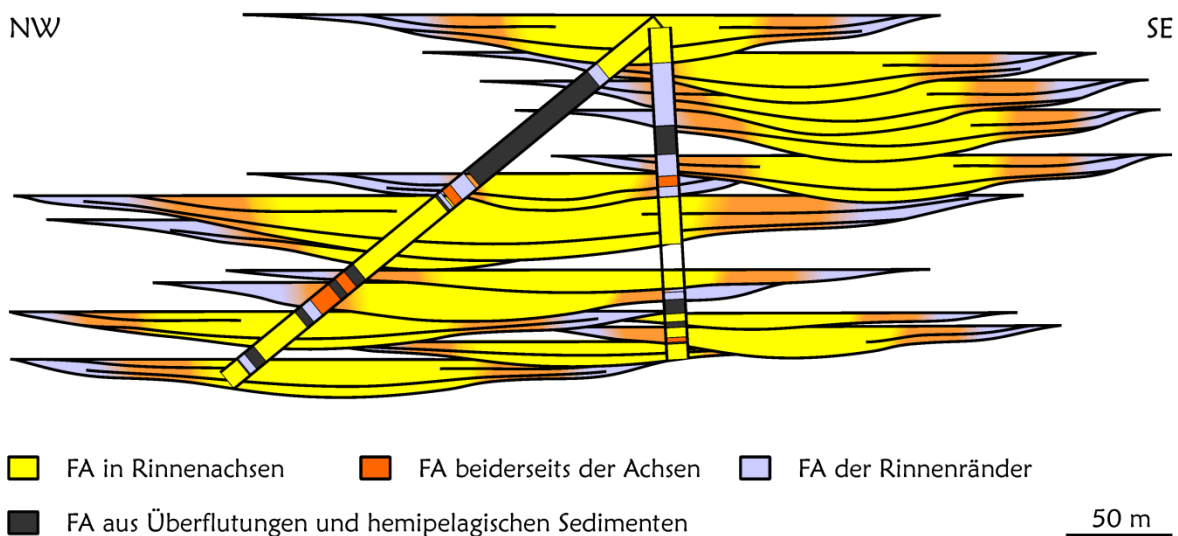


Abb. 1: Das Faziesmodell für den Ablagerungsraum der Oberharzer Kulm-Grauwacken im Innerstetal beschreibt submarine Rinnen, die lateral versetzt und in ausgleichender Anordnung gestapelt sind. Zwei sedimentologische Profile zeigen den Wechsel verschiedener Faziesassoziationen (FA). Der weiße Hintergrund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

Klassifikationsschema der Lithofazies

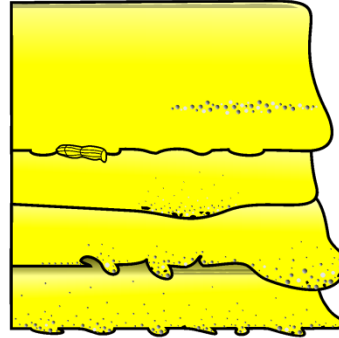
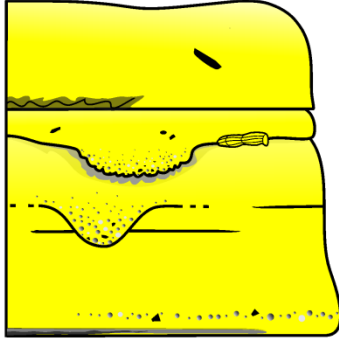
Die Faziesassoziationen im Modell bestehen jeweils aus typischen Abfolgen verschiedener Lithofazies, die zeitlich und räumlich zusammen vorkommen. Die Lithofazies beschreiben die Beobachtungen einer oder mehrerer Gesteinsschichten im Gelände und lassen die Beziehungen zu vertikal und lateral angrenzenden Lithofazies unberücksichtigt. Das schließt eine prozessorientierte Betrachtung aus. Eine Interpretation der Transport- und Ablagerungsprozesse kann nur das letzte Stadium der Entwicklung darstellen.

Die Oberharzer Kulm-Grauwacken sind im Aufschluss an der typischen Wechselfolge einer Grauwackenfazies und einer pelitischen Fazies leicht zu erkennen. Neue Felduntersuchungen ermöglichen eine weitere Unterteilung in drei Grauwackenfazies, zwei pelitische Fazies und eine selten auftretende Mischfazies. Die Abbildung 2 zeigt das neue Klassifikationsschema mit jeweils zwei Zeichnungen der typischen Ausprägungen der sechs Lithofazies. Die Li-

thofazies 6 hat oft nur eine geringe laterale Ausdehnung und ist dann Bestandteil einer anderen Lithofazies.

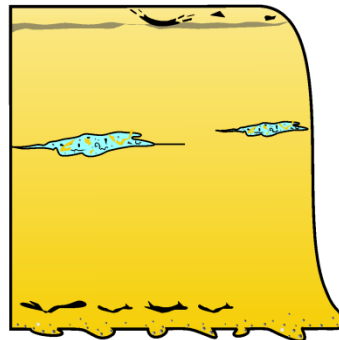
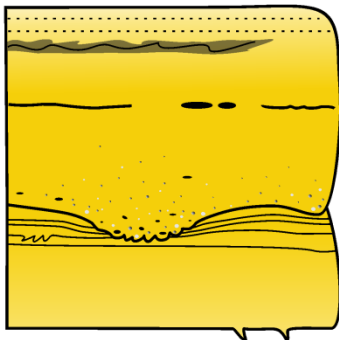
Lithofazies 1

massige strukturlose Grauwacken



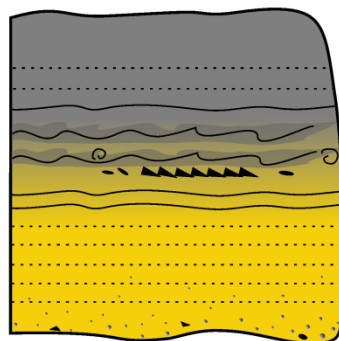
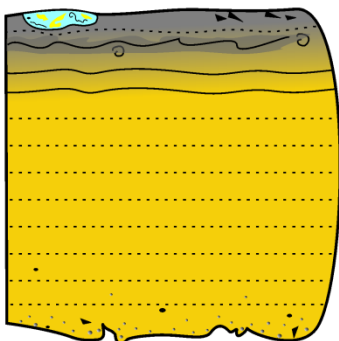
Lithofazies 2

dickbankige, strukturlose bis feingeschichtete Grauwacken



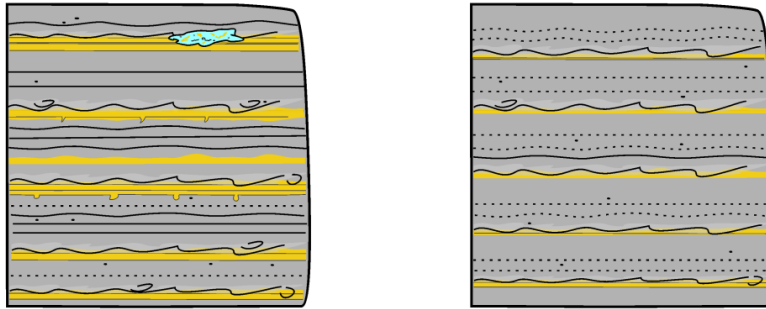
Lithofazies 3

dünnbankige bis feingeschichtete Turbidite

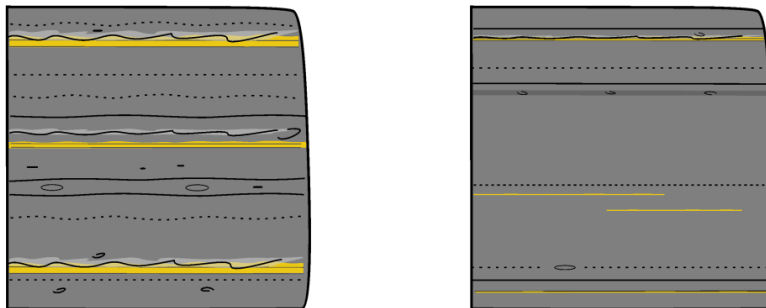


Lithofazies 4

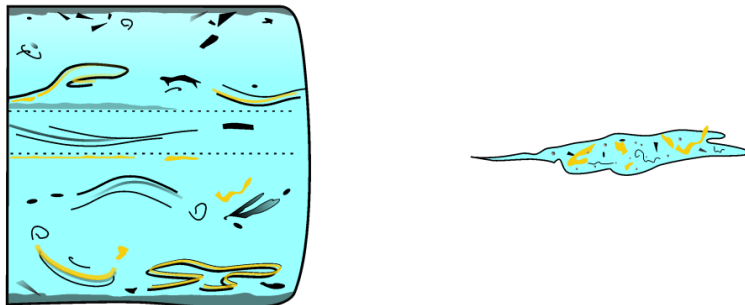
Abfolge pelitischer bis feinsandiger Turbidite

Lithofazies 5

Abfolge vorwiegend pelitischer Sedimente

Lithofazies 6

postsedimentär verformte und zerstörte Schichtpakete














- | | | | |
|---|-------------------------------------|--|-------------------------|
|  | deutliche Schichtung |  | Rippelschichtung |
|  | undeutliche Schichtung |  | Pelitklasten-Brekzie |
|  | spindelförmige Grauwackeeinpressung |  | Wickelschichtung |
|  | Gesteinsklasten |  | Konkretion |
|  | Kiesteppich |  | gruppierte Pelitklasten |
|  | Pelitklasten | | |

Abb. 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 Abgrenzung der Lithofazies basiert auf Geländebeobachtungen. Berücksichtigt werden die Lithologie, typische Eigenschaften der Schichtung sowie die laterale Beständigkeit von Ablagerungen. Entscheidend sind auch Ausprägungen und Häufigkeiten von Sedimentstrukturen und Komponenten.

Eine Lithofazies ist nicht mit der Ablagerung eines einzelnen Sedimentationsereignisses gleichzusetzen. Mit den Lithofazies 1, 2, 4 und 5 werden i. Allg. Ablagerungen mehrerer aufeinanderfolgender Gravitationsströme zusammengefaßt, da sie unter gleichen oder ähnlichen Bedingungen transportiert und sedimentiert wurden. Die Lithofazies 1, 2 und 3 beschreiben nur die vorwiegend sandigen Ablagerungen von Strömungen. Dieses Vorgehen erleichtert die Abgrenzung innerhalb der Oberharzer Kulm-Grauwacken. Dennoch sind innerhalb der drei Grauwackenfazies und der beiden pelitischen Fazies Übergänge möglich.

Biostratigraphie

Die traditionelle biostratigraphische Gliederung der Oberharzer Kulm-Grauwacken mit Goniatiten, wie sie u.a. von Fuhrmann (1951), Schneider (1954) und Ribbert (1975) angewandt wurde, täuscht eine Genauigkeit vor, die unter Berücksichtigung der modernen Kenntnis der Goniatiten-Fauna (Korn 1988) nur mit gut bestimmbareren Fundstücken möglich ist. Zur sicheren Artbestimmung von Goniatiten sind Merkmale der Gehäuseform, der Ornamentierung und der Lobenlinie adulter Tiere notwendig. Flachgedrücktes und bruchstückhaftes Material, wie man es in den Kulm-Grauwacken üblicherweise findet, liefert hierzu unzureichende Informationen und lässt sich nur mit Einschränkungen bestimmen.

Die stratigraphische Auswertung neuer Goniatitenfunde und eine Neubewertung der Ergebnisse früherer Autoren ergibt eine Vergrößerung der traditionellen stratigraphischen Auflösung (Abb. 3). Die von den jeweiligen Autoren angegebenen traditionellen Taxa werden unter Berücksichtigung moderner Kenntnisse der Goniatiten-Fauna und Stratigraphie sowohl den modernen Taxa als auch den aktuellen Zonen des oberen Viséums zugeordnet. Eine Sichtung vorhandener Sammlungen und die Revision der historischen Bestimmungen erfolgten nicht.

Eine Unterteilung des Zeitintervalls von der *Arnsbergites gracilis*-Zone bis zur *Paraglyphioceras rotundum*-Zone ist mit dem vorhandenen Material derzeit nicht möglich (Hoffmann and Gursky 2021). Diese Einschränkung betrifft leider fast die gesamte Abfolge der Kulm-Grauwacken im Arbeitsgebiet Innerstetal, sodass die Biostratigraphie hier kaum Hinweise zur Ablagerungsumgebung liefert.

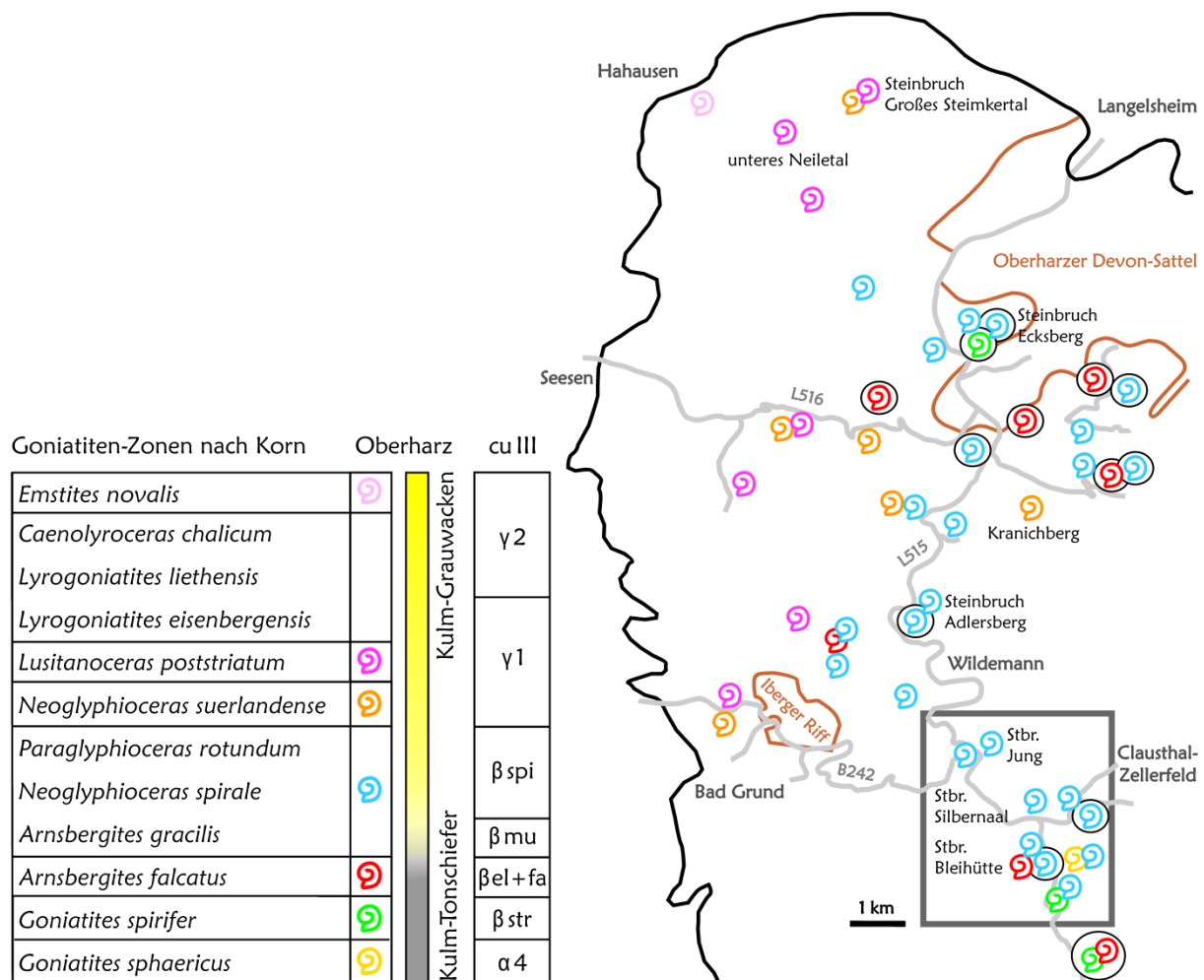


Abb. 3: Die Goniatiten-Zonen des oberen Viséums (cf. Korn 1996, 2006, 2017) mit der Gliederung der Kulm-Tonschiefer und der Kulm-Grauwacken im Oberharz. Zum Vergleich mit der älteren Literatur ist die traditionelle Zonierung angegeben (Korn 2003). Die Karte zeigt die Lage der ausgewerteten Fundpunkte (eingehrahmt: das Arbeitsgebiet im Innerstetal, Kreise: Kulm-Tonschiefer).

Für die Abfolgen der Kulm-Grauwacken im nordwestlichen Oberharz kann jedoch die relative Altersabfolge der Fundpunkte dargestellt werden. Denn selbst, wenn mehrere Goniatitenarten infrage kommen oder auch nur die Gattung bestimmt werden kann, ist die Zuordnung zu mindestens einer Goniatitenzone möglich (Abb. 3).

Die vorgestellten Ergebnisse sind Bestandteil einer entstehenden Dissertation an der Technischen Universität Clausthal im Institut für Geologie und Paläontologie.

Literatur

- Fuhrmann, A. (1951): Die Gliederung der Kulmstufe IIIβ in der Umgebung von Clausthal-Zellerfeld. – *Geologisches Jahrbuch*, 66 (für 1950): 227–248.
- Hoffmann, C. and 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. and Gursky, H.-J. (2021): Channel-fill deposits in the northwestern Harz Mountains – a new facies model and the goniatite stratigraphy of the Kulm greywackes (upper Viséan, Late Mississippian, Carboniferous, Central Germany). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 301(2): 183–199.
- Korn, D. (1988): Die Goniatiten des Kulmplattenkalkes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unterkarbon; Rheinisches Schiefergebirge). – *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, 11: 1–293.
- Korn, D. (1996): Revision of the Rhenish Late Viséan goniatite stratigraphy. – *Annales de la Société géologique de Belgique*, 117(1): 129–136.
- Korn, D. (2003): Die Formationen der Kulm-Fazies im Rheinischen Schiefergebirge. – *Senckenbergiana lethaea*, 83(1/2): 236–242.
- Korn, D. (2006): Lithostratigraphische Neugliederung der Kulm-Sedimentgesteine im Rheinischen Schiefergebirge. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland VI. Unterkarbon (Mississippium)*, *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 41: 379–383
- Korn, D. (2017): *Goniatites sphaericus* (Sowerby, 1814), the archetype of Palaeozoic ammonoids: a case of decreasing phenotypic variation through ontogeny. – *Paläontologische Zeitschrift*, 91(3): 337–352.
- Ribbert, K.-H. (1975): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon nördlich des Oberharzer Diabaszuges (NW-Harz). – *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, 18: 1–58.
- Schneider, H. (1954): Teilprofile der Kulmstufe III (Visé) im Innerstetal bei Clausthal und Lautenthal (Oberharz). – *Roemeriana*, 1 (Fritz Dahlgrün-Festschrift): 103–132.
- Schrader, S. (2000): Die sedimentär-geodynamische Entwicklung eines variscischen Vorlandbeckens: Fazies- und Beckenanalyse im Rhenohercynischen Turbiditbecken (Spätes Viséum, cd III). – *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, 5: 1–104.
- Sperling, H. and Stoppel, D. (1979): Die Blei-Zink-Erzgänge des Oberharzes (in 5 Lieferungen), Lieferung 3, Beschreibung der Oberharzer Erzgänge (einschließlich der Neuaufschlüsse im Erzbergwerk Grund seit Erscheinen der Lieferung 2). – *Geologisches Jahrbuch*, Reihe D, 34: 352 S.

Zur subvariszischen Falten tektonik des Ruhrkarbons und den Möglichkeiten ihrer Fortsetzung nach Südosten

Dierk Juch

Westparkstrasse 81, D 47803 Krefeld, dierk.juch@t-online.de

Plattentektonische Konzepte im Rhenohercynikum und seinem subvariszischen Vorland mit der Variszischen Deformationsfront (VDF) wurden in der Vergangenheit kontrovers diskutiert. Dabei blieb u.a. die Frage offen, ob und in welcher Form sich die vor allem südlich des Brabanter Massivs nachgewiesenen sehr großen z.T. deckenartigen Überschiebungen nach Osten fortsetzen. In den verschiedenen Übersichtsdarstellungen der europäischen Varisziden wurde mehrfach in der östlichen Verlängerung der VDF ein großer Bogen nach Süden dargestellt, der einer oroklinalen Verbindung mit dem polnisch-tschechischen oberschlesischen Karbonbecken entsprechen könnte (z.B. Doornenbal et al. 2010). Mangels sicherer Aufschlüsse für eine solche Verbindung könnte man auch folgende Zusammenhänge annehmen:

Von West nach Ost verändert sich das subvariszische Vorland sehr stark. Insbesondere vermindern sich die großen Überschiebungen nach Osten. Aus der in NRW geologisch gut belegten Tektonik des Karbons lässt sich eine Alternative dazu ableiten: Die von Westen kommende „thin-skinned tectonic“ endet wie das Brabanter Massiv spätestens westlich der Niederrheinischen Bucht. Nach Osten entwickelt sich ein tektonisch recht regelmäßig gebauter und WSW-ENE streichender Faltenbau mit mittelgroßen Überschiebungen und mehreren großen Falten zwischen dem Rhein und dem Teutoburger Wald. Dort an der Osnig-Störungszone klingen diese Falten jedoch innerhalb weniger Kilometer nach Osten aus. Die im W meist recht geradlinig verlaufende Südgrenze des Subvariszikums bzw. VDF kann man jedoch vermutlich noch weit darüber hinaus nach Osten verlängern bis zum Harz und dem Flechtinger Höhenzug. (Drozdowski et al 2009, Drozdowski AND Wrede 1994)

Östlich des Osnings wurden in der meist relativ flachen Lagerung des Karbons bis zur Elbe noch 3 große flachwellige Aufwölbungen nachgewiesen. Sie verlaufen NW-SE und haben auch präpermisches Alter. Belegt durch nur wenige Bohrungen setzen sich diese Verhältnisse in ähnlicher Weise sehr weit nach ENE fort, z.B. bis nach Rügen (Hartwig et al. 2010). Dabei ist völlig offen, ob die VDF mit WSW-ENE Streichen bis hierhin verläuft oder nicht. Das gilt auch für das Vorkommen einer „subvariszischen Tektonik“ im Bereich bis zur Trans-European Suture Zone (TESZ), der Grenzstörung zum „Baltischen Schild“ bzw. der Osteuropäischen Plattform.

Erst mehrere 100 km weiter südwestlich von diesem Raum steht „normales“ Rhenohercynikum im Harz und beim Flechtinger Höhenzug (nördlich von Magdeburg) an. Ob nördlich davon auch tieferes Karbon mit „subvariszischer“ Tektonik vorkommt, wird nur vermutet. Gestützt auf Bohrungsaufschlüsse Aufschlüsse weiter östlich und auch nach Süden wurde in diesem Raum oft eine bogenförmige, „oroklinale“ Verbindung der VDF mit dem oberschlesischen Kohlenbecken dargestellt (z.B. Doornenbal and Stevenson 2010).

Wie im vergangenen Jahr ausführlicher beschrieben (Juch 2022), kann aus dem durch den Bergbau flächendeckend aufgeschlossenen und detailliert dokumentierten strukturgeologischen Bild des Karbons eine solche lineare Verbindung nur schwer abgeleitet werden. Zusätzlich gibt es auch Untersuchungen, die weiter im Westen einen mehrfachen geodynamischen

Bezug mit unterschiedlichen strukturellen Richtungen im Karbon nachweisen. Ebenso wird auch ein früher tektonischer Kontakt zwischen dem Moldanubikum und der TESZ belegt (z.B. Kroner et al. 2013; Stephan et al. 2019).

Ein oberflächennaher West-Ost Vergleich läßt sich im Süden auf der Höhe des Steinkohlen-Reviers im Karbon erkennen: Ähnlich wie im Ruhrrevier, nur seitenverkehrt, gibt es einen intensiven SW-NE streichenden Faltenbau mit mittelgroßen Überschiebungen. Nach SE klingt der Faltenbau flächendeckend recht schnell aus. Östlich der recht bedeutenden Oder-Störung treten hier weithin nach Osten bis in die Ukraine flächendeckend paläozoische Sedimente auf. Ihre Tektonik mit mittelgroßen Falten und Störungen hat einen stark ausgeprägten NW-SE-Trend parallel zur TESZ. Interessanterweise hat sich diese Falten-Richtung über die Oder-Störung hinweg nach Westen auf einzelne benachbarte mittelgroße Mulden übertragen.

Insofern bietet es sich m.E. an, den großen „oroklinalen“ Bogen aus einer strukturgeologischen Kombination der einzelnen regionalgeologischen Abschnitte zu erklären.

Literatur

- Doornenbal, H.; Stevenson, A. (eds) (2010) Petroleum geological atlas of the Southern Permian Basin area. Houten, the Netherlands, *EAGE*, 342pp.
- Drozdowski, G., Wrede, V. (1994) Faltung und Bruchtektonik – Analyse der Tektonik im Subvariscikum. – *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 38: 7–187, Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen)
- Drozdowski, G., Henscheid, S., Hoth, P., Juch, D., Littke, R., Vieth, A., Wrede, V. (2009) Permian of NW Germany – structure and coalification map. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 160/2: 159-172.
- Hartwig, A., Könitzer, S., Boucsein, B., Horsfield, B., Schulz, H.-M. (2010) Applying classical shale gas evaluation concepts to Germany—Part II: Carboniferous in Northeast Germany. *Geochemistry*, 70/3: 93-106. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2010.05.013>
- Juch, D. (2022) Spuren variszischer Plattentektonik im gut aufgeschlossenen Ruhrkarbon von NRW und deren Fortsetzung nach Osten und Südosten, *SDGG*, Heft 92, S.171-173.
- Kroner, U., Romer, R.L. (2013) Two plates - Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered: *Gondwana Research*, v. 24, p. 298–329,
- Stephan, T., Kroner, U., Romer, R. L., Rösel, D. (2019) From a bipartite Gondwanan shelf to an arcuate Variscan belt: The early Paleozoic evolution of northern Peri-Gondwanan, *Earth Science Reviews* 192, p. 491-512. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.012>

The Variscan fold-and-thrust belt of the western Harz Mountains as part of a geothermal exploration strategy for the region of Göttingen, Germany

Bernd Leiss*, David C.P. Peacock, Bianca Wagner, Ali Abdelkhalek, Katie Ford, Graciela Sosa

Department of Structural Geology and Geodynamics, Geoscience Centre, Georg-August-Universität Göttingen, Goldschmidtstraße 3, 37077 Göttingen, Germany

*Corresponding author: bleiss1@gwdg.de

Geological analyses in the Harz Mountains were carried out as part of research to create a strategy to exploit deep geothermal resources at Göttingen following the approach presented in Leiss et al. (2016). Exposures of folded and thrustured Devonian and Carboniferous metasedimentary rocks in the Harz Mountains (e.g. Friedel et al., 2019) were used as analogues for potential deep geothermal reservoir rocks (Peacock et al., 2022). The potential reservoir has not yet been drilled beneath Göttingen and is poorly-imaged on seismic data because of the small-scale structures, extensive faulting in the Mesozoic cover, and because the Zechstein salt layers absorb seismic energy (Leiss et al., 2021). This work was done as part of the MEET project (European Union's Horizon 2020 research and innovation programme, grant agreement № 792037-MEET; Ledéseret et al., 2022), part of which involved assessment of Variscan rocks in Europe for their geothermal potential (e.g., Trullenque et al., 2018; Leiss and Wagner, 2019). Fieldwork included collecting Lidar and drone data to create high-resolution virtual outcrops, rock samples for mechanical and thin section analyses, geometric and kinematic measurements of structures, and field photographs. Results are presented in Leiss et al. (2022). Aims of the field analyses included:

Development of a schematic model (Fig. 1a) for the structures in the Harz Mountains that could be used to illustrate the structures likely to occur in the deep sub-surface at Göttingen (>1500 m), which would be useful to non-geoscientist stakeholders (Abdelkhalek and Leiss 2023). The model would also help interpret structures when an exploration well is drilled.

To collect data for modelling the likely effects of stimulation on Devonian and Carboniferous greywackes and slates in the sub-surface (Fig. 1).

Variscan metasedimentary rocks have very low matrix porosities, and the fracture porosities are likely to be too low for the reservoirs to be economically viable without thermal, chemical or hydraulic stimulation. The MEET project initially attempted to make predictions about natural and induced porosity using discrete fracture network modelling (Mahmoodpour et al., 2022). In the absence of such critical information as the geometries, connectivities and apertures of open fractures in the sub-surface at Göttingen before an exploration well has been drilled, we adopted the simpler approach of using Mohr diagrams (Peacock et al., 2021). Mohr diagrams (Fig. 2) have been used to show under what fluid pressures and stresses different types and orientations of fractures are likely to be reactivated or generated. The approach enables the effects of parameters to be modelled individually, and for the types and orientations of fractures to be considered. This modelling is useful for helping geoscientists consider, model and predict the ranges of mechanical properties of rock, stresses, fluid pressures and the resultant fractures that are likely to occur in the sub-surface. These data are also crucial considering alternative approaches

for deep geothermal exploitation, including such closed loop systems as the recently-developed EAVOR-system (www.eavor.com).

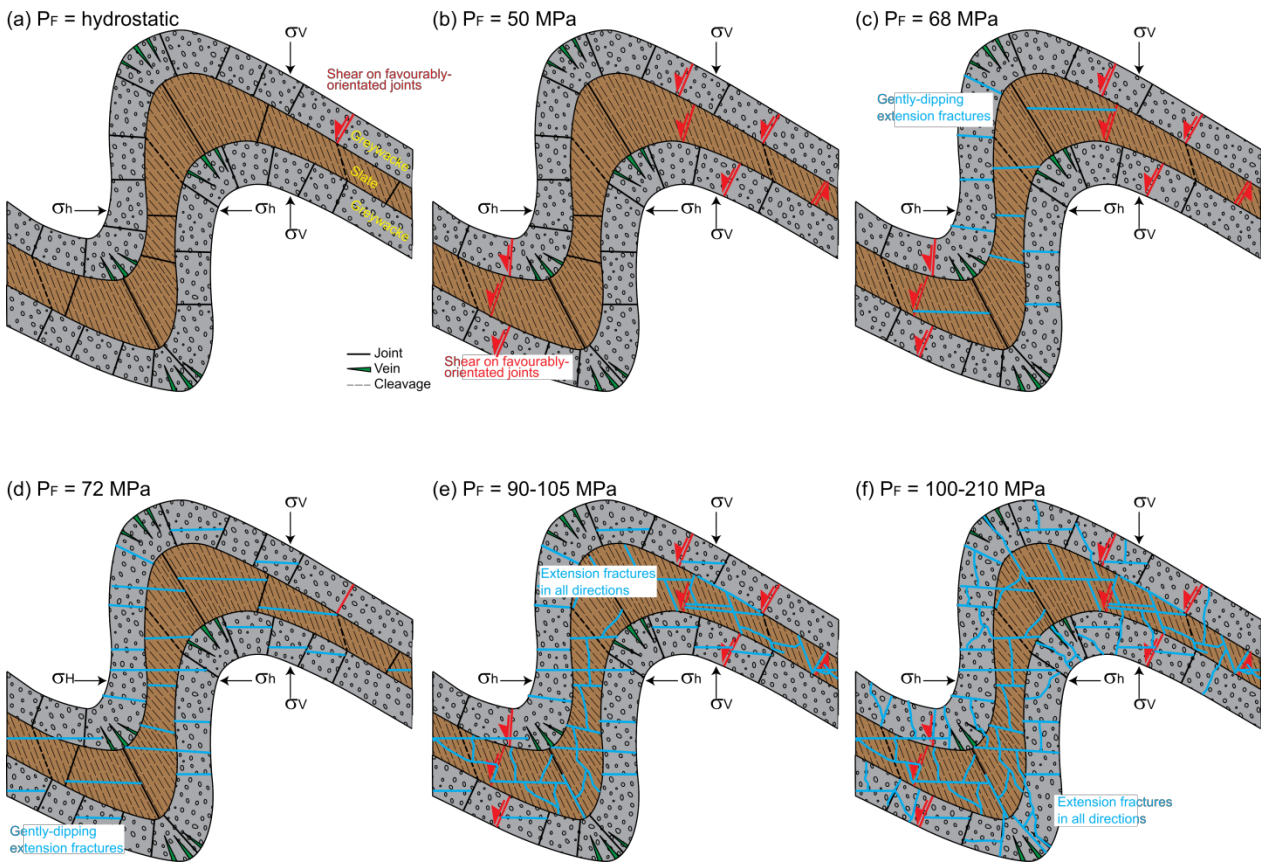


Fig. 1 Schematic figure for likely effects of stimulation on the folded and cleaved Devonian and Carboniferous greywackes and slates, based on Mohr diagram modelling (Peacock et al., 2021). The fold has an amplitude of a few metres to tens of metres. (a) Favourably-orientated cohesionless fractures (joints) may be critically-stressed in greywackes with a very low geostatic stress ratio, so may undergo normal faulting even at hydrostatic fluid pressure. (b) Shear can occur along favourably-orientated joints in the slates at fluid pressures of about 50 MPa. (c) Gently-dipping extension fractures can be generated in the slates at fluid pressures at about 68 MPa, and gently-dipping joints in the greywackes may be reactivated as extension fractures. (d) Extension fractures with any orientation may develop in the slates at fluid pressure between about 90 and 105 MPa. (e) Gently-dipping extension fractures can be generated in the greywackes at fluid pressures of about 72 MPa. (f) Extension fractures with any orientation may develop in the greywackes if the fluid pressure is between about 100 and 210 MPa.

There are risks associated with exploring a single deep geothermal reservoir, and this is especially the case with metasedimentary rocks, which are previously under-explored. The Variscan rocks beneath Göttingen may not produce economically-viable volumes of geothermal fluids even after stimulation (Romanov and Leiss, 2021). We therefore developed an exploration strategy that includes shallower Zechstein salt, Bunter Sandstone and the Muschelkalk (Leiss et al., 2011, 2020, 2021; Romanov and Leiss, 2022). The strategy therefore includes components of deep, medium-deep and shallow (Stefanak et al., 2019) geothermal resources. Because different temperatures occur at different depths, such a system can be used for different generations of buildings and of district heating and cooling (DHC) systems (Figure 3). Recent developments in the building sector, DHC, and geothermal technology, mean that multi-faceted geo-

thermal systems are likely to be more viable than any one single system (Romanov and Leiss, 2021, 2022). The following are needed to overcome the challenges of implementing such a complex system: (1) intensive cooperation between all stakeholders; (2) coherent planning and financing, and; (3) a modular, step-by-step approach (Leiss et al., 2020).

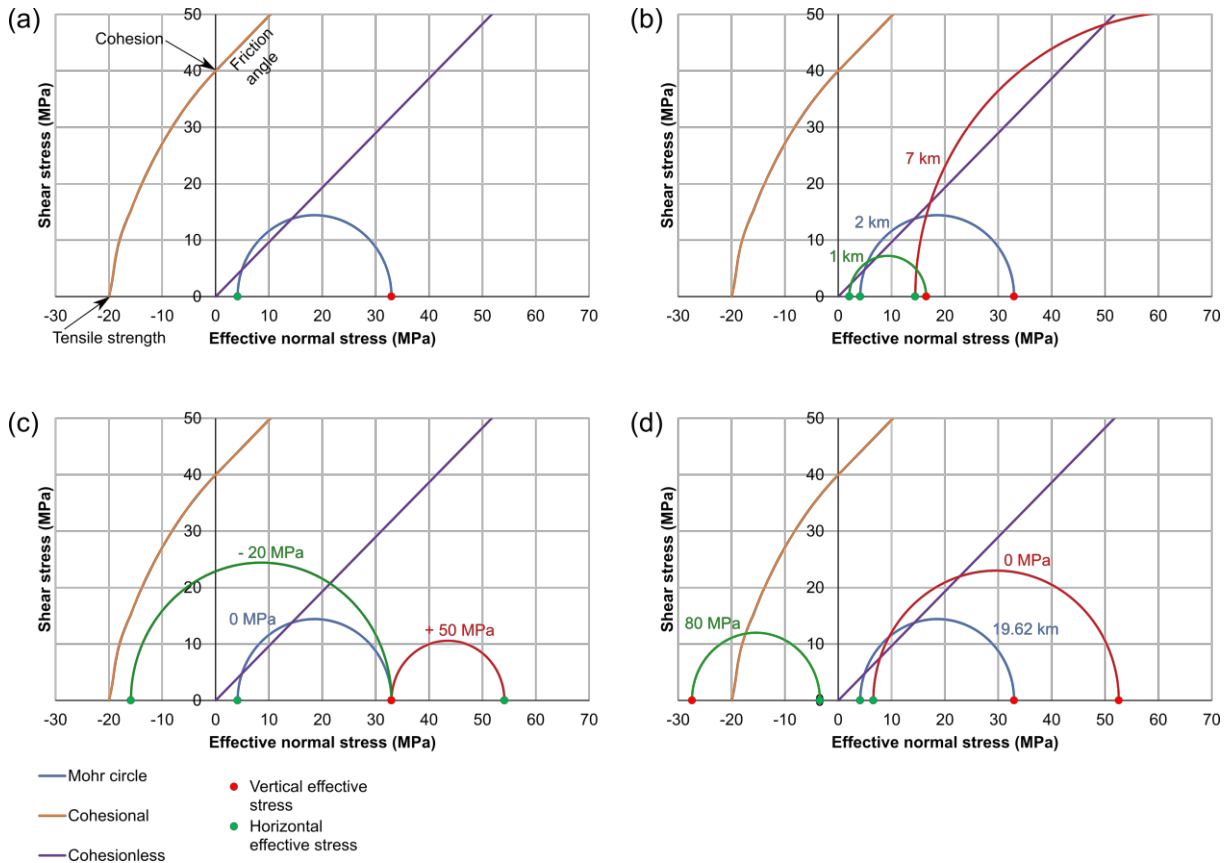


Fig. 2. Mohr diagrams showing the effects of key parameters on the failure envelope and state of effective stress, all shown using the model for the Devonian and Carboniferous greywackes (see Peacock et al., 2021, figure 4 for details). (a) Base case Mohr circle (depth of 2 km, hydrostatic fluid pressure and no applied tectonic stress), with a representative cohesionless failure envelope shown. (b) Mohr circles for effective stress at different depths (hydrostatic fluid pressure and no applied tectonic stress). The magnitudes of the effective stresses increase with depth. (c) Mohr circles for a depth of 2 km, hydrostatic fluid pressure and different applied tectonic stresses. (d) Mohr circles for a depth of 2 km, different fluid pressures and zero applied tectonic stresses.

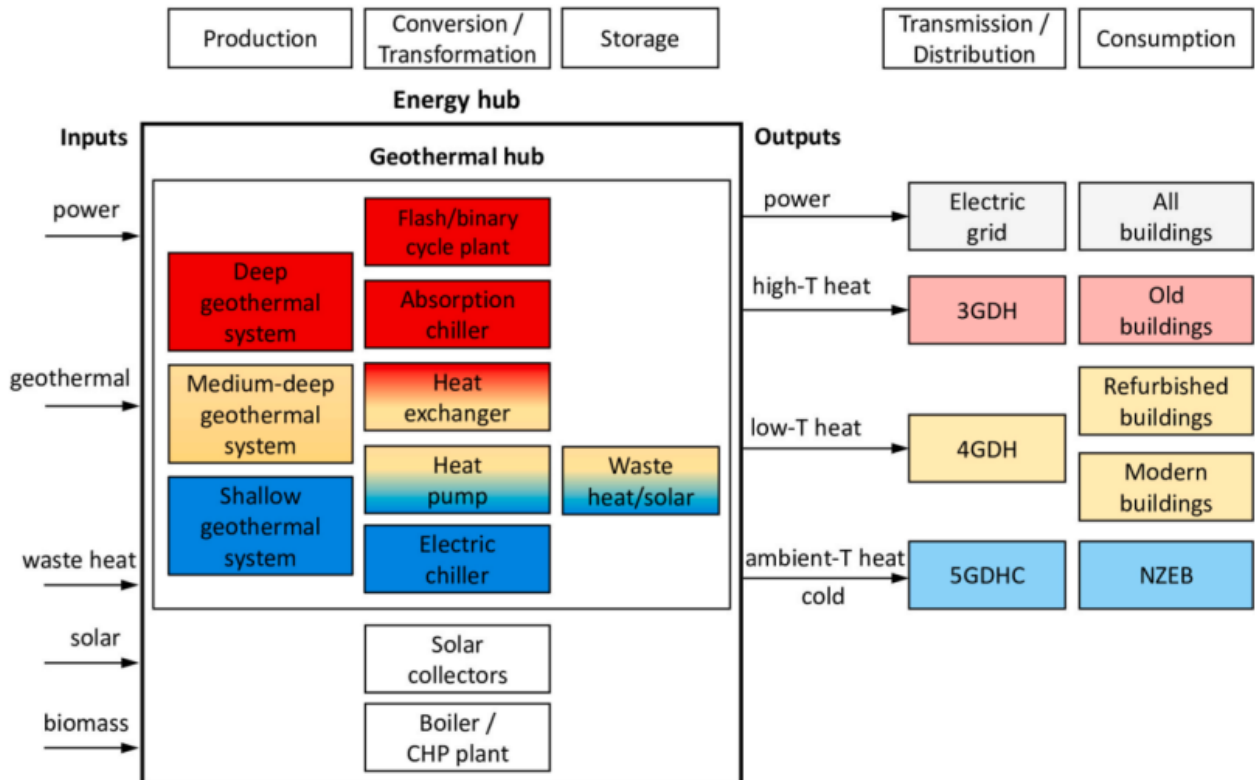


Fig. 3 Multi-faceted geothermal system as a part of energy hub (Romanov and Leiss 2022, figure 4).

References

- Abdelkhalek, A., Leiss, B. (2023) First attempt of a digital 3D structural model of the folded Variscan metasedimentary rocks in the western Harz Mountains, Germany in regard to geothermal exploration. This volume
- 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*, 108, 2295-2323. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01763-1>
- Ledésert, B.A., Hébert, R.L., Trullenque, G., Genter, A., Dalmais, Hérissou, J. (eds.) (2022) Enhanced Geothermal Systems and other Deep Geothermal Applications throughout Europe - The MEET Project. Special issue *Geosciences*. doi.org/10.3390/books978-3-0365-6053-3
- Leiss, B., Wagner, B. (2019) EU-Projekt MEET: neue Ansätze "Enhanced Geothermal Systems (EGS)" – Göttinger Unicampus als Demoprojekt. *Geothermische Energie*, 91, 26-28.
- Leiss, B., Tanner, D., Vollbrecht, A., Arp, G., (eds.) (2011). Neue Untersuchungen zur Geologie der Leinetalgrabenstruktur - Bausteine zur Erkundung des geothermischen Nutzungspotentials in der Region Göttingen. Universitätsdrucke Göttingen, 182 p. (online version).
- Leiss, B., Friedel, C.-H., Heinrichs, T., Tanner, D.C., Vollbrecht, A., Wagner, B. and Wemmer, K. (2016) Das Rhenohercynikum als geothermischer Erkundungshorizont im Raum Göttingen. In: Friedel, C.-H. and Leiss, B. (eds.), Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* 78: 31
- Leiss, B., Romanov, D., Wagner, B. (2020) Risks and challenges of the transition to an integrated geothermal concept for the Göttingen University Campus. 1st Geoscience and Engineering in Energy Transition Conference. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202021044>.

- Leiss, B., Wagner, B., Heinrichs, T., Romanov, D., Tanner, D., Wemmer, K. (2021) Integrating deep, medium and shallow geothermal energy into district heating and cooling system as an energy transition approach for the Göttingen University Campus. World Geothermal Congress 2020+1, Reykjavik, Iceland, April-October 2021.
- Leiss, B., Peacock, D., Wagner, B., Abdelkhalek, A., Luijendijk, E., Ford, K., Sosa, G., Klee, J., Chabani, A., Trullenque, G., Vanbrabant, Y., Wynants, M.-A., Cabidoche, M., Leclercq, V., Hebert, R., Ledésert, B., Turan, A., Bossenec, C., Bär, K. (2022) Field-based characterisation of the four reservoir types completed, MEET report, Deliverable D5.9, 207 pp. <https://www.meet-h2020.com/project-results/deliverables/>
- Mahmoodpour, S., Singh, M., Bär, K., Sass, I. (2022) Impact of well placement in the fractured geothermal reservoirs based on available discrete fractured system. *Geosciences* 12, 19. <https://doi.org/10.3390/geosciences12010019>
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., Leiss, B. (2021) Use of Mohr diagrams to predict fracturing in a potential geothermal reservoir. *Geosciences* 11, <https://doi.org/10.3390/geosciences11120501>.
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., Leiss, B. (2022) Use of analogue exposures of fractured rock for enhanced geothermal systems. *Geosciences* 12, <https://doi.org/10.3390/geosciences12090318>.
- Romanov, D., Leiss, B. (2021) Analysis of enhanced geothermal system development scenarios for district heating and cooling of the Göttingen University Campus. *Geosciences* 11, 349. doi: [10.3390/geosciences11080349](https://doi.org/10.3390/geosciences11080349).
- Romanov, D., Leiss, B. (2022) Geothermal energy at different depths for district heating and cooling of existing and future building stock. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 167,112727. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2022.112727>.
- Stefanak, M., Wagner, B., Jensen, H., Leiss, B. (2019) Oberflächennahe Erdwärme als Beitrag zur Wärmewende: Ein Ansatz zur Abschätzung des erschließbaren Potentials im Kreis Göttingen. *Geothermische Energie* 92, 18-21.
- Trullenque, G., Genter, A., Leiss, B., Wagner, B., Bouchet, R., Léoutre, E., Malnar, B., Bär, K., Rajšl, I., (2018) Upscaling of EGS in Different Geological Conditions: a European Perspective. Proceedings of the 43rd Workshop Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, SGP-TR-213.

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

Ulf Linnemann^{*1}, Maren Zweig², Mandy Zieger-Hofmann¹, Tim Vietor³, Johannes Zieger¹, Jessica Gärtner¹, Andreas Gärtner¹, Katja Mende¹, Rita Krause¹ and Friedhart Knolle⁴

¹ Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, GeoPlasmaLab, Königsbrücker Landstraße 159, D-01109 Dresden, Germany

² Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Postfach 54 01 37, D-1311 Dresden, Germany

³ Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle (Nagra), Hardstrasse 73, CH-5430 Wettingen, Switzerland

⁴ UNESCO Global Geopark Harz. Braunschweiger Land . Ostfalen, Advisory Board, Grummetwiese 16, D-38640 Goslar, Germany

*Corresponding author: ulf.linnemann@senckenberg.de

U-Pb ages of detrital (n = 2391) and magmatic (n = 170) zircon grains from the Harz Mountains were obtained by LA-ICP-MS for provenance studies and absolute age dating (Linnemann et al. 2023). Results point to a complete closure of the Rheic Ocean at c. 419 Ma. A narrow Rhenish Seaway then re-opened in Emsian to mid-Devonian time (c. 390-400 Ma). Devonian sedimentary rocks of the Harz Mountains were deposited on the northwestern (Reno-Hercynian) and on the southeastern (Saxo-Thuringian) margins of the Rhenish Seaway. A new U-Pb zircon age from a plagiogranite (329 ± 2) Ma within a harzburgite makes the existence of oceanic lithosphere in the Rhenish Seaway probable. The Rhenish Seaway was completely closed by Serpukhovian time (c. 328 Ma). Existence of a terrane sensu Franke (2000) and Franke et al. (2017) in the seaway is not supported by the new data. Provenance studies and spatial arrangement allow reconstruction of the thin- to thick skinned obduction style of the Harz Mountains onto the southeastern margin of East Avalonia (Reno-Hercynian Zone) during the Variscan orogeny. Detrital zircon populations define Reno-Hercynian and Saxo-Thuringian nappes. Intrusion of the granitoid plutons of the Harz Mountains occurred in a time window of c. 300 to 295 Ma and constrained the termination of Variscan deformation (Linnemann et al. 2023).

References

- Franke, W. (2000) The mid-European segments of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, 179, 35-61. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2000.179.01.05>
- Franke, W., Cocks, L.M.C. and Torsvik, T.H. (2017) The Palaeozoic Variscan oceans revisited. *Gondwana Research*, 48, 257-284. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.03.005>
- 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 Publications*, 542, <https://doi.org/10.1144/SP542-2023-52>

Tilkerode selenide-mineral occurrences – new research outcomes

Stephanie Lohmeier¹, Alexandre R. Cabral², Graciela M. Sosa³, Alfons M. van den Kerkhof³, Armin Zeh⁴, Bodo-Carlo Ehling⁵

¹ Clausthal University of Technology, Departments of Mineral Resources/ Surface Mining and International Mining, Clausthal-Zellerfeld, Germany;

² Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Belo Horizonte, Brazil

³ Geoscience Center, University of Göttingen, Department of Applied Geology, Göttingen, Germany

⁴ Karlsruhe Institute of Technology, Institute of Applied Geosciences – Mineralogy and Petrology, Karlsruhe, Germany

⁵ Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Abteilung Geologischer Dienst, Halle (Saale), Germany

*Corresponding author: stephanie.lohmeier@tu-clausthal.de

Introduction

The Harz Mountains are well known for their base-metal (Pb–Zn ±Ag) vein systems mined for many decades (e.g., Stoppel and Sperling 1980, Möller and Lüders 1993). Beside these *Oberharzer Erzgänge*, there are smaller metalliferous occurrences that were sporadically mined, as they were only of local economic interest. Amongst them is the selenide-mineral occurrence at Tilkerode (Eastern Harz Mountains), where iron was mined from a carbonate–hematite vein system that was locally enriched in selenide minerals and precious metals (Au, Pt, Pd; Tischendorf 1959). Our research focuses on the selenide-mineral occurrences at Tilkerode, presenting new insights into the ore mineralogy and preliminary results of fluid-inclusion thermometry.

Geological setting and mining history

The historic Tilkerode mining area comprises two underground workings known as ‘Einestollenrevier/ Hauptgrube’ and ‘Eskeborner Berg’, located east of the former town of Tilkerode (now part of Abberode; Saxony-Anhalt). The mineralization is related to a carbonate–hematite vein system with local enrichments of selenide minerals in ore shoots. Mining for iron started likely before 1762 and ceased in 1938 (Tischendorf 1959, and references therein), having intermittently taken place. Last exploration attempts were made from 1951 to 1956, when samples were collected. This sample collection has been stored at the core shed of the “Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt”. Our sample material comes from the aforementioned sample collection.

First findings of selenide minerals date back to 1786. However, mining for selenide minerals did not start before 1825, when native gold was found to be spatially associated with selenide ore shoots (Tischendorf 1959, and references therein). The latter are related to a NNW–SSE-trending vein system of ~450 m in length and at least 63 m depth, corresponding to the deepest mine level. Selenide shoots of about 10 cm in width – rarely of larger size (Tischendorf 1959, and references therein) – occur randomly in the carbonate–hematite matrix (Fig. 1A). The vein system is hosted in tectonically displaced blocks of Silurian graptolite (black) shale and Devonian keratophyre/diabase, which are variably overprinted by hydrothermal minerals (hematitization).

Selenide mineralization

Tilkerode is a classic example of low-temperature vein-type mineralization (Simon et al., 1997), being the type locality of naumannite [Ag₂Se], eskebornite [CuFeS₂], tischendorfite [PdHg₃Se₉] and tilkerodeite [Pd₂HgSe₃] (Rahmdohr 1949, Tischendorf 1959, Stanley et al. 2002, Ma et al. 2020). Tilkerode represents the largest known selenide-mineral occurrence in the Harz Mountains, whereas smaller selenide-mineral occurrences have been reported from other localities, such as Clausthal, Lerbach, Sankt Andreasberg and Zorge (e.g., Tischendorf 1959, Cabral et al. 2015, 2017, 2018).

Vein infill is largely composed of carbonate minerals with disseminated laths of hematite (Fig. 1A–D), making up to ~98% of the whole vein system. Four different mineral-forming stages can be distinguished, according to Tischendorf (1959), on the basis of carbonate minerals: carbonate I (dolomite), carbonate II (calcite), carbonate III (ankerite) and carbonate IV (calcite), whereby carbonate I and carbonate II have abundant hematite, a mineral that is minor in carbonate III. Clinocllore is a major component in carbonate III (Fig. 2I, J), but minor in carbonate IV. Quartz is only found in carbonate I. Selenide minerals precipitated during carbonate III (Tischendorf 1959; Fig. 1). Tischendorf (1959) recognized an older selenide assemblage comprising klockmannite [CuSe], berzelianite [CuSe₂], umganite [Cu₃Se₂], trogtalite [CoSe₂], hastite [CoSe₂], bornhardite [Co₃Se₄], an intermediary assemblage of eskebornite [CuFeSe₂], stibiopaladinite [Pd₅Sb₂] and native gold [Au], and a younger assemblage of clausthalite [PbSe], naumannite [Ag₂Se] and tiemannite [HgSe]. Most Fe-sulfide minerals, pyrite and marcasite, are interpreted to have postdated the selenide mineralization, with minor pyrite plus chalcopyrite and sphalerite formed during the selenide-mineral stage. Covellite, Fe-oxyhydroxide aggregates, cerussite and native selenium are regarded as weathering products (Tischendorf 1959).

Our research has found evidence for a more complex mineral paragenesis. There is a pre-selenide pyrite stage during which rounded pyrite crystals formed. This is followed by hematite plus minor pyrite. Tiny ($\leq 50 \mu\text{m}$) subhedral to euhedral pyrite crystals (cubes in Fig. 1E) are post-hematite and pre-chalcopyrite–sphalerite aggregates (Fig. 1D). Abundant clausthalite with minor tiemannite and naumannite (Fig. 1C) is followed by pyrite–marcasite aggregates (Fig. 1F) and framboidal pyrite (Fig. 1G). The available samples do not allow constraining the complete temporal relations of the Cu selenides (Fig. 1F), Co selenides and Ag selenides (Fig. 1F), as these minerals are exclusively hosted in hematite crystals.

Cathodoluminescence (CL) microscopy allows distinguishing three carbonate minerals. Early carbonate (I, dolomite) shows growth zoning and brilliant red luminescence in CL. In contrast, polycrystalline carbonate (III, ankerite) has no luminescence (Fig. 2C–E). Frequently, relicts of carbonate I (dark-grey color in BSE image; Fig. 2A, B) are within carbonate III (light-grey color in BSE image; Fig. 2A, B). Late carbonate (IV, calcite) exhibits orange luminescence in CL (Fig. 2C–E), and crosscuts brecciated carbonate I+III. Carbonate minerals surround pockets of fine-grained quartz (blue luminescence; Fig. 2F–H), interpreted to likely represent remobilized material from the host rock. Quartz pockets are also crosscut by carbonate veinlets. Growth zoning of carbonate I (Fig. 2I, J) is underlined by enclosed Fe oxyhydroxide particles, locally showing botryoidal habit (Fig. 2K). Carbonate compositions were checked by the shift of Raman peak positions. Both dolomite and ankerite show wide ranges of solid solutions with varying Mg/Fe ratios.

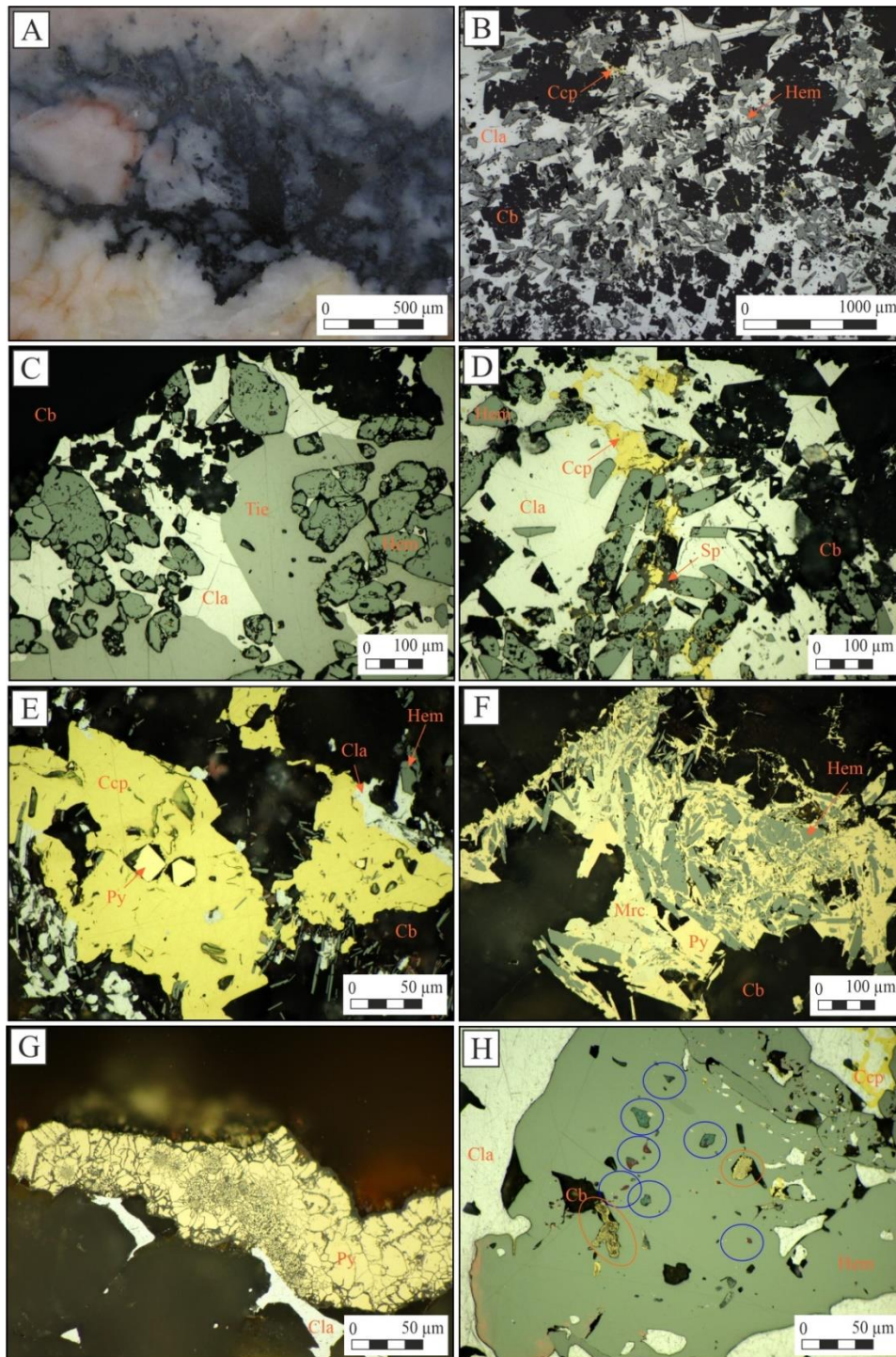


Fig. 1. Selenide mineralization at Tilkerode. **A:** Photograph of polished slab with dark selenide-hematite in bright carbonate gangue. **B:** Clausthalite containing hematite laths in carbonate gangue. **C:** Clausthalite intergrown with tiemannite enclosing hematite. **D:** Clausthalite containing hematite laths and chalcopyrite intergrown with sphalerite. **E:** Subhedral pyrite crystals in chalcopyrite. **F:** Pyrite-marcasite surrounding hematite. **G:** Round, framboidal pyrite textures in subhedral pyrite. **H:** Copper (blue circles) and silver (orange circles) selenide minerals in voids of hematite. **B-H:** Photomicrographs, reflected light, oil immersion. Abbreviations: Cb = carbonate mineral; Ccp = chalcopyrite; Cla = clausthalite; Hem = hematite; Mrc = marcasite; Sp = sphalerite; Tie = tiemannite.

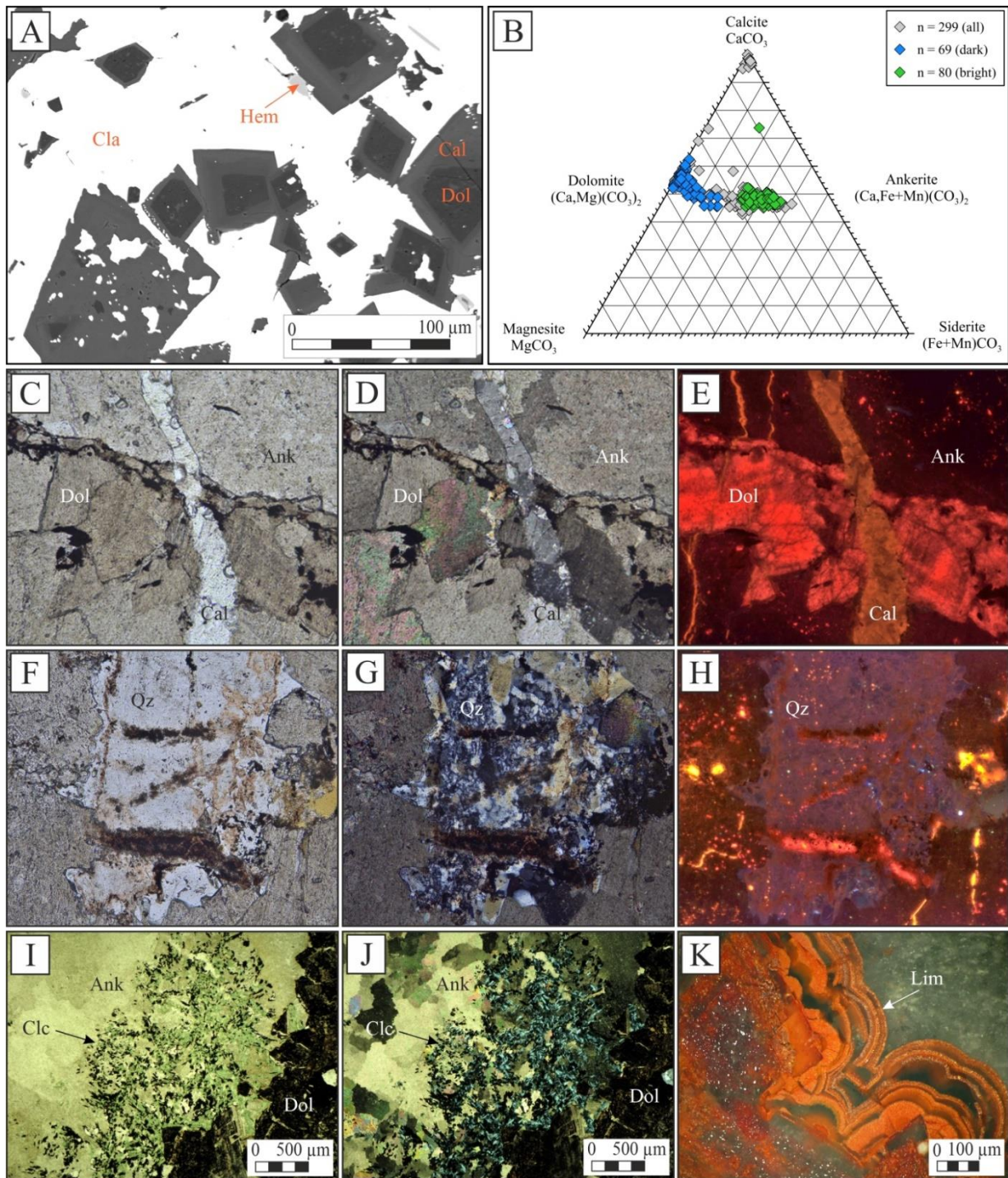


Fig. 2 **A:** BSE image highlighting light grey ankerite crystals containing dark grey dolomite crystals. Both carbonates are surrounded by clausenthalite **B:** Electron microprobe data of carbonate minerals shown in the classic carbonate discrimination diagram. Grey diamonds represent all analyzed carbonate crystals while blue diamonds reflect only carbonate I (dark grey carbonate in BSE images) and green diamonds reflect only carbonate II. **C-E:** Dolomite and ankerite crosscut by later calcite. **F-H:** Pocket of microcrystalline quartz. **I, J:** Clinochlore associated with ankerite. **K:** Botryoidal 'limonite'. **C-K:** Photomicrographs. **C, F, I:** Transmitted light, plane polars. **D, G, J:** Transmitted light, crossed polars. **E, H:** CL images. **K:** Reflected light, oil immersion. Abbreviations: Ank = ankerite; Cal = calcite; Cla = clausenthalite; Clc = clinochlore; Dol = dolomite; Hem = hematite; Lim = 'limonite'; Qz = quartz.

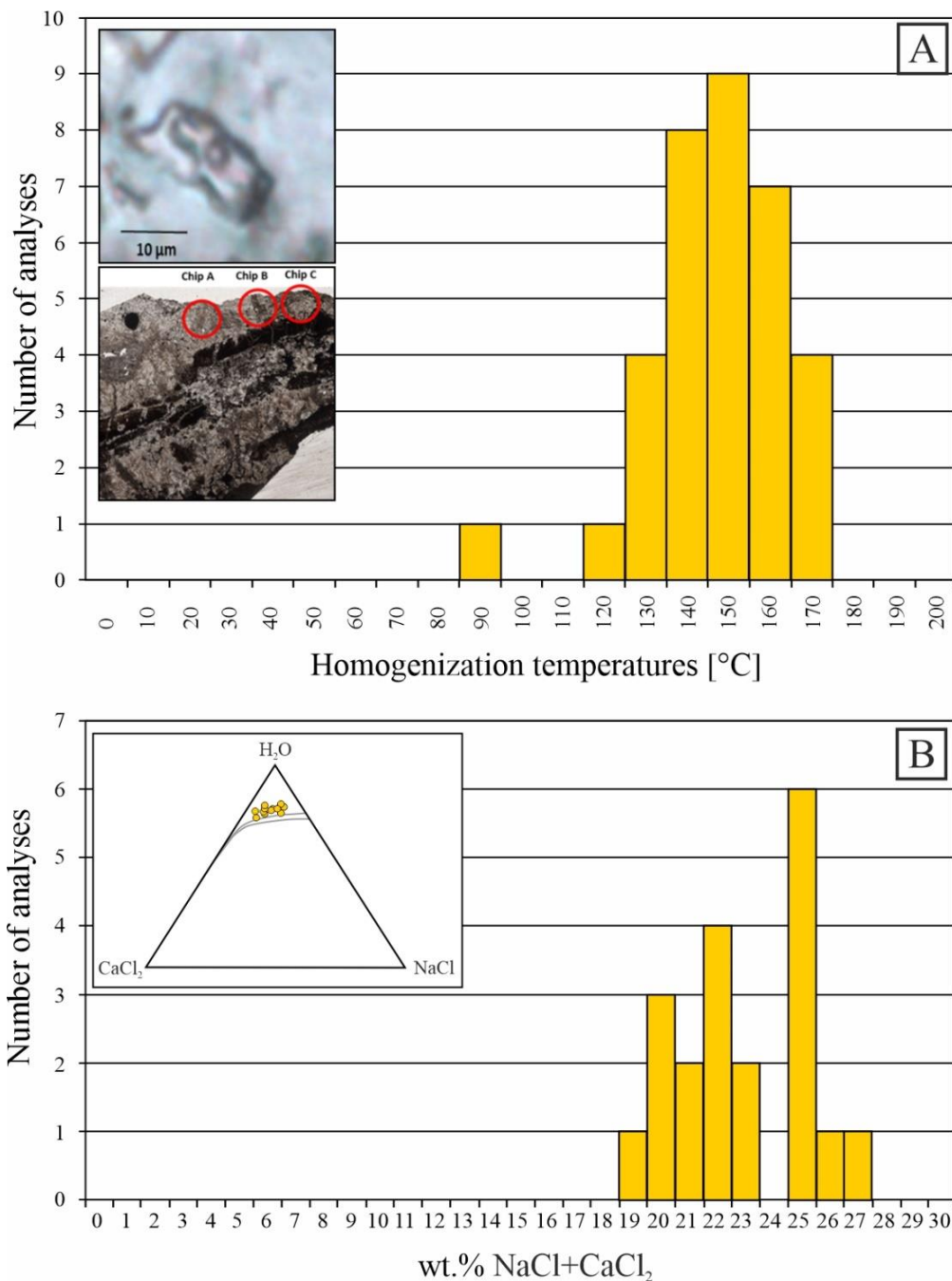


Fig. 3. A: Homogenization temperatures of fluid inclusions in carbonate. Upper inset shows trapped fluid inclusion at room temperature. Lower inset shows carbonate chip, containing dark (dolomite) and more clear (ankerite) carbonate phases. **B:** Total salinities of entrapped fluids. Inset shows data of hydrohalite and ice melting in the H₂O–CaCl₂–NaCl triangle.

The dark color of dolomite (carbonate I) does not allow measuring fluid inclusions for thermometric data, in contrast to the clear ankerite (carbonate III; inset in Fig. 3A). Primary fluid inclusions in ankerite contain brines with compositions in the system H₂O–CaCl₂–NaCl varying between 73–80 wt.% H₂O, 3–14 wt.% NaCl and 7–21 wt.% CaCl₂. These compositions correspond to salinities varying between 19 and 27 wt.% NaCl_{equiv} (Fig. 3B). The total homogenization

temperatures are in the range of 89 and 174°C with a frequency maximum at 150°C (Fig. 3A). After isochore calculations, the trapping conditions of primary fluid inclusions were determined between 200 and 250°C at 5.0–6.5 km depth, assuming a paleo-geothermal gradient of 40°C/km. This implies a minimum uplift of the Tilkerode deposit of approximately 5 km since its formation. Moreover, the fluid composition most likely reflects the involvement of basinal brines during the formation of the ankerite–selenide vein at Tilkerode.

References

- Cabral, A.R., Ließmann, W., Lehmann, B. (2015) Gold and palladium minerals (including empirical PdCuBiSe₃) from the former Roter Bär mine, St. Andreasberg, Harz Mountains, Germany: a result of low-temperature, oxidizing fluid overprint. *Mineralogy and Petrology*, 109: 649–657.
- Cabral, A.R., Ließmann, W., Jian, W., Lehmann, B. (2017) Bismuth selenides from St. Andreasberg, Germany: an oxidized five-element style of mineralization and its relation to post-Variscan vein-type deposits of central Europe. *International Journal of Earth Sciences*, 106: 2359–2369.
- Cabral, A.R., van den Kerkhof, A.M., Sosa, G.M., Nolte, N., Ließmann, W., Lehmann, B. (2018) Clausthalite (PbSe) and tiemannite (HgSe) from the type locality: new observations and implications for metallogenesis in the Harz Mountains, Germany. *Ore Geology Reviews*, 102: 728–739.
- Ma, C., Förster, H.-J., Grundmann, G. (2020) Tilkerodeite, Pd₂HgSe₃, a new platinum-group mineral from Tilkerode, Harz Mountains, Germany. *Crystals*, 10, 687.
- Möller, P., Lüders, V. (1993) Formation of hydrothermal vein deposits. A case study of the Pb-Zn, barite and fluorite deposits of the Harz Mountains. *Monograph Series on Mineral Deposits*, 30, pp. 1-291.
- Ramdohr, P. (1949) Neue Erzminerale. *Fortschritte der Mineralogie*, 28: 69–70.
- Simon, G., Kesler, S.E., Essene, E.J. (1997) Phase relations among selenides, sulfides, tellurides, and oxides: II. Applications to selenide-bearing ore deposits. *Economic Geology*, 92: 468–484.
- Stanley, C.J., Criddle, A.J., Förster, H.-J., Roberts, A.C. (2002) Tischendorfite Pd₈Hg₃Se₉, A new mineral species from Tilkerode, Harz Mountains, Germany. *The Canadian Mineralogist*, 40: 739-745.
- Stoppel, D., Sperling, H. (1980) Monographien der deutschen Blei-Zink-Erzlagerstätten. Die Blei-Zink-Erzgänge des Oberharzes. Lieferung 3. Beschreibung der Oberharzer Erzgänge (einschließlich der Neuaufschlüsse im Erzbergwerk Grund seit Erscheinen der Lieferung 2). *Geologisches Jahrbuch* Reihe D, Band D34. 345p.
- Tischendorf, G. (1959) Zur Genese einiger Selenidvorkommen, insbesondere von Tilkerode im Harz. *Freiberger Forschungshefte*, C 69, Akademie-Verlag, Berlin.

Mud fluidisation during early Variscan deformation in the Harz Mountains, Germany

David C.P. Peacock* and Bernd. Leiss

Department of Structural Geology and Geodynamics, Geoscience Centre, Georg-August-Universität Göttingen, Goldschmidtstraße 3, 37077 Göttingen, Germany

*Corresponding author: hermangedge@gmail.com

Chaotic units of Palaeozoic metasedimentary rocks in the Harz Mountains have been attributed to Early Carboniferous submarine mass-flow processes (e.g., Schwab and Ehling 2008) or to Variscan (Late Carboniferous) “brittle-ductile” deformation (Friedel et al. 2019). Here, a third model is proposed for discussion. This model involves remobilisation of overpressured, under-compacted muds (Fig. 1) early during Variscan deformation. The following sequence is suggested:

1. Siliciclastic and carbonate sediments were deposited during the Devonian and Carboniferous. The carbonates and sands were lithified during burial because of fluid flow and mineral precipitation in the pores. The muds in the sequence (*sensu* Nichols 2009, p. 21), however, were not lithified because fluids could not escape, overpressure developed and mechanical compaction was inhibited (e.g., Osbourne and Swarbrick 1997).
2. Orogenesis started, with a compressive tectonic stress developing. The onset of Variscan contraction caused cleavage to develop in the lithified sedimentary rocks, with ductile strain in the muds. In the model presented in Figures 2-4, a mud is initially buried to 2 km (*A* in Fig. 2), but becomes buried to 6 km by an imbricate stack (*B* in Fig. 2).
3. Hydraulic connectivity between the overpressured, undercompacted muds at 6 km (*B* in Fig. 2) with the muds in the foreland (*A* in Fig. 2) caused extreme overpressure in the muds at 2 km (Fig. 3), a process called the *centroid effect* (e.g., Bruce and Bowers, 2002). Hydraulic connectivity may have resulted from the development of a connected network of microfractures in the mud, a process that is used to explain petroleum migration from source rocks (e.g., Vernik, 1994). The centroid effect may be the cause of the overpressure that Hubbert and Rubey (1959) show is necessary for the development of thrust sheet. Evidence for overpressured, undercompacted muds at depths of several kilometres in the present-day includes mud volcanoes (e.g., Planke et al. 2003).
4. The increasing overpressure in the muds led to their fluidisation (e.g., Niemann and Boettius 2010, Johnsen et al. 2008) so they changed behaviour from an elastic solid to a viscous fluid. High fluid pressure is an alternative to earthquakes, which are commonly cited as a cause of sediment fluidisation (e.g., Ogawa et al. 2014, Ogawa 2019).
5. Fig. 4 shows how the fluid pressure in the mud can exceed the vertical stress, causing fracturing of a limestone, and potentially to the development of breccias and “block-in-matrix” fabrics (Fig. 1). Fig. 1(b) appears to be an example of fluid-assisted brecciation, which are caused by high fluid pressures (Jébrak, 1997). In the model presented here, the overpressured fluid is sourced from the same mud layer, but other sources are possible. For example, Davies et al. (2011) suggest that the Lusi mud volcano, East Java,

was caused by mud mobilisation when they became hydraulically-connected with deeper overpressured fluids by a gas exploration well.

6. Fracturing allowed fluids to escape, so fluid pressure dropped and the mud returned to behaving as an elastic solid, become compacted to form mudstone and eventually a shale as fissility developed.
7. A slaty cleavage developed as Variscan contraction and metamorphism continued.

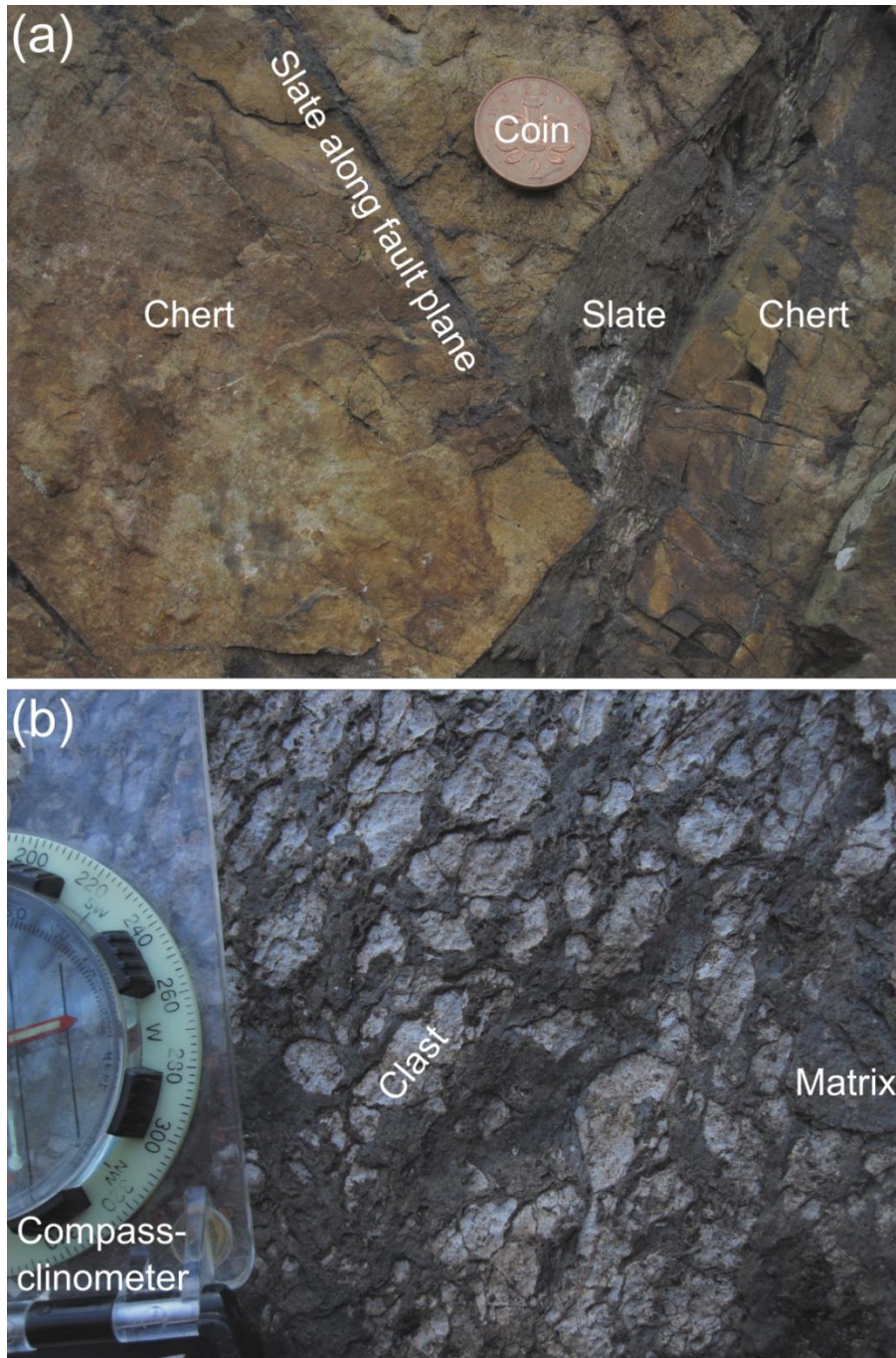


Fig. 1. (a) Rotated fault blocks in chert, Lautenthal, accommodated by thickness changes in the slates. (b) Clasts of limestone in a fine-grained matrix, Güntersberge, which appear to be a fluid-assisted breccia (e.g., Jébrak 1997, Peacock et al. 2019).

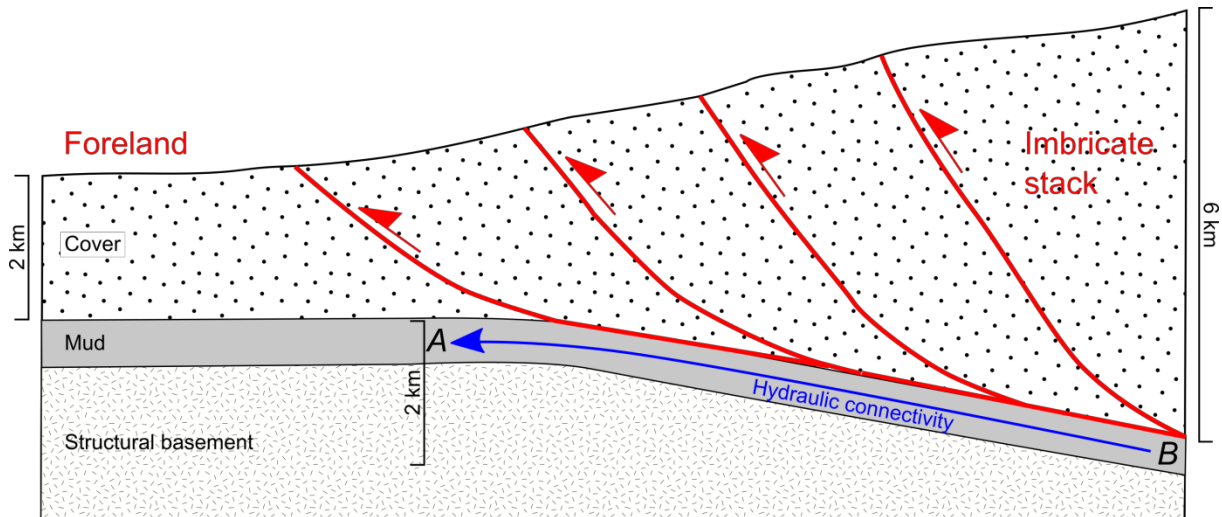


Fig. 2. Schematic cross-section across a foreland and an imbricate stack. An overpressured, undercompacted mud at location A (in the foreland) is at a depth of ~ 2 km, but imbrication has caused the mud to be at a depth of ~ 6 km at location B. Hydraulic connectivity between A and B can cause extreme overpressure at A (Fig. 3), resulting in deformation (Fig. 4).

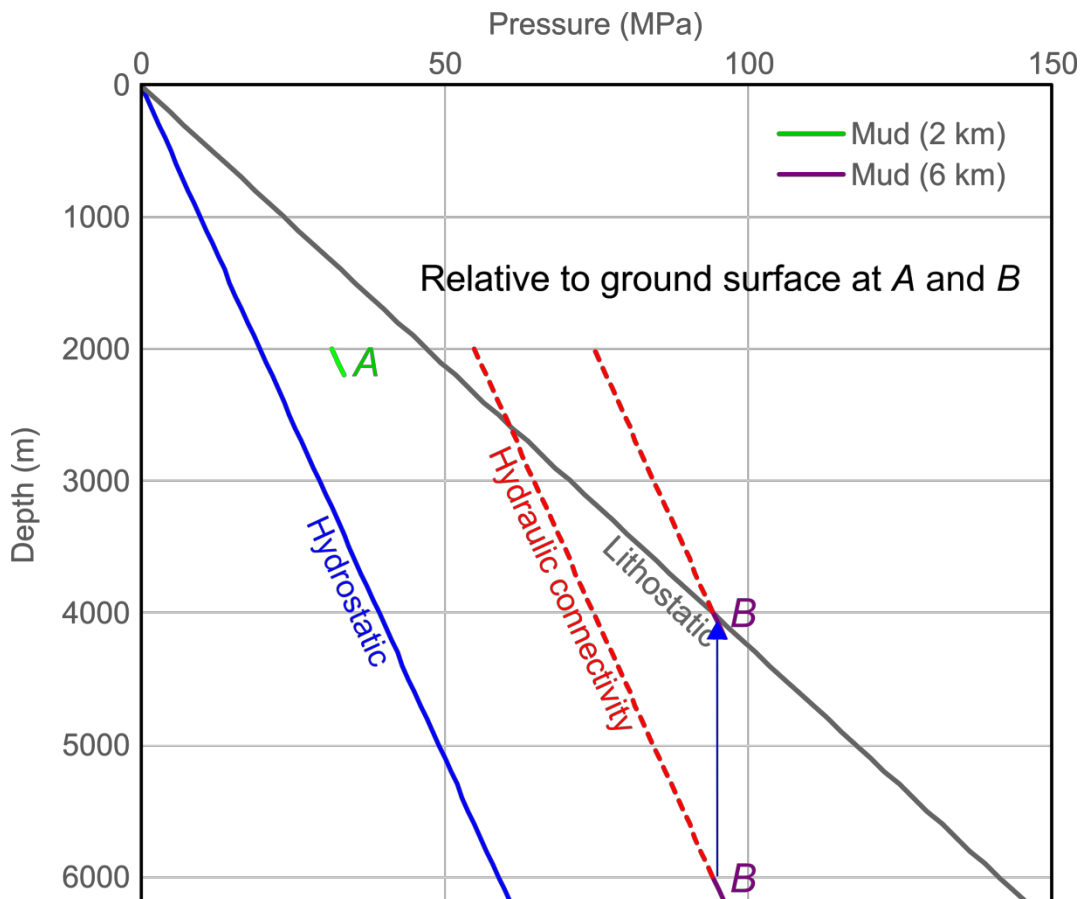


Fig. 3. Schematic graph of pressure against depth for the mud shown in Fig. 2, with initial fluid pressure of 160% of hydrostatic at both depths. Point B is only ~ 2 km below point A. This means that hydraulic connectivity between points A and B would cause fluid pressure to increase to ~ 75.5 MPa at point A. This is only a simple model for illustrative purposes. The process whereby fluid pressure is influenced by spatial variations in loading has been termed “lateral pressure transfer” (Yardley and Swarbrick 2000).

This sequence helps explain the structures observed in the metasedimentary rocks of the Harz Mountains in the context of the diagenetic and fluid pressure history. More work is needed, however, especially careful analyses of the microstructures to determine age and kinematic relationships. Note, however, that all three models for the structures in the Harz Mountains (submarine mass-flow processes, mud remobilisation and Variscan “brittle-ductile” deformation) may apply, having occurred at different stages of progressive deformation and dewatering.

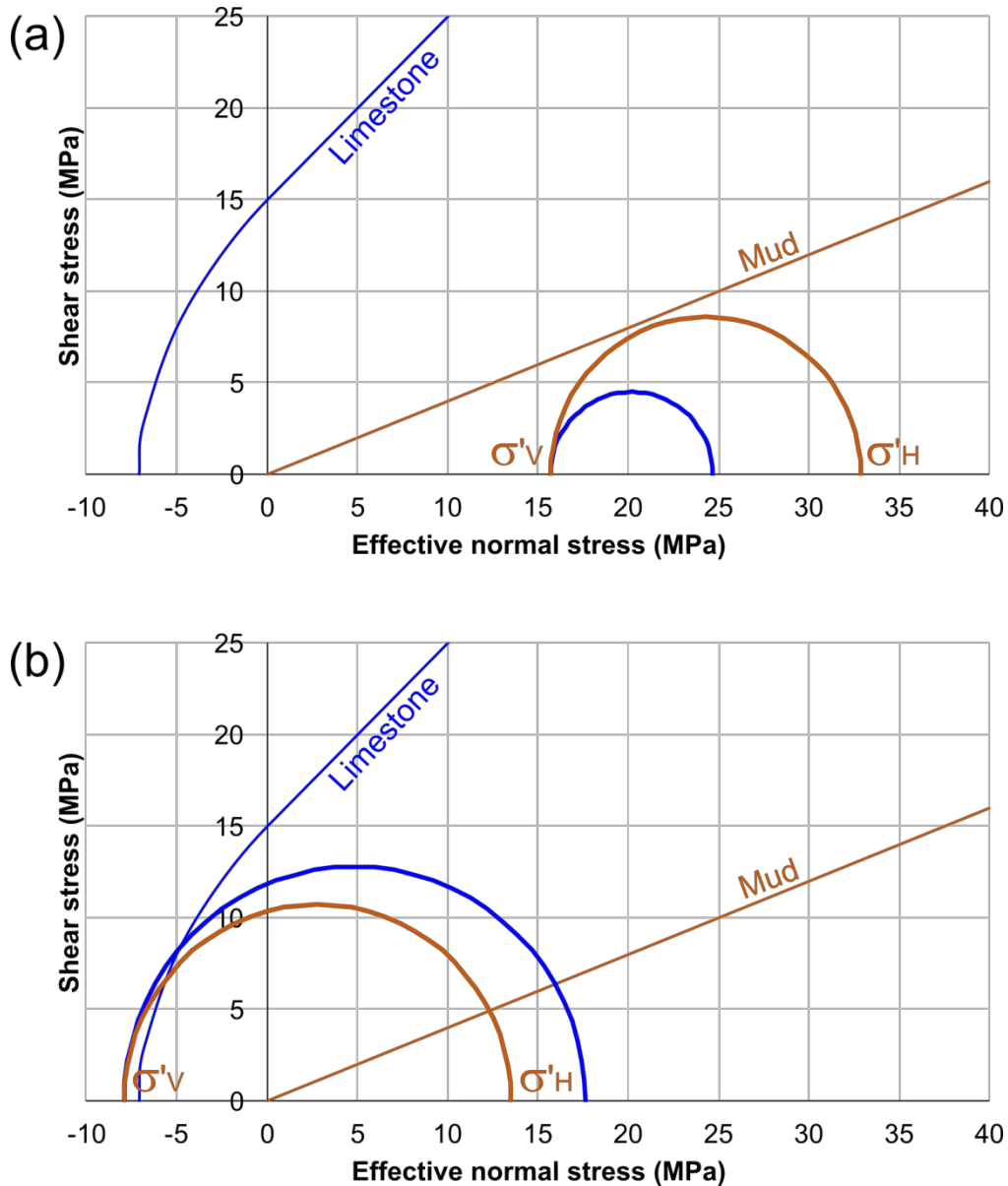


Fig. 4 Mohr diagrams for the mud and a limestone at 2 km depth (A on Figs. 2 and 3), using the parameters shown in Table 1. (a) The initial state of effective stress, where fluid pressure is 160% of hydrostatic. A non-cohesional failure envelope is shown for the mud and a cohesive failure is shown for the limestone. The mud and limestone are not critically-stressed. (b) Effective stresses when the muds and limestone are in hydraulic connectivity with the muds at 6 km, with fluid pressure increasing to ~ 55 MPa (~ 20 MPa less than shown in Fig. 3). Both the mud and limestone are critically-stressed, with fluid pressure exceeding the overburden stress. Such overpressure may change the mud from a ductile solid to a liquid, with zero effective stress.

		Mud	Lime--stone	Unit
Input parameters	Depth	2,000	2,000	m
	Average density	2.4	2.4	g/cm ³
	Initial overpressure (160% of hydrostatic)	11.77	11.77	MPa
	Later overpressure	35.32	35.32	MPa
	Poisson's ratio (ν)	0.45 ^A	0.23 ^B	
	Applied tectonic stress (compression)	20	20	MPa
	Cohesion (C_o)	0	15 ^C	MPa
	Coefficient of internal friction (μ)	0.4 ^D	1 ^C	
	Tensile strength (T)	0	7.1 ^E	MPa
Derived parameters	Vertical stress (σ_v)	49.05	49.05	MPa
	Initial fluid pressure (P_F)	31.39	31.39	MPa
	Geostatic stress ratio (k_0)	0.82	0.299	
	Initial vertical effective stress (σ'_v)	15.7	15.7	MPa
	Horizontal effective stress related to k_0 ($\sigma'_H^* = \sigma'_v k_0$)	32.87	24.69	MPa

Table 1. Parameters used for the modelling of deformation in the Harz Mountains, Germany (Fig. 4). An average density of the sediments plus fluids above a depth of 2 km is assumed (e.g., Arisona et al. 2018). Initial overpressure of 160% and 20 MPa tectonic compression are used. See Peacock et al. (2022) for “Geostatic stress ratio” and “Horizontal effective stress related to k_0 ”. Data sources: A: Thota et al. (2021); B: Lógó and Vásárhelyi (2019); C: Lei et al. (2014); D: Ikari and Kopf (2011), who give range of 0.26 to 0.44, but 0.4 appears reasonable from Ikari and Kopf (2011, fig. 3); E: Perras and Diederichs (2014). The mud is modelled as a cohesionless soil, with a high Poisson's ratio and low coefficient of internal friction, while the limestone is modelled as a cohesive rock.

References

- Arisona, A., Nawawi, M., Khalil, A.E., Abdulrahman, A. (2018) Assessment of microgravity anomalies of soil structure for geotechnical 2D models. *Journal of Geoscience Engineering Environment and Technology* 3, 151-154. <https://doi.org/10.24273/jgeet.2018.3.3.2058>
- Bruce, B., Bowers, G. (2002) Pore pressure terminology. *The Leading Edge* 21, 170-173.
- Davies, R.J., Mathias, S.A., Swarbrick, R.E., Tingay, M.J. (2011) Probabilistic longevity estimate for the LUSI mud volcano, East Java. *Journal of the Geological Society*, London 168, 517-523.
- 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* 108, 2295-2323.
- Hubbert, M.K., Rubey, W.W. (1959) Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Parts I and II. *Geological Society of America Bulletin* 70, pp. 115-205.

- Ikari, M.J., Kopf, A.J. (2011) Cohesive strength of clay-rich sediment. *Geophysical Research Letters* 38, L16309. <https://doi.org/10.1029/2011GL047918>
- Jébrak, M. (1997) Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews* 12, pp. 111-134. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00009-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00009-7)
- Johnsen, Ø., Chevalier, C., Lindner, A., Toussaint, R., Clément, E., Måløy, K.J., Flekkøy, E.G., Schmittbuhl, J. (2008) Decompaction and fluidization of a saturated and confined granular medium by injection of a viscous liquid or gas. *Physical Review E* 78, pp. 051302. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.78.051302>
- Lei, Q., Latham, J.P., Xiang, J., Lang, P. (2014) Representation of large scale network geometry with realistic apertures determined by mesoscale geomechanical modelling of a natural fracture system. American Rock Mechanics Association, 8th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium, Minneapolis, MN, USA, 1-4 June 2014.
- Lógó, B.A., Vásárhelyi, B. (2019) Estimation of the Poisson's ratio of the intact rock in the function of the rigidity. *Periodica Polytechnica Civil Engineering* 63, pp. 1030-1037. <https://doi.org/10.3311/PPci.14946>
- Nichols, G. (2009) *Sedimentology and Stratigraphy*. 2nd Edition. Wiley-Blackwell, Chichester, UK, 432 pp.
- Niemann, H., Boetius, A. (2010) Mud volcanoes. In Timmis, K.N. (Ed.), *Handbook of Hydrocarbon and Lipid Microbiology*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 205-214.
- Ogawa, Y. (2019) Conceptual consideration and outcrop interpretation on early stage deformation of sand and mud in accretionary prisms for chaotic deposit formation. *Gondwana Research* 74, 31-50. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.03.007>
- Ogawa, Y., Mori, R., Tsunogae, T., Dilek, Y., Harris, R. (2014) New interpretation of the Franciscan mélange at San Simeon coast, California: tectonic intrusion into an accretionary prism. *International Geology Review* 57, pp. 824-842. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.968813>
- Osborne, M.J., Swarbrick, R.E. (1997) Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 81, 1023-1041.
- Peacock, D.C.P., Rotevatn, A., Sanderson, D.J. (2019) Brecciation driven by changes in fluid column heights. *Terra Nova* 31, 76-81. <https://doi.org/10.1111/ter.12371>
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., Leiss, B. (2022) Use of analogue exposures of fractured rock for enhanced geothermal systems. *Geosciences* 12, 318. <https://doi.org/10.3390/geosciences12090318>
- Perras, M.A., Diederichs, M.S. (2014) A review of the tensile strength of rock: concepts and testing. *Geotechnical and Geological Engineering* 32, 525-546.
- Planke, S., Svensen, H., Hovland, M., Banks, D.A., Jamtveit, B. (2003) Mud and fluid migration in active mud volcanoes in Azerbaijan. *Geo-Marine Letters* 23, 258-268.
- Schwab, M., Ehling, B.-C. (2008) Karbon. In: Bachmann, G.H., Ehling, B.-C., Eichner, R., Schwab, M. (Eds.) *Geologie von Sachsen-Anhalt*. pp. 110-140. Verlag Schweizerbart, ISBN 978-3-510-65240-2.
- Thota, S.K., Cao, T.D., Vahedifard, F. (2021) Poisson's ratio characteristic curve of unsaturated soils. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 147, 04020149.
- Vernik, L. (1994) Hydrocarbon-generation-induced microcracking of source rocks. *Geophysics* 59, 555-563.
- Yardley, G.S., Swarbrick, R.E. (2000) Lateral transfer: a source of additional overpressure? *Marine and Petroleum Geology* 17, 523-537

Reasons why cross-sections can look different, with examples from the Harz Mountains and Rhenish Massif

David.C.P. Peacock^{*1}, Bernd Leiss¹, Ali Abdelkhalek¹, Adam J. Cawood²

¹ Department of Structural Geology and Geodynamics, Geoscience Centre, Georg-August-Universität Göttingen, Goldschmidtstraße 3, 37077 Göttingen, Germany

² Southwest Research Institute, 6220 Culebra Rd, San Antonio, Texas 78238-5166, USA

*Corresponding author: hermangedge@gmail.com

Structural cross-sections constructed by different people, for different reasons, using different methods and datasets, can look noticeably different. Here, examples of cross-sections from the Harz Mountains (central Germany) and the Rhenish Massif (western Germany, eastern Belgium, Luxembourg and northeastern France) are presented to illustrate the differences that can arise. The cross-sections were constructed during the MEET project (European Union's Horizon 2020 research and innovation programme, grant agreement № 792037-MEET), part of which was to evaluate the geothermal potential of the Variscan metasedimentary rocks of Europe. The field descriptions and analyses of these areas are presented in MEET (2022).

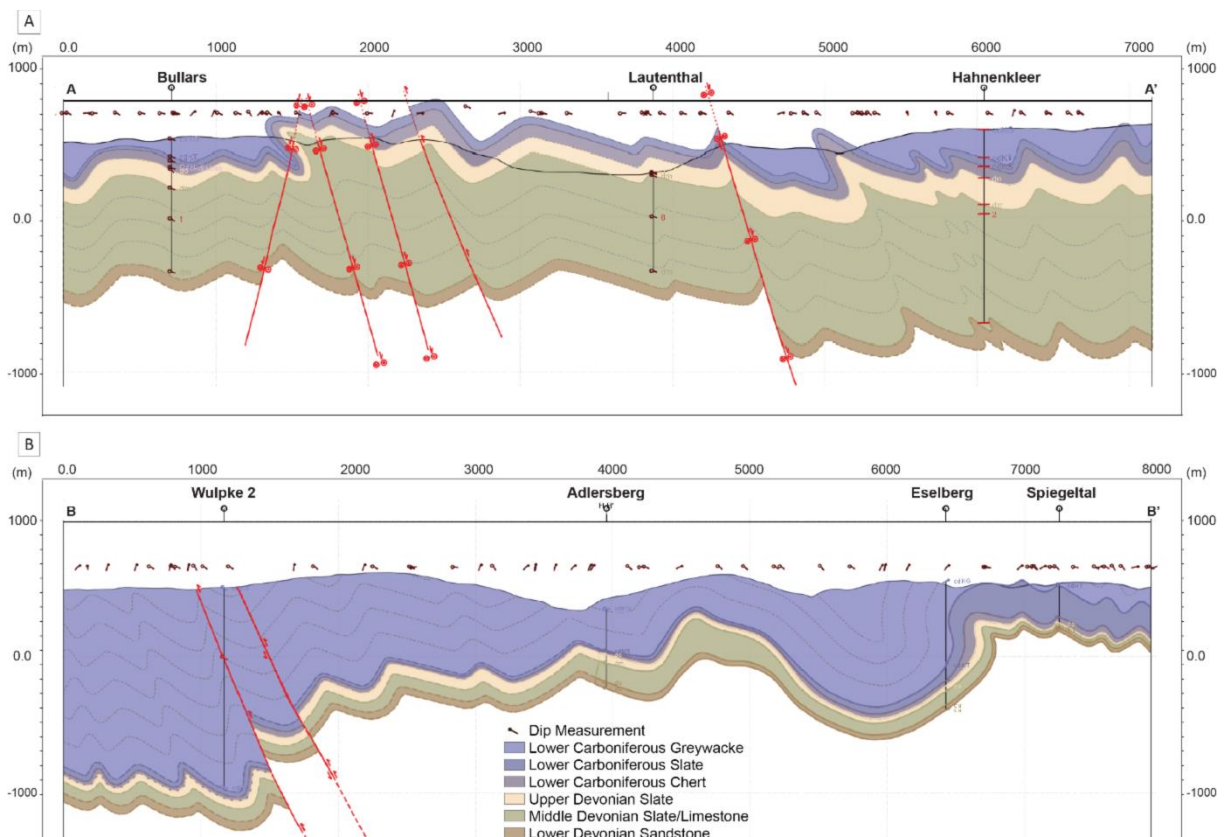


Fig. 1. WNW-ESE cross-sections in the western Harz Mountains, constructed and balanced using data from three boreholes and projected dip-data from exposures. Devonian and Lower Carboniferous metasedimentary rocks were deformed by heterogeneous NW-verging folds during the Variscan Orogeny. The folds are offset by post-Variscan extensional and strike-slip faults.

Cross-sections in the Harz Mountains (Fig. 1) were constructed by staff at the University of Göttingen. The cross-sections were constructed as a step in making a 3D model for the structures in the region, which could be used to predict the geometries of geothermal reservoir rocks in the subsurface at Göttingen, where the Variscan rocks are covered by Permian and Mesozoic sedimentary rocks. Data used include published geological maps of the Harz Mountains, and data from several mineral exploration wells. They were constructed using Move software. These cross-sections show Variscan folds cut by later normal and/or strike-slip faults. The cross-sections were helpful in building a preliminary 3D model for the deformation in the Harz Mountains (Fig. 2), and have enabled us to explain the likely structures in the sub-surface at Göttingen. One problem with these cross-sections is that thrusts were not included at this stage of the analysis, partly because thrusts are poorly-exposed in the Harz Mountains, so are rarely included on geological maps of the region. Thrusts are, however, seen in exposures (Fig. 3) and are commonly interpreted on regional-scale cross-sections through the Variscan Orogenic Belt (e.g., Friedel et al., 2019, fig. 10). Thrusts will be added to newer versions of these cross-sections.

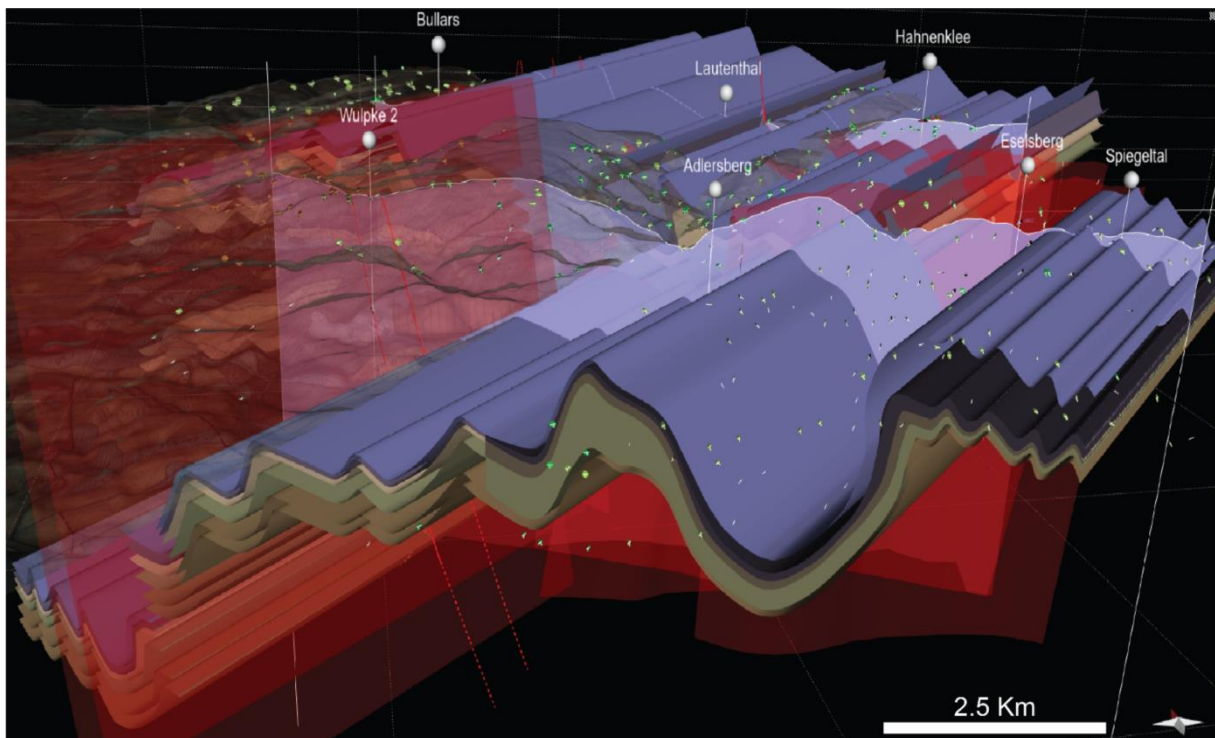


Fig. 2. 3D structural model of the study area in the western Harz Mountains. This model was constructed using a database of field measurements and borehole data (Brinckmann and Brüning 1986). It shows the Carboniferous and Devonian strata that were folded during the Variscan Orogeny. Fault planes are shown in semi-transparent red.

A cross-section (Fig. 4) was constructed through the Havelange borehole ($50^{\circ}18'0.99''\text{N}$, $5^{\circ}14'49.51''\text{E}$) in the Rhenish Massif by staff at the Geological Survey of Belgium. Forward-model was done to improve prediction of the structural geology of folded and thrustsedimentary rocks at reservoir scales. The cross-section was constructed using forward modeling software, and was based on both geological maps and a detailed lithostratigraphic and structural analysis of a the borehole at Havelange. The resultant cross-section (Fig. 4) shows a duplex and thrust stack that is typical of classic thin-skinned thrust belts (e.g., Boyer and Elliott,

1982). While the cross-section has helped constrain the geometries and structural evolution of the reservoir rocks, it shows folds that only form above thrust ramps. This is incompatible with the fold-thrust structures interpreted in the area that are shown by previous authors (e.g., Raoult and Melliez 1987, Adams and Vandenberghe 1999).

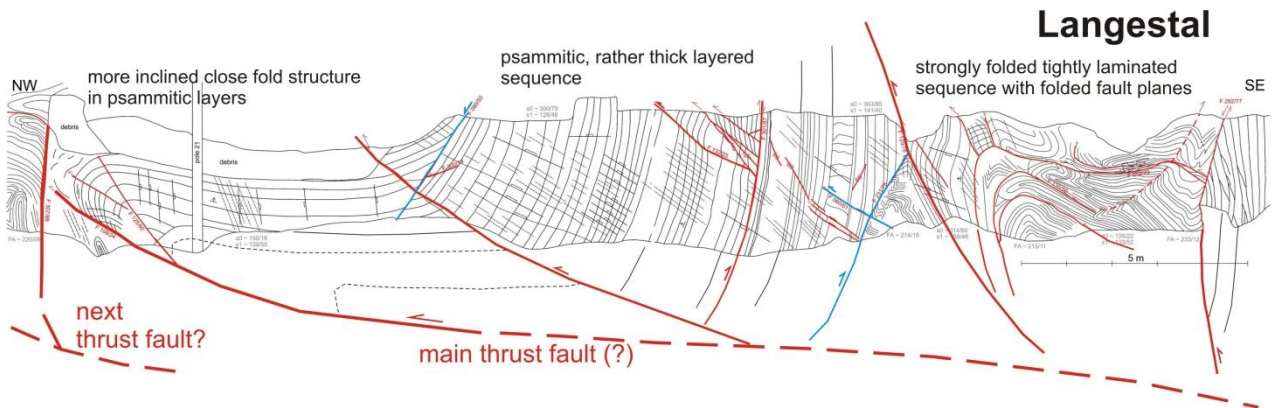


Fig. 3. Sketch section of an exposure of folds and thrusts in the western Harz Mountains, in the slate-dominated area of the Okertal reservoir (Zeuner 2018).

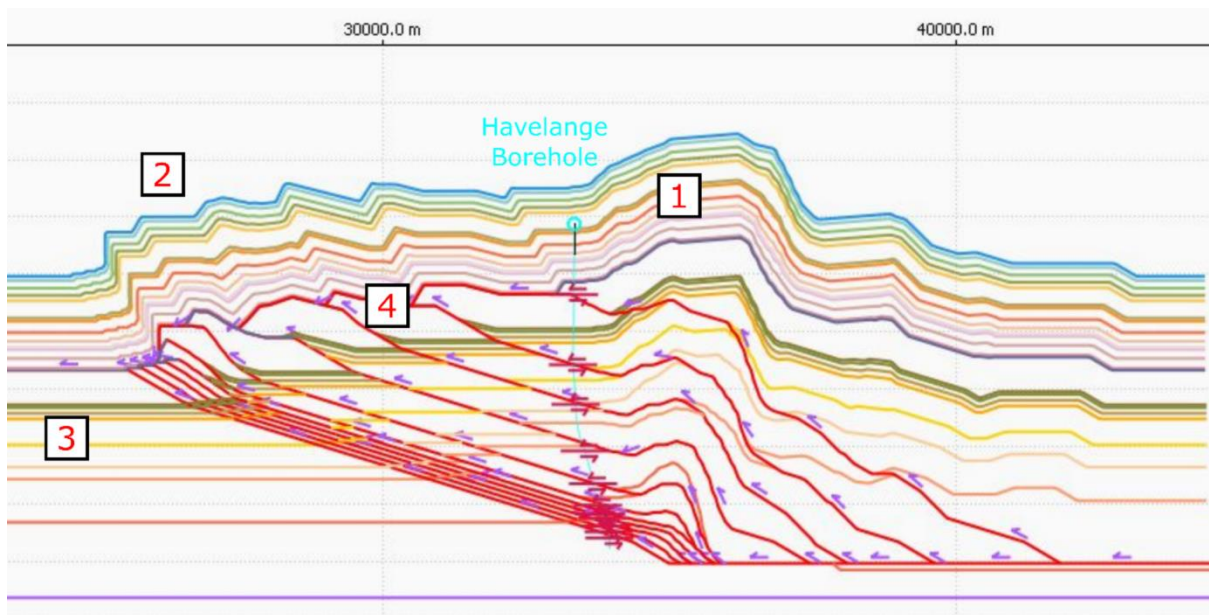


Fig. 4. Cross-section through Havelange, constructed using forward modelling techniques. The Havelange borehole track represented by the cyan line. The red arrows along the track represent the identified faults from the Havelange borehole data.

The cross-sections presented for the two regions show significant differences, with the Harz Mountains cross-sections dominated by folding (Fig. 1) and the Havelange cross-section dominated by thin-skinned thrusting (Fig. 4). While it is possible that the different areas actually do show different styles of deformation, we suggest that the differences are largely caused because of the different data and section construction methods were used, and because of the different aims of the researchers.

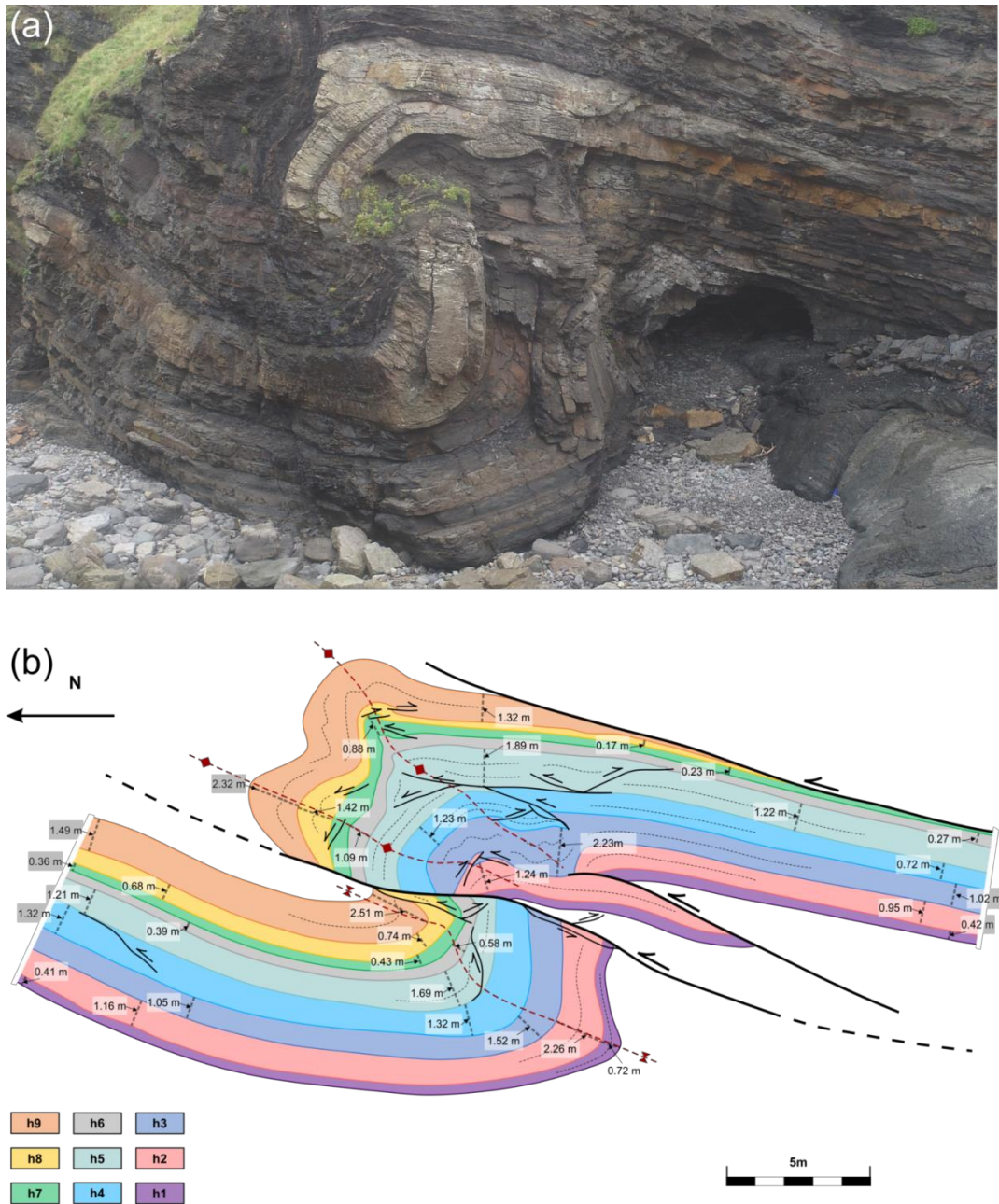


Fig. 5 Fold-thrust structure in Upper Carboniferous sandstones and shales at Broad Haven, Pembrokeshire ($51^{\circ}47'11.9''\text{N}$, $5^{\circ}6'14.5''\text{W}$). (a) Photograph taken using a drone. (b) Interpreted section from Cawood and Bond (2020, figure 9). Projected 2D horizon and fault-trace interpretations from a 3D “virtual outcrop”. The grey bars and values give unit thickness measurements, highlighting changes in thickness through fold hinges (red dashed lines) and with proximity to the main thrust.

We suggest that, while it is understandable that different cross-sections will have different characteristics depending on who constructed them, and how and why they were constructed, care should be taken to make sure they appear similar to well-exposed examples in the same (or similar) tectonic domain. Some good exposures exist in the Harz Mountains and the Rhenish Massif (e.g., Figure 3), and there are excellent coastal exposures of Variscan structures on the coasts of Cornwall (e.g., Lloyd and Chinnery, 2002) and Pembrokeshire (UK; e.g., Cawood and Bond, 2020). These exposures of fold-thrust structures (Figures 3 and 5) suggest behaviour intermediate between the sections constructed for the Harz Mountains (fold-dominated) and the

Havelange (thrust-dominated). Pumpelly's rule (Pumpelly et al., 1894; Frehner and Schmid, 2016) suggests that the geometries of folds in a region are self-similar over a wide range of scales, and fault geometries have been shown to be self-similar between regional- and micro-scales (Tchalenko, 1970), with lengths and displacements obeying power-law scaling relationships (e.g., Cowie and Scholz, 1992). This means that it is reasonable to use well-exposed analogues of fold-thrust structures to inform the construction of regional-scale cross-sections in orogenic belts.

Using well-exposed examples to make regional cross-sections more representative of the likely geology is important because it will give more realistic correlations between surface and sub-surface, enabling better prediction of the sub-surface and potential reservoirs. Note, however, that different geologists are likely to produce different cross-sections because of the different data and methods used, and because of the experience and interests of the geologist (Bond, 2015).

References

- Adams, R., Vandenberghe, N. (1999) The Meuse section across the Condroz-Ardenne (Belgium) based on a predeformational sediment wedge. *Tectonophysics* 309, 179-195.
- Bond, C.E. (2015). Uncertainty in structural interpretation: lessons to be learnt. *Journal of Structural Geology* 74, 185-200.
- Boyer, S.E., Elliott, D. (1982) Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 66, 1196-1230.
- Brinckmann, J., Brüning, U., Hinze, C., Stoppel, D. (1986) Das Bundesbohrprogramm im West-Harz, paläogeographische Ergebnisse. *Geologisches Jahrbuch Reihe D*, 78, S. 5-57.
- Cawood, A.J., Bond, C.E. (2020) Broadhaven revisited: a new look at models of fault-fold interaction. From: Bond, C.E., Lebit, H. D. (Eds). *Folding and Fracturing of Rocks: 50 Years of Research since the Seminal Text Book of J. G. Ramsay*. Geological Society, London, Special Publications 487, 105-126.
- Cowie, P.A., Scholz, C.H., (1992) Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion. *Journal of Structural Geology* 14, 1149-1156.
- Frehner, M., Schmid, T. (2016) Parasitic folds with wrong vergence: how pre-existing geometrical asymmetries can be inherited during multilayer buckle folding. *Journal of Structural Geology* 87, 19-29.
- 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 Science*, 108, 2295-2323.
- Lloyd, G.E., Chinnery, N. (2002) The Bude Formation, SW England – a three-dimensional, intraformational Variscan imbricate stack? *Journal of Structural Geology* 24, 1259-1280.
- MEET (2022) Deliverable D5.9. Field-based Characterisation of the Four Reservoir Types. Will be available from: <https://www.meet-h2020.com/project-results/deliverables/>
- Pumpelly, R., Wolff, J.E., Dale, T.N. (1894) Geology of the Green Mountains in Massachusetts. *United States Geological Survey, Monograph* 23, <https://doi.org/10.3133/m23>
- Raoult, J.F., Meilliez, F., 1987. The Variscan front and the Midi fault between the Channel and the Meuse river. *Journal of Structural Geology*, 9, 473-479.
- Tchalenko J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bulletin of the Geological Society of America* 81, 1625-1640.

Zeuner, M. (2018) Conceptual 3D-structure model of the Variscan "Culm Fold Zone" in the vicinity of the Okertal dam (Harz Mountains, Germany) in terms of geothermal reservoir development. unpubl. master thesis. Georg-August University Göttingen, 148 pp.

Virtual outcrop database for the Harz Mountains and surrounding areas

Mike D. Schulze*, Bernd Leiss, Ali Abdelkhalek, David C.P. Peacock

Department Structural Geology and Geodynamics, Geoscience Center of the University of Göttingen, Goldschmidtstraße 3, 37077 Göttingen, Germany

*Corresponding author: mikedavid.schulze@stud.uni-goettingen.de

The introduction of Lidar (e.g., Hartzell et al. 2014), photogrammetry and drone (e.g., Cirillo 2020, Peacock et al. 2020) technology has enabled geologists to create 3D virtual outcrops. Being able to present and explain geological locations is useful for teaching (e.g., Bond and Cawood 2021), with techniques being developed to use virtual outcrops for geological research, including sedimentology (e.g., Freitas et al. 2021) and structural geology (Ceccato et al. 2021).

A substantial amount of data from exposures in the northwestern part of the Harz Mountains and surrounding areas were collected during the course of several projects (Figure 1). Data collection in the Harz Mountains mainly occurred during the EU-Horizon project MEET (Multidisciplinary and multi-context demonstration of Enhanced Geothermal Systems exploration and Exploitation Techniques and potentials, e.g. Ledésert et al. 2022). The Harz Mountains were used during the MEET project as an analogue for Devonian and Carboniferous metasedimentary rocks expected to occur in the sub-surface at Göttingen, which are being evaluated for their geothermal potential (e.g. Leiss et al. 2022, Peacock et al. 2022, Abdelkhalek et al. 2022). The data collected in the Harz Mountains include high-resolution virtual outcrops, augmented by fieldwork by several undergraduate and post-graduate students (e.g. Figure 2). Lidar, photogrammetry and drone data were used to build the virtual outcrop models). Different kinds of data were also collected including rock samples (with many thin sections made), structural measurements (geometric and kinematic), and field photographs. Other projects have included data collection in the Permian and Mesozoic rocks to the west and south of the Harz Mountains (Figure 1), including the Leinetal Graben. Currently, these valuable datasets are stored within the university network and we consider it important to make them accessible to the wider public and researchers.

Our aim is to establish a comprehensive public-access database that will serve as a resource for both teaching and research. This initiative represents an important step towards reducing barriers of access and promoting inclusivity within geosciences (e.g., Bond and Cawood 2021).

We envisage a web-based data repository, with locations displayed on a map and with the opportunity to see and download virtual outcrops and other geological data. We have not currently developed a comprehensive framework for organising, categorising and publishing these data in a web-based format. There are, however, various online resources that can be used to help us create an appropriate format for our database. These online resources include V3Geo (<https://v3geo.com/>) and e-rock (<https://www.e-rock.co.uk/>), which are primarily designed for sharing virtual outcrops. Similarly, OutcropWizard is an app that shows an outcrop datadatabase

(https://play.google.com/store/apps/details?id=com.geology.steinmann.outcropwizard&hl=en_US&pli=1)

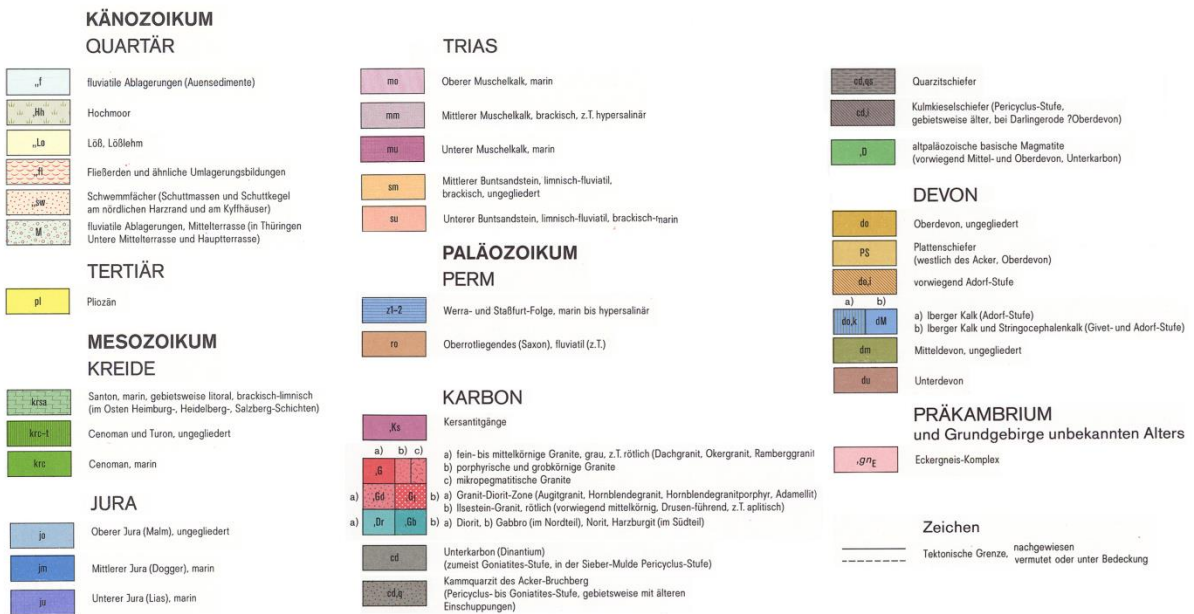
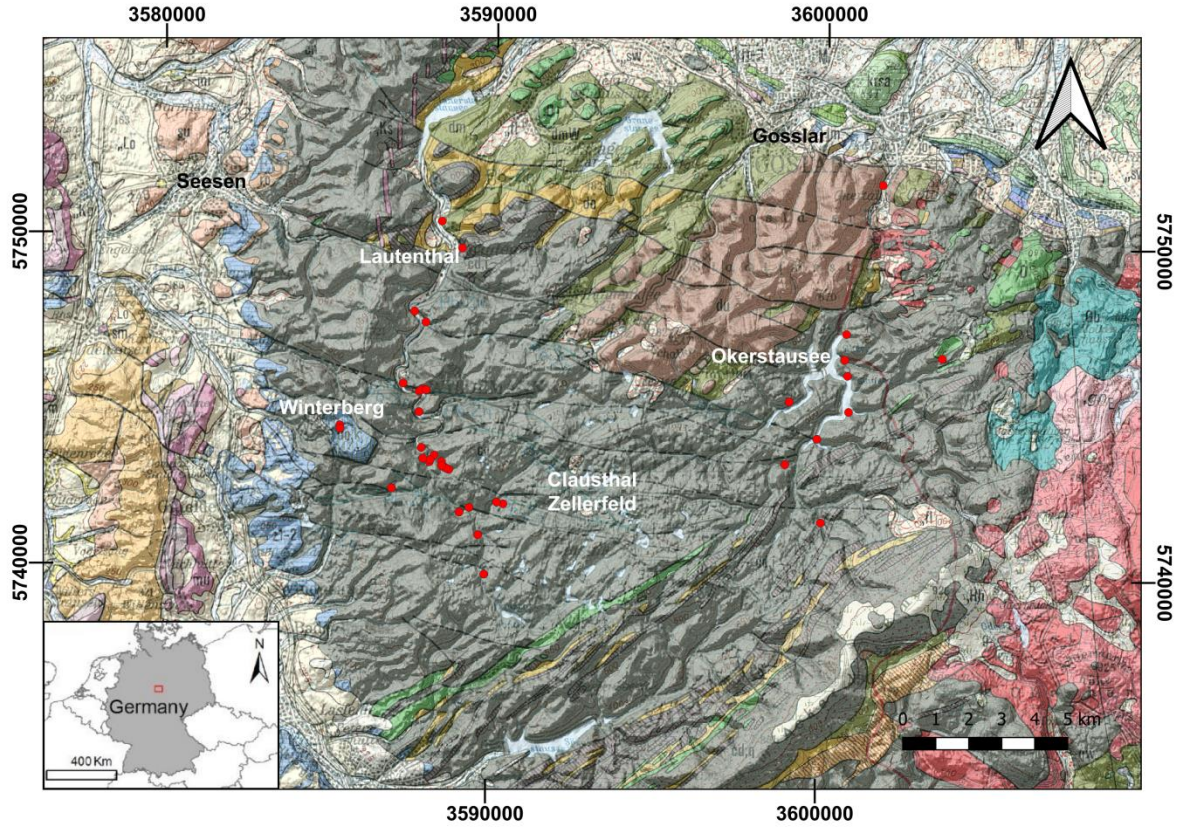


Fig. 1 Geological map (GÜK 200 - CC 4726 Goslar, BGR 1986) showing the stratigraphic units and regional faults of the northwestern Harz Mountains. the selected locations of the virtual outcrop models are shown as red dots. The map is draped on a hill-shaded DEM of 30 m resolution.

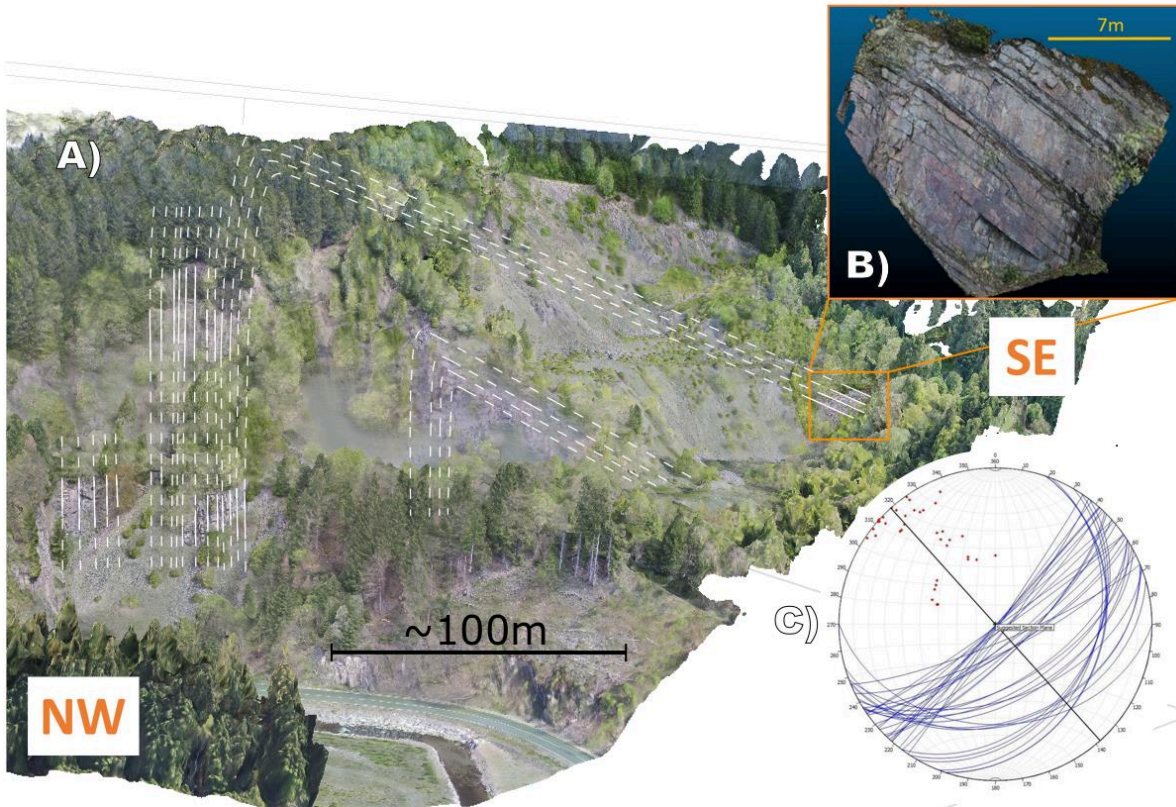


Fig. 2 **A)** 3D digital outcrop model of Jung-quarry in the northwestern part of the Harz Mountains. The model shows an asymmetric fold of Lower Carboniferous greywacke and slate beds with a NW-steeply dipping to overturned limb and a SW-dipping normal limb (solid as certain and dashed as uncertain white lines). **B)** Detail of the well exposed greywacke beds of the SW-dipping normal limb. **C)** Schmidt net projection of measured bedding planes (adapted from John, 2019).

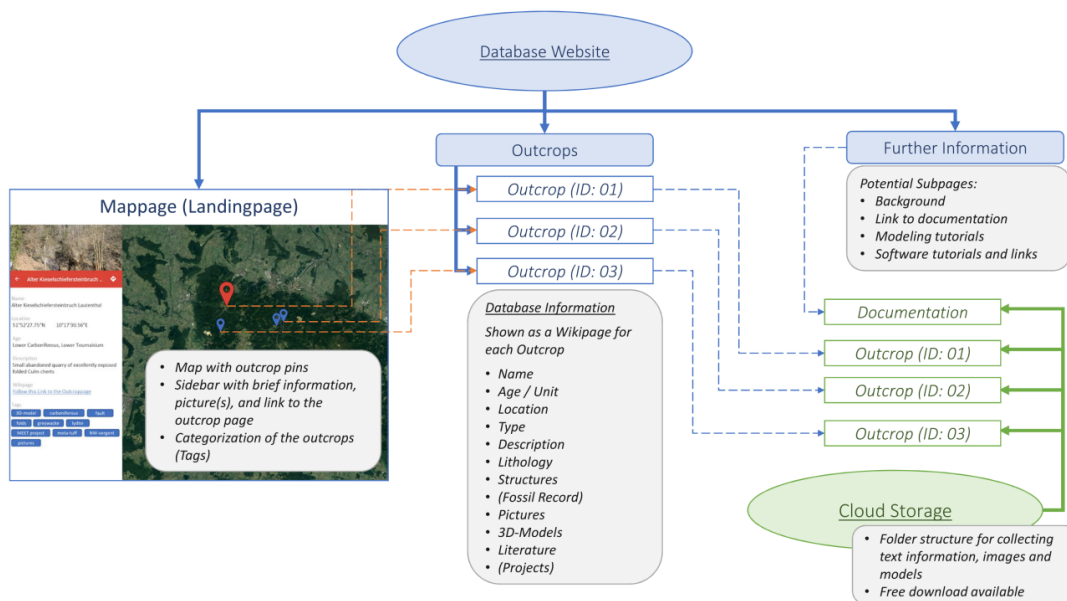


Fig. 3 Structure of the database, showing data classifications that can be retrieved.

These existing online resources focus mainly on presenting virtual outcrops, as well as limited additional geological information. We are developing our own version of data categorisation to enable the presentation and retrieval of both virtual outcrops and the geological data collected from those locations (Figure 3). To improve the 3D aspects of the virtual outcrops, we will use the virtual reality resources at the University of Göttingen to create an experience that closely resembles actual fieldwork. Additionally, we develop the platform being able to allow researchers from other institutions to contribute their own data to enrich the geological database.

References

- Abdelkhalek, A., Leiss, B., Peacock, D.C.P., Wagner, B. (2022) 3D structural modelling of Variscan metasedimentary rocks in the western Harz Mountains, Germany: implications for geothermal exploration.- In: Kühn, R., Schnapperelle, S., Kilian, R., Mertmann, D., Stipp, M.(2022). *19th Symposium Tectonics, Structural Geology and Geology of Crystalline Rocks* Volume I: Abstracts. <http://dx.doi.org/10.25673/91026>
- Bond, C.E., Cawood, A.J. (2021) A role for virtual outcrop models in blended learning – improved 3D thinking and positive perceptions of learning. *Geoscience Communication* 4, 233-244. <https://doi.org/10.5194/gc-4-233-2021>
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) (1986) Geologische Übersichtskarte 1:200000 (GÜK200), Blatt CC 4726 Goslar, Hannover.
- Ceccato, A., Viola, G., Antonellini, M., Tartaglia, G., Ryan, E.J. (2021) Constraints upon fault zone properties by combined structural analysis of virtual outcrop models and discrete fracture network modelling. *Journal of Structural Geology* 152, 104444.
- Cirillo, D. (2020) Digital field mapping and drone-aided survey for structural geological data collection and seismic hazard assessment: case of the 2016 central Italy earthquakes. *Applied Science* 10, 5233. [doi:10.3390/app10155233](https://doi.org/10.3390/app10155233).
- Freitas, B.T., Silva, L.H.G., Almeida, R.P., Galeazzi, C.P., Figueiredo, H.G., Tamura, L.N., Janikian, L., Figueiredo, F.T., Assine, M.L., 2021. Cross-strata palaeocurrent analysis using virtual outcrops. *Sedimentology* 68, 2397-2421.
- Hartzell, P., Glennie, C., Biber, K., Khan, S. (2014) Application of multispectral LiDAR to automated virtual outcrop geology. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 88, 147-155.
- John, H. A. (2019) Analog und Digital: Analyse des unterkarbonischen Tonschiefer- und Grauwacken-Aufschlusses Jung-Steinbruch im Oberharz. B.Sc.-Thesis, University of Göttingen.
- Ledésert, B.A., Hébert, R.L., Trullenque, G., Genter, A., Dalmais, Hérissou, J. (eds.) (2022). Enhanced Geothermal Systems and other Deep Geothermal Applications throughout Europe - The MEET Project. Special issue Geosciences. doi.org/10.3390/books978-3-0365-6053-3
- Leiss, B., Peacock, D., Wagner, B., Abdelkhalek, A., Luijendijk, E., Ford, K., Sosa, G., Klee, J., Chabani, A., Trullenque, G., Vanbrabant, Y., Wynants, M.-A., Cabidoche, M., Leclercq, V., Hebert, R., Ledésert, B., Turan, A., Bossenec, C., Bär, K. (2022). Field-based characterisation of the four reservoir types completed, MEET report, Deliverable D5.9, 207 pp. <https://www.meet-h2020.com/project-results/deliverables/>
- Peacock, D.C.P., Corke, E. 2020. How to use a drone safely and effectively for geological studies. *GeologyToday* 36/4: 146. doi.org/10.1111/gto.12320.
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., Leiss, B., 2022. Use of analogue exposures of fractured rock for enhanced geothermal systems. *Geosciences* 12, 318. <https://doi.org/10.3390/geosciences12090318>.

FID GEO: Förderung von Open Science in den Geowissenschaften durch elektronisches Publizieren, Forschungsdaten und Digitalisierung

Malte Semmler*¹, Melanie Lorenz²

¹ Georg-August-Universität Göttingen Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen, Platz der Göttinger Sieben 1, 37070 Göttingen

² Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Telegrafenberg, 14473 Potsdam

*Corresponding author: semmler@sub.uni-goettingen.de

In einer zunehmend vernetzten Wissenslandschaft stellt die wachsende Zahl veröffentlichter Daten, Texte, Karten und Software die Geowissenschaftler vor große Herausforderungen. Ein anhaltendes Problem sind die eindeutige und dauerhafte Zugänglichkeit und Nachnutzbarkeit der Veröffentlichungen. Der Fachinformationsdienst Geowissenschaften (FID GEO), ein gemeinsames Projekt des Deutschen GeoForschungsZentrums (GFZ) in Potsdam und der Niedersächsischen Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen, hat sich seit 2016 zum Ziel gesetzt, den umfassenden Zugang zu digitalen Wissensressourcen für die Forschung in den Geowissenschaften zu fördern. Die angebotenen Dienstleistungen des FID GEO umfassen die Beratung rund um Open Science, das Publizieren von Texten und Forschungsdaten sowie die Digitalisierung. Der Service der Veröffentlichung von Texten wird über das Repositorium GEO-LEOe-docs des FID GEO angeboten. Das Repositorium *GFZ Data Services*, dient der Veröffentlichung von Forschungsdaten und Software im Bereich der Erd- und Umweltwissenschaften. Die einzelnen Dienstleistungsaspekte sollen im Rahmen eines Vortrages in einer ganzheitlichen Betrachtung der geowissenschaftlichen Ergebniskette vorgestellt werden, angefangen bei der Datenerhebung bis hin zum fertigen Manuskript, es soll erläutert werden, wie der FID GEO diesen gesamten Prozess begleitet.

Tectonometamorphic development of the Eckergneis Complex (Harz Mountains, Germany)

Michael Stipp^{*1}, Stefan Kurtenbach¹, Peter Appel², Erik Düsterhöft², Carl-Heinz Friedel³

¹ Institute of Geosciences and Geography, Martin-Luther-University, 06120 Halle, Germany

² Institute of Geosciences, Christian-Albrechts-University, 24098 Kiel, Germany

³ Karl-Marx-Straße 56, 04158 Leipzig, Germany

*Corresponding author: michael.stipp@geo.uni-halle.de

The Eckergneis Complex (EC) of the Harz Mountains is a Variscan high-grade tectonometamorphic unit that is surrounded by post-Variscan intrusions as well as by a Paleozoic sedimentary rock sequence of very low metamorphic grade. Peak metamorphism of the EC reached upper amphibolite to granulite facies grade at approximately 328-313 Ma as revealed by U-Th-total Pb dating of monazite (Appel et al. 2019). The main foliation is overprinted by partial melting and static recrystallization of the dynamic fabric as well as by a few localized migmatitic shear zones. The NNW-ward dipping main foliation is associated with a preferentially WSW-ENE striking stretching lineation and roughly parallel fold axes of isoclinal to tight folds. During exhumation from granulite facies metamorphic condition and tectonic emplacement into the ambient very low-grade metamorphic rocks of the Rhenohercynian domain that dip preferentially S to SW-ward the EC was deformed by close to open folding and localized shear zones. After the Variscan orogeny and exhumation, the post-tectonic intrusions caused a marginal contact-metamorphism.

Exact p/T-conditions in relation to the deformation of the EC remain unclear. Pseudosection calculations were carried out on a sillimanite-biotite-garnet-cordierite gneiss (kinzigite) and a quartz-cordierite(pinite)-feldspar-granoblastite sample using Theriak-Domino. They indicate a prograde metamorphism at approximately 750-800°C and 500-550 MPa that is overprinted by second static metamorphism at approximately 670-720°C and 450 MPa on an anticlockwise p/T-path (Fig. 1, Stipp et al. 2022). This is in accordance with the presence of sillimanite and inclusions of spinell as well as microstructures of partial melting indicating previous lower granulite facies metamorphic conditions at least for some parts of the EC. Hence, the main foliation and stretching lineation were already formed under prograde metamorphic conditions. After peak temperature and pressure, at least the kinzigite sample was quite penetratively overprinted under amphibolite facies conditions. The relatively low pressure and high temperature metamorphic conditions together with the range of monazite age data indicate a very high thermal gradient for the Variscan lithosphere of the EC that lasted probably for at least 10-15 Ma. This corresponds to the so-called regional contact metamorphism in Variscan rock units of the Pyrenees (e.g., Mezger and Regnier, 2016). Final exhumation and cooling of the EC to very low metamorphic grade at upper crustal conditions need to have taken place quickly along localized detachment faults, e. g. the Acker-Bruchberg Thrust Zone, until the end of the Variscan orogeny.

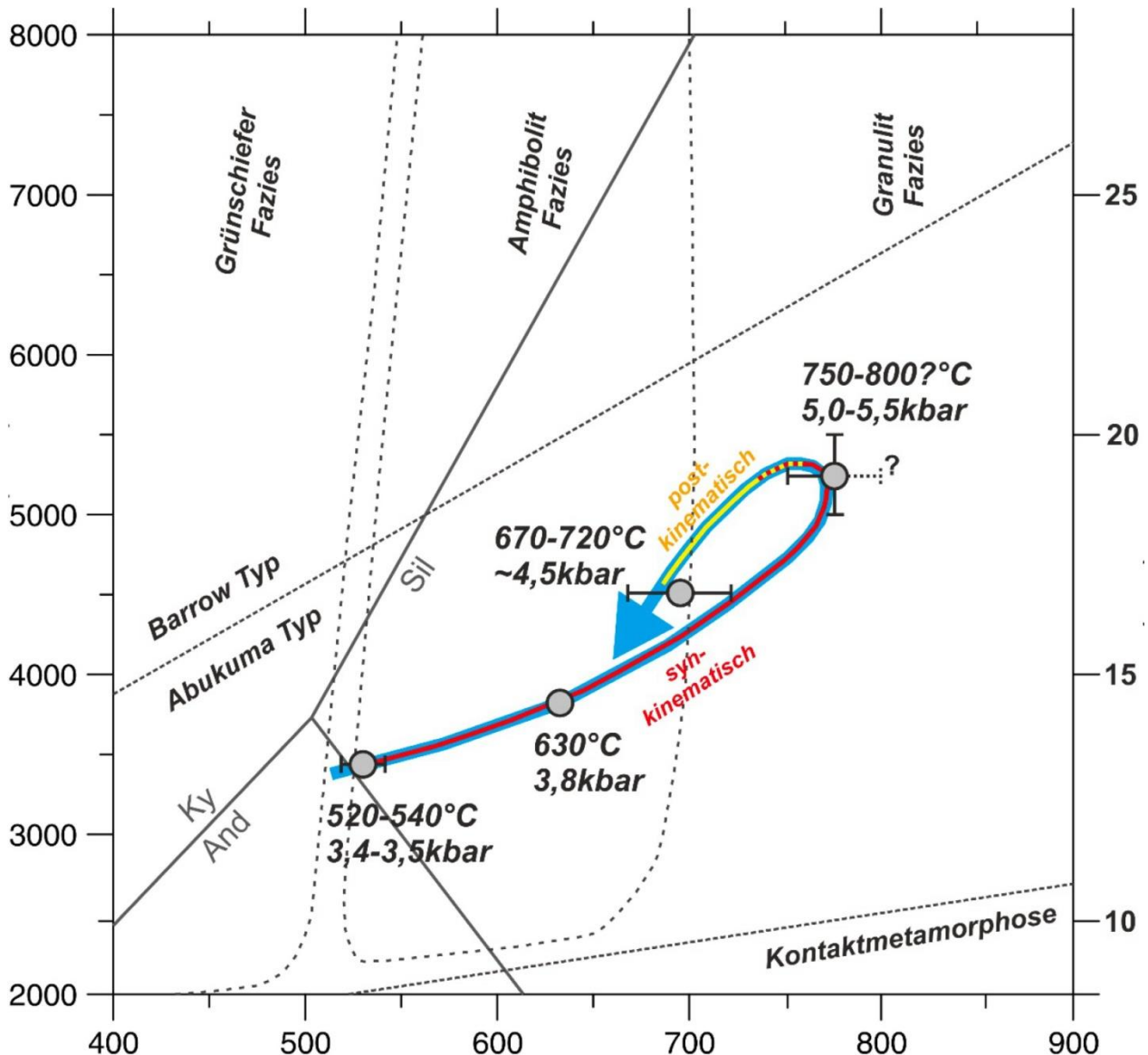


Fig. 1 Combined p-T-path derived from the thermodynamic models of the investigated samples. The circles mark specific p-T-conditions of a certain mineral assemblage, errors are indicated (from Kurtenbach 2020).

References

- Appel, P., Stipp, M., Friedel, C.-F., Friedrich, A., Kraus, K. and Berger, S. (2019) U–Th-total Pb ages of monazite from the Eckergneiss (Harz Mountains, Germany): evidence for Namurian to Westfalian granulite facies metamorphism at the margin of Laurussia. *Int. J. Earth Sci.*, 108, 1741-1753 <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01735-5>.
- Kurtenbach, S. (2020) Petrologische Untersuchungen im Eckergneiss, Harz. - Unpublished MSc Thesis, Martin Luther University Halle-Wittenberg, 85 pp. + appendix.
- Mezger, J.E. and Regnier, J.L. (2016): Stable staurolite–cordierite assemblages in K-poor metapelitic schists in Aston and Hospitalet gneiss domes of the central Pyrenees (France, Andorra). *J. Metamorph. Geol.*, 34, 167-190. <https://doi.org/10.1111/jmg.12177>
- Stipp, M., Friedel, C.-H., Kurtenbach, S. (2022) Metamorphic and structural data from the Ecker Gneiss Complex; outcrops at Kiesewieter bridge, Ecker valley. In: Friedel, C.-H., Leiss, B., Stipp, M., Tanner, D. (eds.) 19th Symposium Tectonics, Structural Geology and Geology of Crystalline Rocks Volume II: Excursion guide. *Hall. Jb Geow., Beiheft 51*: 12-19

Why were the Mesozoic strata of the Subhercynian Basin raised to vertical during Cretaceous inversion of the Harz Mountains?

David C. Tanner

Leibniz Institute for Applied Geophysics, Stilleweg 2, D-30655 Hannover, davidcolin.tanner@leibniz-liag.de

The Harz Northern Boundary Fault (HNBF) is a regional-scale fault structure in North Germany. Reverse movement on the HNBF was responsible for the Late Cretaceous uplift of the Harz Mountains. Detailed geological mapping and boreholes have constrained the upper 1 km geometry of the HNBF, i.e., it dips southeast by ca. 55° (Franzke et al. 2004). The amount of throw on the fault has been estimated to be at least 6 km (Franzke et al. 2004). Modelling of the deeper geometry of the HNBF by Tanner and Krawczyk (2017), suggests the fault detaches at a depth of ca. 25 km. This fits well with the DEKORP BASIN 9601 deep seismic profile (DEKORP-Basin Research Group (1999), which then suggest the HNBF is part of a thick-skinned, upward-propagating thrust system that includes the Gardelegen and Haldensleben Faults to the north-east (Fig. 1).

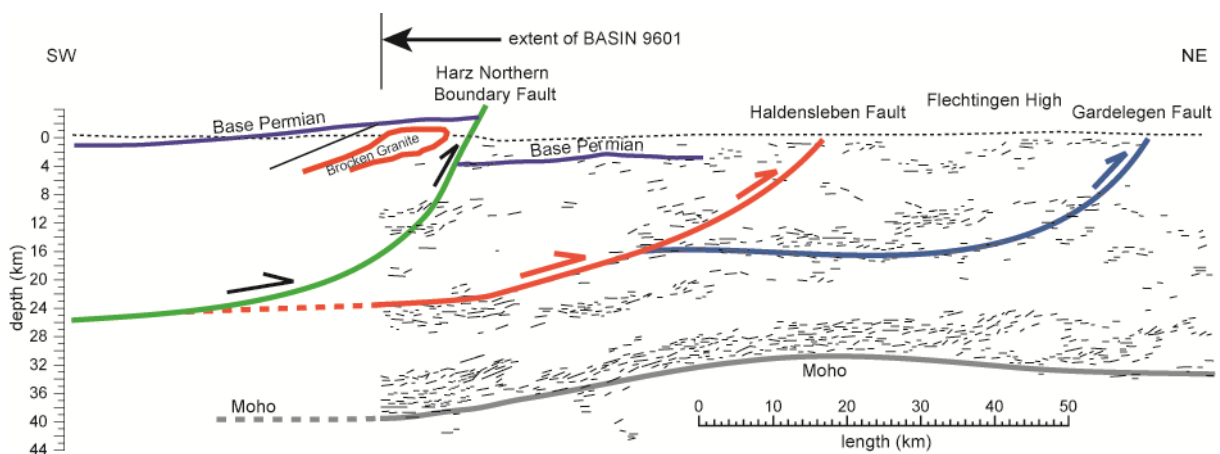


Fig. 1 The fit of the Harz Northern Boundary Fault (HNBF, green) to the Gardelegen and Haldensleben Faults (red and blue, respectively), as interpreted in the DEKORP BASIN 9601 profile. Modified after Tanner and Krawczyk (2017).

Many authors have simply stated that the Mesozoic strata of the Subhercynian Basin were rotated into near vertical attitude by the thrusting. For instance, the steep beds form part of the Devil's wall (Teufelsmauer). However, the major question is here why did footwall bed rotation occur at all and what determines its extent and shape. Further examples of footwall up-bending in front of thrusts can be seen along the Osning Thrust in mid-Germany (Drozdewski and Dölling 2018) and the Franconian Lineament in southern Germany (Tanner et al. 1997). The association between all these occurrences is that they are formed in thick sequences of cover rocks (at least on the footwall side, although cover rocks are found on both sides of the Osning Thrust), and where the fault probably existed in the basement, even before deposition of the cover rocks.

I postulate that footwall rotation occurs because the fault propagated from depth (i.e. probably from within the Pre-Mesozoic basement) to the surface. The propagating fault is preceded a process zone, i.e. a zone in which small-scale deformation occurs, e.g., in the form of fractures and deformation bands, and, in particular, strata are folded (Fig. 2). The process zone can be envisaged as a triangular cone at the tip of the propagating fault. The small-scale deformation structures in the process zone endeavour to kinematically link between the higher, undeformed material that of the faulted material below. The main fold that develops in the process zone has a smooth open profile, which tightens and converges downwards, toward the fault tip (Fig. 2). Because process zones are transient entities, they are rarely described in the geological literature, but they can be seen, for instance, in analogue experiments (McClay 1995), and reproduced by numerical models (Hardy and Ford 1997).

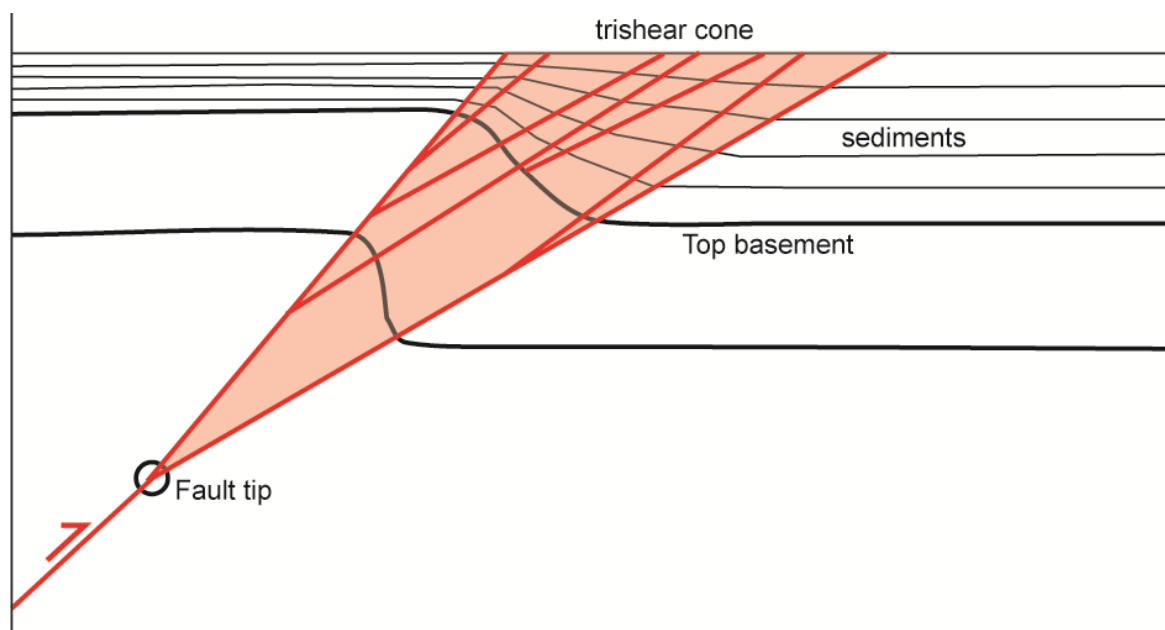


Fig. 2: A sketch of a 40° dipping thrust fault rising up through the basement with its process zone modelled as a trishear cone. Figure based on work by Erslev (1991) and Hardy and Ford (1997). Note the progressively tightening of folds at the base and top of the trishear cone as one moves down towards the fault tip.

Here, I use the trishear method, as first described by Erslev (1991), in which a triangular zone of “trishear” deformation precedes the fault tip, in order to emulate the process zone (Fig. 2). Important parameters are the opening angle and attitude of the trishear zone, and the fault slip to propagation ratio (Coleman et al. 2019). By successfully restoring a fault and thus the footwall and hanging-wall using trishear, the model actually proves that the development of a process zone preceding a propagating fault occurred. Thereby, it is also possible to determine the possible slip to propagation ratio through trial and error. However in the case of the HNBF, it is possible to estimate that the slip to propagation ratio was low (less than 2) because there are at least four unconformities (Santonian to Campanian in the Subhercynian Basin (Voigt et al. 2004)).

The results will be shown for the HNBF fault, together with modelled parameters and conclusions will be drawn about other Cretaceous inversion structures.

References

- Coleman, A.J., Duffy, O.B., Jackson, C.A.L. (2019) Growth folds above propagating normal faults. *Earth-Science Reviews* 196, 102885, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102885>
- DEKORP-Basin Research Group (1999) Deep crustal structure of the northeast German Basin: new DEKORP BASIN 96 deep-profiling results. *Geology* 27, 55–58. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0055:DCSOTN>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0055:DCSOTN>2.3.CO;2)
- Drozdowski, G., Dölling, M. (2018) Elemente der Osning-Störungszone (NW-Deutschland): Leitstruktur einer Blattverschiebungszone. Scriptum online, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen.
- Erslev, E.A. (1991) Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19 (6), 617–620.
- Franzke, H.-J., Voigt, T., von Eynatten, H., Brix, M.R., Burmester, G. (2004) Geometrie und Kinematik der Harznordrandstörung, erläutert an Profilen aus dem Gebiet von Blankenburg. *Geowiss Mitt Thüringen* 11, 39–62.
- Hardy S., Ford M. (1997) Numerical modelling of trishear-fault propagation folding. *Tectonics* 16(5), 841–854.
- McClay K.R. (1995) The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies. In: Buchanan JG, Buchanan PG (eds) Basin inversion. *Geol Soc Lond Spec Pub* 88, pp 97–118. doi:10.1144/GSL.SP.1995.088.01.07
- Tanner, D.C., Behrmann, J.H., Oncken, O., Weber, K. (1998) Three-dimensional retro-modelling of transpression on a linked fault system: the Upper Cretaceous deformation on the western border of the Bohemian Massif, Germany. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (eds) Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geological Society, London, Special Publications* 135, 275–287. doi: 10.1144/GSL.SP.1998.135.01.18
- Tanner, D.C., Krawczyk, C.M. (2017) Restoration of the Cretaceous uplift of the Harz Mountains, North Germany: Evidence for the geometry of a thick-skinned thrust. *International Journal of Earth Sciences* 106/8, 2963–2972. doi: 10.1007/s00531-017-1475-8
- Voigt, T., von Eynatten, H., Franzke, H.-J. (2004) Late Cretaceous unconformities in the Subhercynian Cretaceous Basin (Germany). *Acta Geol Pol* 54, 673–694.

Deep Electromagnetic Sounding for Mineral Exploration – Geologische Bewertung geophysikalischer Daten des Reallabors Oberharz

Christiane Walther^{1,2}, Annika Steuer¹, Robert Schöner², Thomas Günther³

¹ Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover

² Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Hannover

³ Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG), Hannover

*Corresponding author: Christiane.Walther@bgr.de

Mit der steigenden Nachfrage nach mineralischen Rohstoffen steigt auch der Bedarf nach neuen und wettbewerbsfähigen Methoden für die Exploration. Zurzeit werden für die geophysikalische Erkundung aufgrund ihrer Kosten-Nutzen-Effizienz vor allem airborne elektromagnetische Methoden eingesetzt. Dennoch sind reine luftgestützte Methoden wegen der vergleichsweise geringen Sendestärke und der geringen Kopplung mit dem Untergrund nicht für große Eindringtiefen geeignet. Der tiefer gelegene Untergrund kann mit dieser Methode nur schlecht auf Rohstoffvorkommen erkundet werden. Hier setzt die semi-airborne Elektromagnetik (sAEM)-Methode (Abb. 1) an, bei der die Vorteile von bodenbasierten elektrischen Dipol-Sendern mit neuartigen Entwicklungen von luftgestützten Empfängern kombiniert werden.

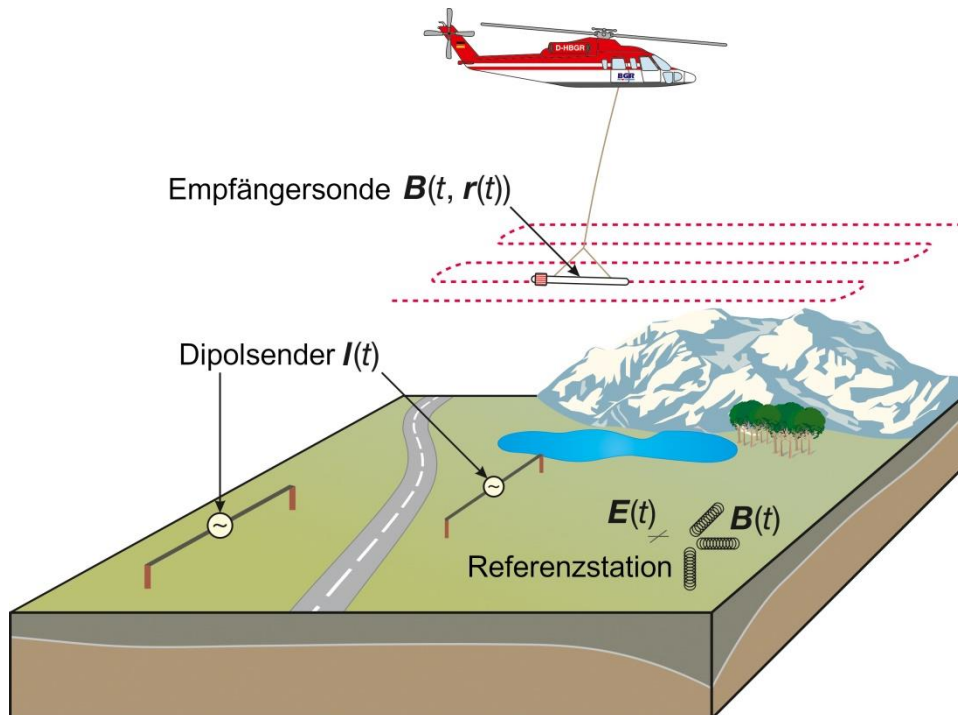


Abb. 1 Schema der sAEM-Methode mit Dipolsendern $I(t)$ am Boden und Empfängersonden in der Luft zur Messung des Magnetfeldes $B(t, r(t))$. Messung von elektrischen und magnetischen Feldern ($E(t)$, $B(t)$) an einer Referenzstation am Boden (modifiziert aus Steuer et al., 2020).

Während der vom BMBF geförderten Projekte DESMEX und DESMEX-II wurden neue Messgeräte für die sAEM entwickelt und getestet. In DESMEX erfolgte die Entwicklung von zwei

verschiedenen Flugsonden (Becken et al., 2020). Die eine Flugsonde basiert auf Induktionsspu-
len, die andere auf SQUID-Magnetometern. Anschließend wurde die Methode erfolgreich am
Bergaer Sattel (Thüringen) (Smirnova et al. 2019, Steuer et al. 2020) und in Kiruna (Nord-
Schweden) (Smirnova et al. 2020) getestet. Auf den gewonnenen Ergebnissen baut DESMEX-II
auf. Durch neue technische Innovationen wurde in DESMEX-II das sAEM-Verfahren deutlich in
seiner Leistungsfähigkeit und Effizienz erweitert und an verschiedenen Untersuchungsobjekten
eingesetzt, z.B. an einer Graphitlagerstätte in Kropfmühl (Bayrischer Wald) (Moerbe et al. 2021).

In dem Verbundprojekt DESMEX-REAL sollen nun die neu entwickelten Messsonden in
einem Reallabor angewandt werden. Dabei entsteht in der „Altbergbauregion Oberharz“ ein Ex-
perimentierfeld, in dem die Erfahrung und das Wissen aus den Archiven des bisherigen Berg-
baus mit modernsten geophysikalischen Messmethoden für die effiziente Erkundung von tiefen
Rohstoffvorkommen verbunden werden.

Verbundpartner sind neben der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
(BGR) und dem Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), die Universitäten Mün-
ster und Köln, die Technische Universität Clausthal (TUC), die Leibniz-Institute für Angewandte
Geophysik (LIAG) und für Photonische Technologien (Leibniz-IPHT), sowie die Firmen Supra-
con AG, IMAR Navigation GmbH und die Geologische Landesuntersuchung GmbH Freiberg
(GLU). Assoziierte Partner sind die Firmen terratec geophysical services GmbH and Co. KG,
DMT GmbH and Co. KG und die Harzwasserwerk GmbH. Gefördert wird das Projekt vom
BMBF.

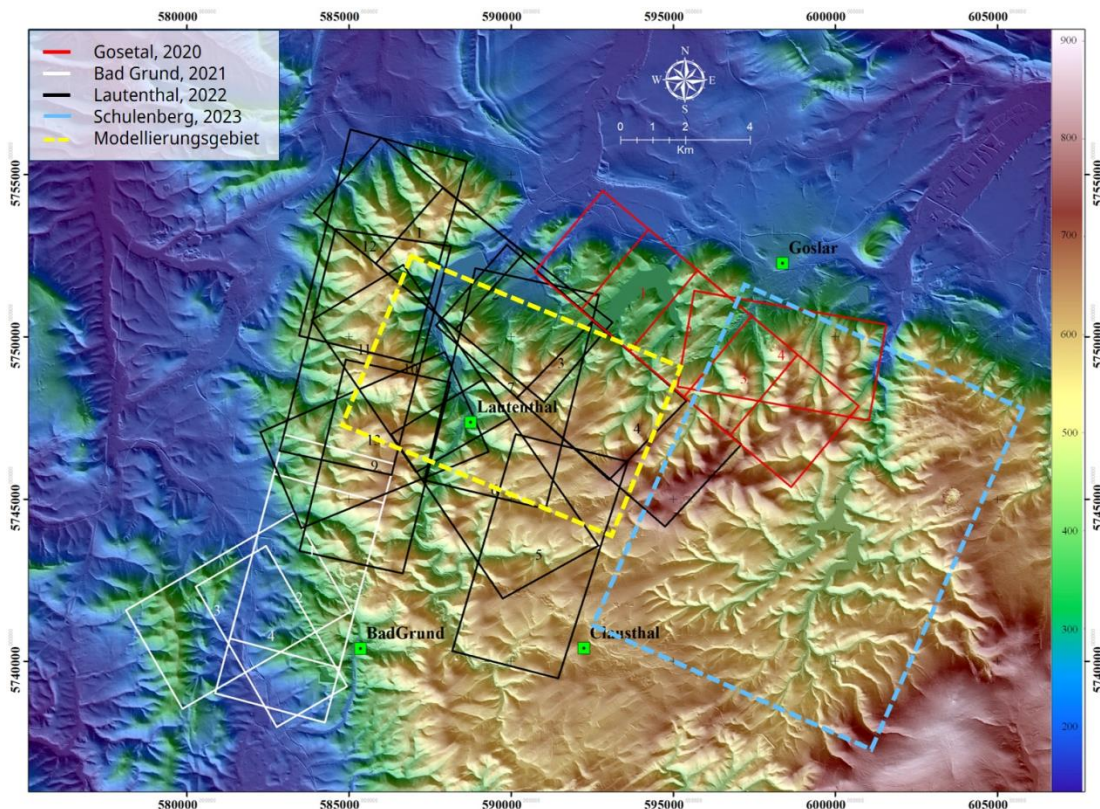


Abb. 2 Überblick über die Befliegungsgebiete der DESMEX-II und DESMEX-REAL-Messkampagnen im Oberharz und am Harzrand (modifiziert von LIAG-Website)

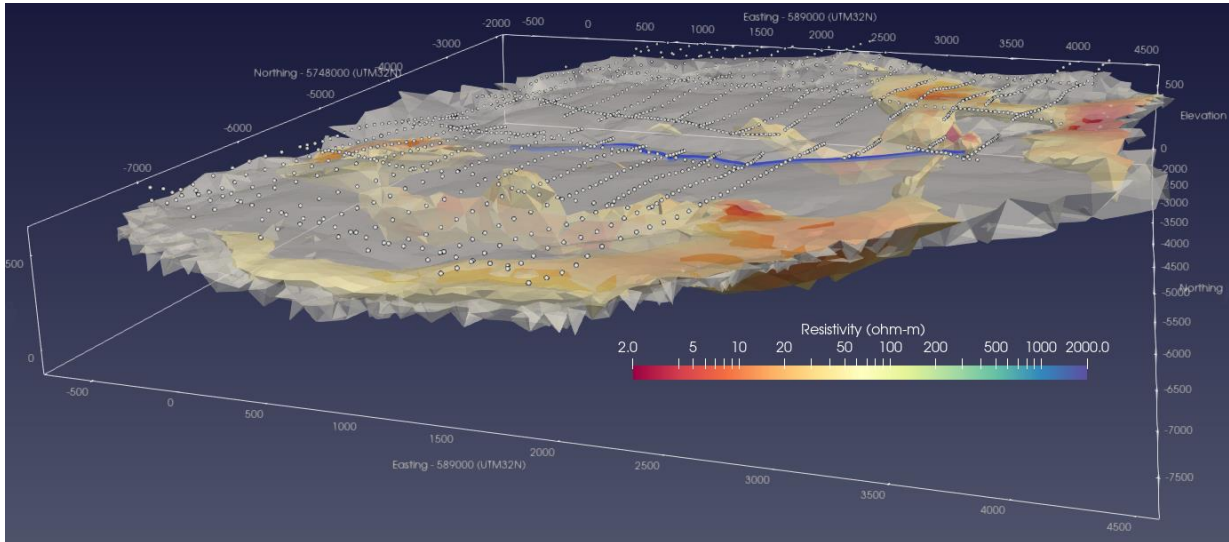
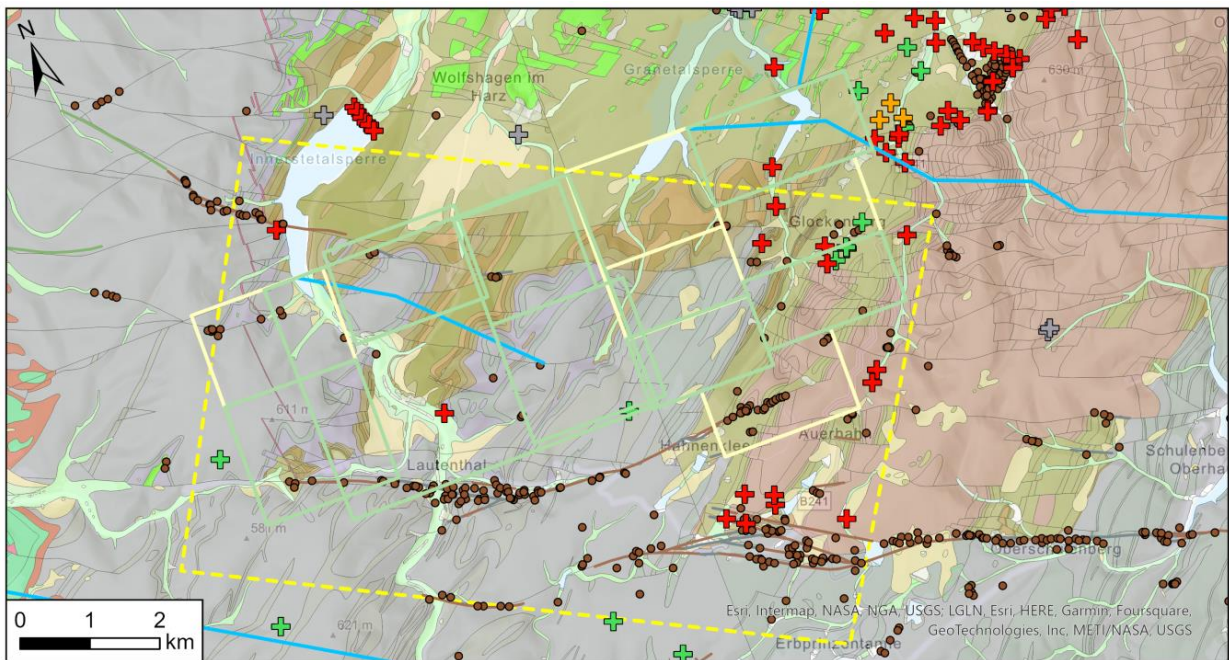


Abb. 3: 3D-Leitfähigkeitsverteilung im Bereich Spiegelthal zwischen Wildemann (linker Bildrand) und Clausthal (rechter Bildrand) mit Sendedipol (blau) und Empfängerpositionen (Kreise) (LIAG).



Vorschlag Modellierungsgebiet

--- Vorschlag Modellgebiet 3D Geologie

Vorhandene Daten

Archivunterlagen

2: Qualität gut

3: Qualität okay

— geologische Profilschnitte (Auswahl LBEG)

Bohrungen >50 m mit Geophysik

⊕ (JA)

⊕ JA

⊕ NEIN

⊕ Noch nicht bewertet

● AP Strecken, Stollen, Schächte

Gänge

— Gegentaler Gangzug: erzführend

— Gegentaler Gangzug: tauber Gang

— Gegentaler Gangzug: Schwerspat Gang

Abb. 4 Ausschnitt aus dem QGIS-Projekt mit den für die 3D-Modellierung relevanten Daten, welche in einer Datentabelle gesammelt werden.

Im September 2022 fand für die räumliche Erkundung des Oberharzes eine erste saEM Messkampagne (Abb. 2) mit dem BGR-Hubschrauber statt. Zwei weitere Befliegungen folgen im September 2023 und Herbst 2024. Ergänzend finden an ausgewählten Standorten Drohnenbe-

fliegungen im sAEM-Verfahren und hochauflösende Messungen mittels Bodengeophysik statt. Im Anschluss wird aus den Messergebnissen der sAEM ein 3D-Untergrundmodell (Abb. 3) bis in 1000 m Tiefe abgeleitet.

Im Teilvorhaben der BGR soll dieses gewonnene 3D-Leitfähigkeitsmodell in einem ausgesuchten Teilgebiet geologisch und lagerstättenkundlich bewertet werden. Dafür wird vom LBEG in Zusammenarbeit mit der BGR, der TUC und der GLU ein geologisches 3D-Strukturmodell entwickelt.

Die Grundlagen für das Modell bilden geologische Informationen aus den Geoinformationssystemen und Archiven des LBEG, Archivunterlagen des Altbergbaus sowie gezielt gewonnene, moderne Rohstoffdaten. Letztere werden unter anderem aus den Bohrkernen des Bundesbohrprogramms Westharz aus den 1980ern gewonnen. Das Archivmaterial wird einer Qualitätsprüfung unterzogen und gezielt nach Informationsgehalt und Nutzen gewichtet. Dabei ist ein wichtiger Punkt die Plausibilitätsprüfung von Bohrungen zusammen mit der gezielten Suche nach vorhandener Bohrlochgeophysik. Alle gesammelten Informationen werden anschließend in einer Datenbank abgelegt sowie in einem GIS-Projekt (Abb. 4) dargestellt. Diese Datenbank ist die Grundlage für die Entwicklung des geologischen 3D-Strukturmodells und die anschließende geologische Bewertung.

Das Gesamtziel des Reallabors Oberharz ist die Erprobung und Vermittlung der Prozesskette von geophysikalischer und geologischer Erkundung bis Bewertung in der Praxis.

Literatur

- Becken, M., Nittinger, C.G., Smirnova, M., Steuer, A., Martin, T., Petersen, H., Meyer, U., Mörbe, W., Yogeshwar, P., Tezkan, B., Matzander, U., Friedrich, B., Rochlitz, R., Günther, T., Schiffler, M., Stolz, R. and the DESMEX Working Group, 2020. DESMEX: A novel system development for semi-airborne electromagnetic exploration. *Geophysics*, DOI: [10.1190/geo2019-0336.1](https://doi.org/10.1190/geo2019-0336.1)
- Moerbe, W., Yogeshwar, P., Tezkan, B., Kotowski, P., Thiede, A., Becken, M., Steuer, A., Petersen, H., Schiffler, M., Stolz, R., Tauchnitz, M., Rochlitz, R., Günther, T. (2021) Deep mineral exploration using semi-airborne electromagnetics: Results from a graphite deposit. 29. Schmucker-Weidelt-Kolloquium für Elektromagnetische Tiefenforschung, virtuell, 27.-01. Oktober 2021.
- Smirnova, M. V., Becken, M., Nittinger, C., Yogeshwar, P., Mörbe, W., Rochlitz, R. and DESMEX Working Group (2019) A novel semiairborne frequency-domain controlled-source electromagnetic system: Three-dimensional inversion of semiairborne data from the flight experiment over an ancient mining area near Schleiz, Germany. *Geophysics*, 84(5), E281-E292. DOI: [10.1190/geo2018-0659.1](https://doi.org/10.1190/geo2018-0659.1)
- Smirnova, M., Juhonjntti, N., Becken, M., Smirnov, M. and the DESMEX WG (2020) Exploring Kiruna iron ore fields with large-scale, semi-airborne, controlled-source electromagnetics. *First Break*, 38, DOI: [10.3997/1365-2397.fb2020070](https://doi.org/10.3997/1365-2397.fb2020070)
- Steuer, A., Smirnova, M., Becken, B., Schiffler, M., Günther, T., Rochlitz, R., Yogeshwar, P., Mörber, W., Siemon, B., Costabel, S., Preugschat, B., Ibs-von Seht, M., Zampa, L.S. and Müller, F. (2020) Comparison of novel semi-airborne electromagnetic data with multi-scale geophysical, petrophysical and geological data from Schleiz, Germany. *Journal of Applied Geophysics*, 182, DOI: [10.1016/j.jappgeo.2020.104172](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2020.104172)
- https://www.bgr.bund.de/DE/Themen/GG_Geophysik/Aerogeophysik/Projekte/laufend/DESMEX-REAL/DESMEX-REAL.html?nn=2061574
- <https://www.leibniz-liag.de/forschung/projekte/desmex-real.html>

Silurian/Early Devonian arc-type magmatism in the Rhenohercynian Domain - first evidence in xenoliths of the Bode dike (Harz Mountains, Germany)

Zeh, A.*¹, Friedel, C.-H.², Tietz, O.³, Dunkl, I.⁴

¹ KIT - Karlsruhe Institute of Technology, Institute for Applied Geoscience, Mineralogy and Petrology, Adenauerring 20b, Geb. 50.4, D-76131 Karlsruhe, Germany.

² Karl-Marx-Str, 56, 04158 Leipzig, Germany

³ Senckenberg Museum for Natural History Görlitz, Am Museum 1, 02826 Görlitz, Germany

⁴ Georg-August-University Göttingen, Geoscience Center, Department of Sedimentology and Environmental Geology, Goldschmidtstrasse 3, D-37077 Göttingen, Germany

*Corresponding author: armin.zeh@kit.edu

Very little is currently known about the lower crust of the Harz Mountains as part of the Rhenohercynian zone of the Variscan orogen. One way to increase this knowledge is through xenoliths in igneous rocks, which may provide important clues to the composition of the deep subsurface. We present results of petrologic, geochemical, zircon U-Pb geochronology, and zircon Hf isotope studies on metagranite xenolith samples from the Bode dike derived from the crystalline basement of the Paleozoic Harz Mountains. The Bode dike system consists of two subparallel E-W striking dikes, the southern kersantitic branch (Treseburg dike), and the northern rhyolitic Bode dike exposed along the Bode valley west and east of the Ramberg granite plutone (Tietz 1995, 1996). The dikes belong to late to postorogenic plutonic and volcanic activities during the Late Carboniferous/Early Permian reorganization of the Variscan consolidated crust (e.g. Zech et al. 2010).

Lithology and whole-rock geochemistry

About 1 km west of the Ramberg pluton, the Bode dike consists of composite, rhyolitic (granite porphyry), microgranitic and microgranodioritic intrusions, the latter are younger and contain numerous xenoliths along the Gewitterklippen outcrop (Figs. 1, 2). Besides contact metamorphic altered metasediments, also amphibolites, gneiss and granitoids occur (Tietz 1996). Striking are granitoid xenoliths up to more than several cubic meters in size, which are deformed to different degrees up to orthogneiss (Fig. 2a, b). The investigated samples are coarse grained quartz bearing two-feldspar granites with subordinate mica content. Sample GK1 is a coarse grained metagranitoid with distinct cataclastic texture and granoblastic fabric. The samples GK7 and GK8 are also foliated and transect by shear zones, whereas samples GK2 and GK5 show no visible deformation. In thin section, samples GK7 and GK8 contain alkali-feldspar with microperthitic textures, while samples GK2 and GK5 are characterized by intense granophyric quartz-K-feldspar intergrowths.

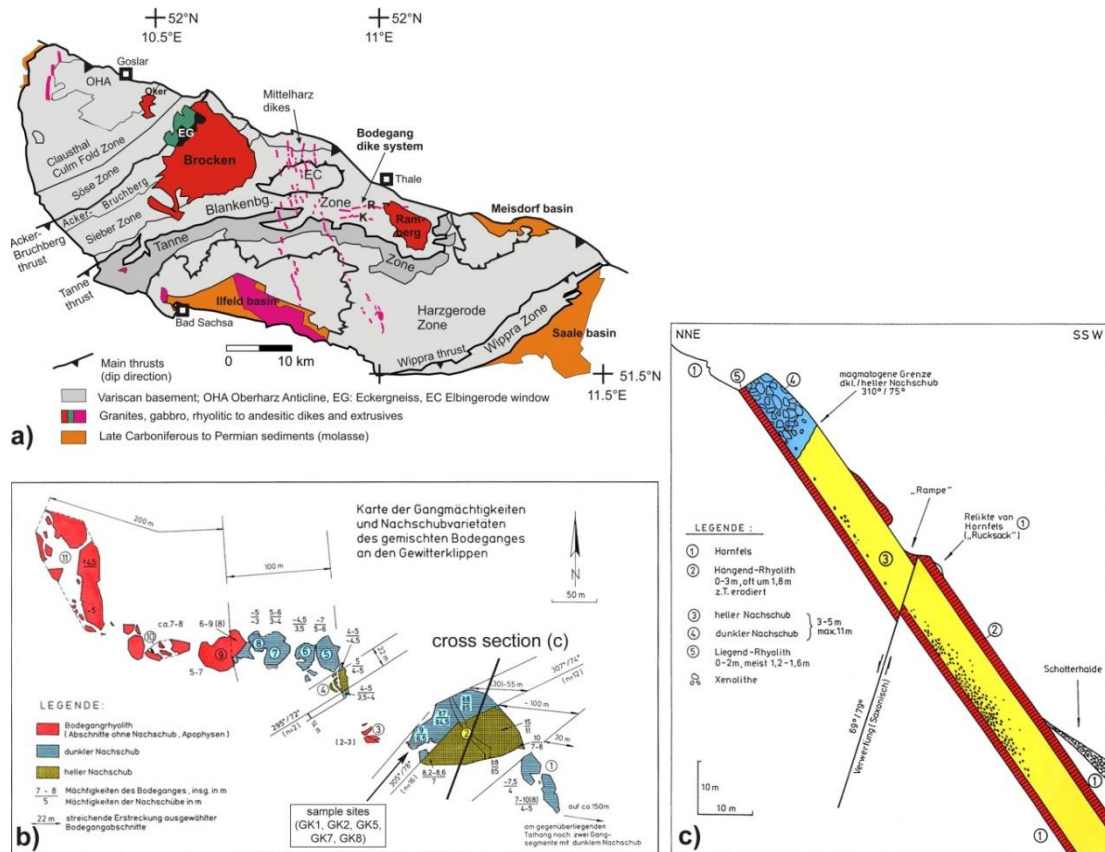


Fig. 1 a) Position of the mainly E-W striking Bode dike system in the central part of the Harz Mountains west of the Ramberg granite pluton. **b)** Map of rock variations of the dike at the Gewitterklippen outcrop. **c)** Cross-section of the dike illustrating the age relationships of rhyolitic (2, 5), bright microgranitic (3) and dark microgranodioritic intrusions (4), the last two containing xenoliths (see text). **b, c** from Tietz (1996).

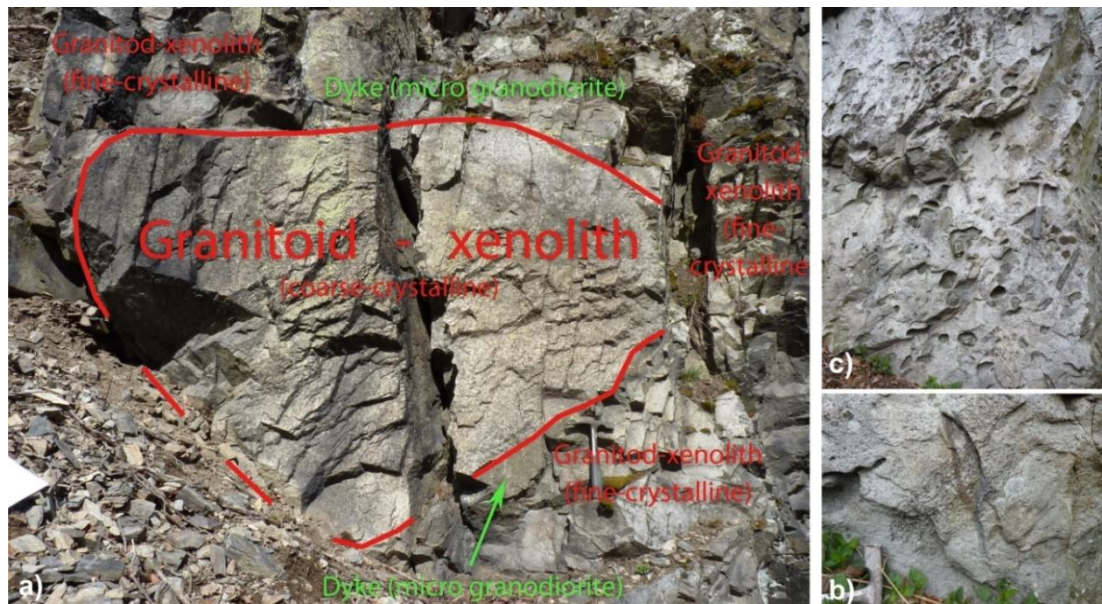


Fig. 2 Photographs of xenoliths. **a)** One of the large metagranite xenoliths, enclosed in the microgranodiorite intrusion. **b)** Gneiss xenolith (orthogneiss) and **c)** lithologically different xenoliths enclosed in the microgranitic intrusion. See hammers for scale.

No geochemical data exist for sample GK1, all other granite samples show high silica contents ($\text{SiO}_2 = 72.5$ to 75.1 wt%), and medium to high alkali contents ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.2$ to 8.7 wt%). According to the major element composition all samples are classified as peraluminous, magnesian and are of calc-alkalic (GK7, GK8) or alkali-calcic (GK2, GK5) composition. The trace element patterns of the granitoids normalized to primitive mantle are similar, and characterised by relative depletion in Ba, Nb, Ti, Sr and P, and enrichment in Pb (Fig. 3a). The chondrite-normalized REE patterns are also similar. They reveal negative europium anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_N = 0.27$ - 0.5), enrichment of LREE over HREE [$(\text{La}/\text{Yb})_N = 7.1$ - 13.2] and a moderate fractionation of HREE [$(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.4$ - 2.3] (Fig. 3b). In discrimination diagrams for geotectonic setting they always plot in the fields for volcanic arc granites (Fig. 4a, b). Trace element and REE pattern especially of the samples GK7 and GK8 closely resemble to the Orthogneisses of the Northern Ruhla Crystalline. The protoliths of these orthogneisses are interpreted as Volcanic Arc Granites (Zeh and Will 2010) that intruded at 423 Ma (+6 Ma) into early Paleozoic metasediments of Baltic affinity (Brätz 2000, Zeh and Gerdes 2009, Zeh and Will 2010).

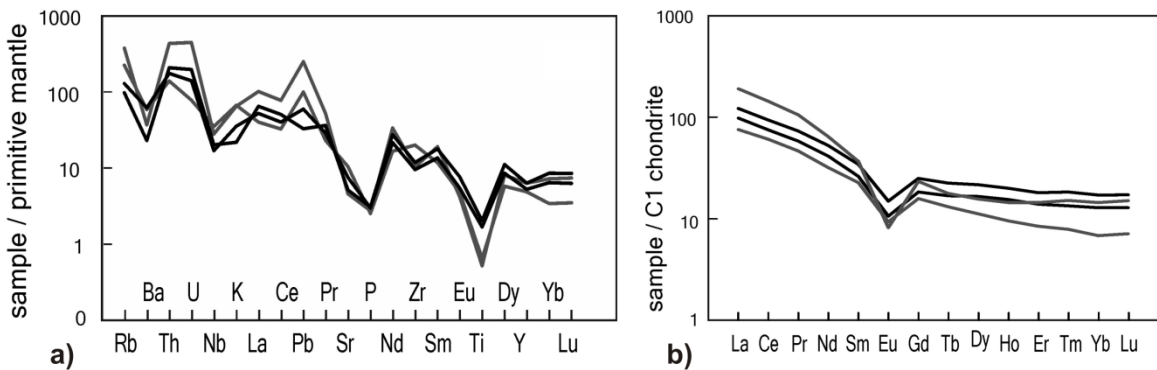


Fig. 3 **a)** Rare earth element patterns of granites normalized to C1 chondrite after McDonough and Sun (1995). **b)** Trace element composition of granites normalized to primitive mantle after McDonough and Sun (1995).

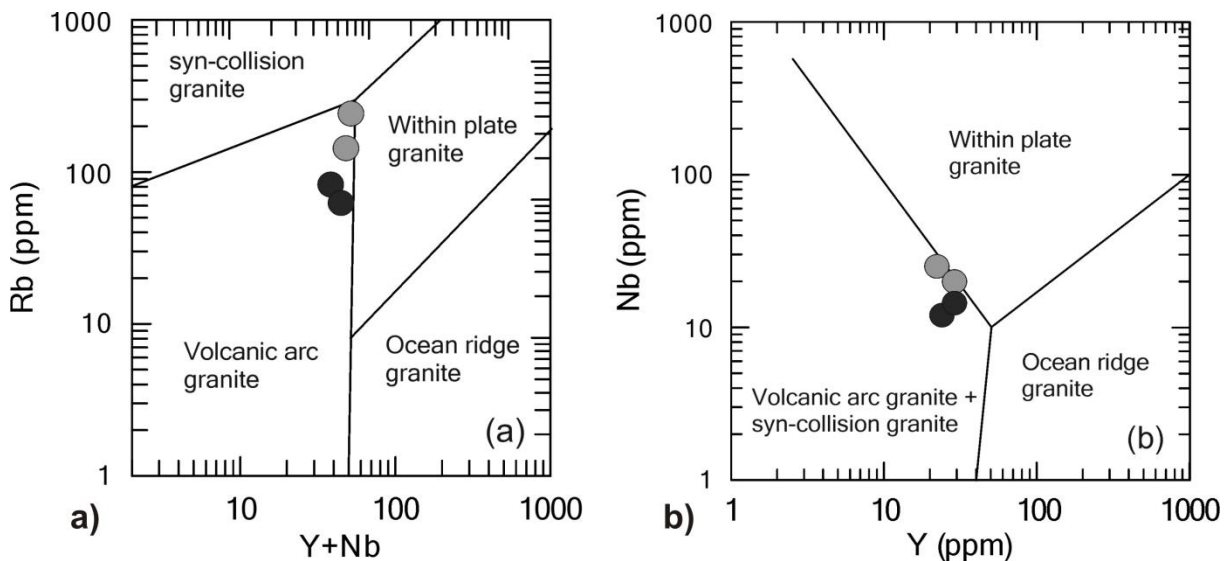


Fig. 4 Discrimination diagrams **(a)** Rb-(y+Nb) and **(b)** Nb-Y for granites after Pearce et al. (1984). (black dots: granitoid samples GK7, GK8, grey dots: granophyric granites GK2, GK5).

Results of zircon U-Pb dating

Most of the zircons display an euhedral prismatic shape and are dominated by oscillatory zoning, showing commonly no damages or inclusions and regular, probably magmatic CL pattern. The Th/U ratios of zircons plot between 0.2 and 1.4, but are mostly < 1.0. The lowest ratio shows sample GK2 (<0,1) pointing to Pb loss which is also suggested by the totally reset age data (see below).

A first dating by Pb-Pb single zircon evaporation method revealed a mean age of 378 Ma \pm 10 Ma for the metagranitoid sample GK1 (Tietz et al. 2005). Meanwhile, sample GK1 and additional samples have been investigated using in situ U-Pb dating by laser-ablation sector-field inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-SF-ICP-MS). The re-dating of sample GK1 by U-Pb geochronology yield an age of 392.9 Ma, +4.8/-1.7 Ma (TuffZirc age, 96.1% confidence, coherent group of 9 of 20 zircons, Fig. 5a). The U-Pb dating of the new samples GK7 and GK8 defines similar concordia ages of magmatic zircons of 417 and 419 Ma (Table 1 and Fig 5b).

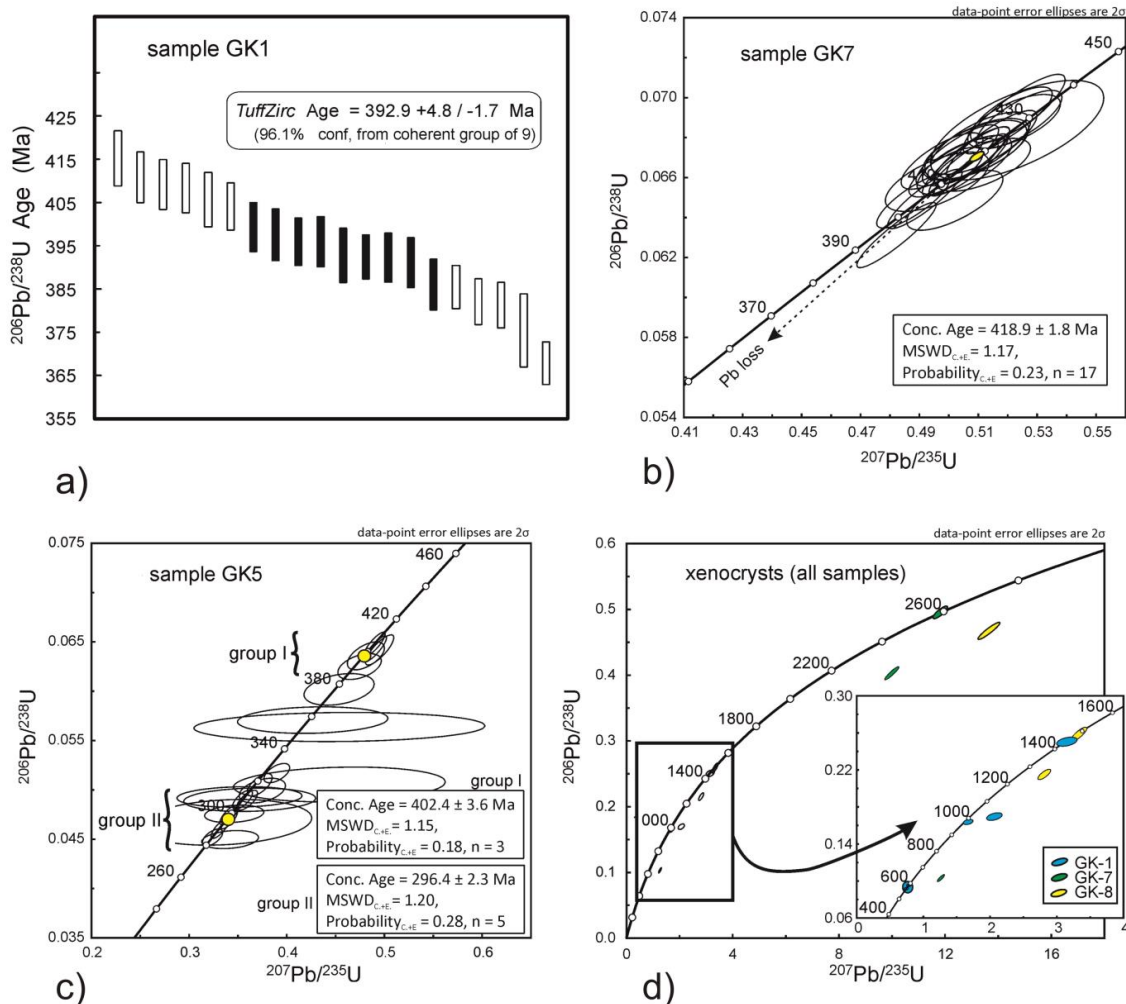


Fig. 5 Results of U-Pb dating of zircon grains from granite xenoliths of the northern Bode dike represented as TuffZirc Age plot (a) and in Wetherill diagrams (b-d).

In the two granophyric granite samples (GK2, GK5), the isotopic system was completely or partially reset by Late Carboniferous or younger overprints (Table 1). Sample GK5 contains a complex zircon population, which can be subdivided into at least two groups, based on U-Pb

ages and morphologies (Fig. 5c). Group I comprises euhedral zircon grains dominated by {101} pyramids, which yield Devonian $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages ranging from 404 ± 6 to 391 ± 7 Ma. The youngest age of 391 ± 7 Ma was obtained from a rim, perhaps formed during a somewhat younger magmatic event. Group II zircon grains are dominated by {211} pyramids, which are more or less corroded, and reveal Late Carboniferous to Early Permian ages (Table 1, Fig. 5c). The most reliable U-Pb analyses, i.e., from grains with a high degree of concordance (90-100%) yield $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages between 308 ± 5 and 285 ± 4 Ma ($n=8$). Five of these analyses give a concordia age of 296.4 ± 2.3 Ma, which is interpreted to represent granophyre granite magma crystallization. Ages between c. 390 and c. 296 Ma perhaps result from a creeping, differential Pb-loss, that affected the Devonian zircon population during early Permian magmatism. In summary, combined information from zircon images and U-Pb ages suggest that the granophyric granite GK5 emplaced and crystallized during the Late Carboniferous/Early Permian and obviously was formed by re-melting of Devonian granite basement.

The amount of inherent zircons in the samples is generally low. Inherited zircons were observed only in samples GK1, GK7 and GK8. In samples GK7 and GK8, the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of inherited zircons are 1500, 2600, and 2900 Ma, respectively (all discordant, Fig. 5d). The 5 of 25 spots in sample GK1 support an age of about 1400 Ma, but also reveal ages of about 580 and 1000 Ma (Fig. 5d).

Table 1 Summary of rock types, ages and Hf isotope compositions

Sample	rock	texture	AGE ^a (Ma)	$\pm 2\sigma$	MSWD _{CE}	Prob _{CE}	n	n ^b (all)	n ^c (xeno)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$	$\pm 2\sigma$	ϵHf_i	$\pm 2\sigma$	n	interpretation
GK1	granite	granular	392.9*	+4.8/-1.7			9	25	5	not analysed					emplacement age
GK2	granite	granophyric	age reset at <260 Ma						5		not analysed				
GK5	granite	granophyric	402.4	3.6	1.15	0.18	3	23		0.282439	0.000043	-3.3	1.4	4	reworked basement
		<i>group I</i>	296.4	2.3	1.20	0.28	5	23		0.282454	0.000031	-5.0	1.2	5	crystallisation age
GK7	granite	gneissic	418.9	1.8	1.17	0.23	17	27	3	0.282455	0.000067	-2.4	2.7	6	emplacement age
GK8	granite	gneissic	417.7	1.8	1.30	0.10	16	25	3	0.282448	0.000017	-2.7	0.8	6	emplacement age

a - concordia age, * weighted "Tuff zircon AGE"

b - number of all grains analysed per sample

c - number of xenocryst zircon (>500 Ma)

d - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (>80-100% concordance)

MSWD_{CE} - Mean Square Weighted Deviation (of concordance and equivalence)

Prob_{CE} - Probability (of concordance and equivalence)

Results of zircon Lu-Hf isotope analyses

The granophyric granite sample GK5, and the two gneissic granite samples GK7 and GK8 were chosen for zircon Lutetium-Hafnium isotope analyses carried out with a Resolution M-50 193nm ArF Excimer laser system coupled to a Thermo-Scientific multicollector (MC)-SF-ICP-MS (Neptune Plus) at FIERCE Frankfurt/Main. Taken together, magmatic zircon grains of all three samples (9 spots in GK5, 8 spots in GK7, and 9 spots in GK8) show overlapping $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ ratios (Table 1). These ranges between 0.282439 ± 0.000043 (sample G5 – group I) and 0.282455 ± 0.000067 (sample G7), and correspond to $\epsilon\text{Hf}_{410\text{Ma}}$ between -2.4 ± 2.7 and -3.3 ± 1.4 (or $\epsilon\text{Hf}_{295\text{Ma}}$, -5.0 ± 1.2), and two-stage Hf model ages between 1.25 ± 0.14 Ga and 1.30 ± 0.06 Ga (all errors are 2 sigma). Significantly lower $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ ratios between 0.280909 and 0.281935 were only obtained from zircon xenocrysts, corresponding to Hf model ages between 2.17 and 3.29 Ga. The source of the zircon xenocrysts is ambiguous. Based on their ages, these could result from

the reworking of Cadomian orthogneisses (e.g. Dörr and Stein 2019), but also from (meta)sedimentary rocks deposited at <565 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of the youngest xenocryst in sample GK1). Because grains of 580±20 Ma are relative abundant in rocks of Avalonian affinity (Warstein paragneiss, Dörr and Stein 2019, Lower Cambrian to Silurian sediments of the Brabant Massif, Linnemann et al 2012, Willner et al. 2013), xenocrysts with ages of 570–600 Ma, c. 1.5 Ga and 2.6–2.9 Ga in the Bode dike xenoliths point to the assimilation of Avalonia-derived sediments, which is also supported by overlap in age-Hf isotope data.

Implications for Rheic ocean closure and crustal evolution beneath the eastern Harz Mountains

Xenoliths recovered from the post-Variscan Bode dike provide evidence for the existence of a late Silurian–early Devonian magmatic arc system hidden beneath very low-grade metasedimentary rocks of the Rhenohercynian Zone, but also for Late Carboniferous–Early Permian crust reworking. U–Pb zircon dating from variably deformed granite xenoliths yields ages between 419 and 393 Ma interpreted to reflect the timing of granite intrusion. Two groups of Zircon ages in one granite sample with granophyric textures (400 Ma, and 295–310 Ma) indicate re-melting of Silurian/Devonian granites during the late Carboniferous – early Permian, and overlaps within analytical error with an U–Pb zircon age of 295.0 ± 4.5 Ma, recently presented for the Ramberg pluton by Linnemann et al. (this volume). This overlap and field relationships indicate that the Bode dike system formed immediately prior to Ramberg pluton emplacement.

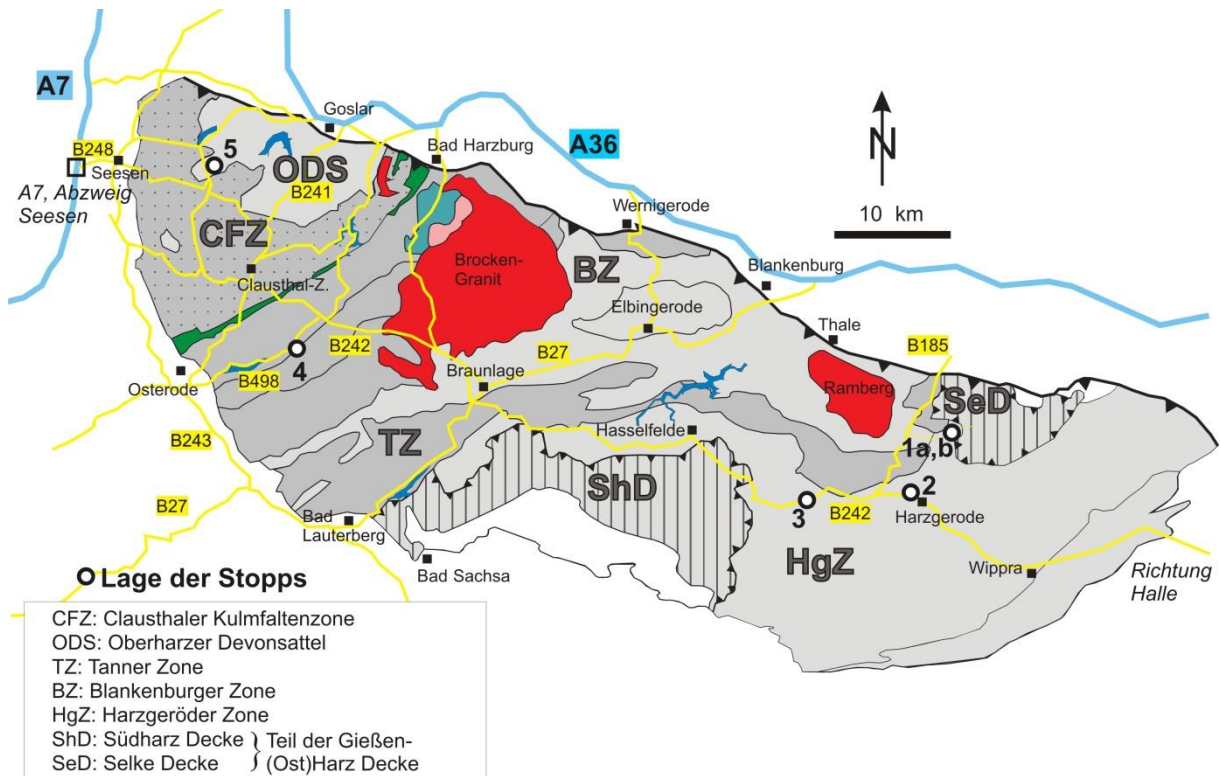
Rare zircon xenocrysts of Archean (ca. 2.92–2.65 Ga) and Proterozoic age (ca. 1.5 to 0.56 Ga), all with subchondritic $\epsilon\text{Hf}_{420 \text{ Ma}}$ values (–0.8 to –5.5) indicate reworking of older crust. Compilation of age–Hf isotope data further suggests that the pre-Variscan granitoids beneath the Harz Mountains belong to the same magmatic arc system exposed widespread in the adjacent Mid-German Crystalline Zone and Northern Phyllite Zone interpreted to result from NW-ward subduction of the Rheic ocean beneath Avalonia–Baltica (for compilations see Franke 2000; Zeh and Will 2010; Dörr and Stein 2019, Kirchner and Albert 2020). The metagranite xenoliths of the Bode dike in the Harz Mountains represent the most northwestern occurrence of Silurian/Early Devonian magmatic arc rocks to date. The metagranite xenoliths of the Bode dike in the Harz Mountains represent the most northwestern occurrence of Silurian/Early Devonian magmatic arc rocks to date and document considerable reworking of this arc, probably in the course of the Variscan collision.

References

- Dörr W, Stein E (2019) Precambrian basement in the Rheic suture zone of the Central European Variscides (Odenwald). *Int J Earth Sci* 108: 1937–1957. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01741-7>
- Franke, W. (2000) The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. and Tanner, D. (Eds.), *Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 179, 35–61. . <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.03.005>
- Kirchner, F., Albert, R. (2020) New detrital zircon age data reveal the location of the Rheic suture in the Mid-German Crystalline Zone (Spessart and Odenwald Crystalline Complexes). *International Journal of Earth Sciences* (2020) 109:2287–2305. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01899-5>
- Linnemann U, Herbosch A, Liégeois J-P, Pin C, Gärtner A, Hofmann M (2012) The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: a review with new zircon ages, geochemistry, Sm–Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. *Earth Sci Rev* 112: 126–154

- 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 Publications*, 542, <https://doi.org/10.1144/SP542-2023-52>
- McDonough WF, Sun S-S (1995) Composition of the Earth. *Chem Geol* 120: 223-253
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- Tietz O (1995) Zur Geologie des Bodeganges an den Gewitterklippen bei Thale/Harz. In: Schwab M (eds) 9. Rundgespräch Geodynamik des europäischen Variszikums. *Zbl Geol Paläont*, Teil 1, 1993: 1574-1576
- Tietz O (1996) Zur Geologie, Geochemie, Zirkon- und Xenolithführung des Bodeganges an den Gewitterklippen bei Thale (Harz), sowie vergleichende Untersuchungen zur Zirkontypologie benachbarter permosilesischer Magmatite. *Abh Ber Naturkundemus Görlitz* 69/4: 1-100
- Tietz, O., Ehling, B.-C. and Tichomirowa, M. (2005) Erste radiometrische Altersbestimmung eines Granitoid-Xenoliths vom Bodegang im Harz. In: Friedel, C.-H. and Lorenz, A. (Hrsg.) *Exkursionsf. u. Veröff. DGG*, 227: 28-30
- Willner A.P., Barr SM., Gerdes, A., Massonne, H.J., White, C.E. (2013) Origin and evolution of Avalonia: evidence from U–Pb and Lu– Hf isotopes in zircon from the Mira terrane, Canada, and the Stavelot-Venn Massif, Belgium. *J Geol Soc Lond* 170: 769–784
- Zech, J, Jeffries, T, Faust, D, Ullrich, B., Linnemann, U. (2010) U/Pb-dating and geochemical characterization of the Brocken and the Ramberg Pluton, Pluton, Harz Mountains, Germany. *Geologica Saxonica*, 56/1: 9-24
- Zeh, A, Will, T.M. (2010) The Mid-German Crystalline Zone. In: Linnemann U, Romer R (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart: pp 195-220

Exkursionsführer / Excursion guide



Stops 1a und 1b: Tektonisch fragmentierte Harzsynkalkblöcke im Selketal östlich Mägdesprung (Klausberg, Unt. Scheerenstieg)

Stopp 2: Stratigraphie und Tektonik am Schneckenberg (Harzgerode)

Stopp 3: Das Harzsynkalkvorkommen von Güntersberge – tektonische Scherlinie statt Olistolith

Stopp 4: Neue Daten zur Tektonik des Acker-Bruchberges und des Aller-Zuges

Stopp 5: Internes Gefüge und Kinematik einer Variszischen Überschiebung - die Sparenberg-Brekzie bei Lautenthal

Stops 1a, 1b: Tektonisch fragmentierte Herzynkalkblöcke im Selketal östlich Mägdesprung (Klausberg, Unt. Scheerenstieg)

Friedel, C.-H.¹ and Cunäus, E.L.²

1) Karl-Marx-Str, 56, 05148 Leipzig, chfriedel@gmx.de

2) Baugrunduntersuchung Naumburg GmbH, Wilhelm-Franke-Str. 11, 06618 Naumburg, info@baugrunduntersuchung-naumburg.de

Stopp 1a Klausberg

Lokation

Kalksteinklippe am oberen Hangweg am W-Hang des Klausbergs, Zugang über Küstergrund NW-lich der ehemaligen Schneidemühle

Geogr. N 51.674882 E 11.166019, UTM (32N) E 649765, N 5727100

Geologische Karte 1:25.000, Blatt Nr. 4333 Pansfelde

Stratigraphie, Lithologie und Strukturbau

Am SW-Hang des Klausberges, nahe der Basis der Selke-Decke, wurde von Reichstein (1965) ein Bereich auskartiert, der sich durch große lithologische Vielfalt auszeichnet. In enger Nachbarschaft sind isolierte Vorkommen unter- bis oberdevonischer Herzynkalke, Lagen, Linsen und Blöcke aus Grauwacke, Quarzit und Kieselschiefer sowie am Südrand außerdem noch Silurschiefer nachgewiesen worden (Abb. 1). Der Kieselschiefer ist oberdevonisch, die Grauwacken, Quarzite und Tonschiefer sind undatiert. Aufgrund der lithologischen und stratigraphischen Vielfalt sowie vermeintlicher slump-Strukturen hat Reichstein (1965) dieses Vorkommen als typisches Beispiel für Olisthostrom-Ablagerungen in der Harzgeröder Zone (Harzgeröder Olisthostrom) interpretiert.

Am oberen Hangweg ist ein großer Herzynkalkblock auf ca. 25 m Länge und bis ca. 20 m Breite klippenartig aufgeschlossen. Es handelt sich um Kalksteine des tieferen Ober-Ems, die in einen jüngeren und älteren Abschnitt unterteilt sind (Hüneke and Ruchholz 1996, Hüneke 1997, Abb. 2). Der Kalksteinklippe ist vollständig in schiefriges Nebengestein eingebettet und wird daher als Kalksteinblock aufgefasst. Der Block wird im Westen von stark deformierten oberdevonischen Kieselschiefern und im Ostteil von Tonschiefer und Grauwacken unbekanntes Alters begrenzt. Die Kalksteinklippe ist gefaltet, geschiefert und wird von Störungen begrenzt und durchsetzt (Abb. 2). Die Schieferung ist in den tonarmen, meist bankigen Kalksteinen nur undeutlich als flaserige Drucklösungsflächen ausgebildet, die im cm-Abstand auftreten können (Abb. 3). Entsprechend selten und undeutlich ist das Schnittlinear mit der Schichtung ausgebildet. Eine Vorzugsregelung der Komponenten ist nur in tonreicheren Anteilen vorhanden, in den massigen Lithotypen fehlen Hinweise auf Schieferung. Diese Schieferung bildet die erste Schieferung (s1) im Kalkstein. Ihre Lage ist etwas uneinheitlich, aber entspricht der generellen Anordnung der regionalen ersten Schieferung (Abb. 4).

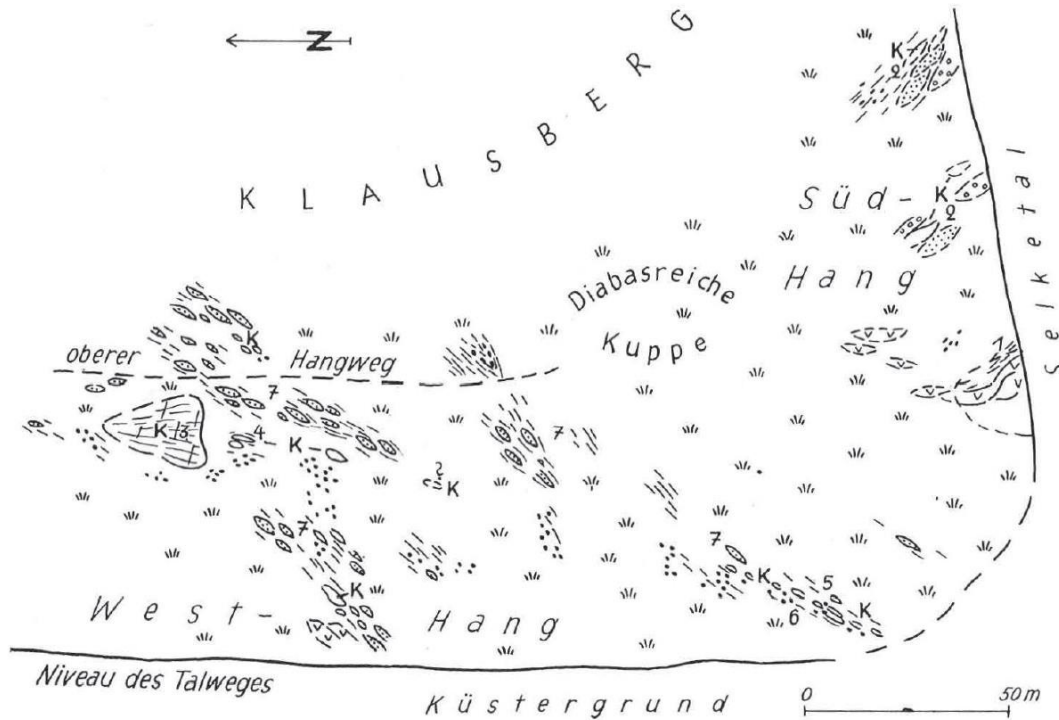


Abb. 1 Mélange am SW-Hang des Klausbergs an der nördlichen Talflanke des Selketals (aus Reichstein 1965). Der gesamte Bereich wurde von Reichstein (1965) als Olisthostrom gedeutet. Ziffern: 1) Silurschiefer (*scanicus*-Zone) am Diabas im Selketal, 2) Herzynkalke und Kalkstein vom Typ Erbslochgrauwacke (Unterdevon), 3) Herzynkalkblock der Abb. 2 (Oberems), 4), 5) kleine Herzynkalkklinsen des Mittel- bis Oberdevons (bis doll-III), 6) Kieselschiefer (Punkte, höheres Oberdevon) 7) Grauwacken und Quarzite (feinpunktiert) sind undatiert, ebenso die Tonschiefer (kurze Striche).

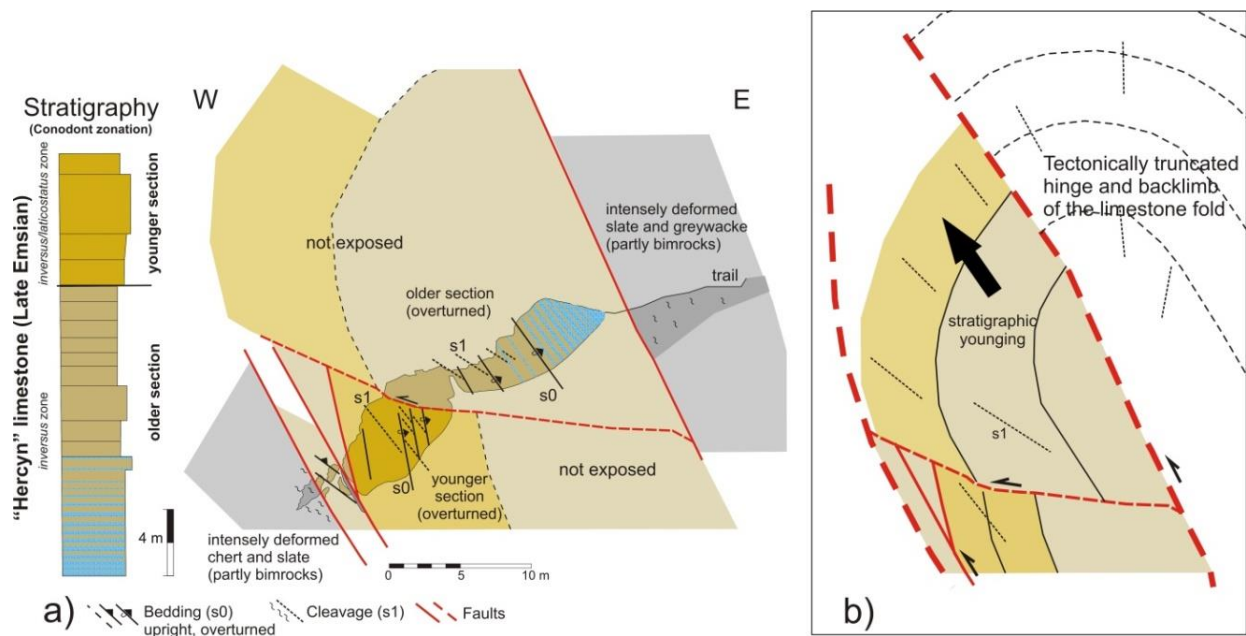


Abb. 2 a) Lithostratigraphisches Profil und Lagerung des Oberems-zeitlichen Herzynkalkblocks, der vollständig in tektonisch stark deformierte oberdevonische Kieselschiefer und Tonschiefer mit Grauwacken unbekannter Alters eingebettet ist. (nach Friedel et al. 2019). Lithologie und Stratigraphie des Kalksteins aus Hüneke and Ruchholz (1996). **b)** Tektonische Interpretation des Herzynkalkblocks als abgescherte Falte. Das Vorkommen wurde bisher als Olistolith interpretiert, s. Text. (Gefügedaten s. Abb. 4).

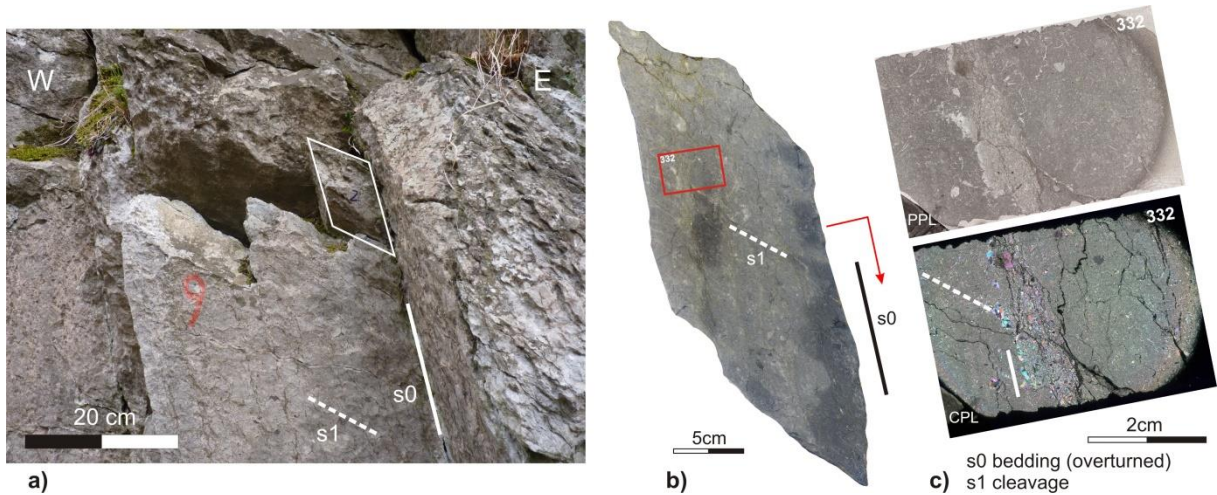


Abb. 3 Foto (a) und Probe (b, c) aus dem unteren jüngeren Abschnitt des Kalksteinfelsens (siehe Abb. 2, rote Nummer: Conodonten-Probe 9 bei Hüneke und Ruchholz 1996). Die Drucklösungsschieferung (s1) ist stärker geneigt als die Schichtung (s0), was für eine überkippte Lagerung auch in diesem Teil des Aufschlusses spricht (vgl. Hüneke und Ruchholz 1996). Der Dünnschliff (Nr. 332) in c) ist in planar polarisiertem (PPL) und gekreuzt polarisiertem Licht (CPL) dargestellt.

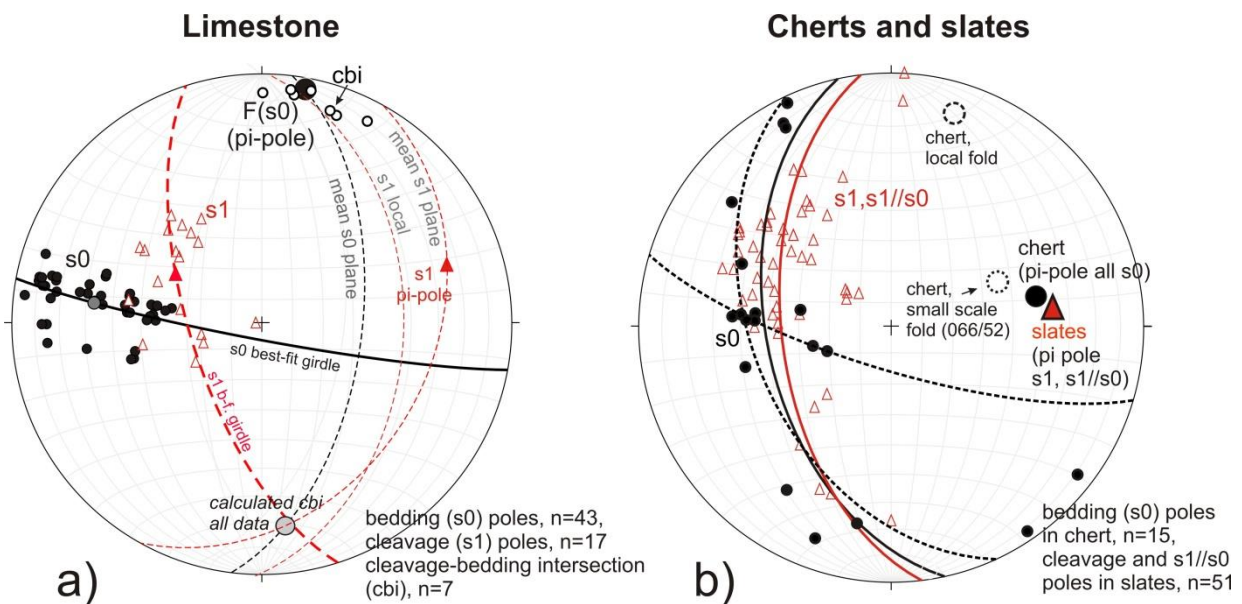


Abb. 4 Gefügedaten (Schmidt-Netz, untere Halbkugel) vom a) gefalteten und geschieferten Kalksteinblock und b) von den umgebenden Kiesel- und Tonschiefern. Beachte, dass die flach nach NNE einfaltende Faltenachse (10/04) und das Schnittlinear der Schieferung und Schichtung (delta-Lineation, hier cbi) im Kalkstein aus der üblichen NE-SW Streichrichtung gegen den Uhrzeigersinn rotiert ist. Im Rahmengestein bilden die Schicht- und Schieferungsflächen dagegen Großkreise mit annähernd ENE eintauchenden Pi-polen (b). Die Orientierung der Schieferungsflächen entspricht in beiden Fällen dem generellen SE-Einfließen der regionalen ersten Schieferung (s1). Das Schnittlinear (cbi) konnte nur lokal (nahe Punkt 9, Abb. 3a) ermittelt werden. Weiteres s. Text

Nach Hüneke und Ruchholz (1996) ist der ältere Anteil des Kalksteins (obere Schuppe) auf die jüngeren Schichten (untere Schuppe) aufgeschoben. Im untersten westlichsten Teil stehen wieder die älteren Schichten der oberen Schuppe an. Die Schichten fallen steil nach Osten

ein und liegen in überkippter Lagerung vor. Auf überkippte Lagerung weisen Geopetalgefüge im Bereich der oberen Schuppe (s. auch Hüneke und Ruchholz 1996) sowie die gegenüber der Schichtung flachere Lagerung der Schieferung (Abb. 3). Strukturell ergibt sich damit eine unvollständig erhaltene W-vergente Faltenstruktur, von der das Scharnier und der hangende Schenkel (Rückschenkel) tektonisch isoliert wurde und nur der überkippte Liegendschenkel erhalten geblieben ist (Abb. 2b).

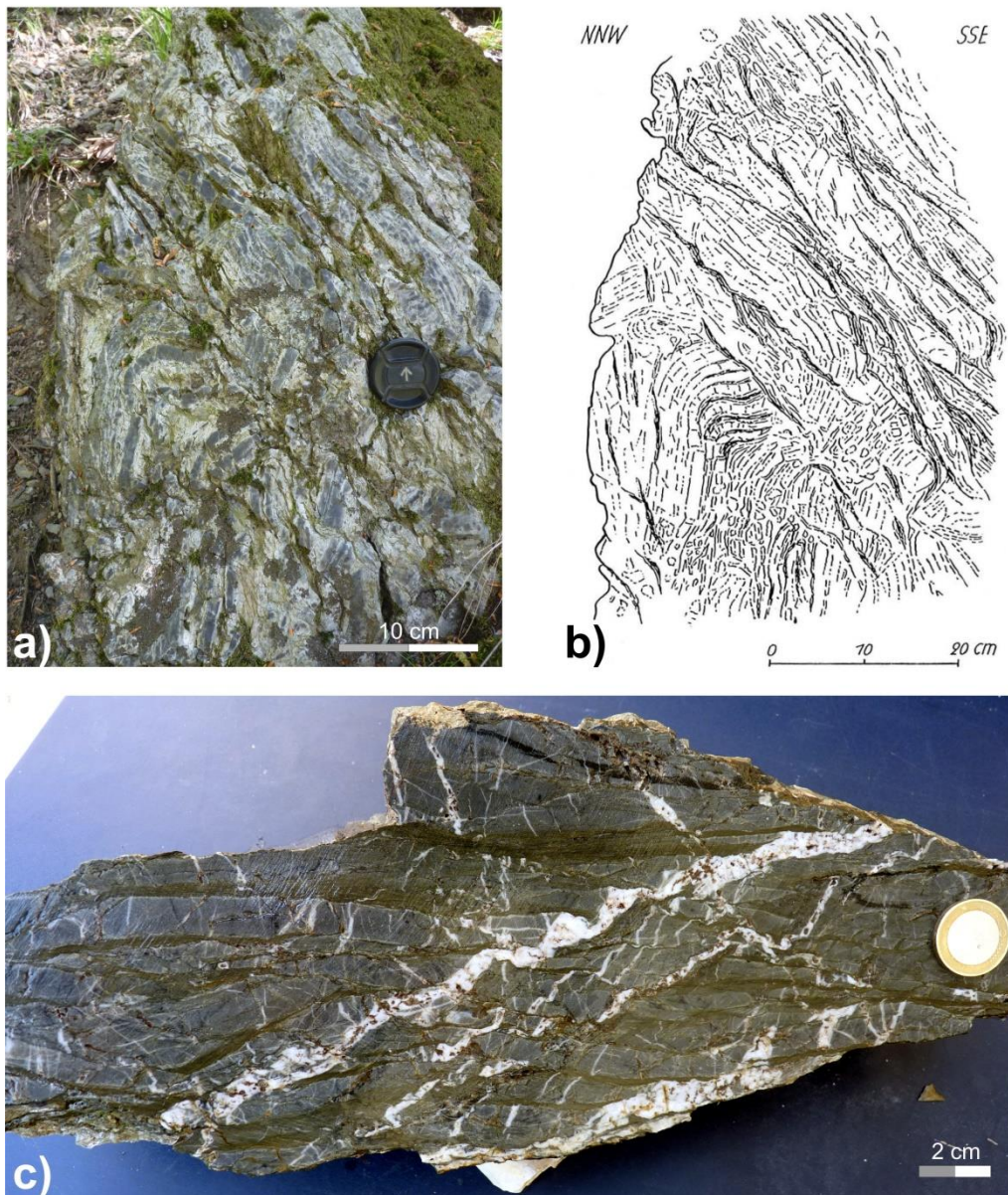


Abb. 5 a) Foto und **b)** Skizze (aus Reichstein 1965) des gefalteten und gescherten geschichteten Kiesel-schiefers etwa 30 m südlich des Kalksteinblocks von Abb. 2. **c)** Intensiv durch Quarz mineralisierter und geschichtere Kiesel-schiefer unmittelbar westlich des Kalksteinsblocks in Abb. 2, Ein-Euro-Münze als Maßstab. Die in den Kiesel-schiefern eingelagerten tonigen Schichten sind parallel zur Schichtung geschiefert. Die Anordnung der Quarzgänge weist auf sinistrale Scherung parallel zur Schichtung hin. Das in **a** und **b** gezeigte Motiv wurde früher auf submarines Gleiten, jetzt wird es auf tektonische Deformation zurückgeführt (s. Text).

Auf die starke tektonische Deformation der umrahmenden Gesteine weisen u.a. die intensive Quarzmineralisation und Schergefüge in den unmittelbar benachbarten Kieselsschiefern, aber auch die Orientierung des Schicht- und Schieferungsgefüge hin, die die regionalen Anordnung mit bevorzugt NE-SW ausgerichteten Faltenachsen abbilden (Abb. 4 und 5). Nur die flach NNE-einfallende Faltenachse im Kalkstein weicht davon ab (Abb. 4a). Der Orientierung dieser aus den Schichtflächen konstruierten Faltenachse (Pi-Pol) folgt auch das Schnittlinear aus s1-Schieferung und Schichtung. Das weist diese Struktur als tektonische Falte (F1) aus. Die für tektonische Falten im Harz unübliche NNE-SSW-Ausrichtung wird auf Rotation infolge der syn- bis spätektonisch zu s1 wirksamen Störungsbewegungen zurückgeführt, die schließlich zur tektonischen Fragmentierung der Faltenstruktur geführt haben (Friedel et al. 2019, vgl. auch Stopps 2 und 3). Ehemals auf submarines Gleiten zurückgeführte Strukturen (Abb. 5a, b, s. Reichstein 1965, S. 1054) erwiesen sich u.a. anhand ihrer Gefügedaten (Abb. 4) und der intensiven Mineralisation als variszische Deformationsstrukturen.

Schlussfolgerung

Der untersuchte Kalksteinblock ist kein Olistolith. Es handelt sich statt dessen um den Rest einer tektonischen Falte. Der gefaltete Block wurde erst nach der Faltung und Schieferung tektonisch fragmentiert und isoliert. Diesen Befund haben wir auch in anderen Aufschlüssen festgestellt (Friedel et al 2019). Die Gefügemerkmale weisen damit auf einen erheblichen Anteil an tektonischer Deformation bei der Fragmentierung und Vermischung der Gesteinskomponenten in diesem Vorkommen. Wir schließen einen sedimentären Anteil für die Bildung dieses chaotischen Gefüges nicht völlig aus (polygenetische Melangebildung), aber nach den entsprechenden Befunden auch in den benachbarten Aufschlüssen der Stopps 1b bis 3 dürfte der tektonische Anteil an der Gefügebildung deutlich überwiegen.

Stop 1b Unterer Scheerenstieg

Lokation

Kleiner auflässiger Kalksteinbruch am Südhang des Selketals unmittelbar gegenüber der Selkebrücke und Zufahrt zum ehemaligen Forsthaus Scheerenstieg ca. 10 m hangaufwärts

Koordinaten: Geogr. N 51.666028 E 11.158511, UTM (32N) E 649275, N 5726100

Geologische Karte 1:25.000, Blatt Nr. 4332 Harzgerode

Stratigraphie, Lithologie und Strukturbau

Der kleine auflässige Kalksteinbruch wurde vor allem wegen seiner Makrofossilien bekannt, die bereits seit Beginn des 20. Jahrhunderts große Beachtung fanden (u.a. Erben 1953). Eine moderne systematische lithologische und auf Conodonten basierte biostratigraphische Bearbeitung des Aufschlusses wurde von Hüneke (1991) durchgeführt. Nach Hüneke (1991) stehen im zentralen Teil des Steinbruchs bis 25 m mächtige bioklastische Kalksteine vom Typ Prinzeps-Kalk und Unterer Zоргensiskalk an. Im Hangenden folgen tonreiche Kalksteine und zum Teil Kalkknollen führende Mergelschiefer (Dalmaniten Kalkstein und Dalmaniten Schiefer, Hüneke 1997) sowie stärker karbonatische Styliolinenkalk, die östlich des eigentlichen Steinbruchs nur als Klippen aufgeschlossen sind (Abb. 1).

Der Kalkstein ist allseitig umgeben von Tonschiefern der Harzgeröder Zone, der Kontakt zum Kalkstein ist soweit erkennbar durchweg tektonisch ausgebildet (Abb. 1). Die gesamte Gesteinsfolge ist gefaltet. Bei überwiegend südöstlichem Einfallen der Schichtung blieb die stratigraphische Abfolge aber im Wesentlichen erhalten. Eine normale Lagerung bestätigen auch Geopetalgefüge (Hüneke 1991) und die gegenüber der Schichtung steilere Lage der Schieferung. Strukturell repräsentiert der Kalksteinblock den normal gelagerten (SE-) Schenkel einer Falte (Abb. 2). Im intensiver geschieferten und gefalteten Dalmaniten- und tonigen Styliolinenkalk zeigen Knollenkalklagen überwiegend ebenfalls flache Lagerung an (Abb. 3).

Das Kalksteinvorkommen ist nicht nur randlich, sondern auch intern deutlich störungstektonisch überprägt. Neben flachen schichtparallelen Überschiebungen wird der Kalkstein auch von NNW-SSE und WNW-ESE streichenden Störungen durchsetzt und begrenzt (Abb. 2). Der Einfluss der steilen NNW-SSE-streichenden Störungen zeigt sich im Nordteil insbesondere durch das Fehlen von Dalmanitenschiefer. Im Süden wird die gesamte Kalksteinabfolge von WNW-ESE streichenden, flach nach NNE einfallenden Störungen abgeschnitten (Abb. 1). In NW-licher Verlängerung des Steinbruchs grenzt Kalkstein vom Typ Styliolinenkalk in steiler Lagerung unmittelbar an flach lagernden Kalkstein vom Typ Prinzepskalk (Abb. 1). Der am Südrand des Steinbruchs im Westen aufgeschlossene Styliolinenkalk grenzt ebenfalls steil (mit 65°) an massigen Zоргensiskalk (Abb. 2).

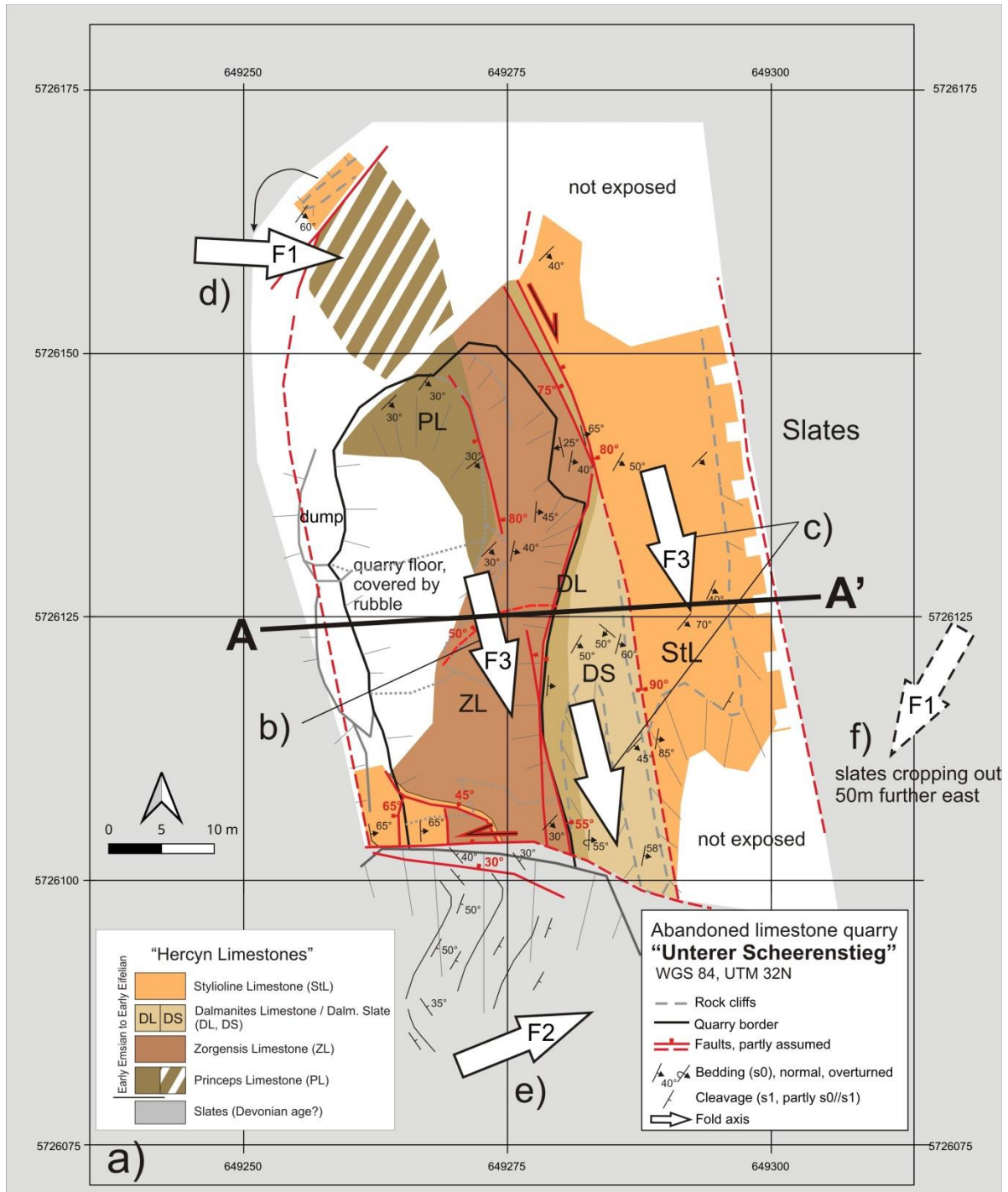


Abb. 1 a) Geologische Karte des Herzynkalkvorkommens am Unterer Scheerenstieg. Lithologie und Stratigraphie nach Hüneke (1991, 1997). Eingetragen ist auch die Orientierung der konstruierten Faltenachse (b-f: F1, F2 (Pi-Pole) im Kalkstein und den umgebenden Tonschiefern. Die Ziffern folgen der im Harz üblichen Nomenklatur der Falten generationen (Schwab 1976), wobei sich F1- und F3-Falten nur durch ihre unterschiedlichen Richtungen unterscheiden, jedoch beide an die s1-Schieferung gebunden sind (F3: rotierte F1-Falten, s. Text). An seinen Rändern und besonders auffallend am Südrand ist der gefaltete und geschieferte Kalksteinblock durch jüngere Störungen abgeschnitten.

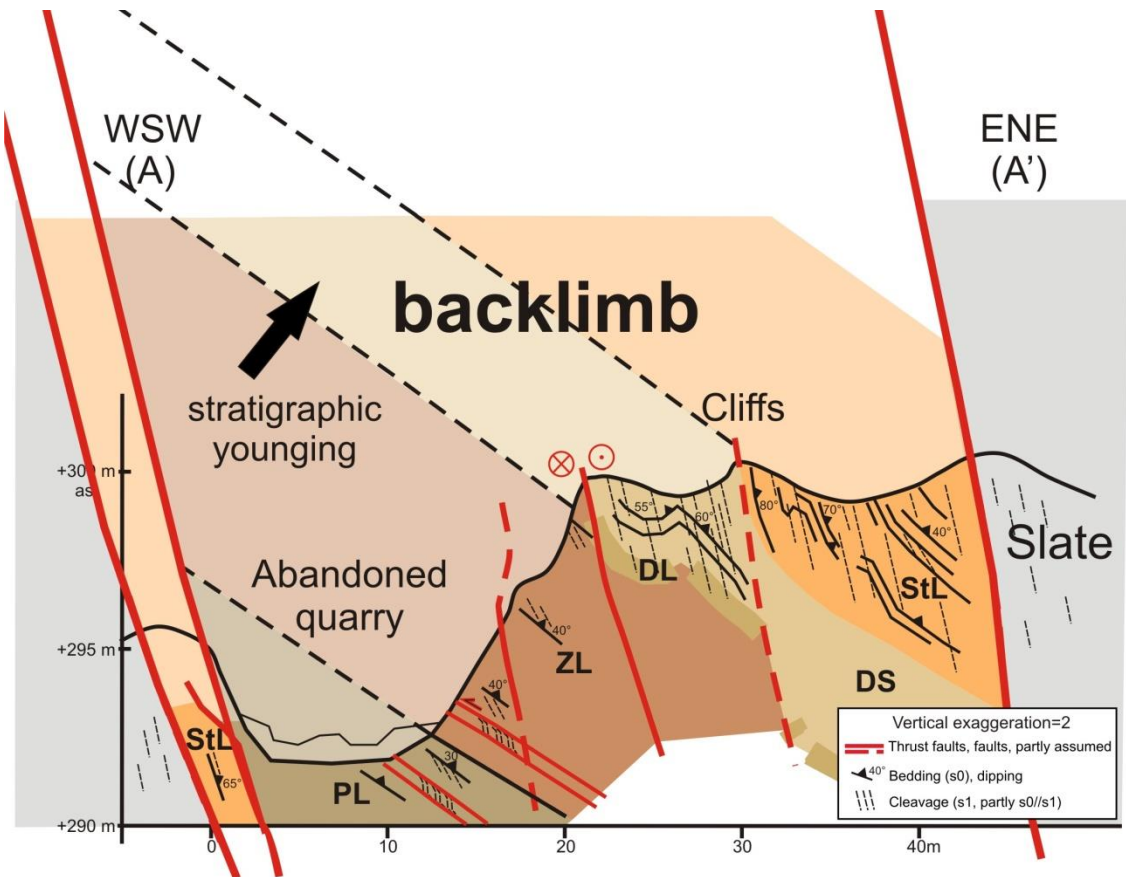


Abb. 2 Querprofil vom ehemaligen Steinbruch und die sich östlich anschließenden Klippenzüge. Strukturell bildet der Kalksteinblock den Rest eines durch Störungen begrenzten Rückschenkels (backlimb) einer W-vergenten Falte (Legende zur Lithologie und Lage des Profils s. Abb. 1).

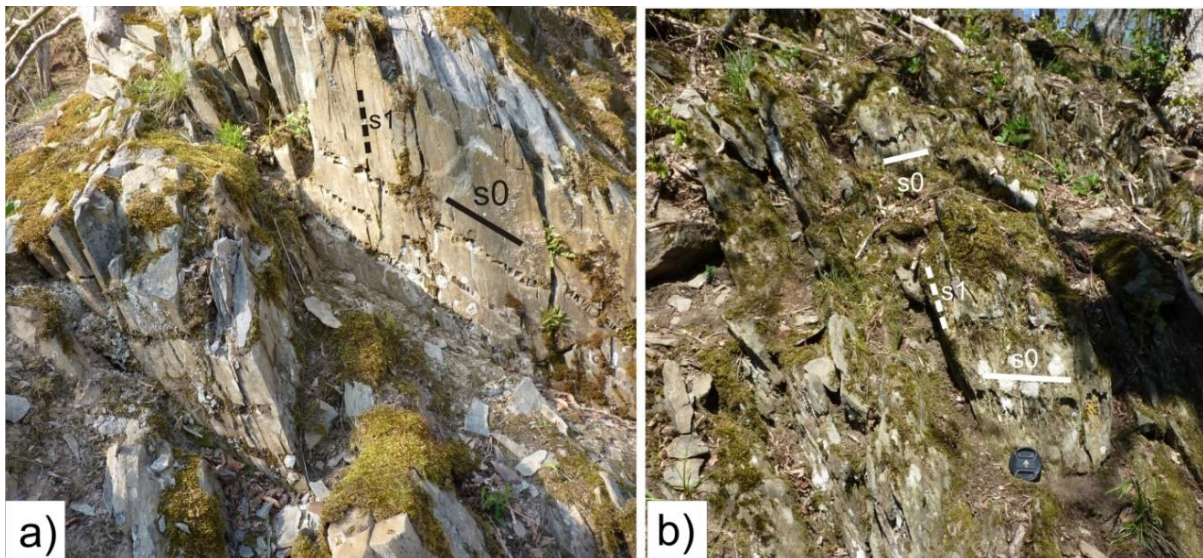


Abb. 3 Fotos von **a)** Dalmanitenknollenkalk aus dem mittleren Bereich der Klippen nahe der Störung zum Zorgensiskalk (links), **b)** Styliolinenknollenkalk in flacher Lagerung aus dem oberen nördlichen Teil des Klippenzugs, ca. 4m östlich der Störung zum Dalmaniten- und Zorgensiskalk (s0: Schichtung, s1: erste Schieferung).

Die NNW-SSE (ca. N-S) streichenden Störungen sind überwiegend Schrägabschiebungen mit bevorzugt dextralem Bewegungssinn (Abb. 1). Sie durchsetzen schräg die Schichtung und Schieferung. In den tonreichen Kalksteinen erfolgte teilweise eine Schleppung der Schichtung und Schieferung bis zur Subparallelität mit den Störungsebenen. Dieser Störungseinfluss ist eher lokal und nicht ursächlich für die Ausrichtung der bevorzugt SSE einfallenden Faltenachsen verantwortlich (Abb. 4a, c). Darauf weist der extensionalen Charakter der N-S streichenden Störungen (Abb. 4d). Außerdem ergibt sich ein SSE-Einfallen der Pi-Achsen aus der Lage der Schichtflächen und dem s_0/s_1 -Schnittlinear auch außerhalb des Störungsbereichs und ist diese Achsenrichtung auch im zentralen Steinbruch mit seinen eher massigen bankigen Kalksteinen (zumeist PL und uZL) ausgebildet (Abb. 4a). NE-SW orientierten Achsen (F1, F2) kennzeichnen dagegen den umrahmenden Tonschiefer (Abb. 1 und 3d, e). Am Südrand des Steinbruchs wird der Kalksteinblock unmittelbar von einer E-W-streichenden Störung abgeschnitten, wodurch auch die Schichtung und Schieferung im angrenzenden Tonschiefer etwas rotiert wurde (Abb. 1 und 4e).

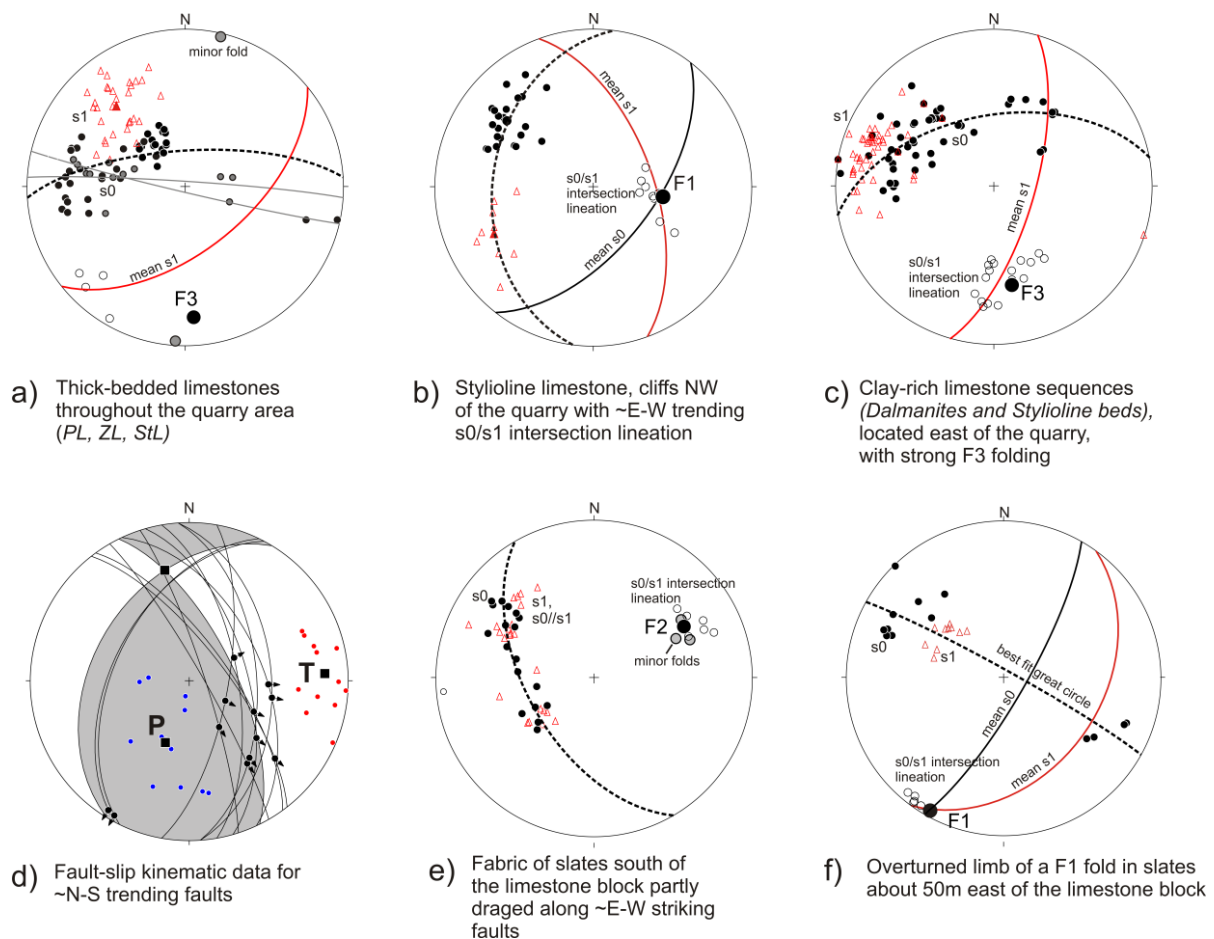


Abb 4 Gefügedaten (Schmidt-Netz, untere Halbkugel) der wesentlichsten tektonischen Gefüge im Kalkstein (a-d) und in den umgebenden Tonschiefern (e-f). In den tonreichen Kalksteinen (Dalmanitenschichten und Styliolitenkalk) verläuft das s_0/s_1 -Schnittlinear (delta-Linear) parallel zur konstruierten Faltenachse (F3) und weist diese als rotierte F1-Falte aus (s. Text). Das subparallele Schicht- und Schieferunggefüge ($s_0//s_1$) des südlich angrenzenden Tonschiefers bildet eine NE-einfallende Faltenachse (F2) und ist durch die E-W Störung ebenfalls etwas rotiert (d). Die ca. 50 m weiter östlich aufgeschlossenen siltigen Tonschiefer sind überkippt, ihre Pi-Achse und das Delta-Linear fallen leicht nach SW ein (f). Stereoplots erstellt mit Stereonet, Vers. 11 (<http://www.rickallmendinger.net/stereonet>)

Hervorzuheben ist, dass die Schieferung nach ihren Gefügemerkmalen und ihrer Lage der ersten regionalen Schieferung (s1) entspricht. Das gilt für die deutlich entwickelte Schieferung in den tonreichen Lithotypen (z.B. Knollenkalke) östlich des eigentlichen Steinbruchs, sowie für die Schieferung in den eher massigen Kalksteinen im ehemaligen Steinbruch und auch für die umgebenden Schiefer (Abb 3). Somit sind die SSE-einfallenden Faltenachsen („F3“) mit der ersten Schieferung verbunden, die normalerweise nur zusammen mit NE-SW streichenden Falten („F1“) auftritt. Hier liegt ein „F3/s1“-Gefüge vor, das wir auch in anderen Kalksteinblöcken festgestellt haben (s. Stopps 2 und 3). Dieses Merkmal und die Abweichungen in der Orientierung der Achsengefüge der Kalksteine (F1, F3, Abb. 1) auch im Vergleich zur Orientierung der Gefüge im umgebenden Tonschiefer, deuten auf störungsbedingte Rotation von ursprünglich F1/s1-Faltenstrukturen hin. Dabei bildet am ehesten die Rotation um eine annähernd vertikal orientierte Achse die Lage der jetzigen Gefüge (s0, s1) ab. Anhand der vorliegenden Störungsdaten lies sich das aber bisher nicht nachweisen.

Schlussfolgerung

Der vorliegende Kalksteinblock ist gefaltet und geschiefert und wird als Ganzes von jüngeren Störungen begrenzt bzw. abgeschnitten. Es handelt sich um den tektonisch verschuppten und isolierten Rest des SE-fallenden Schenkels (Rückschenkel) einer vermutlich NW bis W vergenteten Falte. Ein Olistolith liegt nicht vor.

Literatur (Stopps 1a und 1b)

- Erben, H.K. (1953) Stratigraphie, Tektonik und Faziesverhältnisse des böhmisch entwickelten Unterdevons im Harz. *Beih. Geol. Jb.*, 9, 98 S.
- Cunäus, E.L. (2020) Deformationsgefüge devonischer Herzynkalke in der Harzgeröder Zone: Schneckenberg, Unterer Scheerenstieg und Fiedlers Grund. Masterarbeit, 95 S., Martin-Luther-Universität Halle/S.
- 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>
- Hüneke, H. (1991): Litho- und Biofazies (Conodonten) unter-/mitteldevonischer Herzynkalke der Harzgeröder Schuppenzone (Steinbruch am Unteren Scheerenstieg, Harz). — In: H. J.Zobel [Hrsg.], Fortschritte der Geologie, Aktuogeologie, Regionale Geologie, Lithologie, Stratigraphie. — *Wiss. Beitr. Ernst-Moritz-Armdt Univ. Greifswald*, 1991: 43–51, 4 Abb., 3 Taf.; Greifswald.
- Hüneke, H. (1997) Die Herzynkalke im Randgebiet der Selke-Einheit (Harz) - schrittweiser Übergang von neritischer Akkumulation zu pelagischer Kondensation während des Devons. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 205/2: 209-264, Stuttgart
- Hüneke, H., Ruchholz, K. (1996) Conodonts and facies of Emsian Hercynian limestones, Klausberg section, Harz Mountains, Germany. *Annales de la Societe geologique de Belgique*, T. 117, fascicule 1, 1994: 107-121
- Reichstein, M. (1965) Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz. *Geologie*, 14: 1039-1076
- Schwab, M. (1976) Beiträge zur Tektonik der Rhenohercynischen Zone im Unterharz. *Jb Geol* 5/6(1969/70): 9–117

Stopp 2 Stratigraphie und Tektonik am Schneckenberg (Harzgerode)

Friedel, C.-H.¹, Cunäus, E.L.²

¹ Karl-Marx-Str, 56, 05148 Leipzig, chfriedel@gmx.de

² Baugrunduntersuchung Naumburg GmbH, Wilhelm-Franke-Str. 11, 06618 Naumburg, info@baugrunduntersuchung-naumburg.de

Lokation

Großer aufgelassener Kalksteinbruch am Schneckenberg westlich Harzgerode, Zugang über den Pfad entlang der Selketalbahn.

Koordinaten (Eingang): Geogr. N 51.642291 E 11.128287, UTM (32N) E 647262 N 5723399

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 (Abb. 1). Der Kalkstein wird allseitig von Tonschiefer begrenzt, in dem Linsen und Lagen aus Grauwacke, Quarzit und Kalkstein eingelagert sind. Die hier aufgeschlossenen Gesteine werden ebenfalls als Teil des Harzgeröder Olisthostroms angesehen (Franzke and Schwab 2011, wie Stopps 1a und 1b).

Der Kalkstein im Steinbruch ist durch seine Unterems-Makrofauna bekannt geworden, hat aber noch keine moderne biostratigraphische Bearbeitung erfahren. Daher werden hier die Beschreibungen von Erben (1953) verwendet. Dieser Autor 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. 2). Die vor allem während des Baus der Kläranlage aufgeschlossenen Kalksteine im umgebenden Tonschiefer sind undatiert, ihre lithologischen Merkmale sprechen für Unterdevon.

Aufgrund seiner stratigraphischen Ergebnisse stellte Erben (1953) auch eine intensive Verschuppung der verschiedenen Kalksteinschichten vor allem entlang schichtparalleler Überschiebungen fest (Abb. 2b). Bremer (1967) war der erste, der die Faltenstruktur, das Schieferungsgefüge und die Störungen in diesem ehemaligen Kalksteinbruch systematisch erfasst hat. Unsere Untersuchungen umfassten die Aufnahme des tektonischen Gefüges des Kalksteins und der umliegenden Schiefer, wobei wir auch auf Ergebnisse der geotechnischen Erkundung (Zirfass und Partner 1999) und die Aufnahme temporärer Aufschlüsse beim Bau der Kläranlage 2001 zurückgreifen konnten (C.-H. Friedel, unveröffentlicht, Abb. 1 und 3).

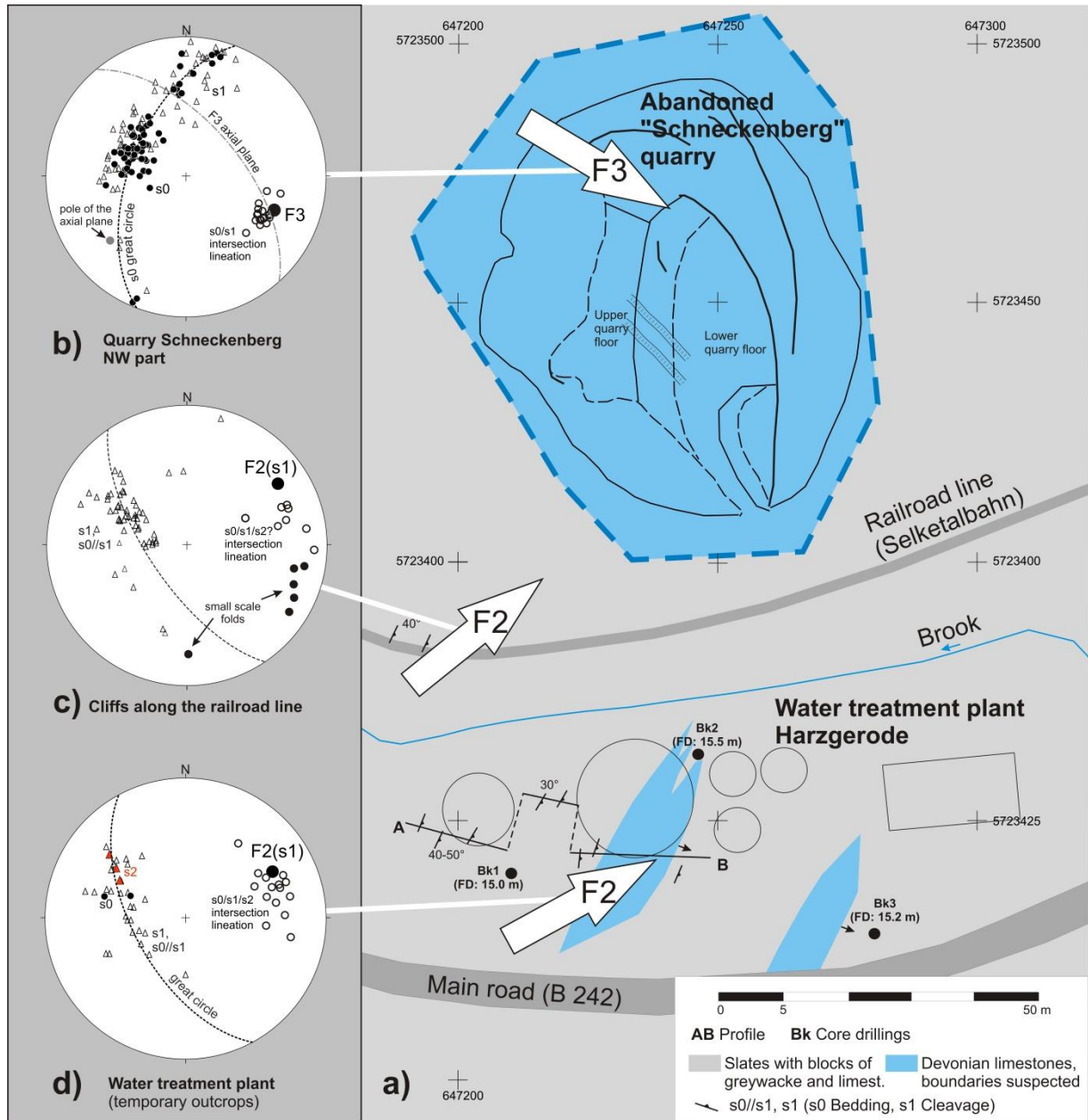


Abb. 1 a) Schematische Karte des aufgelassenen Kalksteinbruchs "Schneckenberg" und seiner Umgebung. Bereich der Kläranlage nach Zirfas and Partner (1999) und eigenen Daten (Abb. 3). **b)-d)** Stereographische Projektion (Schmidt-Netz, untere Halbkugel) der wichtigsten Gefügedaten des NW-Teils des Kalksteinblocks (**b**) und des umgebenden Schiefers (**c**, **d**). (s0-Schichtung, s1-Schieferung, offene Kreise: Schnittlinie von Schieferung und Schichtung, schwarze Punkte: Faltenachsen und pi-Pole). Die weißen Pfeile kennzeichnen verschiedene Faltenachsenorientierungen (F1, F2, F3), wobei F3 wahrscheinlich eine rotierte F1-Faltenstruktur darstellt (siehe Text). Stereoplots erstellt mit Stereonet, Vers. 11 (<http://www.rickallmendinger.net/stereonet>)

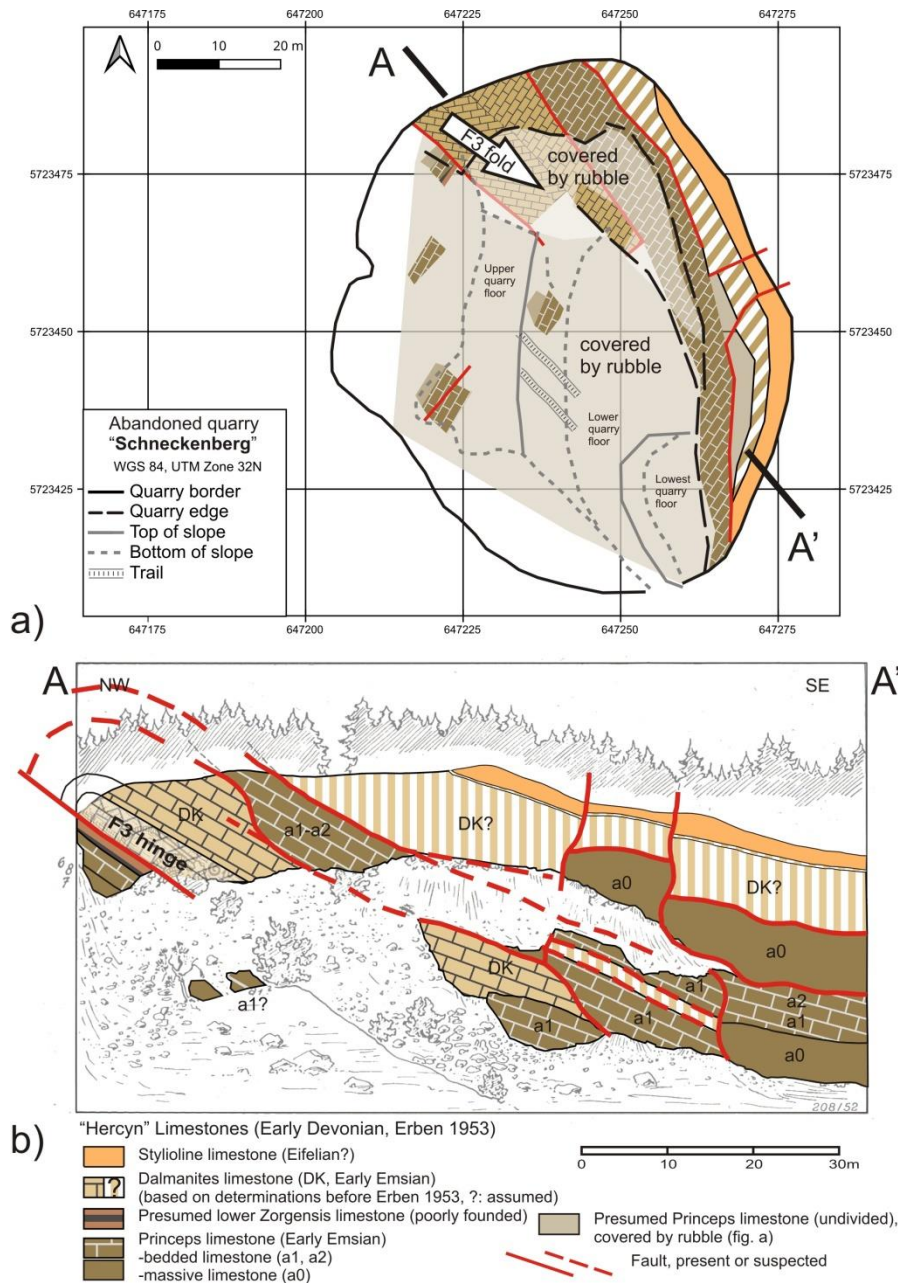


Abb. 2 a) Kartenansicht und **b)** Profil durch den blockigen Kalksteinkörper des Steinbruchs „Schneckenberg“. Stratigraphie und Profilskizze in **(b)** nach Erben (1953, leicht verändert und koloriert). Beachte, dass einzelne Kalksteinschichten durch Überschiebungen voneinander getrennt sind, die ihrerseits durch die F3-Falte (weißer Pfeil in **a**) gefaltet wurden und diese Falte selbst wieder von einer flachen Störung abgeschnitten wird **(b)**. Für weitere Erklärungen siehe Text.

Gefüge im Tonschiefer

Das Gefüge im Tonschiefer ist z.T. „chaotisch“ als block-in-matrix-Gefüge ausgebildet, der Tonschiefer tritt aber auch in kohärente Lagen auf (Abb. 4). Die erste Schieferung (s1) verläuft meist schichtparallel (s0//s1). Teilweise ist eine zweite Schieferung (Krenulationsschieferung, s2) ausgebildet (Abb. 1d, 4a). Die Pole der Schicht- und Schieferungsflächen sind um NE-SW streichende Faltenachsen angeordnet, wie es für F1- und F2-Falten zu erwarten ist. Das Schnittlinearar zwischen Schieferung und Schichtung stimmt annähernd mit den konstruierten Faltenachsen

überein. Abweichungen sind wahrscheinlich eine Folge der Überschneidung mit der s2-Schieferung, evtl. auch mit Kleinfalten (Abb. 1c). Die konstruierten Faltenachsen (F1, F2) im Tonschiefer unterscheiden sich deutlich von der im Steinbruch im Kalkstein festgestellten nach SE einfallenden „F3“-Faltenachse (s. unten und Abb. 1).

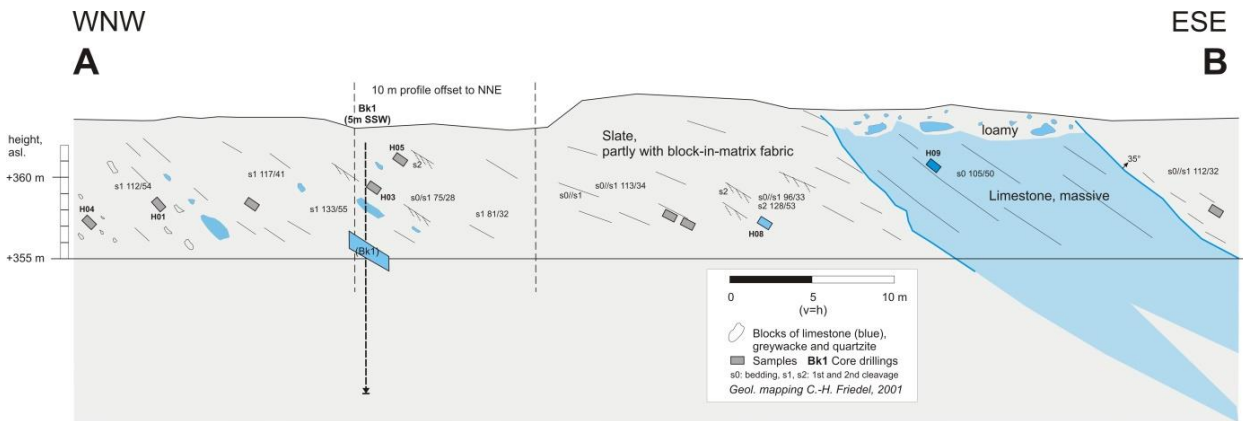


Abb. 3 Schematische Profilskizze temporärer Aufschlüsse während des Baus der Kläranlage von 2001 (Friedel, unveröff.). Der Tonschiefer enthält Lagen, Blöcke und Linsen aus Kalkstein (undatiert, vmtl. Unterdevon), aber auch Grauwacken und Quarzite. Das Gesteinsgefüge ist z.T. „chaotisch“ ausgebildet (Abb. 4). Zur Lage des Profils und zur Darstellung der Gefügedaten von diesem Aufschluss s. Abb. 1a, d.

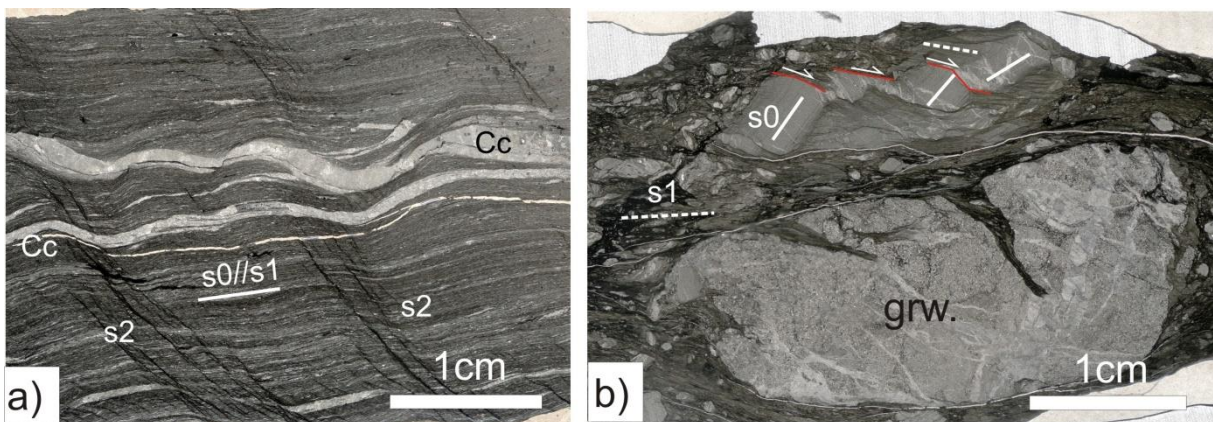


Abb. 4 Dünnsschliffbilder vom Tonschiefer. **a)** Kohärenter Tonschiefer mit schichtparalleler erster Schieferung (s0/s1) und steilerer Krenulationsschieferung (s2), die schichtparallele Calcitlagen (Cc, „beefs“) verbiegt. **b)** Block-in-matrix-Gefüge im Tonschiefer mit Klusten aus Grauwacke (grw), 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). **a)** Probe H5, **b)** Probe H4, Lage s. Abb. 3.

Gefüge des Kalksteins

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. Am oberen NW-Rand des Steinbruchs ist der Scharnierbereich einer

Faltenstruktur im Dalmanitenkalk aufgeschlossen. Es ist eine offene, nach SW geneigte Falte mit nach SE eintauchender Faltenachse, wie sie typisch für „F3“-Falten ist (Abb. 1). Die Falte selbst wird unterhalb von einer Überschiebung abgeschnitten, worauf bereits Erben (1953) hingewiesen hatte (Abb. 2b). Die Überschiebung fällt nach ESE ein und wird von flach einfallenden, etwas fraglichen Zorgensis- und Princeps-Kalken unterlagert (Abb. 5a).

Die F3-Falte wird von einer Schieferung begleitet, die der ersten Schieferung (s1) entspricht. Auch das Schnittlinear zwischen Schicht- und Schieferungsflächen folgt dieser Achsenrichtung (Abb. 1b, 5b). Die Schieferung ist vor allem in den dünn- bis mittelbankigen Kalksteinschichten des Dalmanitkalkes erkennbar. Sie ist dort als mehr oder weniger steile Drucklösungsschieferung ausgebildet, während in den tonigen Zwischenlagen die Schieferung etwa subparallel zur Schichtung verläuft (Abb. 5b). In den dickbankigen bis massigen Kalksteinen ist Schieferung nur selten erkennbar. Bremer (1967) berichtete über mehrere Gruppen von s2-Schieferung im Kalkstein. Diese Gefügeelemente entsprechen nach unserer Beobachtungen eher Klufscharen und feinen Gängen, alle mit einer für typische s2-Schieferung ungewöhnlichen Orientierung.

Das Gefügediagramm der F3-Falte zeigt, dass die s1-Schieferung einen ausgeprägten konvergenten Fächer bildet, bei dem die Pole der Schichtung und Schieferung ungefähr auf demselben Großkreis liegen. Das Schnittlinear zwischen Schichtung und Schieferung folgt der konstruierten Faltenachse. Die Koinzidenz der s0/s1-Schnittlineare mit dem Pi-Pol der Schichtflächen weist darauf hin, dass die s1-Schieferung mit dieser Faltenstruktur genetisch verbunden ist, also auch hier ein „F3/s1“-Gefüge vorliegt (vgl. Stopp 1b). Dieser Befund wurde schon von Bremer (1967) festgestellt.

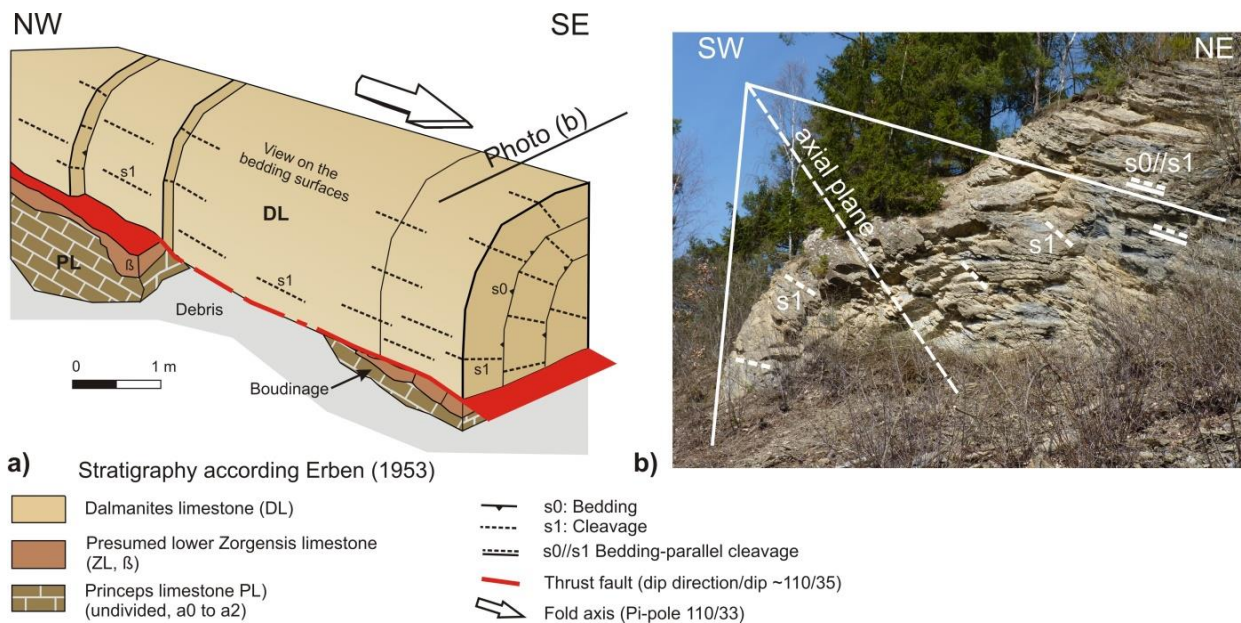


Abb. 5 a) Skizze von der Überschiebung, die die F3-Faltenstruktur schneidet. **b)** Foto des Scharnierbereichs der F3-Falte mit SW-geneigter Axialebene (Öffnungswinkel ca. 80°, offene Falte). Die stärkere SW-Vergenz der Schieferungsflächen (s1) ist vor allem ein Effekt der Schieferungsbrechung. Die Koinzidenz 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).

Schlussfolgerung

Es gibt zwei deutlich unterscheidbare Faltenachsenrichtungen: NW-SE im Kalkstein des Steinbruchs und NE-SW in den umgebenden Schiefen (Abb. 1). Die NE-SW streichenden Faltenachsen in den Schiefen stellen die vorherrschenden regionalen F1/F2-Faltenstrukturen dar, während die nach SE einfallende Faltenachse (F3) deutlich von diesem Trend abweicht. Da beide Faltenachsenrichtungen in engem Zusammenhang mit der s1-Schieferung stehen, wird auch hier geschlussfolgert, dass die „F3“-Falte des Kalksteinblocks durch Rotation einer mit s1 verbundenen F1-Faltenstruktur entstanden ist (vgl. Stopps 1a, b).

Eine nachträgliche Verfaltung einer ehemaligen F1/s1-Struktur um eine nach SE einfallende Achse z.B. als Effekt SW-gerichteter Überschiebungstektonik würde die stärkere SW-Vergenz der F3-Falte erklären (Abb. 5b). Da aber auch unterhalb der F3-Faltenstruktur das s0/s1-Schnittlinear parallel zu „F3“ nach SE einfällt und aufgrund der tatsächlichen Anordnung der Schichtung und s1-Schieferung favorisieren wir jedoch eine Rotation des gesamten Kalksteinblocks um eine mehr oder weniger steil stehende Achse. Leider gibt es nur wenige Daten zur Kinematik der Störungen. Die tektonischen Beziehungen in diesem Aufschluss zeigen aber deutlich, dass einige der Überschiebungen noch von der F3-Faltung entstanden sind, sie wurden mitgefaltet. Erst danach hat eine jüngere Überschiebung die F3-Falte selbst abgeschnitten. Hier offenbart sich eine enge zeitliche Beziehung zwischen Überschiebungstektonik und Faltung. Unsicher ist noch, ob die Überschiebungstektonik mit der vermuteten Block-Rotation zusammenhängt oder die Rotation als selbständiges, durch Horizontalverschiebungen gekennzeichnetes Deformationsinkrement nachfolgt.

Literatur

- Bremer, B. (1967) Stockwerkstektonische Untersuchungen im Südostharzkomplex (Ostharzer Silursattel, Harzgeröder Zone, Selkemuide). unveröff. Diplomarbeit 1967, 119 S., Martin-Luther Universität Halle/S.
- Cunäus, E.L. (2020) Deformationsgefüge devonischer Herzynkalke in der Harzgeröder Zone: Schneckenberg, Unterer Scheerenstieg und Fiedlers Grund. Masterarbeit, 95 S., Martin-Luther-Universität Halle/S.
- Erben, H.K. (1953) Stratigraphie, Tektonik und Faziesverhältnisse des böhmisch entwickelten Unterdevons im Harz. *Beih. Geol. Jb.*, 9, 98 S.
- Zirfas und Partner (1999) Kläranlage Harzgerode. Geotechnisches Gutachten, 55 S., Dr. Jochen Zirfas and Partner Ingenieurgesellschaft mbH Bad Dürrenberg (unveröffentlicht)

Stopp 3 Das Herzynkalkvorkommen am Teichdamm Güntersberge – tektonische Scherlinse statt Olistolith

Carl-Heinz Friedel¹, Julia Riegel², Bernd Leiss³

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

² Smart Asphalt Solutions GmbH, Goethestraße 2, 37120 Bovenden, 82luna@web.de

³ Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Strukturgeologie und Geodynamik, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen, bleiss1@gwdg.de

Lokation

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

Koordinaten: Geogr. N 51.640435 E 10.976865, UTM (32N) E 636791, N 5722898

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

Stratigraphie, Lithologie und Strukturbau

Aufgeschlossen ist ein ca. 50 m breites, linsenförmiges Herzynkalkvorkommen, das offenbar vollständig in eine geschieferte tonig-schluffige Matrix eingebettet ist. Das isolierte Kalksteinvorkommen wird primär als Block einer Rutschmasse und als Teil des Harzgeröder Olisthostrom angesehen (Schwab 1976, Schwab and 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. 1). Schwab (1976, Abb. 5) zeigte ein nach Westen und zum Liegenden erweitertes Profil und erhob erste tektonische Daten. Danach ist die Schichtung im Aufschluss einheitlich um etwa 45° nach SE geneigt (siehe auch Franzke and Schwab 2011). Neue strukturgeologische Untersuchungen in Kombination mit petrographischen Untersuchungen (Riegel 2017) erbrachten die folgenden Ergebnisse.

Der Aufschluss besteht in seinem unteren Teil aus dem überkippten Schenkel einer NW vergenteten Faltenstruktur. Erst daran schließt sich nach oben eine Zone SE-einfallender, tektonisch verschuppter Kalksteine des Unter- bis Oberdevons an, die von einer Kalksteinbrekzie überlagert wird (Abb. 1). Der steil nach S einfallende inverse Faltenbereich erstreckt sich von der Mitte bis zum westlichen Rand des mitteldevonischen Styliolinenkalkes, wo er an flach liegenden Tonschiefer grenzt. Die Schichtung fällt hier mit ca. 70° nach S/SSW ein und ist oft breiter gebankt (cm bis ca. 1 dm) als die durch Drucklösungsbahnen gekennzeichnete erste

Schieferung (s1). Die Schieferung wurde offenbar bisher fälschlicherweise für Schichtung gehalten. Entsprechend muss für den mitteldevonischen Kalkstein eine größere Mächtigkeit angenommen werden (über 20 m!). Die steilen Schichtflächen sind nachträglich zum Teil als dextrale Verwerfungen genutzt worden

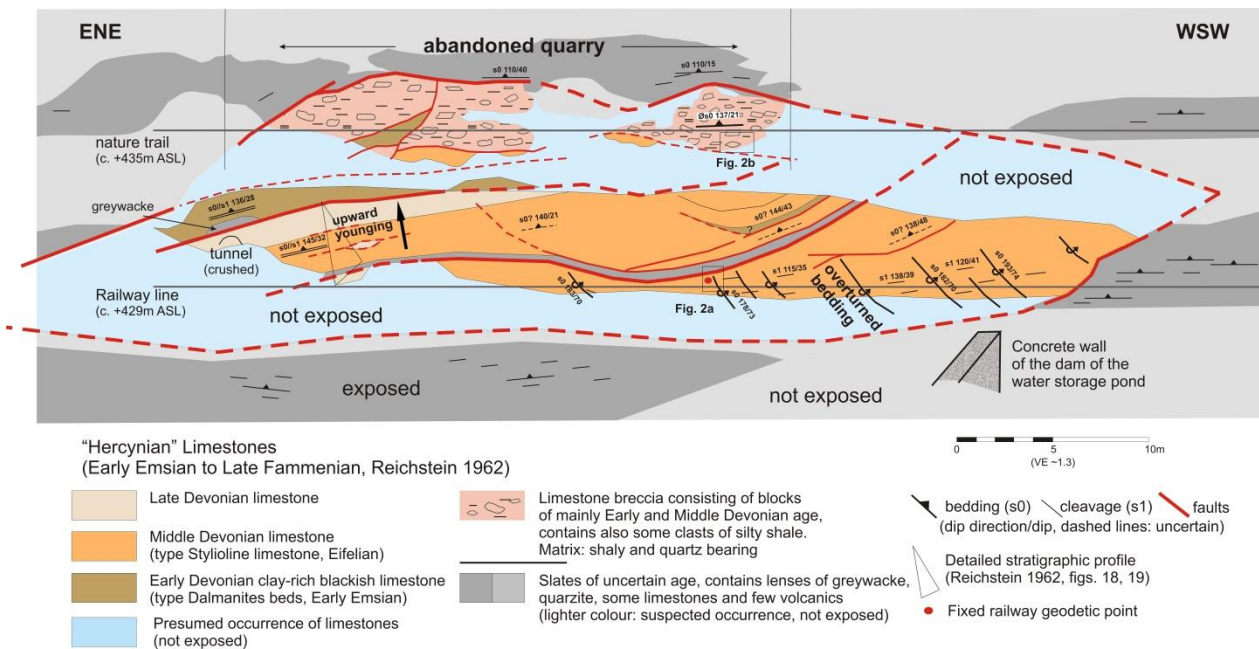


Abb. 1 Geologische Skizze des linsenförmigen Herzynkalkblocks am Dam des Bergsees von Güntersberge (Abbildung in Anlehnung an Reichstein 1962, Abb. 17, teilweise verändert und ergänzt). Die Skizze gibt die Ansicht parallel zur SE-einfallenden Hauptlagerung des Blocks wieder.

Im oberen Teil des Aufschlusses treten erneut mittel- und unterdevonische Kalksteine auf, hier überlagert von einer Kalksteinbrekzie. Diese Brekzie besitzt ein dicht gepacktes, schlecht sortiertes, überwiegend komponentengestütztes Gefüge, dass hauptsächlich aus unter- und mitteldevonischen Kalksteinklasten besteht, der Anteil an Oberdevonklasten ist gering (<10%, Reichstein 1962, S. 36). Die Brekzie enthält außerdem noch Fragmente von Grauwacken, Schiefen und Schluffstein. Die tonig-schluffige Matrix ist geschiefert und enthält besonders im Randbereich der Brekzie häufig Quarzkörner. Die Kalksteinklasten sind meist linsenförmig und parallel zur Schieferung ausgerichtet, größere Klasten sind eher eckig-kantig und nur leicht gerundet. Einige größere Klasten sind als gut geschichtete Blöcke erhalten (mehreren dm bis ca 1 m lang). In diesen Blöcken ist eine Drucklösungsschieferung erkennbar, die steiler als die Schichtung einfällt. Die Brekzie durchsetzen makroskopisch wie mikroskopisch erkennbare Kleinstörungen, die oft der Schieferung der Matrix folgen. Durch diese Scherbahnen wurden die Klasten kataklastisch deformiert und teilweise rotiert. Diese Rotation hat auch die Orientierung der s1-Ebenen in den Klasten erfasst (Abb. 2). Die Anordnung der Schichtflächen der Blöcke um eine SSE einfallende Achse (Abb. 3a) dokumentiert eine etwa E-W-gerichtete Scherung, die vorzugsweise entlang von Schieferungsflächen erfolgte. Die Kalksteinbrekzie ist nicht nur einfach geschiefert und verformt, sondern auch tektonisch fragmentiert. Ihre Ränder sind ebenfalls tektonischer Natur.

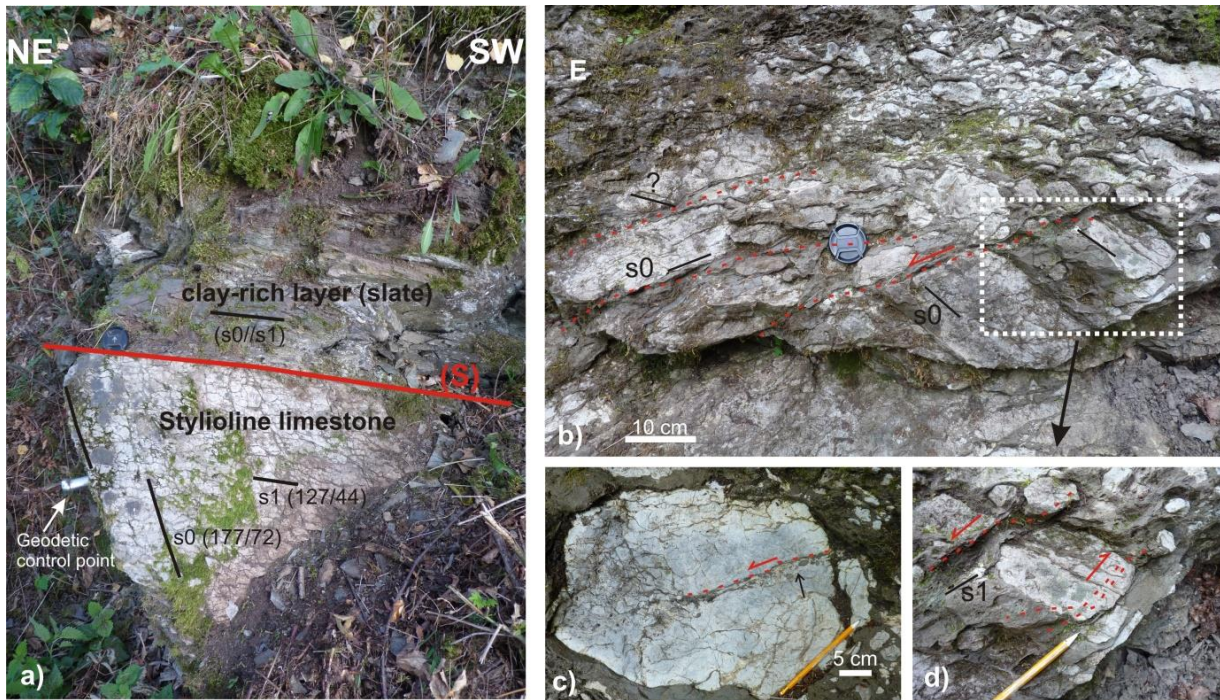


Abb. 2 a) Tektonischer Kontakt (S) zwischen dem überkippten Schenkel des steil einfallenden Stylioline-Kalkes und der darüber liegenden flachen Tonschieferlage. b) bis d) Detailansicht der Brekzie. Man beachte die unterschiedliche Orientierung der Schichtung (s0) der Klaster und einige schieferungsparallele Scherflächen, die teilweise mit schiefriger Matrix gefüllt sind (b, d). c) Eine Scherfläche in einer größeren Kalksteinklast enthält feine Grauwackeklasten (Zerreißel, Pfeil). Kamerakappe und Bleistift als Maßstab. Für die Position der Fotos in a und b siehe Abb. 1.

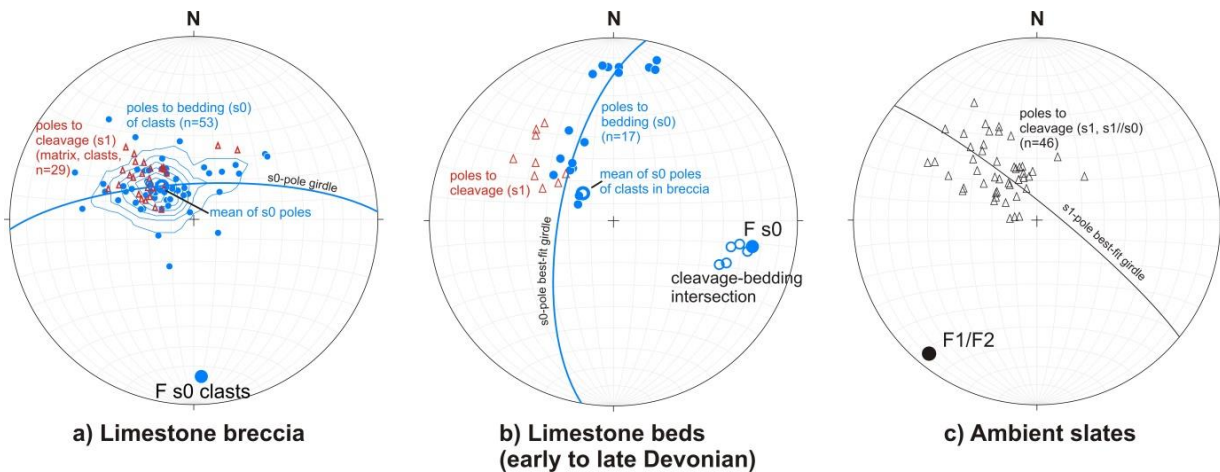


Abb. 3 Gefügediagramme (Schmidt-Netz, untere Halbkugel) aus verschiedenen Bereichen des Aufschlusses. a) Schicht- und Schieferungspole von Klaster und Schieferung der Matrix der Brekzie. Die Schichtpole der Klaster bilden eine nach Süden einfallende Faltenachse (π -Pol), die wahrscheinlich durch interne Scherung entstanden ist (siehe Text und vgl. Abb. 2b). b) Die Schichtpole der Kalksteinklaster bilden einen π -Pol, der mit dem Schnittlinear zwischen Schieferung und Schichtung zusammenfällt (offene Kreise). Das weist auf eine enge genetische Beziehung zwischen Faltung und Schieferung. c) Die Pole der Schieferung und der schieferungsparallelen Schichtung (s0//s1) in den umgebenden Schiefern sind um eine SW-NE verlaufende Achse angeordnet, die der üblichen NE-SW-Orientierung regionaler F1/F2-Faltstrukturen entspricht. Stereoplots erstellt mit Stereonet, Vers. 11 (<http://www.rickallmendinger.net/stereonet>).

Bezüglich der Interpretation dieser Einheit als konglomeratischer Kalkstein (Reichstein 1962) bzw. als sedimentäre oder tektonische Brekzie (Friedel et al. 2022) sprechen die Altersunterschiede der Klasten auf engstem Raum und das Vorhandensein von z.T. reichlich Quarzkörnern in der Matrix für eine sedimentäre Vermischung der Karbonatklasten vor der tektonischen Brekzienbildung (polygenetische Brekzie). Die sedimentäre Vermischung müsste nach dem Oberdevon erfolgt sein. Die Bretonische Phase, wie von Reichstein vermutet, kommt als Ursache jedoch nicht in Frage.

Diskussion 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 von allen Bearbeitern angenommen wird, dann ergibt sich ein räumliches und zeitliches Problem: Um die unter- bis oberdevonische Kalksteinfohle in ihrer heutigen Form tektonisch stapeln zu können, muss die Kalksteinfohle bis zum Oberkarbon noch als mehr oder weniger intakte, zusammenhängende Einheit existiert haben. Andernfalls wäre eine frühe, syn- bis postsedimentär ("olisthostromal") verschuppte Abfolge durch die nachfolgende intensive variszische Störungstektonik zerstört worden.

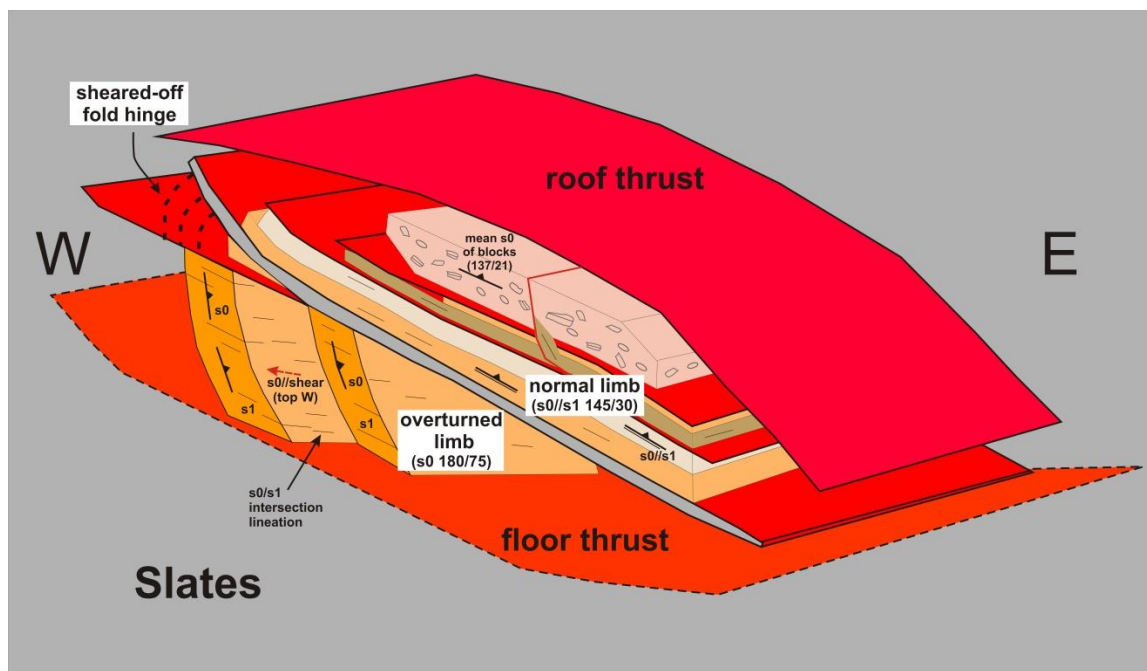


Abb. 4 Vereinfachtes 3D-Schema der in Abb.1 gezeigten Struktur. Der Kalksteinblock besteht aus tektonisch fragmentierten Relikten einer N-vergente Faltenstruktur, die durch Überschiebungen begrenzt und durch mehrere Störungen unterbrochen wird, wodurch die Scharnierregion abgeschert wurde.

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 (Abb. 3b, c). Hier sind verschiedene Teile einer tektonischen Falte aufgeschlossen. Die unterschiedliche Anordnung der konstruierten Faltenachsen im Kalkstein im Vergleich zum umgebenden Schiefer ist sehr wahrscheinlich ein Effekt der späten Störungstektonik, was sich auch im Vergleich mit der Lage der Achse in der Brekzie zeigt (Abb. 3).

Der untersuchte Aufschluss wurde bisher als klassisches Beispiel für das Vorkommen von Olistolithen im Harzgeröder Olistostrom angesehen. Dieser linsenförmige Kalksteinblock kann jedoch weder als Olistolith noch als deformierter Olistolith betrachtet werden. Vielmehr handelt es sich um einen durch Überschiebungen begrenzten Block aus tektonisch gefalteten, verschuppten und gestapelten devonischem Kalkstein, d. h. um einen tektonischen Scherkörper, dessen Fragmentierung und finale Isolierung erst nach der tektonischen Faltung stattfand (Abb. 4). Auf die Schwierigkeiten, solche Schuppenstapel als Bestandteil von Massenumlagerungsprozessen zu interpretieren, wurde schon früh von einigen Autoren hingewiesen (Walliser und Alberti 1983, Koll 1984), was bei der Etablierung und weiteren Ausgestaltung des Olistostrom-Modells aber weitgehend ignoriert wurde.

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., 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>
- 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. In: Friedel, C.-H., Leiss, B., Stipp, M. (eds) 19th Symposium Tectonics, Structural Geology and Geology of Crystalline Rocks, Vol II: Excursion guide. *Hall. Jb. Geowiss.*, Beiheft 51: 47-53
- Hüneke, H. (1998) Die Herzynkalk-Entwicklung im Randgebiet der Selke-Einheit (S-Harz)- Abbild der Subsidenz im östlichen Rhenischen Trog während des Devons. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 149: 381 - 430.
- Koll, J. (1984) Strukturanalyse allochthoner Serien des Südharz-Paläozoikums. *Braunschw. geol. paläont. Diss.* 1: 1-124
- Walliser, O.H., Alberti, H. (1983) Flysch, olistostromes and nappes in the Harz Mountains. In: Martin H, Eder FW (eds) *Intracont Fold Belt*. Springer, Berlin, pp 145–169
- Reichstein, M. (1962) Die Stratigraphie der Hercynkalke bei Güntersberge im Unterharz und das Problem der Hercynkalkentstehung. *Geol Beih* 34:1–73
- Riegel, J. (2017) Strukturelle Untersuchungen an pelagischen Kalksteinen (Herzynkalcken) des Harzes. Master thesis, pp 1-122, Georg-August Universität Göttingen
- Schwab, M. (1976) Beiträge zur Tektonik der Rhenohercynischen Zone im Unterharz. *Jb Geol* 5/6(1969/70): 9–117

Stopp 4 Neue Daten zur Tektonik des Acker-Bruchberges und des Aller-Zuges

Franke, W.¹, Friedel, C.-H.², Wemmer, K.³

¹ Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Strukturgeologie und Geodynamik, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen, wolfgang.franke@uni-goettingen.de

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

³ Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Strukturgeologie und Geodynamik, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen, kwemmer@gwdg.de

Lokation

Basis Kammquarzit im Allerzug. Ifenweg westlich unterhalb des Ifenkopfes, oberhalb des Morgenbrodstaler Grabens.

Koordinaten: Geogr. N 51769555, E 10.426809, UTM (32N): E 598451, N 5736371

Geologische Karte 1:25000, Blatt Nr. 4228, Riefensbeek

Geologischer Rahmen

Zur Biostratigraphie und Fazies des Acker-Bruchberg-Zuges (für das Rhenohercynikum zusammenfassend: Kamm-Quarzit, Jäger and Gursky 2000) existiert eine umfangreiche Literatur, die in Abb. 1 bildlich zusammengefasst ist. 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-Wechsellagerungs-Einheiten (PL, QS) paläogeographisch zusammengehören und sich von der im NW vorgelagerten, autochthonen Söse-Grauwacke unterscheiden. Die Sedimentgeologie des KQ (Flach- oder Tiefwasser?) und seine tektonische Stellung (autochthon oder allochthon?) sind jedoch bis heute umstritten.

Meischner (1966,1991) sah den KQ des Kellerwaldes als Produkt der Aufbereitung älterer Sedimente im Flachwasser einer "Kellerwald-Großschwelle" an. Dagegen haben Homrighausen (1979), Huckriede et al. (2004), Jäger (1999), Jäger and Gursky (2000) die Quarzite als Ablagerungen von turbidity currents gedeutet. Für diese Interpretation spricht auch die Conodonten-Biofazies in den begleitenden Peliten. Die gute Sortierung des KQ beruht auf dem bimodalen Korngrößen-Spektrum des Liefergebietes (gut sortierte Sande/Ton-Silt): sobald die kritische Geschwindigkeit der Suspension unterschritten wird, fallen große Mengen Sand sehr schnell aus. Dabei sind die Belastungsmarken und Entwässerungs-Strukturen entstanden, die (u.a.) Jäger and Gursky (2000) beschrieben haben. Lokale Aufarbeitung ist widerlegt durch den Nachweis detritischer Hellglimmer mit kaledonischem Alter (Marheine 1997, Huckriede et al 2004; siehe auch detritische Zirkone in Haverkamp et al. 1992, Eckelmann et al. 2014, Franke et al. 2019). Franke (2000) hat auf Bohrungen in Pommern hingewiesen, in denen siliziklastische Schelfsedimente des Unterkarbons als wahrscheinliches Liefergebiet des KQ angetroffen worden sind.

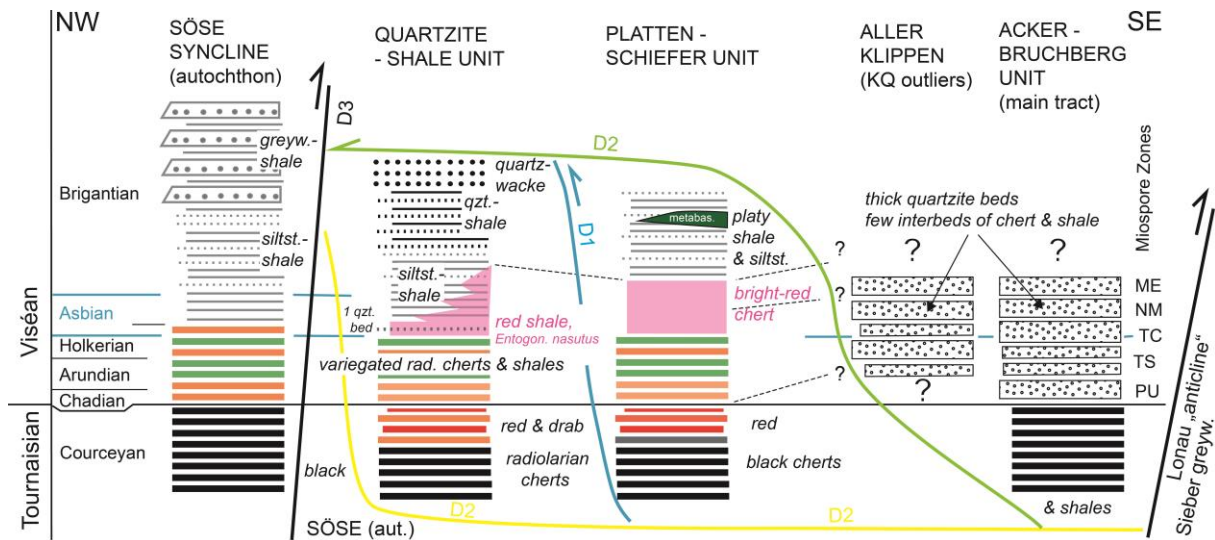


Abb. 1 Stratigraphische Korrelation des Ackerbruchberg- und Allerszugs (Kammquarzit, KQ) und vorgelagerte Einheiten (Plattenschieferereinheit, PS, Quarzit-Schiefer-Wechselagerungseinheit, QS; nach Jäger and Gursky 2000, Kochmann 1968, Meyer 1963, Puttrich 1972, Schmidt 1941 u.a.). Zur Abfolge der trennenden Auf-/Überschiebungen siehe auch Franke et al., dieser Band.

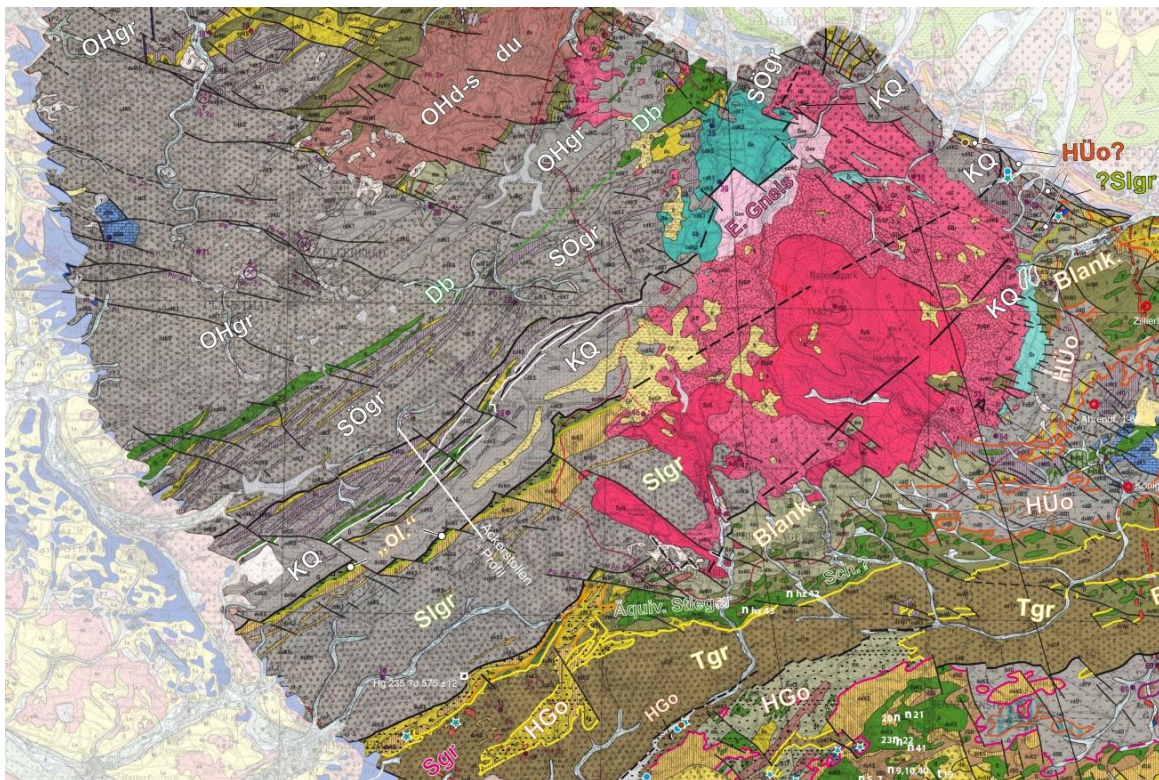


Abb. 2 Verbreitung und Grenzen der Kammquarziteinheit (KQ) im Harz (Ausschnitt aus der Geologischen Karte Harz 1:100 000, Hinze et al. 1998, mit markierten Grenzen der Einheiten). Beachte die deutliche Zunahme der Ausstrichbreite des KQ von SW (ca. 3,5 km) nach NE (ca. 8 km), und das isolierte Quarzitvorkommen am Ostrand des Brockens, das ca. 10 km vom NW-Rand der KQ-Einheit entfernt ist. Der breite Ausstrich weist trotz Verfaltung der Schichten auf eine insgesamt horizontale Lagerung der KQ hin. SÖgr, Si gr, Tgr: Oberharz-, Söse-, Sieber- u. Tanner Grauwacke; Ohds: Oberharzer Devonsattel. Hüo, Hgo: Hüttenröder u. Harzgeröder "Olisthostrom"; "ol.": Lonauer Sattel. Blank.: Blankenburger Zone.

Zur Frage der Allochthonie der Kammquarzit-Einheit

Meischner (*loc.cit.*) hat mit 14 Diplomanden eine detaillierte Karte des Kellerwaldes erstellt und ein zukunftsweisendes tektonisches Profil abgeleitet: es zeigt devonische Flaserkalke, Plattenschiefer, KQ und die südlich anschließenden Flysch-Grauwacken als dachziegelartig angeordnete Schuppen über einer subhorizontalen Abscherfläche. Alle diese Einheiten haben Äquivalente im Harz (siehe Abb. 3 und Franke et al., dieser Band). Zu einer Interpretation dieser Schuppen als Ferndecken hat Meischner sich damals noch nicht entschließen können.

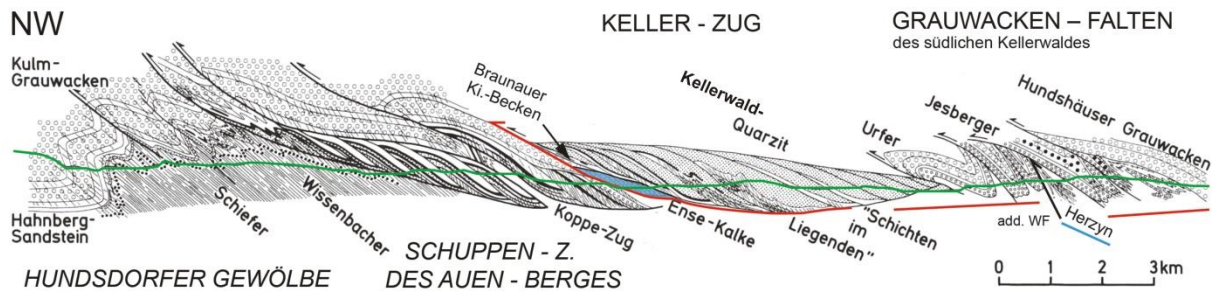


Abb. 3 Tektonisches Querprofil durch den Kellerwald (links = NW), aus Meischner (1991), nach Meischner (1966, unveröff. Habilitationsschrift). Die "Schuppenzone des Auen-Berges" ist ein mögliches Äquivalent der Blankenburger Zone im Harz; auch die Autochthonie des Devons im Hundsdorfer Gewölbe ist nicht gesichert. Das aufgeschuppte "Herzyn" (Aufschiebung ergänzt von W.F.) entspricht den Scherzonen mit Herzynkalken des Harzes.

Trotz der Pionier-Arbeiten von Kossmat (1927, 1929) sind Deckenbau-Vorstellungen für Acker-Bruchberg- und Aller-Zug des Harzes lange Zeit nicht aufgegriffen worden. Die Akzeptanz des Deckenbaus in diesem Teil des Harzes wird erschwert durch einen z.T. verfehlten Kartieransatz, bei dem man sich darauf beschränkte, die Querprofile auf Beobachtungen in den Tälern aufzubauen, ohne die Informationen von den dazwischenliegenden Geländerrücken zu nutzen.

Eine positive Ausnahme ist die geologische Karte 1:25.000 (Blatt Riefensbeek, Schriell 1939, Schriell und Stahl 1938): die Autoren haben betont, dass der KQ des Aller-Zuges auf den Rücken weiter nach NW vorspringt als in den Tälern und daraus korrekt auf ein flacheres südöstliches Einfallen geschlossen, wenn auch der Hauptzug des KQ noch als aus der Tiefe ausgepresster Keil dargestellt ist (Abb. 4).

Auf flache Lagerung des KQ, die Ausbildung seiner Unterlage und die Wechselwirkung mit steil einfallenden Störungen weist auch ein neueres, NW-SE streichendes Profil, das zur Vorerkundung eines geplanten Acker-Stollens von Büchner and Stoppel (1997) publiziert worden ist (Abb. 6, Lage des Profil s. Abb. 2). Das über den gesamten Acker-Bruchberg-Zug reichende Profil basiert auf Schürfen und insgesamt 6 Bohrungen und hatte u.a. zum Ziel, die Lagerungsverhältnisse des ABQ/KQ zu klären. Die Bohrungen 3 bis 6 wurden am SE-Rand des Acker-Bruchberg-Zugs, die Bohrungen 2 im Allerzug und Bohrung 1 etwas weiter nordwestlich in der liegenden Schieferfolge angesetzt.

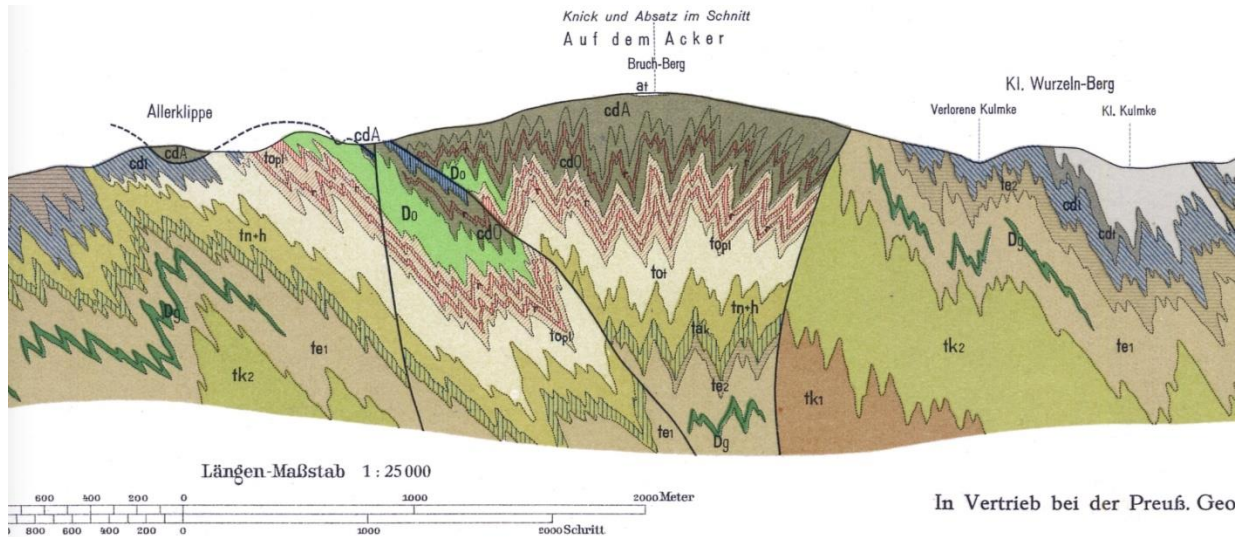


Abb. 4 Querprofil durch den Acker-Bruchberg-Zug mit Aller-Klippe (Mitte und links, aus Schriell 1939, Schriell and Stahl 1938).

Das Profil vom Aller-Zug (Abb. 4) zeigt auch, dass die Basis-Störung des ABQ/KQ eine ältere Faltengeneration diskordant abschneidet und ihrerseits von jüngeren, steilen Störungen versetzt wird. Diese Darstellung steht in Einklang mit den D1/D2/D3 Deformations-Inkrementen, die im Rheinischen Schiefergebirge beobachtet worden sind (Doublrier et al. 2012; Franke 2007a,b; Franke et al., dieser Band).

Später haben Schriell and Stoppel (1958), S. 282 u. Taf. 12) dann das Vorkommen des KQ im Allerzug und im Acker-Bruchberg-Zug als eine auf verschiedenen alten Schichten liegende Abscherdecke interpretiert (Abb. 5).

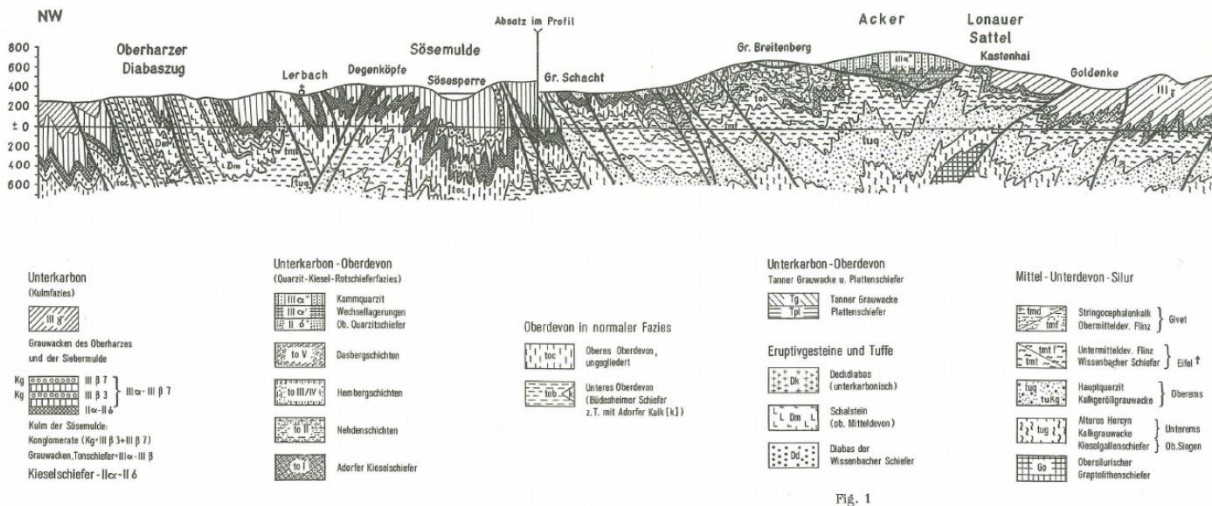


Abb. 5 Tektonisches Profil durch den NW-Harz (Schriell and Stoppel 1958, Taf. 12, Fig. 1).

Bohrung Nr. 3 hat die Basis des KQ nahe seinem Südrand bei ca. 250 m Teufe angetroffen. Darunter folgt – bis 344 Teufe – eine Mischung aus Quarzit, Tonschiefern, kieseligen Schiefern, bunten Tonschiefern und "kieseligem Kalkstein (Flinz-Fazies)". Die Verfasser erwähnen auch "Rutschungen", eckige Gesteinsfragmente im Tonschiefer, und "Tonschieferbrekzie (mud

flow)". Abb. 6 zeigt bei Bohrmeter 344 eine steil NW-fallende Störung (in unserer Abb. als Aufschubung gedeutet) und darunter bis 385 m (Endteufe) wieder KQ. In Verbindung mit dem Befund der Bohrungen 4-6 ergibt sich, dass die genannte Störung die Basis des KQ wiederholt. Bohrung 5 hat bis 66 m Teufe eine Wechsellagerung von Tonschiefer, Quarzit und Grauwacke angetroffen (von Büchner & Stoppel dem KQ zugeordnet). Darunter folgen bis zur Endteufe (300 m) Tonschiefer, Kieselschiefer und Grauwacken, teilweise aber auch 4 Kernabschnitte mit Bänken von Flinzkalk (bei m 240 mit Conodonten als do II datiert). Die Kernbeschreibung erwähnt überall im Profil "Rutschmassen" und "Resedimentationen", aber auch "Mylonitisierung".

Die Beimengung von bunten Schiefen und Flinzkalcken in den Bohrungen 3 und 5 spricht zusammen mit der flachen Lagerung des KQ statt für sedimentäre Rutschmassen für eine Deutung als tektonische Mélange, die den KQ unterlagert (Abscherungsstörung bei Schriel & Stoppel 1958, S. 282). Die Nähe zur Rücküberschiebung (Acker-Haupt-Störung), die die Basis des KQ anhebt ebenso wie "Mylonitisierungen" etc. stützen eine solche Interpretation (s. hierzu auch Friedel et al. 2019 und Stopps 1 bis 3, dieser Band).

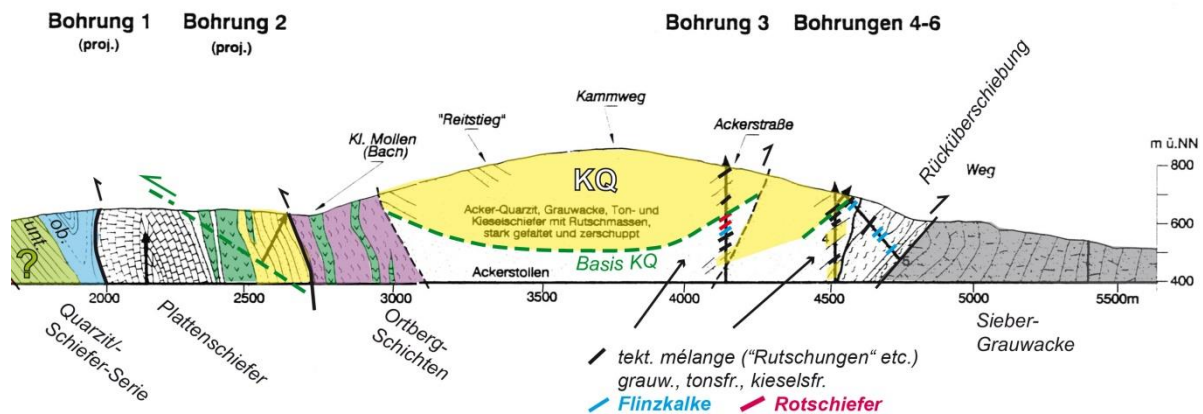


Abb. 6 SE-Teil des Ackerstollen-Profiles aus Büchner and Stoppel (1997), koloriert, mit Lage der Bohrungen. Die steilstehenden tektonischen Schuppen des Allochthons (Quarzit/Schiefer-Einheit, QS; Plattenschiefer-Einheit, PL; Kamm-Quarzit (KQ) mit seinem stratigraphisch Liegenden (Ortberg-Schichten, OR) werden von einer flach einfallenden, leicht eingemuldeten Scherzone unterteuft (nachgetragen in Grün; im Bereich des Acker-Hauptzuges entsprechend der Interpretation von Schriel and Stoppel (1958).

Neue Geländebefunde

Laufende Kartierarbeiten von W.F. und C.-H.F. in den Aller- und Acker-Zügen des KQ zeigen bis zu 7 Keile von Quarzit und bestätigen, dass deren Basis-Störungen (D2) mit $\leq 25^\circ$ nach SE einfallen. Diese Störungen zeigen regelmäßig starke Brekziierung (Spröd-Deformation ohne Mineralisierung) sowohl im Quarzit als auch in kompetenten Gesteinen der Unterlage. Diese Störungen schneiden Faltung und Schieferung der unterlagernden Einheiten (Plattenschiefer-Einheit, PL; Quarzit/Schiefer-Einheit, QS), ebenso auch die steile Aufschubung zwischen diesen beiden Einheiten.

Auf ihrer SE-Seite werden die Quarzit-Keile von steilen Aufschubungen begrenzt (D3), an denen die unterlagernden Einheiten angehoben worden sind: PL, QS, sowie im SE die Ortberg-Schichten als primäre stratigraphische Unterlage der Quarzite (Beispiel: Abb. 7). Nach SE wird der Ausstrich der Quarzit-Keile auf Kosten der unterlagernden Einheiten immer breiter.

Daraus folgt, dass – trotz der D3-Aufschiebungen – der Einfluss der flach SE-fallenden Basis-Störung (D2) nach SE hin zunehmend überwiegt.



Abb. 7 Steinbruch am Hangweg SE des Aller-Berges. Links: Rucksack als Maßstab.

Eine tektonische Deutung gilt auch für stark zerscherte Sandsteine des Unterdevons und Tonschiefer mit Diabasen des Mitteldevons im "Lonauer Sattel", der (außerhalb des Profils von Abb. 5) unmittelbar an den SE-Rand des KQ grenzt. Diese Gesteine sind von Mattig (1986) und Büchner and Stoppel (1997) als Olisthostrom interpretiert worden, gehören jedoch, wie auch die weiter SE gelegenen chaotischen Gesteinsvorkommen (Hahlbeck 1990, Günther and Hein 1999; vgl. dazu Friedel 2016, Friedel et al. 2016) vermutlich zur tektonischen Mélange an der Basis des Oberen Allochthons (s. Franke et al. dieser Band). Am Fahrweg unterhalb der Stollen-Klippe belegen Riedel-Scherflächen einen tektonischen Transport nach NW auf einem annähernd flach liegenden Schergefüge. Die Mélange korreliert wohl mit denen der Bohrungen 3-6 und unterlagert den KQ (bereichsweise auch dessen stratigraphische Unterlage, die Ortberg-Schichten) und wäre auch unter den PL- und QS-Einheiten im NW des KQ zu suchen.

Darauf deutet auch das "Harzrand-Olisthostrom" (Lutzens and Schwab 1972) im NE des Brocken-Granits, zwischen dem KQ und dem Harzrand. Es handelt sich wahrscheinlich um die Mélange unter dem KQ und den im SE anschließenden Grauwacken, die an einer Störung parallel zum Harzrand steil nach NE aufgeschoben worden ist. Die Allochthonie des KQ wird außerdem gestützt durch eine "hängengebliebene" Schuppe von KQ (oder einen Teil von dessen SE-Rand?) östlich des Brocken-Randes (Hippeln; Beschreibung bei Stege and Wachendorf 2005, s. Fig. 5 in Franke et al, dieser Band).

Flache D2-Scherflächen lassen sich auch im NW des KQ nachweisen. Dort ist die Quarzit/Schiefer-Einheit (QS) flach auf einen Streifen von Devon und Unterkarbon aufgeschoben, der entweder die Unterlage der Söse-Grauwacke bildet oder eine weitere Teildecke darstellt. Die Detailkartierung der Überschiebung belegt (nach Schnittwinkeln mit den Höhenlinien) ein südöstliches Einfallen von nahe 0° bis max. 25° . Diese flache Bahn kappt – ebenso wie die Basis des KQ – Faltung und Schieferung einer älteren Deformation (D1), lässt sich also der D2-Deformation zuordnen. Es gibt also gute strukturelle Belege für die Allochthonie des KQ.

K–Ar-Datierungen

Ein Störungsletten an der Basis der QS-Einheit ist von K. Wemmer mittels der K–Ar-Methode auf c. 310 Ma (Fraktion 6–2 μm) und c. 305 Ma (<2 μm) datiert worden, also nur wenig älter als die post-tektonischen Plutonite des NW-Harzes (s. Linnemann et al. 2023).

Mehrere Proben von Tonschiefern der Quarzit/Schiefer-Einheit und Plattenschiefer-Einheit weiter im SE haben für die Fraktion <2 μm K–Ar-Alter um 332 Ma geliefert. Sie entsprechen Datierungen von Marheine (1997) aus dem Südharz (Südharz-Grauwacke, Harzgeröder Zone) und repräsentieren wahrscheinlich das Alter der D1-Deformation in den Decken; diese Alter liegen aber (unter Berücksichtigung der Fehlergrenzen) nur knapp über einem neuen Wert für das Autochthon. Deshalb sind hier noch weitere isotopische und biostratigraphische Datierungen erforderlich.

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, der teilweise auf das Allochthon steil rücküberschoben scheint. Grundsätzlich möglich wäre auch eine steil SE-fallende Abschiebung des Allochthons.

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. Das Bachbett des Großen Morgenbrodstales zeigt mehrere Aufschlüsse brekziierter Gesteine sowohl an der Basis des KQ als auch in den Kieselgesteinen der unterlagernden PL-Einheit.

Die tektonischen Verhältnisse werden anhand des aktuellen Standes der Neukartierung diskutiert.

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.
- Doublier, M.P., Potel, S., Franke, W., Roache, T. (2012) Very low-grade metamorphism of Rheno-Hercynian allochthons (Variscides, Germany): facts and tectonic consequences. *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)* 101/5: 1229–1252. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0718-3>

- Eckelmann, K., Nesbor, H.-D., Königshof, P., Linnemann, U., Hofmann, M., Lange, J.-M., Sagawe, A. (2014). Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea – Constraints from U-Pb LA-SF-ICP-MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides. *Gondwana Res.* 25, 1484–1500. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.10.029>
- Franke, W. (2000) The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke W, Haak V, Oncken O, Tanner D (eds) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geol Soc London Spec Publ 179: 35-62 <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2000.179.01.05>
- Franke, W. (2007a) The Scott Simpson Lecture. Rheno-Hercynian Belt of central Europe: review of recent findings and comparisons with south-west England. *Geoscience in South-West England*, 2007, 11, S. 263-272
- Franke, W. (2007b) Paläogeographie und Tektonik des Lahnggebietes (Exkursion C am 12. April 2007). *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, N.F. 89, S. 151-165.
- Franke, W., Huckriede, H., O'Sullivan, P., Wemmer, K. (2019) Zircons to the front: accretionary history of the Rheno-Hercynian active margin (Variscides, Germany). *Canadian Journal of Earth Sciences*, published online December 2019, <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0255>
- Friedel, C.-H. (2016) Gefüge und Genese der Scharzfelder Mélange (Scharzfeld, am Dolomitwerk). In: Friedel C-H, Leiss B (eds): *Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. Göttingen Contributions to Geosciences* 78:111–117
- Friedel, C.-H., Santelmann, C., Leiss, B., Wagner, B., Zweig, M. (2016): Wildflysch versus tektonische Mélange – Gefügemerkmale und Interpretation der Odertalmélange (Südharz, Odertalsperre/Bad Lauterberg). In: Friedel C-H, Leiss B (ed): *Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. Göttingen Contributions to Geosciences* 78: 99-110
- 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>
- 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
- Hahlbeck, S. (1990) Subaquatisch-gravitativ umgelagerte Sedimente des Devons und Karbons um Bad Lauterberg (SW-Harz). *Mitt Geol Inst Univ Hannover* 31:1-105
- Haverkamp, J., Hoegen, J. von, Kramm, U., Walter, R. (1992) Application of U-Pb-systems from detrital zircons for palaeogeographic reconstructions – a case-study from the Rhenohercynian. *Geodynamica Acta*, 5, 1/2, S. 69-82.
- Hinze, C., Jordan, H., Knoth, W., Kriebel, U., Martiklos, G. (1998) Geologische Karte Harz 1:100 000. Herausg.: Geol. Landesamt Sachsen-Anhalt und Nieders. Landesamt f. Bodenforschung
- Homrighausen, R. (1979) Petrographische Untersuchungen an sandigen Gesteinen der Hörre-Zone (Rheinisches Schiefergebirge, Oberdevon-Unterkarbon). *Geol. Abh. Hessen*, 79, 84 S.
- 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. Rundsch.* 93: 414–431. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0397-4>
- Jäger, H. (1999) Sedimentologie und Stratigraphie der unterkarbonischen Quarzlitfolge 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.d.t.geol.Ges.*, 151, S. 415-439
- Kochmann, G. (1968) Die oberdevonische bis unterkarbonische Schichtenfolge und der Schuppenbau im Nordbereich des mittleren Acker-Bruchberg-Zuges (Oberharz). Diss. Univ. Erlangen, 155 S.
- Kossmat, F. (1927) Ein Problem der Harztektonik: Der Überschiebungsbau des Unterharzes. *Centralbl. Mineral. Geol. Paläontol.*, Abt B, S. 33-49

- Kossmat, F. (1929) Zur Frage des Deckenbaus im Harz. *Z. dt. geol. Gesellsch.* Bd 80 (1928), S. 224-241
- 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 Publications*, 542, <https://doi.org/10.1144/SP542-2023-52>
- Lutzens, H., Schwab, M. (1972) Die geologische Stellung des Harzes im variszischen Orogen. *Geologie*, 21, S. 627-640-
- Marheine, D. (1997) Zeitmarken im variszischen Kollisionsbereich des Rhenoherynikums – Saxothuringikums zwischen Harz und Sächsischem Granulitmassiv – Ergebnisse von K/Ar-Altersbestimmungen. *Gött. Arb. Geol. Paläont.*, 75: 1-97
- Mattig, U. (1986) Stratigraphie und Tektonik des Mittelbereichs der Sieber-Mulde und ihrer NW' und SE' Grenzbereiche (SW-Harz). Dipl.-Arb., 158 S.; Erlangen. (unveröff.)
- Meischner, D. (1966) Der geologische Bau des Kellerwaldes. Mit geol. Übersichtskarte 1:25.000, Habil.-Schrift (unveröff. Ms.), 240 S., Göttingen
- Meischner, D. (1991) Kleine Geologie des Kellerwaldes (Exkursion F am 5. April 1991). *Jber Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N.F. 73, S. 115-142
- Meyer, K.-D. (1965) Stratigraphie und Tektonik des Allerszuges am Nordwestrand des Acker-Bruchberges bei Riefensbeek im Harz. *Geol. Jb.* 82, S. 385-436
- Puttrich, I. (1972) Der nordöstliche Acker-Bruchberg-Zug, speziell bei Bad Harzburg (Oberharz). Diss. Univ. Erlangen 224 S.
- Schmidt, H. (1941) Eine neue Fauna mit Pericyclus von Riefensbeek im Harz. *Jahrb. Reichsstelle f. Bodenforsch.* f. 1939, 60, S. 148-156.
- Schriel, W. (1939) Geol. Karte von Preussen u. benachbarten deutschen Ländern, Lieferung 340, Erläuterungen zu Blatt Riefensbeek Nr. 2377 (Neue Nr. 4228), aufgenommen von 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. und Veröff. DGG*, 227, S. 48-56

Stopp 5 Internes Gefüge und Kinematik einer Variszischen Überschiebung – die Sparenberg-Brekzie bei Lautenthal*

Friedel, C.-H.¹, Schmidt, M.², Leiss, B.³

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

² Fachdienst Umwelt Stadt Göttingen, Neues Rathaus, Hiroshimaplatz 1-4, 37083 Göttingen, m.schmidt2@goettingen.de

³ Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Strukturgeologie und Geodynamik, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen, bleiss1@gwdg.de

**Deutsche Fassung eines Beitrags aus dem Exkursionsführer zur Tagung TSK 19 (Friedel et al. 2022)*

Lokation

Innerstetal NW-lich Lautenthal, Westfuß des Sparenbergs

Koordinaten: Geogr. N 51.881037 E 10.283129, UTM (32N) E 588319, N 5748585

Geologische Karte 1:25.000, Blatt Nr. 4127 Seesen

Geologischer Überblick

Im Innerstetal bei Lautenthal ist ein klassisches geologisches Profil aus mitteldevonischen bis unterkarbonischen Schichten des Oberharzer Devonsattels aufgeschlossen. Der Aufschluss gehört zu einem geologischen Lehrpfad, der entlang des NE-Ufers der Innerste führt (Stoppel 2002).

Am Westfuß des Sparenbergs sind in überkippter Lagerung von Süd nach Nord Wissenbacher Schiefer (Eifelium, alter Dachschieferbruch), Kalkknoten führender Tonschiefer (Givetium) und klotziger Kalkstein (Stringocephalenkalk) des oberen Givetium aufgeschlossen. Weiter nördlich folgen Ton- und Bandschiefer (Adorf, mit Kellwasserkalk), gefolgt von grauen und roten Schiefen und Kalknotenschiefern des höheren Oberdevons (Stoppel and Zscheke 1973, Stoppel 1977b, 2002). Im Aufschluss selbst ist der Grenzbereich Mittel-/Oberdevon unmittelbar aufgeschlossen. Die Gesteinsabfolge ist penetrativ geschiefert und bildet den liegenden Schenkel einer überkippten NW-vergente Großfalte (Müller and Franzke 2014).

Der Aufschluss beginnt im Talniveau und erstreckt sich etwa 10 m hangaufwärts. Am Hang ist in Tonschiefern aus dem Grenzbereich Mittel-/Oberdevon ein mehrere Meter breiter Bereich mit ausgeprägtem Block-in-Matrix-Gefüge aufgeschlossen, der aus zerbrochenen Kalksteinen des Stringocephalenkalks besteht (Abb. 1 und 2). Der Stringocephalenkalk ist ein meist deutlich gebankter, reichlich Stylolinen und Tentakuliten führender Kalkstein. Der ursprünglich bankige Kalkstein ist im Aufschluss in einzelne Blöcke zerbrochen und diese Blöcke sind außerdem zumeist verstellt (Abb. 2 und 3). Die zerbrochenen und verstellten Blöcke erreichen eine Größe bis ca. 1 m Länge. Die Matrix ist tonig-kalkig und enthält zahlreiche eckige, z.T. auch linsenförmige Kalksteinklasten (Abb. 4b, c). Die Blöcke bzw. Klasten bestehen nahezu ausschließlich aus diesem Kalkstein, nur vereinzelt sind auch Klasten dunklen Tonschiefers eingelagert. Aufgearbeitete ältere Kalke wurden nicht festgestellt (Stoppel 1977b).

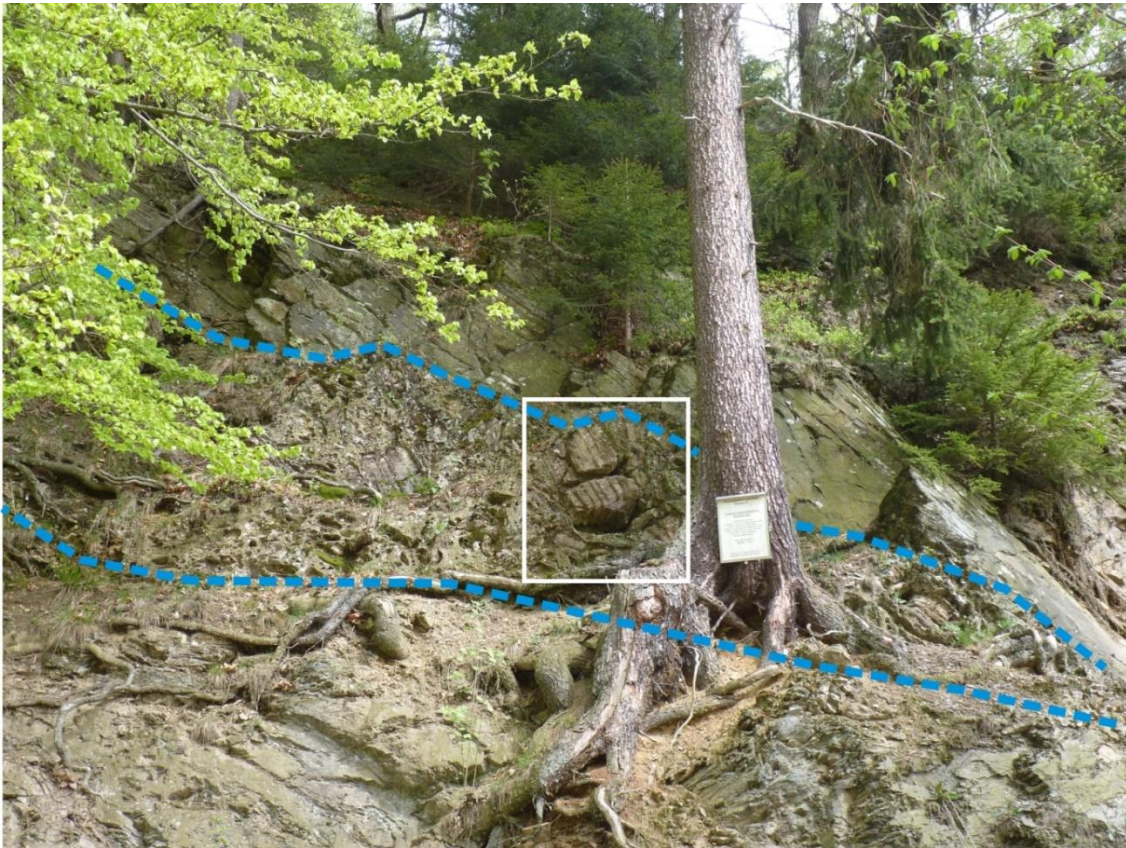


Abb. 1 Aufschluss am Westfuß des Sparenbergs (Station 6 des geologischen Lehrpfads, Stoppel 2002). Foto vom Mai 2013. Die blaue Linie markiert den Bereich mit Block-in-Matrix-Gefüge (Brekzie) im tektonisch Liegenden des Kalkknotenschiefers (vgl. Abb. 2a). Das Rechteck markiert den Bereich von Abb. 3a.

Das Vorkommen wurde von Stoppel and Zscheke (1963) als sedimentäre Brekzie interpretiert, wobei insbesondere die chaotische Lagerung der Blöcke als Argument für eine sedimentäre Entstehung der Gefüge herangezogen wurde (Stoppel 1977a, b). Die Bearbeiter führten das Brekziengefüge auf frühdiagenetische Gleitung (subaquatisches Sedimentgleiten) zurück und beschrieben das Vorkommen als Block- oder Schlammstrom (Stoppel and Zscheke 1963, Stoppel 1977b). Dieser Aufschluss galt seither als Schlüsselaufschluss zum Nachweis früher Rutschungs- und Umlagerungsgefüge während des Mittel- und Oberdevons im Westthar (Stoppel and Zscheke 1963, Stoppel 1977a, b, Buchholz et al. 1989, 1990 u.a.).

Von Friedel and Zweig (2013) und Schmidt (2013) wurde das Vorkommen dagegen als tektonische Brekzie interpretiert. Grundlage für diese Interpretation ist die räumliche Anordnung der Kalksteinblöcke. Gefügemessungen zeigen, dass die Klasten nicht chaotisch angeordnet sind. Die im Brekzienbereich gemessenen Schichtwerte der mehr oder weniger stark verstellten Kalksteinblöcke bilden einen Großkreis, dessen Achse flach nach NE/ENE einfällt. Sie entspricht damit etwa der Achsenrichtung, die sich aus dem regionalen variszischen Faltenbau ergibt (Abb. 5). Das gilt auch für die Orientierung der Achsen von Kleinfalten innerhalb der Brekzie und entlang der Grenzfläche zum Tonschiefer (Schleppfalten, Abb. 5b). Mit der Schichtung ist auch die Schieferung der Kalksteinblöcke rotiert. Im Kalkstein ist die Schieferung als steil zur Schichtung stehende flaserförmige Drucklösungsschieferung ausgebildet (Abb. 4a). Dünnschliff- und Kathodolumineszenzuntersuchungen bestätigen, dass es sich bei der steilstehenden Flaserung in den bankigen Kalksteinen um Drucklösungsschieferung handelt, eine kristallographische

Vorzugregelung ist in den Kalksteinen jedoch nicht entwickelt (Schmidt 2013). Die als Schieferung identifizierte Flaserung der rotierten Klaster nimmt ebenfalls eine Raumlage ein, die dem variszischen Strukturbau entspricht (Abb. 5b).

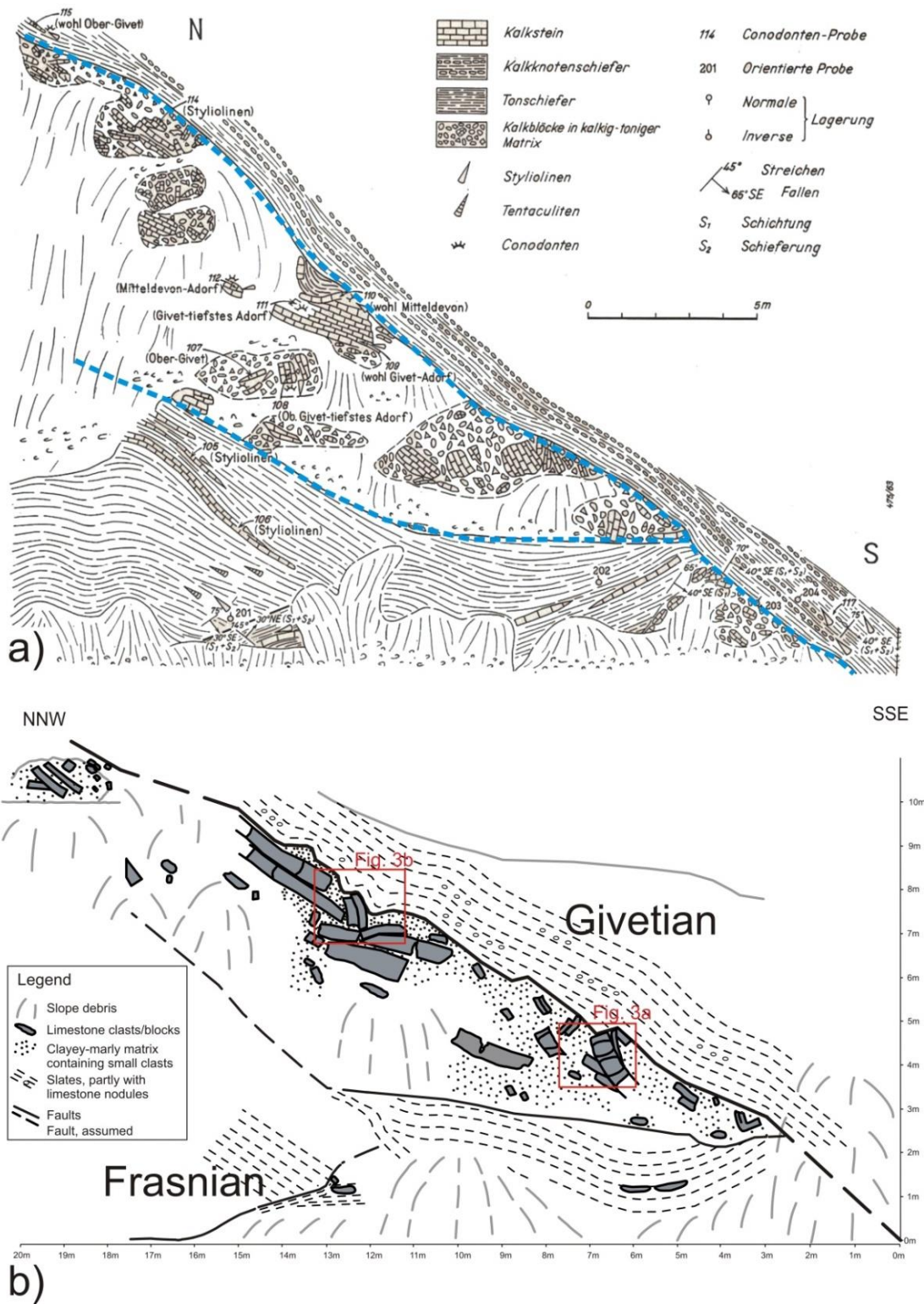


Abb. 2 a) Geologische Skizze des "Sedifluktionshorizontes" von Stoppel and Zscheke (1963). **b)** Skizze des selben Aufschlusses 50 Jahre später (Schmidt 2013). Rechtecke s. Abb. 3.

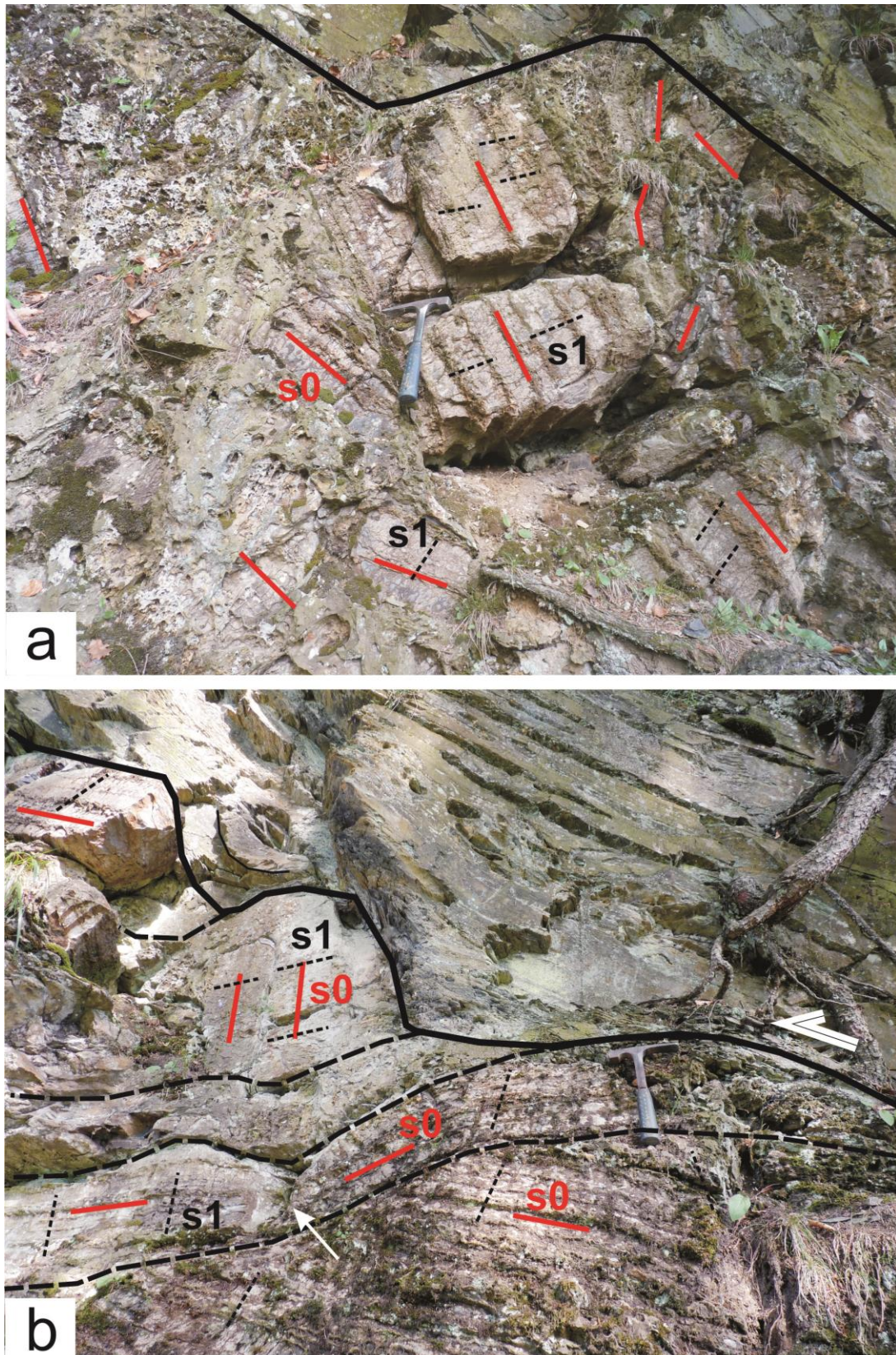


Abb. 3 Rotierte geschieferte Kalksteinblöcke innerhalb der Brekzie. Mit den Kalksteinblöcken ist auch die Drucklösungsschieferung (s1) dieser Blöcke rotiert worden (**a**, **b**). Beachte in **b**) die flach einfallenden Störungen, die von der Hauptscherfläche auf der rechten Seite nach links abzweigen (siehe Text und Abb. 6). Lage der Fotos s. Abb. 1 und 2b; s0: Schichtung, s1: Schieferung. Hammer als Maßstab.

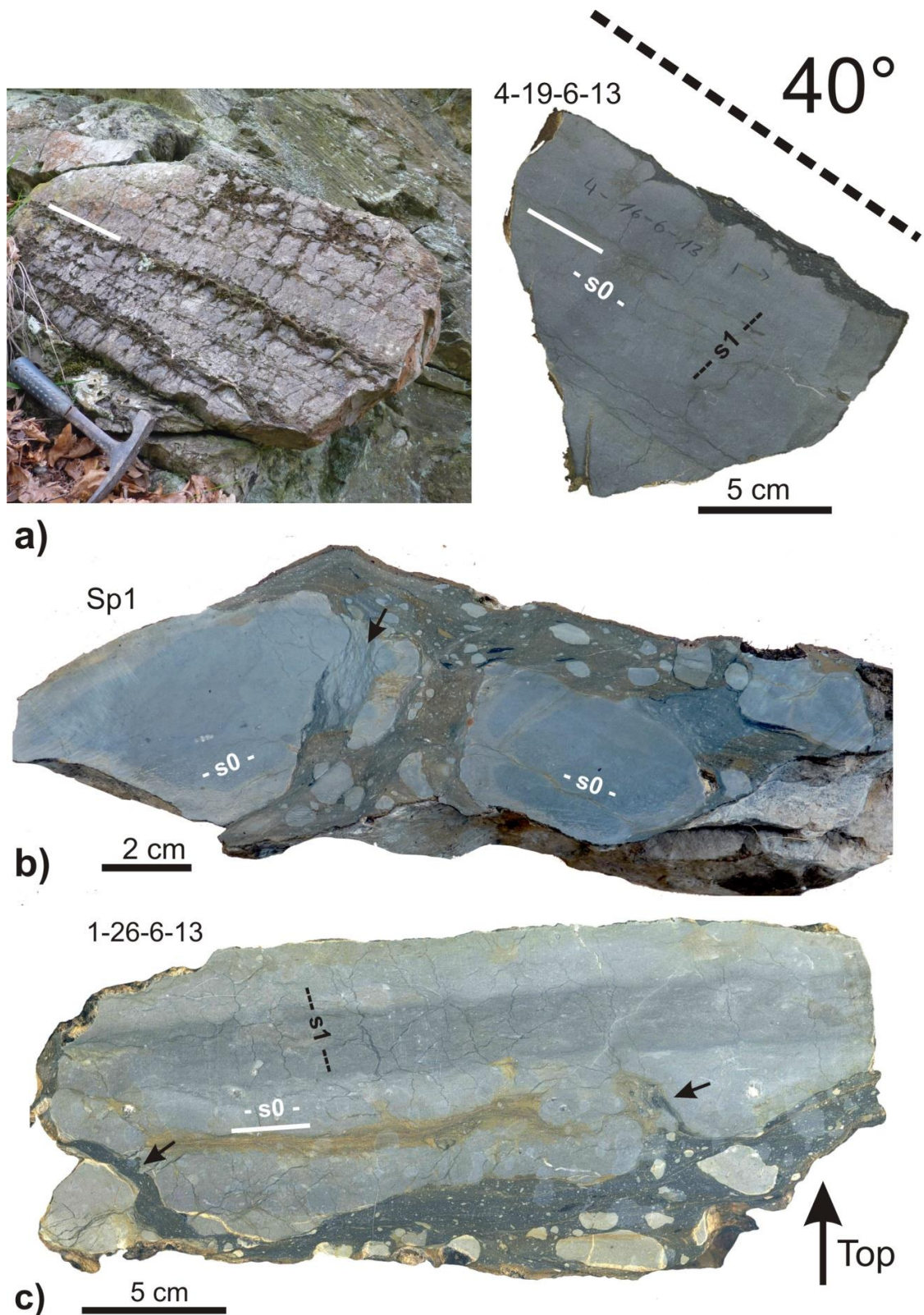


Abb. 4 a) Gut ausgeprägte Drucklösungsschieferung im Stringocephalen-Kalkstein (siehe Abb. 5-3b, links oben, rechts ein polierter Anschnitt). **b)** Zwei entgegengesetzt rotierte Klaster in tonig-schiefriger Matrix. Beachte den stark deformierten Scherbruch beim linken Klast (Pfeil). **c)** Kalksteinklast mit einigen matrixgefüllten Brüchen etwa parallel zur Schieferung (Pfeile), die auf erhöhten Porendruck weisen. s0: Schichtung, s1: Schieferung. Alle Klaster sind in ihrer Position zur Hauptscherebene (40°, gestrichelte Linie) angeordnet.

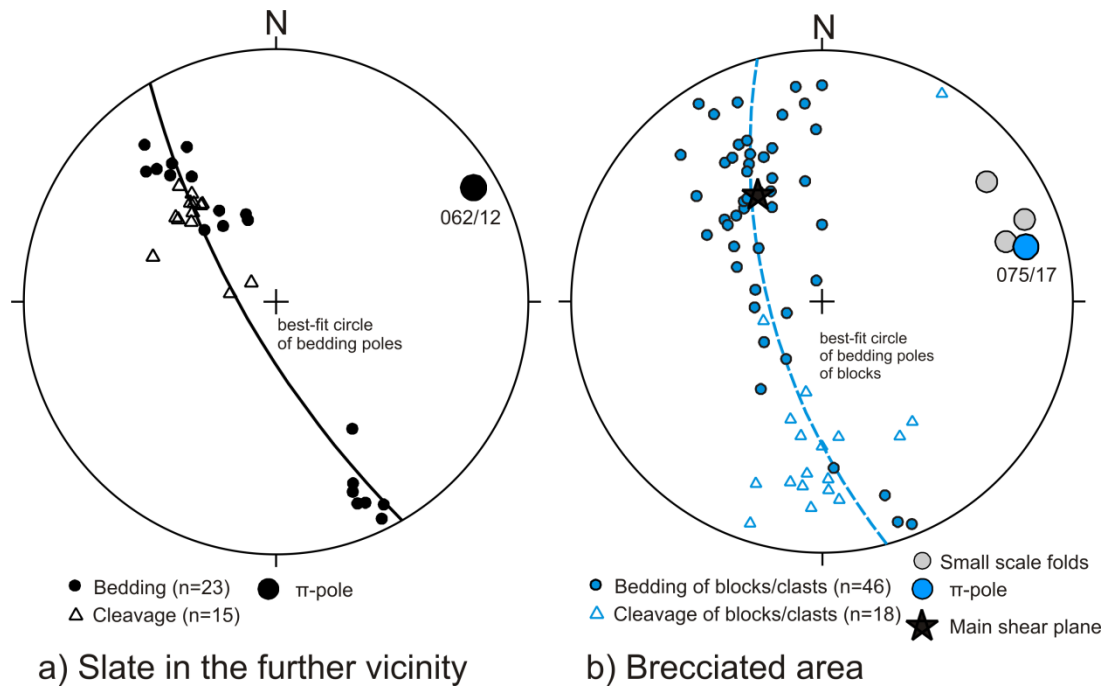


Abb. 5 Stereographische Projektionen (Schmidt-Netz, untere Halbkugel). **a)** Anordnung der wesentlichsten Gefügeelemente der mittel- und oberdevonischen Gesteinsfolge, die entlang der Innerste am SW-Fuß des Sparenbergs aufgeschlossen ist. **b)** Anordnung der Schicht- und Schieferungsflächen der rotierten Kalksteinblöcke in der Brekzie. Die Schieferung der verstellten Blöcke ist ebenfalls rotiert und folgt der Großkreisordnung der Schichtflächen (siehe Text). Die Grenzfläche zum Kalkknotenschiefer im Hangenden der Brekzie bildet die Hauptscherebene der tektonischen Brekzie (vgl. Abb. 6). Stereoplots erstellt mit Stereonet, Vers. 11 (<http://www.rickallmendinger.net/stereonet>)

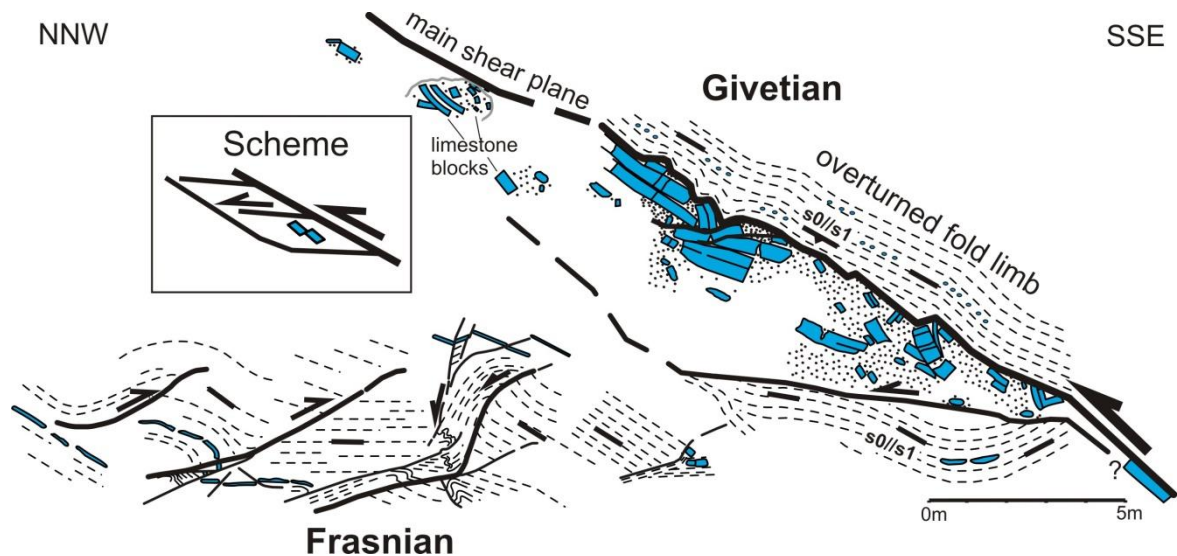


Abb. 6 Übersicht zur Stratigraphie und kinematisches Schema zur Entstehung des Brekzienbereichs. Die Hauptüberschiebungsebene bildet die Grenze zum er überkippt liegende Kalkknotenschiefer (stratigraphisch Liegendes). Von dieser Hauptüberschiebungsebene abzweigende Verwerfungen schufen den Raum für diese tektonische Brekzie (siehe Schema). Die komplexen Auf- und Abschiebungen im NW sind wahrscheinlich als Reaktion auf die benachbarte Brekzienbildung entstanden (siehe Text, Abb. aus Friedel et al. 2019, mit Genehmigung vom Springer-Verlag).

Ein spektakuläres Vorkommen verstellter geschieferter Kalksteinblöcke zeigt Abb. 3b. Unmittelbar am Rand zum Tonschiefer sind hier einige Blöcke sogar senkrecht aufgerichtet. Nur einen Meter weiter oberhalb liegt der Kalkstein wieder in originaler Position parallel zum Einfallen des Tonschiefers. Durch die Steilstellung der Kalksteinblöcke wurde offenbar auch der Bereich unterhalb verbogen bzw. zerbrochen (weißer Pfeil in Abb. 3b). Auffallend ist auch, dass die flachen Scherflächen zwischen den verstellten Kalksteinklasten häufig an Vorsprünge und Einfaltungen der Tonschiefer entlang der Grenzfläche zum intakten Schiefer gebunden sind (Abb. 2b). Die flach abzweigenden Scherbahnen weisen damit diese Grenzfläche selbst als Überschiebung aus. Auf Überschiebung weist auch die Verbiegung der Tonschiefer im Liegenden der Scherfläche (Talniveau). Als Reaktion auf die Einengung der Schichten durch die Scherzone dürften auch die komplexen Auf- und Abschiebungen im stratigraphisch Hangenden entstanden sein (Abb. 6).

Auch die blockführende tonig-kalkige Matrix ist geschiefert. Die Schieferung der Matrix ist penetrativ und zeigt sich in der Vorzugsrichtung der Kalksteinblöcke, die schieferungsparallel eingeregelt sind oder von der Schieferung umflossen werden. Vereinzelt treten an den Abrissflächen der Kalksteinblöcken Schergefüge auf und sind die geschieferten Blöcke aufgerissen und mit toniger Matrix gefüllt (Abb. 4b, c). Das weist auf erhöhte Porenwasserdrücke während der Brekzienbildung.

Schlussfolgerung

Die Großkreisanordnung der Schicht- und Schieferungsflächen der Blöcke und ihre Übereinstimmung mit der Faltenachse des regionalen Strukturbaus sind klare Belege dafür, dass das Gefüge dieser Brekzie nicht sedimentär, sondern variszisch durch tektonische Scherung entstanden ist. Nachträgliche Schieferung bereits steil stehender Kalksteinblöcke durch Schieferungsbrechung bietet keine Erklärung für die Großkreisanordnung der Blockgefüge.

Die Raumlage und Ausbildung der Blöcke weisen auf die Wirksamkeit „spröd-duktiler“ Überschiebungstektonik in einer späten Phase der Faltung und Schieferungsentwicklung. Als Hauptscherfläche diente die Grenzfläche zu den im Top befindlichen intakten Kalkknotenschiefern, die das stratigraphisch Liegende bilden. Mit der Überschiebungstektonik verbundene pull-apart-artige Dehnungsstrukturen schufen vermutlich den notwendigen Raum zur Aufnahme der brekzierten Kalksteinblöcke und ihrer Matrix (Schema in Abb. 6). Die tektonische Fragmentierung erfolgte unter erhöhtem Fluidporendruck, über die Mechanismen der Brekzienbildung ist im Detail aber noch wenig bekannt.

Statt einer Schlammstromablagerung liegt hier eine tektonische Brekzie vor. Damit wird dieser Aufschluss als häufig zitiertes Beispiel devonischer Rutschmassenbildung in Frage gestellt. Diese Feststellung trifft nicht nur hier, sondern auch für andere ehemals als Rutschmassen interpretierte Vorkommen im Harz zu (Friedel and Leiss 2015, Friedel et al. 2019, s. auch Stopps 1 bis 3 des Exkursionsführers in diesem Band).

Literatur

Buchholz, P., Wachendorf, H., Zweig, M. (1989) Syntsedimentäre versus tektonische Deformation: Rutschung, Schlammstrom, Olisthostrom und Mélange. – *Dt. geol. Ges., 141. Hauptvers., Exkursionsführer*, Exkursion E4, S. 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.
- Friedel, C.-H., Zweig, M. (2013) Bimrockexkursion Harz. Exkursionspunkt 3: Tektonische Brekzie statt Schlammstromsediment am Sparenberg. – *Hall. Jb. Geow. Beiheft* 31: 21-25; Halle/S.
- 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 Gesellschaft für Geowissenschaften* 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. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 108, 2295–2323 (2019). <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01763-1>.
- Friedel, C.-H., Schmidt, M., Leiss, B. (2022) Internal structure and kinematic of a Variscan thrust fault – the Sparenberg Breccia at Lautenthal. In: Friedel, C.-H., Leiss, B., Stipp, M. (eds) 19th Symposium Tectonics, Structural Geology and Geology of Crystalline Rocks, Vol II: Excursion guide. *Hall. Jb. Geowiss., Beiheft* 51, S. 25-31
- Müller, H., Franzke, H.J. (2014) Oberharz. Tiefe Gruben und hohe Rücken. Streifzüge durch die Erdgeschichte, 144 S., Quelle and Meyer, Wiebelsheim.
- 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., Zscheke, J.G. (1963) Frühdiagnostische Sedifluktionen im Mittel- und Oberdevon des Westharzes. – *Ber. Naturhist. Ges.*, 107, S. 5-18; Hannover.

