

14. Symposium

Tectonics, Structural Geology and Geology of Crystalline Rocks

Tektonik, Strukturgeologie und Kristallingeologie

Kiel, 26. 3. - 1. 4. 2012

GEOMAR | Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel
Institut für Geowissenschaften | Universität Kiel



Excursion guide Exkursionsführer

Michael Stipp, Carl-Heinz Friedel



**Exkursionsführer zum 14. Symposium
„Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie“ (TSK 14)**

Redaktion: Michael Stipp¹⁾ & Carl-Heinz Friedel²⁾

¹⁾ Geomar, Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel, mstipp@ifm-geomar.de

²⁾ Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Halle/S.
friedel@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Inhalt

1. Geologie der Allertalstruktur (L. STOTTMEISTER)

1.1 Geologische Übersicht	2
1.2 Interner Bau der Allertalsalzstruktur.....	5
1.3 Strukturentwicklung	9
1.4 Aufschlüsse	
1.4.1 Geologie im Grubengebäude Bartensleben-Marie (Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben) (H. BLANKE).....	12
1.4.2 Sedimentation und Tektonik im Top der Allertalstruktur (Quarzsandgruben 3 bis 5 der Quarzwerke GmbH bei Walbeck) (L. STOTTMEISTER).....	15

2. Harz

2.1 Der Aufschluss im Teufelsbachtal nördlich Kloster Michaelstein im Licht neuer Bohrergebnisse (C.-H. FRIEDEL & TH. GÜLDNER).....	24
2.2 Duktile Deformationsgefüge im Elbingeröder Riffkalkstein – Aufschlüsse Garkenholz und Schwefeltal (Elbingeröder Komplex) (C.-H. FRIEDEL).....	29
2.3 Struktur und Metamorphose im Eckergneis – Stand und offene Fragen (K. FISCHER & C.-H. FRIEDEL).....	36
2.4 Aufschluss im Kellwasser-Kalk an der Oker-Vorsperre (S-Seite des Kellwassertals) (H.J. FRANZKE & R. MÜLLER).....	46
2.5 Struktur und Kinematik einer „Dreieckszone“ (Triangel Zone) in der Tonschiefer- Grauwackenfolge des Unterkarbons am Westufer der Okertalsperre, NW-Harz (D.C. TANNER).....	50

1. Geologie der Allertalstruktur

LJUBA STOTTMEISTER

Landesamt für Geologie und Bergwesen, Halle, stottmeister@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Der erhebliche Kenntniszuwachs im Laufe des 20. Jahrhunderts über die Geologie des nördlichen Subherzyns geht nicht nur auf die Untersuchung von Steinbrüchen, Ton- und Sandgruben sowie auf die Grundwassererkundungen zurück. Besonders durch die geologische Kartierung der Zechstein-Schichten im Allertal, im Salzbergwerk zwischen den Schächten „Marie“ und „Bartensleben“ (KRZYWICKI 1949 und 1950) wurde der sehr komplexe Bau der Allertal-Salzstruktur erkannt. Nach Einstellung der Salzförderung im Jahr 1970 begannen die Vorbereitungen zur Errichtung des Endlagers für radioaktive Abfallstoffe Morsleben (ERAM), das 1981 in Betrieb genommen wurde. Im Zeitraum 1983-1998 fand in vier Etappen die Standorterkundung im Rahmen des Planfeststellungsverfahrens statt, zwecks Weiterbetrieb des ERAM über das Jahr 2000 hinaus bzw. zu dessen Stilllegung. Durch ein gezieltes Bohrprogramm sowie lithologisch-mineralogische, geophysikalisch-seismische, strukturgeologische, paläontologische, geomorphologische und andere Untersuchungen (u.a. KÄBEL et al. 1987, 1991, JUBITZ et al. 1991, BALZER 1998, 2000, BEST & ZIRNGAST 1998, LOTSCH 1998) konnte der Kenntnisstand wesentlich erweitert werden. Im Zusammenhang mit dem großen Erkenntniszuwachs wurde die Revisionskartierung der ersten Auflage des Blattes 3732 Helmstedt (SCHMIERER 1914) erforderlich. Sie erfolgte in Zusammenarbeit mit dem damaligen NLFb (heute LBEG) Hannover (STOTTMEISTER et al. 2007) und dient als Grundlage dieses Beitrages.

1.1 Geologische Übersicht

Der Nordostrand der Subherzynen Senke wird in Sachsen-Anhalt durch drei herzynisch verlaufenden Großstrukturen bestimmt. Dabei bildet die **Allertal-Salzstruktur** eine Art Fuge zwischen der **Weferlingen-Schönebeck-Scholle** im äußersten Nordosten des Subherzyns und der **Lappwald-Scholle**, die sich im Südwesten an das Allertal anschließt (Abb. 1.1). Die präsalinare Oberfläche der Großschollen ist durch tiefe Sockelstörungen nach WSW versetzt und teilweise eingekippt (Abb. 1.2). Die Tiefenbrüche pausen sich teilweise bis nach oben durch und sind zusammen mit weiteren Störungen im Deckgebirge für die Unterschiede im Bau des Suprasalinars einzelner Schollen verantwortlich. Die Lappwald-Scholle lässt sich dadurch in weitere, SE-NW streichende Leistenschollen, wie die Lappwald-Mulde, den Heiligendorf-Sommersdorf-Sattel und die Helmstedter Ostmulde gliedern (Abb. 1.1).

Die Begrenzung der Allertal-Salzstruktur gegen die Weferlingen-Schönebeck-Scholle erfolgt entlang der herzynisch verlaufenden Nordostrand-Störung, die morphologisch und geologisch stark ausgeprägt ist. Morphologisch kaum erkennbar ist dagegen die südwestliche Begrenzung des Allertals gegen die Lappwald-Scholle. Sie besteht aus einer Reihe subparalleler, ebenfalls herzynisch streichender listrischer Störungen, die gegenseitig verstellt und oft von quartären Sedimenten verhüllt sind (Südwestrand-Störungssystem, Abb. 1.3 und 1.4).

Der Ausstrich der SW-Hauptstörungsbahn lässt sich allerdings gut als Grenze zwischen den herausgehobenen und zum Allertal geneigten Keuper-Gesteinen des Lappwaldes und den auf dem Südwestrand des Allertals erhalten gebliebenen Jura-Schichten verfolgen. Die letzteren sind unmittelbar an den Störungen oft steil aufgerichtet, z. T. auch überkippt (Abb. 1.5 bis 1.8).

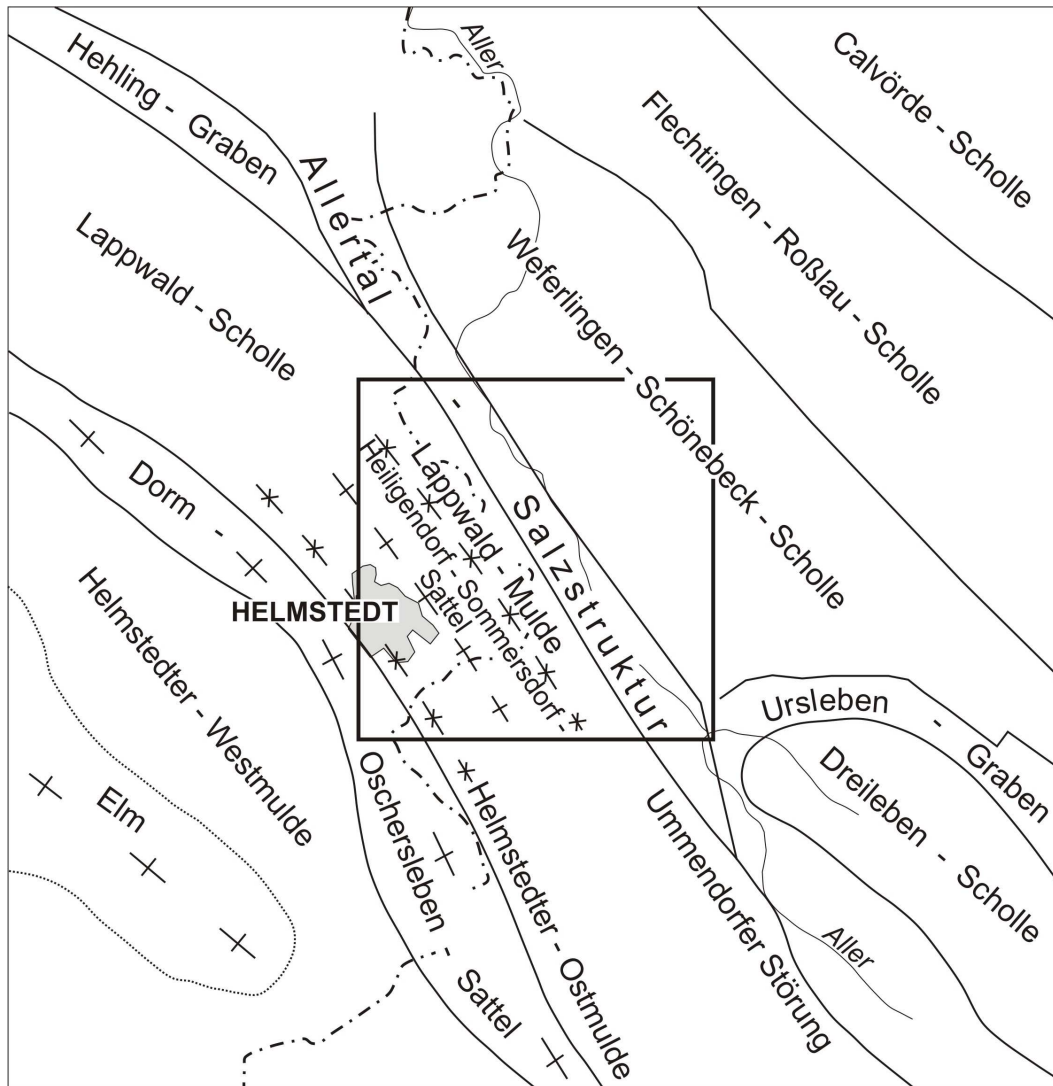


Abb. 1.1: Strukturgeologischer Bau des nordöstlichen Subherzyns mit der Lage der GK 25, Blatt 3732 Helmstedt (nach BEST 1996).

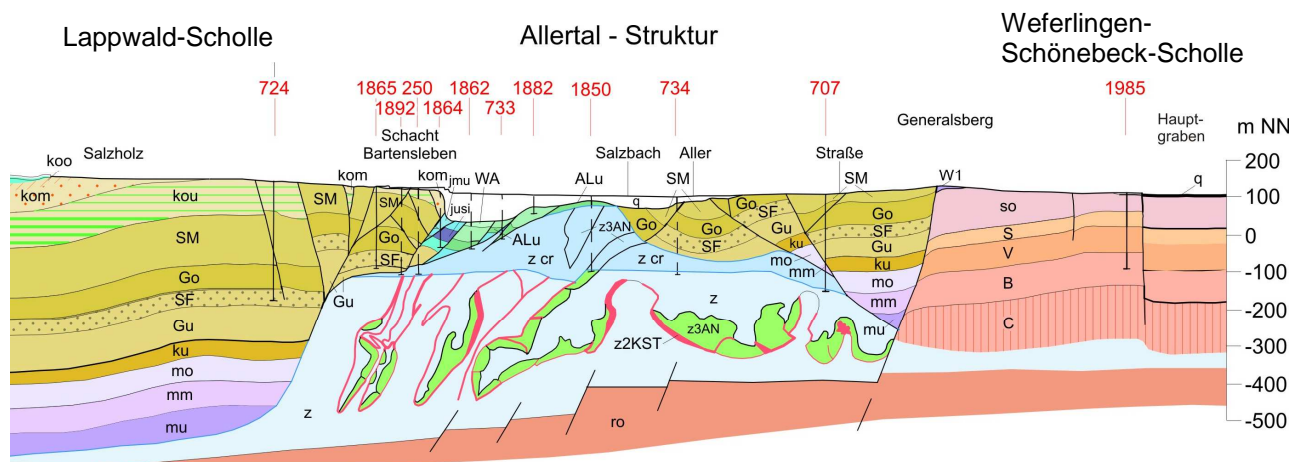


Abb. 1.2: Geologischer Schnitt B-B' von SW nach NE durch die Allertal-Salzstruktur am Nordost-Rand des Subherzyns (Bereich Schacht Bartensleben, Lage s. Abb. 1.3). mu, mm, mo: Unterer, Mittlerer und Oberer Muschelkalk, weitere Legende s. Abb. 1.9.

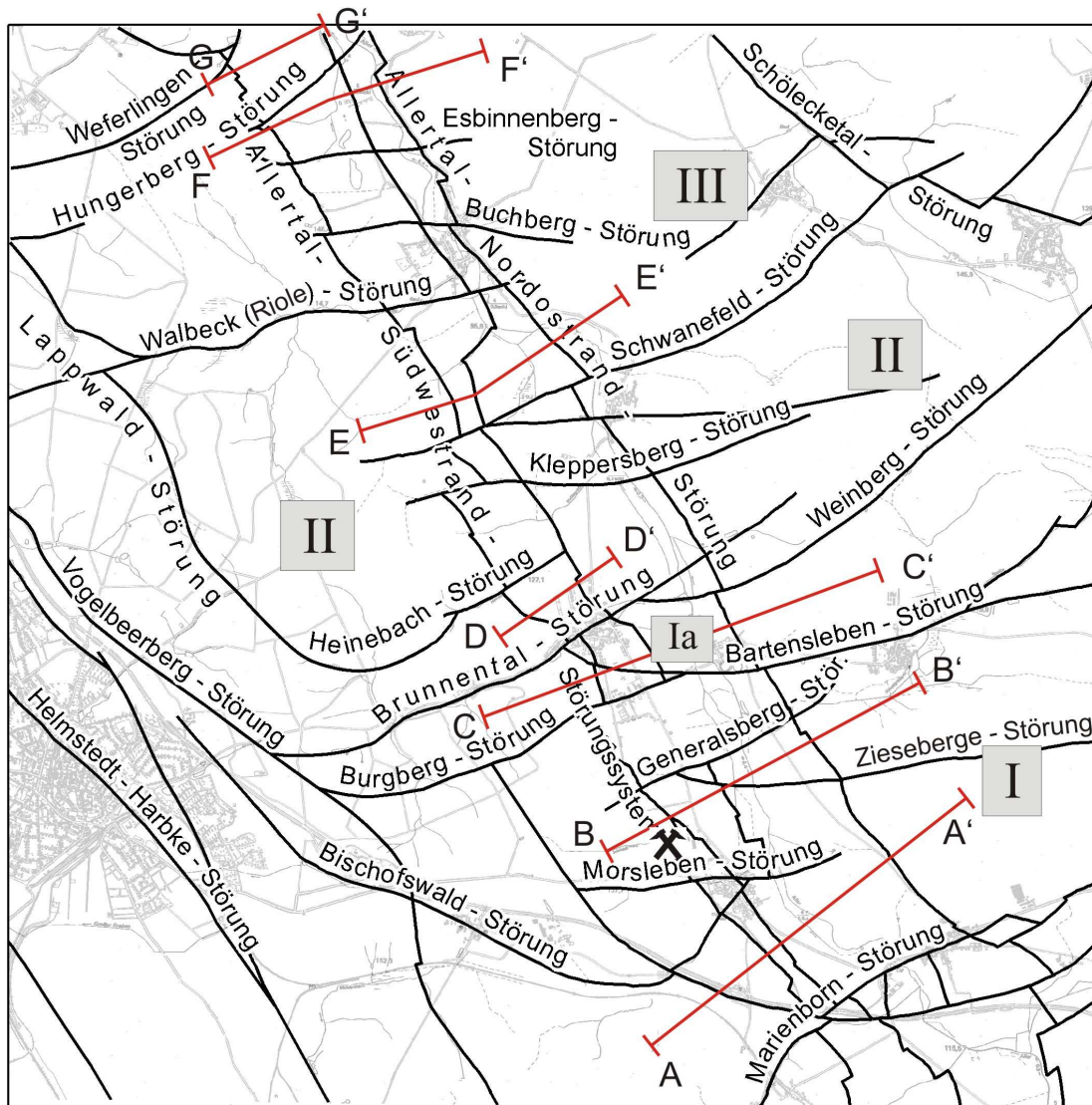


Abb. 1.3 Das Störungsmuster im Suprasalar am Nordwestrand des Subherzyns (STOTTMEISTER et al. 2007) und die daran gebundenen Gliederung in Querelemente (Blöcke). Block I: SW-lich der Bartenslebenstörung, Block Ia: zwischen Bartensleben- und Brunntentalstörung, Block II: zwischen Brunntental- und Schwanefeldstörung, Block III: NW-lich der Schwanefeld- und Walbeckstörung
A-A' usw.: Lage der geologischen Schnitte (Abb. 1.2, 1.5 bis 1.8). Eisen/Schlegel: Schacht Bartensleben

Die herzynisch streichenden Tiefenbrüche wurden während des Mesozoikums in Folge von kimmerischen und subherzynisch-laramischen Bewegungen reaktiviert. Zusätzlich wurde das gesamte Deckgebirge durch zahlreiche ENE-WSW bis NE-SW, also quer zu den Großstrukturen streichende Störungen durchzogen und in viele einzelne Segmente zerlegt. Diese lassen sich von der Lappwald-Scholle über die Allertal-Salzstruktur bis auf die Weferlingen-Schönebeck-Scholle verfolgen (Abb. 1.3 und 1.4).

Die Aktivität der Querstörungen wird spätestens ab Keuper und insbesondere im Bereich der Allertal-Salzstruktur durch Unterschiede in der geologischen Entwicklung größerer Quersegmente bzw. Blöcke deutlich (Blöcke I bis III, Abb. 1.3 und 1.4). Die Unterschiede äußern sich z.B. in der Breite, in der Bedeckung und im internen Bau der Salzstruktur sowie durch die Mächtigkeit und unterschiedliche Höhenlage der Hutgesteinsoberfläche (s. 1.2.).

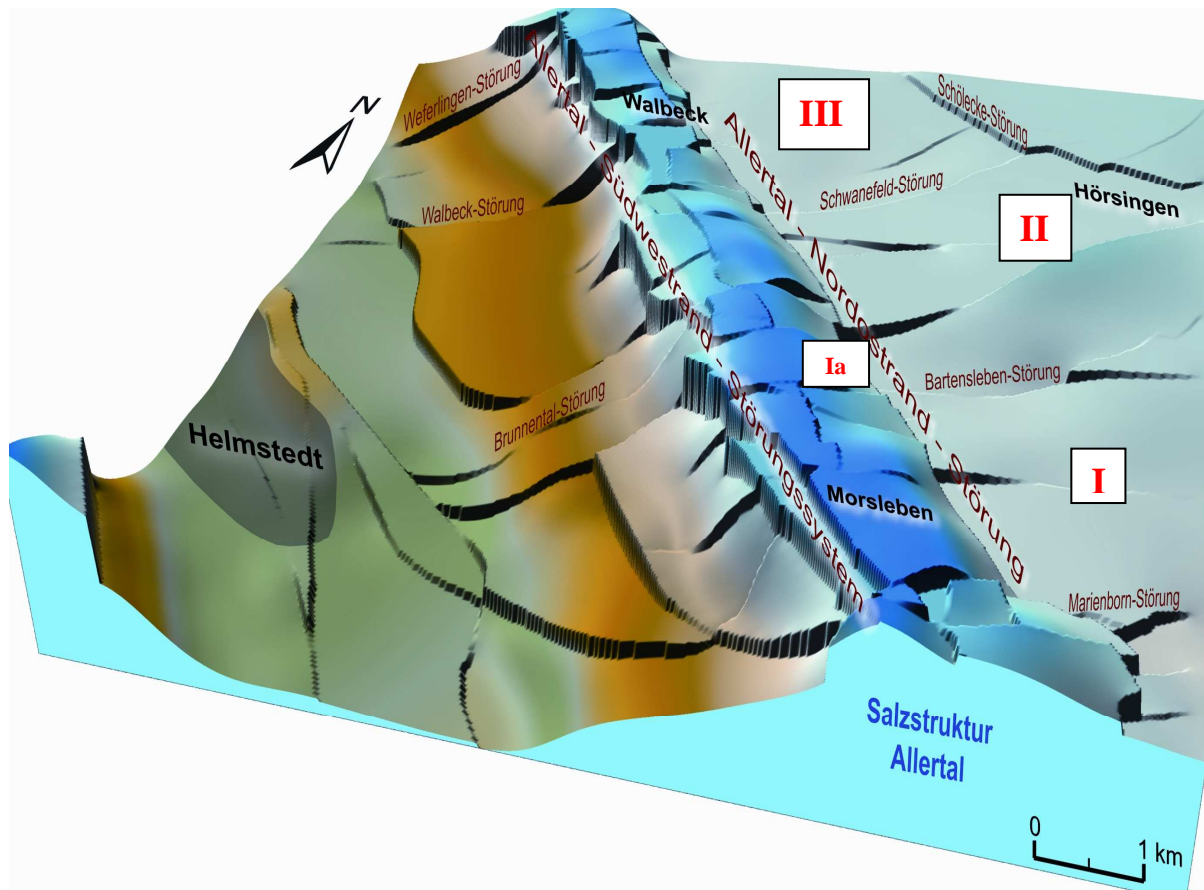


Abb. 1.4: Herzynisch verlaufende Großschollen, Schollenränder sowie die jüngeren Querelemente im Nordosten des Subherzyns (räumliche Darstellung der Zechsteinoberfläche, RAPPILBER 2007).

1.2 Interner Bau der Allertal-Salzstruktur

Als das Zechsteinsalz spätestens ab dem Keuper zu der großen Schwächezone Allertal-Lineament wanderte und das Deckgebirge durchbrach, begann die Bildung des Gipshutes, der etwa in der Mitte der heutigen, 1–2 km breiten Allertal-Salzstruktur sehr mächtig ist. Im gesamten Allertal liegt der Salzspiegel bei ca. -140 m NN. Die größten Mächtigkeiten des Gipshutes sind südöstlich der Brunntal-Störung zu verzeichnen (bis zu 240 m zwischen Alleringersleben und Beendorf, Abb. 1.2, 1.5, Block I). Dort steht er örtlich sogar sehr oberflächennah an (z. B. in ca. 33,0 m Tiefe bei Morsleben). In der Regel aber befinden sich die Schichten des Zechsteins bzw. dessen subrosive Bildungen in 100–500 m Tiefe und sind im Ostteil der Salzstruktur ca. 350–500 m und im Westteil ca. 450–650 m mächtig.

Der interne Bau der Salzstruktur ist durch NE-vergente, NNW-SSE (parallel zur Salzachse) streichende Großfalten bestimmt. Seine Entstehung ist vor allem auf die oberkretazische Kompressionsbewegungen zurückzuführen. Die Verfaltung ist inhomogen und hat das Staßfurt-salinar und alle jüngeren Gesteinsanteile betroffen, das Subsalinar blieb dagegen unverfaltet.

Die wichtigsten salinaren Großstrukturen im Sinne von KRZYWICKI (1949) sind (von SW nach NE, Abb. 1.5):

- Westmulde
- Westlicher Schachtsattel
- Südmulde
- Östlicher Schachtsattel

- Hauptmulde
- Ostsattel
- Ostmulde und
- Östliche Randsättel und -mulden.

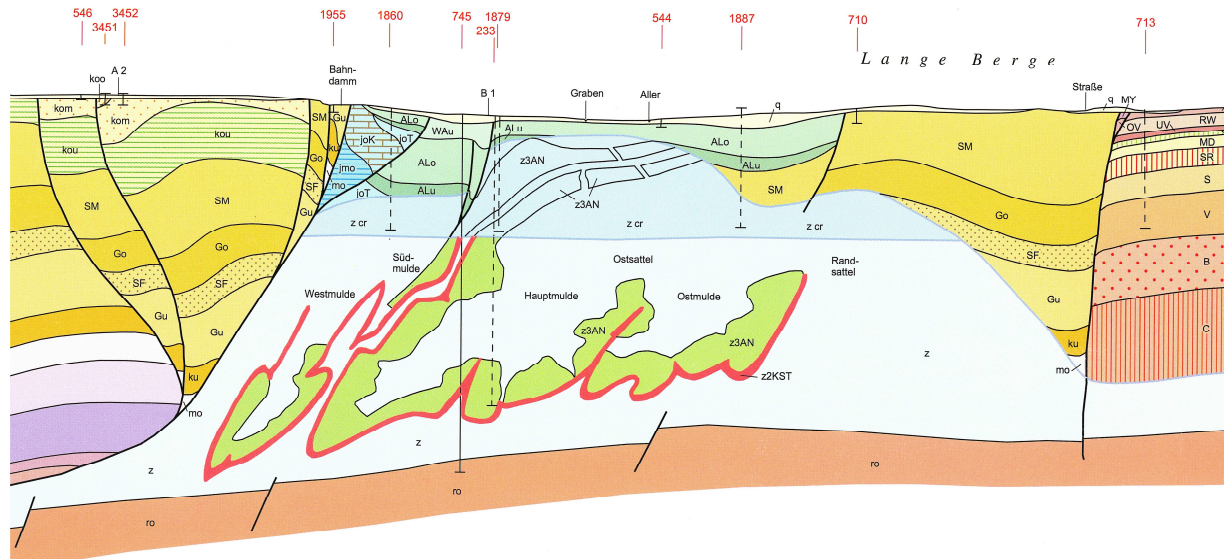


Abb. 1.5: Interner Bau der Allertal-Salzstruktur zwischen der Bartensleben- und der Marienborn-Störung (Bereich Block I, Geol. Schnitt A-A' von SW nach NE, Lage s. Abb. 1.3, Legende: Abb. 1.9).

Der Baustil ändert sich innerhalb der Allertal-Salzstruktur von SW nach NE. Im SW-Teil der Salzstruktur treten asymmetrische, deutlich NE-vergente, schmale, isoklinale Faltenstrukturen auf. Nach NE wird die Faltung weitständiger. Hier bestimmen nur gering vergente bis aufrecht stehende breite Großmulden und engere Großsättel das Strukturbild (Abb. 1.5 bis 1.7). Die Kerne der salinaren Sättel werden durch das Staßfurt-Steinsalz gebildet, in den Muldenstrukturen sind die jüngeren Schichtglieder der Staßfurt-Folge (Kaliflöz Staßfurt, Deckanhydrit) und die Schichtglieder der Leine- und Aller-Folge vorhanden.

Die Änderung im Baustil der Falten bildet sich auch quantitativ ab. Eine einfache Linienbilanzierung anhand der Länge des Kalilagers Flöz Staßfurt (z2KST) entlang des Profils im Bereich der Schachanlage Bartensleben (Schnitt B-B', Abb. 1.2) ergab für den intensiver gefalteten SW-Teil eine Verkürzung von ca. 90%, im geringer gefalteten Ostteil ca. 45% (pers. Mitt. C.-H. Friedel). Diese Werte sind u.a. durch Abscherungen und wegen des Auspressens von Salzanteilen nur als Minimalwerte anzusehen.

Nach BALZER (2000) setzen sich die Faltenstrukturen und die daran gebundenen Schichtfolgen bis in das Hutgestein fort. Alle internen salinaren Großstrukturen wurden anhand der residualen Relikte des Leine- und Aller-Steinsalzes sowie durch subrosiv veränderte Leithorizonte (Deckanhydrit, Hauptanhydrit, Leine-Karbonat) auch im Hutgestein nachgewiesen (Abb. 1.5 und 1.6).

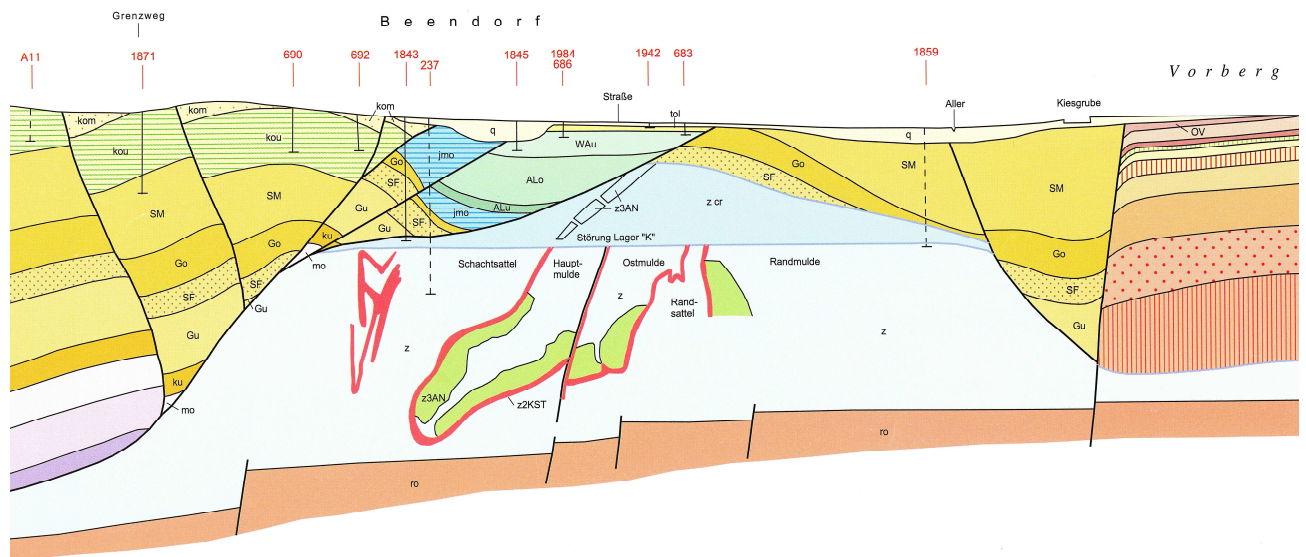


Abb. 1.6 Interner Bau der Allertal-Salzstruktur zwischen der Bartensleben- und der Brunntalstörung (Block Ia, Geol. Schnitt C-C' von SW nach NE, Lage s. Abb. 1.3, Legende: Abb. 1.9).

1.3 Strukturentwicklung

Von JUBITZ et al. (1991) wird die Genese des Spaltendiapirs als ein mehrphasiger Prozess angesehen, mit drei Diapirphasen, die sich im Keuper, im Oberen Jura und in der Ober-Kreide nachweisen lassen und den entsprechenden tektonischen Prozessen (altkimmerische Tektonik, jungkimmerische Tektonik und subherzynisch-laramische Tektonik) zuzuordnen sind. Diskutiert wird ferner ein mögliches Initialstadium im Oberen Buntsandstein. Besonderes Augenmerk wurde von JUBITZ et al. (1991) der Entwicklung in der Ober-Kreide geschenkt. Die komplizierten Lagerungsverhältnisse in den Quarzsandgruben von Walbeck werden als Schlüssel zum Verständnis der finalen Prozesse am Ende des Mesozoikums aufgefasst. Durch jüngere Bohrungen (z. B. Bohr. 747, Abb. 1.8) konnte die Überschiebungstektonik im Dachbereich der Allertal-Salzstruktur bestätigt werden.

Als eine wesentliche Grundlage der Strukturentwicklung dient das Modell der „Floßtektonik“ (BEST 1996). Mit der Floßtektonik (raft-tectonic, DUVAL et al. 1992) wird das Auseinanderbrechen eines spröden Schichtpakets in einzelne isolierte Schollen (rafts) durch gravitatives Abgleiten auf plastisch reagierender Unterlage beschrieben. Grundvoraussetzungen für die Floßtektonik sind damit Extension und das Vorhandensein eines plastischen Abscherhorizonts (z. B. Salz oder Ton).

a) Initialstadium im Mittleren Buntsandstein (Salzkissenbildung)?

Die unmittelbare, aber diskordante Auflagerung von Röt auf Zechstein am Südwestrand der Salzstruktur (Abb. 5) wird als syndimentär gestörte, diskordante Auflage im Zusammenhang mit den Bewegungen innerhalb des Mittleren Buntsandsteins (JUBITZ et al. 1991) oder im Zusammenhang mit gravitativen Gleitbewegungen im Mittel-Keuper (BEST 1996) angesehen.

b) Entwicklung im Mittleren Keuper und Rät (Anlage des Diapirs)

Im Mittleren Keuper erfolgte das Auseinanderweichen der tieferen Schollenabschnitte der heutigen Lappwald-Scholle von der Weferlingen-Schöneberg-Scholle durch SW-gerichtetes gravitatives Abgleiten auf einem flach nach SW geneigten salinaren Untergrund. Das Zechsteinsalinar strömt in die entstandene Extensionsstruktur ein. Das führte zu Entstehung eines Diapirs, der möglicherweise bereits zu dieser Zeit einen flachen Faltenbau aufwies.

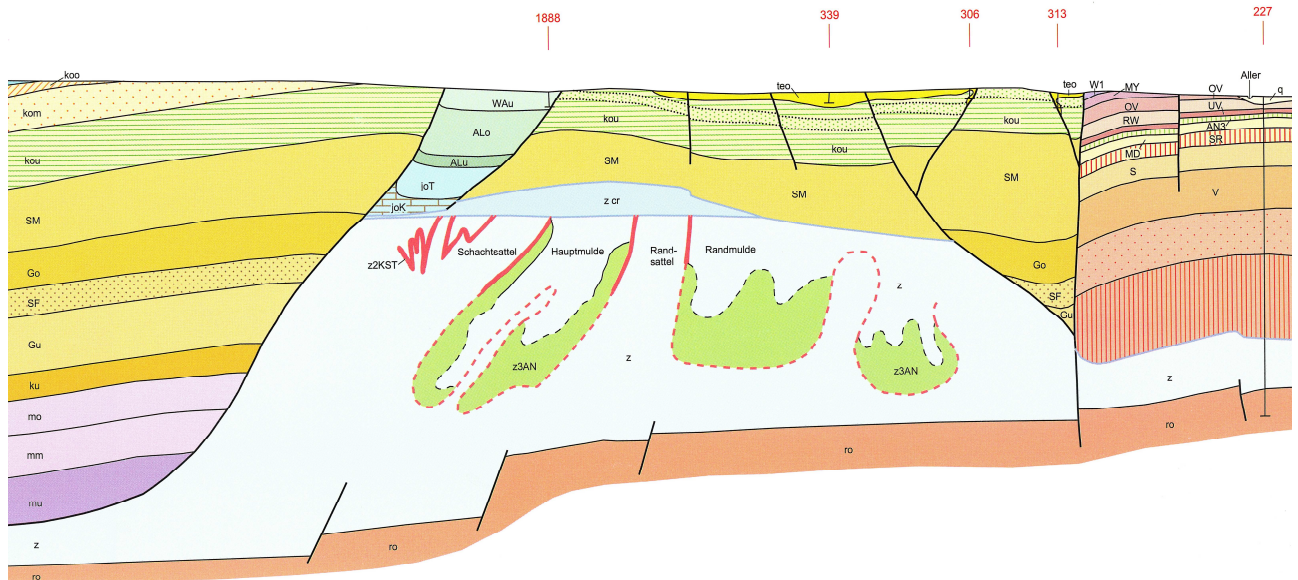


Abb. 1.7: Interner Bau der Allertal-Salzstruktur im Nordwesten, zwischen der Brunnenal- und der Walbeck-Störung (Block II, Geol. Schnitt E-E' von SW nach NE, Lage s. Abb. 1.3. Legende: mu, mm, mo: Unterer, Mittlerer und Oberer Muschelkalk, weitere Legende s. Abb. 1.9).

Die Ablagerungen des Unteren Gipskeupers und Schilfsandsteins sind die ersten synkinematischen Sedimente, die dem Salinar unmittelbar aufliegen und zur Struktur hin eine randsenkenartige Mächtigkeitsanschwellung zeigen. Die Öffnung der Struktur und das Auseinanderweichen der Schollen erfolgten allerdings nicht einheitlich und gleichzeitig. Darauf weist die unterschiedlich alte Keuperbedeckung des Salinars hin. Im Südostteil lagern bis zur Brunnenal-Störung Unterer Gipskeuper und Schilfsandstein direkt dem Salinar auf (Abb. 1.6, Blöcke I und Ia). Nordwestlich der Brunnenal-Störung wird die Salzstruktur vor allem von Steinmergelkeuper überlagert (Abb.1.7, Blöcke II und III). Daraus wird auf ein schrittweises Aufreissen und eine von SE nach NW gerichtete Verlagerung der Platznahme der Salzakkumulation geschlossen.

Seit dem Mittleren Keuper haben sich die südwestlich der Allertal-Salzstruktur gelegenen Schollenglieder des Unteren und Mittleren Buntsandsteins um insgesamt ca. 3,5 km, der obere Buntsandstein und Muschelkalk um ca. 1,5 km nach SW vom Rand der Weferlingen-Schönebeck-Scholle entfernt. Neben dem Zechsteinsalinar dienten das Rötalsalinar und evtl. das Salinar des Mittleren Muschelkalks dafür als Scherbahnen (BEST 1996).

c) Entwicklung im Jura bis Unter-Kreide

Das Auseinanderweichen der Deckgebirgsschollen setzt sich fort und ist spätestens zu Beginn der Ober-Kreide beendet. Aus der Verbreitung der Juraschichten sowie aus der Rekonstruktion der gesamten Abfolge und deren Mächtigkeit (Abb. 9) ist auf anhaltende Extension und salinartektonische Bewegungen zu schließen.

BEST & ZIRNGAST (1998) nehmen an, dass im Subherzyn während der Unter-Kreide die stärkste Subsidenz stattfand und die damit verbundene unterkretazische Bedeckung sehr mächtig war. Dafür sprechen sowohl die regionalgeologische Entwicklung, die hohe Inkohlung des Kupferschiefers, die relativ hohe Dichte bzw. hohe seismische Geschwindigkeiten im Buntsandstein, als auch die Mächtigkeit und die Fazies der weiter westlich gelegenen unterkretazischen Vorkommen. Am Nordostrand des Subherzyns wurden allerdings keine Anzeichen der unterkretazischen Sedimentation gefunden. Wenn aber hier eine unterkretazische Bedeckung existierte, dann wurde sie, ähnlich wie auf der Calvörde- und Flechtingen-Roßblau-Scholle, also östlich des Gifhorner Trogs, vor dem Ober-Campan vollständig abgetragen.

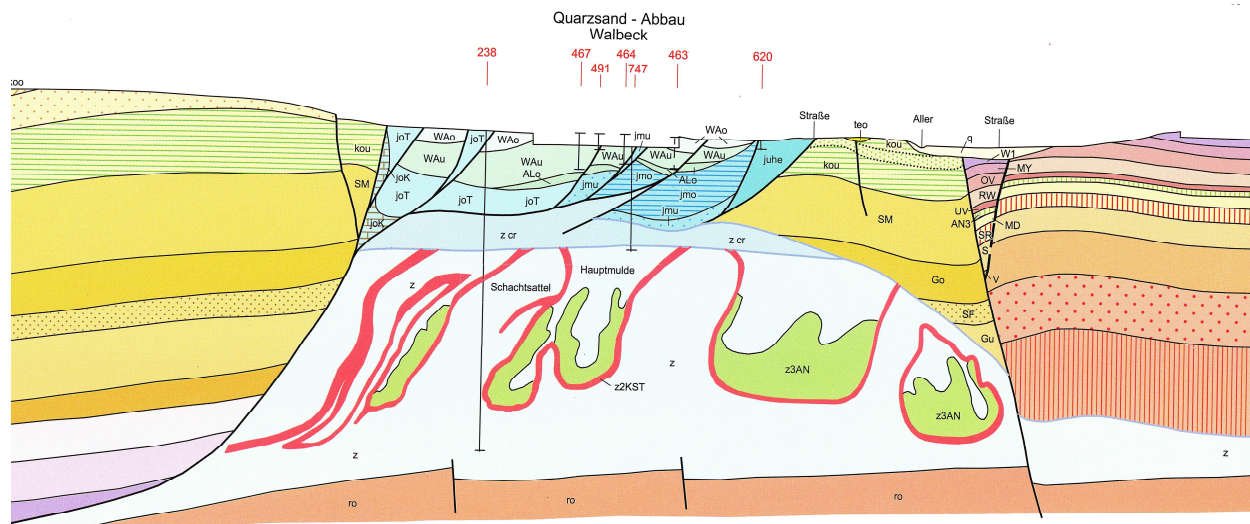


Abb. 1.8: Interner Bau der Allertal-Salzstruktur im Nordwesten, zwischen der Walbeck- und der Weferlingen-Störung (Block III, Geol. Schnitt F-F' von SW nach NE, Lage s. Abb. 1.3, Legende: Abb. 1.9).

d) Entwicklung in der Ober-Kreide bis Alttertiär

Die Inversionstektonik einzelner Großschollen (Harz, Flechtingen-Roßlau-Scholle) setzte im Santon ein und war im Wesentlichen im Unter-Campan beendet. Der Nordostrand des Subherzyns wurde während der Oberkreide bis zum Anfang Tertiär durch Hebung von Teilschollen und starke Überschiebungstektonik am Südwestrand der Allertal-Salzstruktur geprägt. Die ehemalige Abscherfläche wurde stark kompressiv beansprucht. Es entwickelte sich das heutige Südwestrand-Störungssystem als komplex aufgebaute Überschiebungszone mit mehreren listrischen Zweigüberschiebungen. Die Gesteine entlang der Grenze zwischen der Allertal-Salzstruktur und der Lappwald-Scholle wurden zerschert, überkippt und teilweise herausgedrückt. Auch innerhalb der Salzstruktur fand nicht nur die starke Deformation und Verfaltung statt. Die Falten wurden teilweise abgeschert bzw. tektonisch „ausgedrückt“, wie z. B. östlich von Beendorf, wo der Westteil des Hauptsattels heute fehlt (s. Abb. 6, Block Ia). BEST & ZIRNGAST (1998, 2000) rechnen im Santon sogar mit einem Ausfließen des Diapirs an der Oberfläche.

Infolge der Aufschiebung der Lappwald-Scholle auf die Allertal-Salzstruktur wurde ihr Nordostrand aufgewölbt und die Lappwald-Mulde eingesenkt. Die gleichzeitige Einsenkung der Jura-Sedimente am Südwestrand der Allertal-Salzstruktur bereitet die Aufnahme der hochoberkretazischen Sedimente vor. Das Ausfließen und die Subrosion der Salzstruktur (Gipshut) schafften zusätzlichen Raum für die Ablagerungen.

Mit der Sedimentation der höchsten Ober-Kreide (oberes Unter-Campan bis Unter-Maastricht) auf der Allertal-Salzstruktur und im Beienroder Becken ist die Abtragungsphase abgeschlossen. Die Sedimente wurden im Allertal durch bruchtektonische Vorgänge u. a. entlang von Querstörungen geschient. So ist die Alleringersleben-Formation nordwestlich der Brunnenal-Störung nur unvollständig und lückenhaft verbreitet (Abb. 8, Block III), im Südostteil der Salzstruktur aber komplett entwickelt (Abb. 5 und 6, Block I). Dagegen ist die überlagernde Walbeck-Formation nordwestlich der Brunnenal-Störung vollständiger erhalten geblieben als im südöstlich anschließenden Gebiet. Das bedeutet, dass etwa entlang der Querstörungen noch während des Campans eine stärkere stufenförmige Hebung der Allertal-Salzstruktur im NW stattfand. Demgegenüber ist im Maastricht eine stärkere Hebung im SE eingetreten, die offenbar bis ins Eozän anhielt, da Eozän südöstlich der Brunnenal-Störung fehlt (s. auch FRIEDEL et al. 2007).

Die kompressive Deformation erfasste auch die jüngsten oberkretazischen Sedimente (Walbeck-Formation, Ober-Campan bis Unter-Maastricht, z. T. synsedimentäre Störungstektonik, s. auch JUBITZ et al. 1991). Es ist die jüngste durch Sedimente datierte tektonische Deformation während der Ober-Kreide in der Subherzynen Senke.

Analog zur Harznordrand-Störung fand vermutlich auch hier die Hebung und Kompression im Santon bis Campan statt und lebte ab Maastricht bis zum Anfang des Tertiärs erneut auf. Die vorhandenen Tertiärschichten weisen keine derartige Deformation auf, so dass diese tektonischen Vorgänge insgesamt als subherzyne – laramische Bewegungen aufgefasst werden können (FRIEDEL et al. 2007).

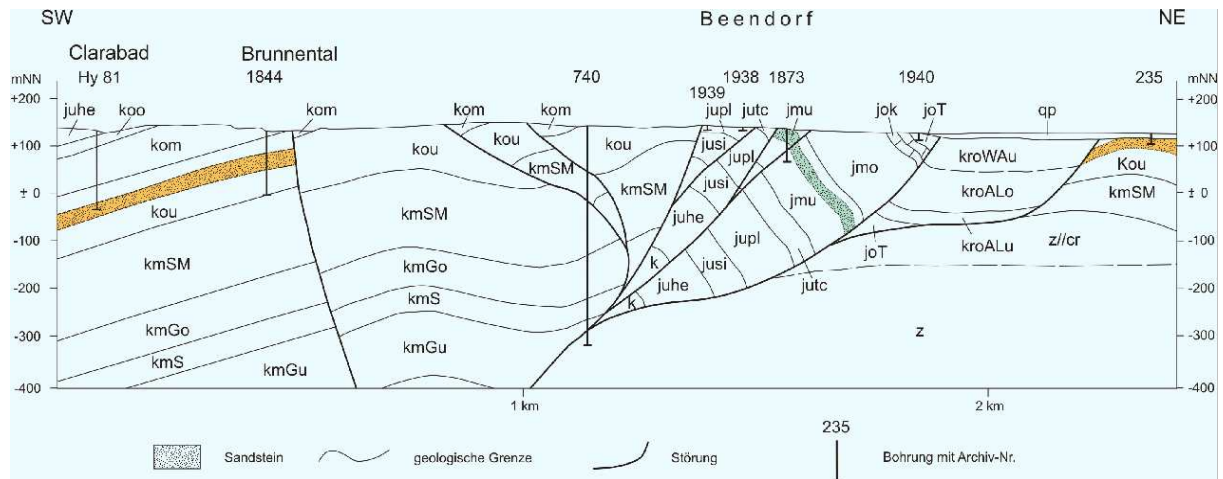


Abb. 1.9: Rekonstruktion der Jura-Abfolge und die Lagerungsverhältnisse am Südwestrand der Allertal-Salzstruktur nördlich von Beendorf. Geol. Schnitt D-D' (Lage s. Abb. 1.3).

Legende: qp – Pleistozän; WAu – Untere Walbeck-Schichten; ALo – Obere Alleringersleben-Schichten; ALu – Untere Alleringersleben-Schichten; joT – Tithon bis Ober-Kimmeridge; joK – Mittel-Kimmeridge bis Oxford; jmo – Oberer Dogger; jmu – Unterer Dogger; jutc – Toars; jopl – Pliensbach; jusi – Sinemur; juhe – Hettang; koo – Oberrät; kom – Mittelrät; kou – Unterrät; kmSM – Steinmergelkeuper; kmGo – Oberer Gipskeuper; kmS – Schilfsandstein; kmGu – Unterer Gipskeuper; k – Keuper ungegliedert; z//cr – Hutgestein (Caprock); z – Zechstein.

e) Entwicklung im Eozän bis Quartär

Die seit Ober-Maastricht bis ins Eozän anhaltende Hebung erfasste stärker den SE-Teil des Blattgebietes (SE der Kleppersberg-Störung, i.W. Blöcke I und II, Abb. 1.3), hier fehlen die eozänen Sedimente fast völlig und die quartären Ablagerungen liegen auf dem Hutgips, auf Mesozoikum oder auf dem Oligozän. Dagegen dauerte die postoligozäne Abtragung im NW des Gebietes bis zur Saale-Kaltzeit an, das gesamte Oligozän und die präsaalekaltzeitlichen Sedimente wurden erodiert (Block III). Auf Grund der mächtigen Bedeckung des heutigen Hutgipses durch mesozoische Sedimente kam es dort auch zu keiner nennenswerten Subrosion. Die großflächige intensive Subrosion und Verkarstung des Gipshutes fand zwischen Schwanefeld und Alleringersleben (Block I und II) sowohl während des Eozäns als auch während des Postoligozäns bis zum Präglazial statt (s. auch KÄBEL 2006). Die dadurch während der Elster-Kaltzeit entstandenen Einbruchsdepressionen wurden sukzessive von glaziären und limnischen Sedimenten ausgefüllt, und die Verkarstung wurde beendet. Kleinräumig begrenzt finden allerdings noch jungholozäne Senkungsvorgänge statt, die jedoch meist außerhalb holsteinwarmzeitlicher Ablagerungsräume nahe der Nordostrand-Störung liegen.

1.4 Aufschlüsse

1.4.1 Geologie im Grubengebäude Bartensleben-Marie (Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben)

HARTMUT BLANKE

DBE, Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben, BlankeH@dbe.de

Nahe der Ortschaft Morsleben befindet sich die Schachanlage Bartensleben. In diesem Bereich ist die Lagerstätte bis auf eine streichende Länge von 1,1 km und eine querschlägige Breite von 1,6 km aufgeschlossen. Die Schachanlage ist im Norden mit dem Grubengebäude der Schachanlage Marie, die als ausziehender Wetter- und Fluchtschacht für Bartensleben dient, verbunden. Der Schacht Bartensleben, im mittleren Keuper der Lappwaldmulde stehend, erreicht bei 270 m Teufe das Salinar. Der Salzspiegel befindet sich bei -140 m NN.

Die senkrecht zum generellen SE-NW-Streichen der Salzstruktur aufgefahrenen Querschläge schließen, mit Ausnahme des z1 und des z2 bis zum Knäuelsalz (z2HS1), fast die gesamte saline Abfolge ab dem Streifensalz (z2HS2) bis zum Rosensalz (z4RS) auf (Tab. 1.1). Die Allerfolge ist jedoch nur lokal und stark reduziert vorhanden.

Tab. 1.1: Stratigraphie des Zechsteins im befahrenen Bereich

Zechstein 4 (Allerfolge)		z4	
	Rosensalz		z4RS
	Schneesalz		z4SS
	Basissalz		z4 BS
	Pegmatitanhydrit		z4PA
	Roter Salzton		z4RT
Zechstein 3 (Leinefolge)		z3	
	Tonmittelsalz		z3TM
	Schwadensalz		z3SS
	Anhydritmittelsalz		z3AM
	Bank-/Bändersalz		z3BK/BD
	Orangesalz		z3OS
	Liniensalz		z3LS
	Basissalz		z3BS
	Hauptanhydrit		z3HA
	Leinekarbonat		z3LK
	Grauer Salzton		z3GT
Zechstein 2 (Staßfurtfolge)		z2	
	Gebänderter Deckanhydrit		z2DA
	Decksteinsalz		z2DS
	Kaliflöz Staßfurt		z2SF
	Kieseritische Übergangsschichten		z2UE
	Hangendsalz		z2HG
	Hauptsalz		z2HS
	Kristallbrockensalz		z2HS3
	Streifensalz		z2HS2
	Knäuelsalz		z2HS1

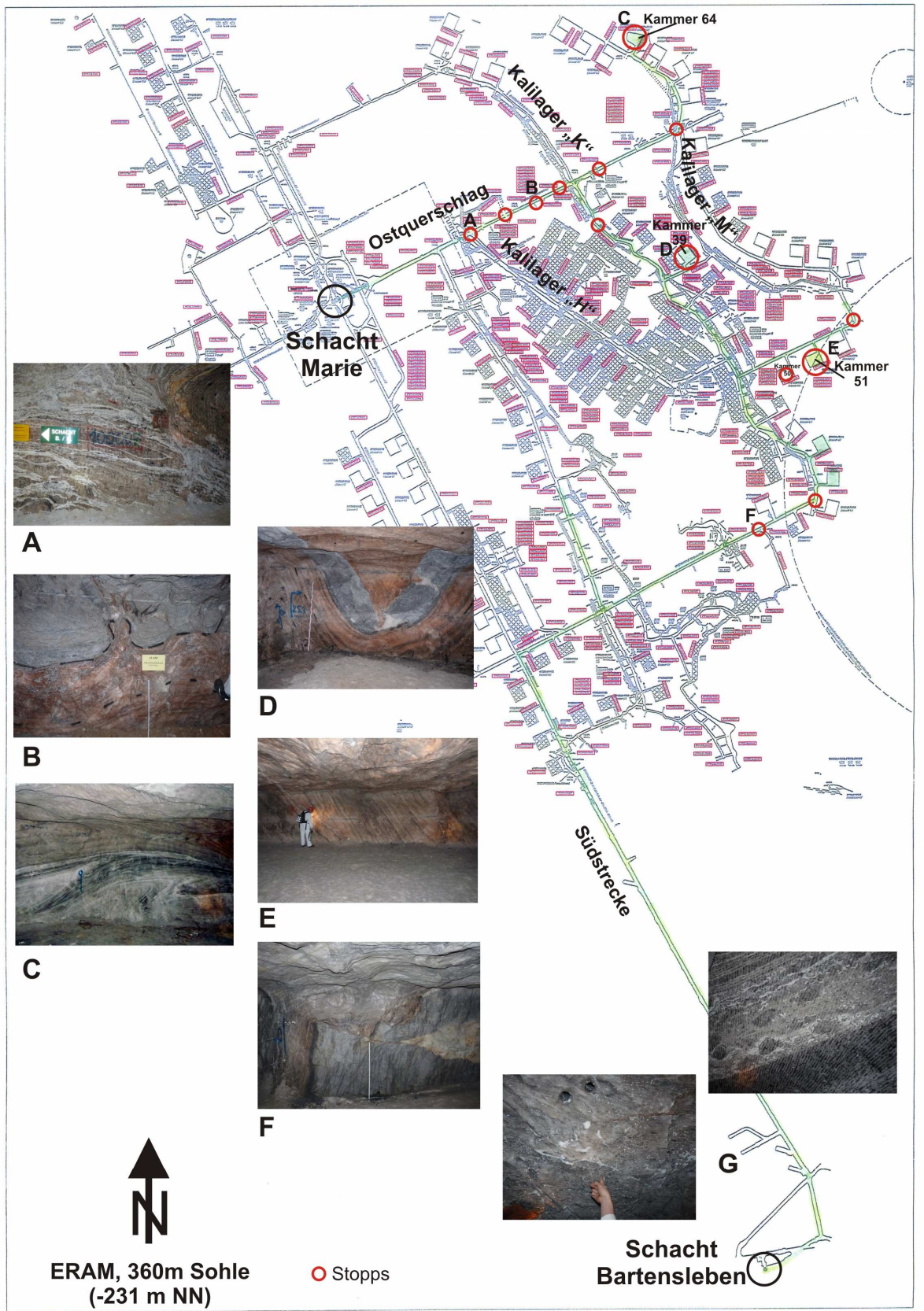


Abb. 1.10: Exkursionsroute auf der 360m-Sohle mit Lage und Bild von einigen Aufschlüssen mit besonders auffallenden Strukturen (Fotos: C.-H. Friedel)

Die Schächte wurden ursprünglich zur Kalisalzgewinnung abgeteuft. Wegen ungünstiger Lagerungsverhältnisse wurde 1928 die Kaliproduktion endgültig eingestellt. In der Schachtanlage Bartensleben bildete bis 1967 die Steinsalzgewinnung die Grundlage für den Betrieb. Seit Anfang der 1970iger Jahre begann die Einlagerung von schwach- bis mittelradioaktiven Abfallstoffen. Insgesamt wurden über 37000 m³ dieser radioaktiven Abfälle eingelagert. Zurzeit läuft das Planfeststellungsverfahren zur Stilllegung des Endlagers Morsleben.

Die Exkursionsroute führt vom Schacht Bartensleben aus auf der 360 m-Sohle über die Südstrecke zum Grubengebäude der Schachtanlage Marie (Abb. 1.10). Wir befinden uns hier im westlichen Teil der Lagerstätte, für den ein enger, isoklinaler Faltenbau charakteristisch ist. Vom Salzspiegel bis in die Muldenkerne sind die Schichten des z2 bis z4 eingefaltet. In Richtung Osten geht der Faltenbau in eine offene Faltung mit geringen Faltenhöhen über (s. 3.). Generell kann davon ausgegangen werden, dass die Salze der Staßfurtfolge in den Sattelstrukturen und die der Leine- und Allerfolgen in den Muldenstrukturen zu finden sind. Der spröde Hauptanhydrit lagert meist in den Muldenböden, wo er das Auspressen des Muldeninhalts verhinderte und somit die Bauwürdigkeit des Kristallsalzes (z3OS) das die Grundlage der Steinsalzgewinnung bildete, positiv beeinflusste. Der Großfaltenbau wird besonders im Westen durch Spezialfalten und Abscherungen weiter gegliedert. Hinzu treten lithologisch bedingte Unterschiede im Deformationsverhalten (Salze, Anhydrit, Tone, Karbonate), so dass hier auf engem Raum sehr komplexe Muster an bruchhaften und duktilen Deformationserscheinungen bis hin zu Schieferung auftreten.

Stopp (Auswahl, s. Abb. 1.10)

A – Ostquerschlag (360m-Sohle): liegende isoklinale Falte im Kalilager H

B – Ostquerschlag (360m-Sohle): Anhydritmittelsalz (z3AM), Injektion von Salz in den spröderen Anhydritanteil (Anhydritmittel) des z3AM

C – Kammer 64 (360m-Sohle): Grenze zwischen Decksteinsalz (z2DS, oben) und Hangendsalz (z2HG, unten). Das Hangendsalz ist stark gefaltet und die Faltscharniere an der Grenzfläche zum Decksteinsalz dextral überschert.

D – Kammer 39 (360m-Sohle): Gefaltetes Anhydritmittelsalz (z3AM), das sprödere Anhydritmittel reagierte z.T. bruchhaft, die entstandenen Klüfte wurden mit Salz wieder verfüllt.

E – Kammer 51 (360m-Sohle): Muldenkern von gefaltetem Schwadensalz (z3SS). Die Schichtung ist hier nur anhand von weitständigen fein gefälten (crenulierten) Tonsäumen erkennbar. Dominant ist ein Lagenbau des Salzes, der durch feine tonige Lagen hervorgehoben wird. Das Gefüge wird als Schieferung interpretiert (Drucklösung?)

F – SE-Querschlag (360m-Sohle): Hauptanhydrit (z3HA) und Liniensalz (z3LS) im tektonisch gestörten Verband

G – Schacht Bartensleben, Ostquerschlag: Kristallbrockensalz (z2HS3) und Trümmerhartsalz im Kalilager Staßfurt

1.4.2 Sedimentation und Tektonik im Top der Allertalstruktur (Quarzsandgruben 3 bis 5 der Quarzwerke GmbH bei Walbeck)

LJUBA STOTTMEISTER

Landesamt für Geologie und Bergwesen, Halle, stottmeister@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Im Top der Allertalstruktur sind nur Sedimente aus der oberen Oberkreide (Campan bis Maastricht) biostratigraphisch nachgewiesen worden (LOTSCH 1998, FENNER 1998). Ältere Oberkreide und Sedimente aus der Unterkreide sind bisher nicht bekannt geworden.

Nordwestlich der Brunntal-Störung (zwischen Walbeck und Beendorf) sind die oberkretazischen Sedimente an den Südwesthang der Salzstruktur gebunden und fast ausnahmslos tektonisch begrenzt (Abb. 1.8). Von Grasleben bis westlich von Schwanefeld stehen die Sedimente an der Oberfläche an, weiter im Südosten werden sie von tertiären und/oder quartären Schichten bedeckt. Durch Bohrungen ist ein direkter Kontakt zwischen den Kreide-Sedimenten und dem Zechstein (Caprock) nachweisbar, südöstlich der Brunntal-Störung (zwischen Beendorf und Alleringersleben) sogar großflächig, wobei im Bereich der Hutgesteins-Hochlagen die Sedimente geringmächtig sind (s. Abb. 1.5 und 1.6).

Die ältesten nachgewiesenen oberkretazischen Ablagerungen sind die flachmarinen Sedimente des Campans, die nach ihrem Hauptvorkommen bei Alleringersleben als Alleringersleben-Formation (kroAL) bezeichnet werden (Abb. 1.11). Hier wurden sie mehrfach vollständig, mit maximalen Mächtigkeiten von 111-113 m erbohrt. Im Nordwesten des Allertals ist die Alleringersleben-Formation nur westlich von Walbeck mit Gesamtmächtigkeit von 69 m nachgewiesen worden.

Die darüber folgenden limnisch-fluviatilen Sedimente des Ober-Campans bis Unter-Maastrichts erhielten ihren Namen Walbeck-Formation (kroWA) nach dem Vorkommen bei Walbeck (s. auch KRUTZSCH & PROKOPH 1992). Die größten Mächtigkeiten von ca. 145-183 m wurden W-NW von Walbeck ermittelt. Entsprechend der Lagerung sind hier an der Oberfläche und in zahlreichen Bohrungen unterschiedliche Horizonte der Walbeck-Formation aufgeschlossen worden. Die drei von BLUM et al. (1984) ausgegliederten Folgen (Untere Quarzsandfolge, Wechselfolge und Obere Quarzsandfolge) wurden zusammenhängend lediglich unweit vom Schacht Buchberg erbohrt. LOTSCH (1998) unterteilt die Walbeck-Formation in Untere Walbecker Schichten (Untere Quarzsandfolge) und Obere Walbecker Schichten (Wechselfolge und Obere Quarzsandfolge, Abb. 1.11). Letztere kommen im Südosten des Allertals nicht mehr vor.

Auf Grund ihrer hervorragenden Qualität wurden die Quarzsande von Walbeck seit dem Ende der 1960er Jahre intensiv erkundet (BLUM et al. 1984, LOTSCH 1998), insbesondere in den Gruben 4, 3 und 5 (von SE nach NW) der Quarzwerke GmbH Weferlingen. Deren Abbau für die Glasindustrie begann in den 1980er Jahren und dauert bis heute noch an.

In der Grube 4 wurden hauptsächlich die Unteren Walbecker Schichten (kroWAu) abgebaut, die anscheinend konkordant, ohne Schichtlücke über der Alleringersleben-Formation lagern. Der Übergangshorizont (3,7-20,5 m) an der Basis, der aus kalkfreiem, weißgrauem, ocker- bis weißbraungrauem feinsandigem Mittelsand mit wechselnd grobsandig-kiesigen und/oder feinsandig-schluffigen Lagen und Schlieren besteht, wurde hier nicht aufgeschlossen. Großflächig aufgeschlossen ist die 70-90 m mächtige Untere Quarzsandfolge. Die weißen Mittelsande sind monoton, meist schichtungsfrei, kalk- und glimmerfrei, mit wechselnden, geringen Anteilen an Schluff, Feinsand und Grobsand. An die ockerfarbenen Bereiche sind limonitische Lagen und Schlieren, gelegentlich auch mittelkiesgroße Limonitknollen gebunden.

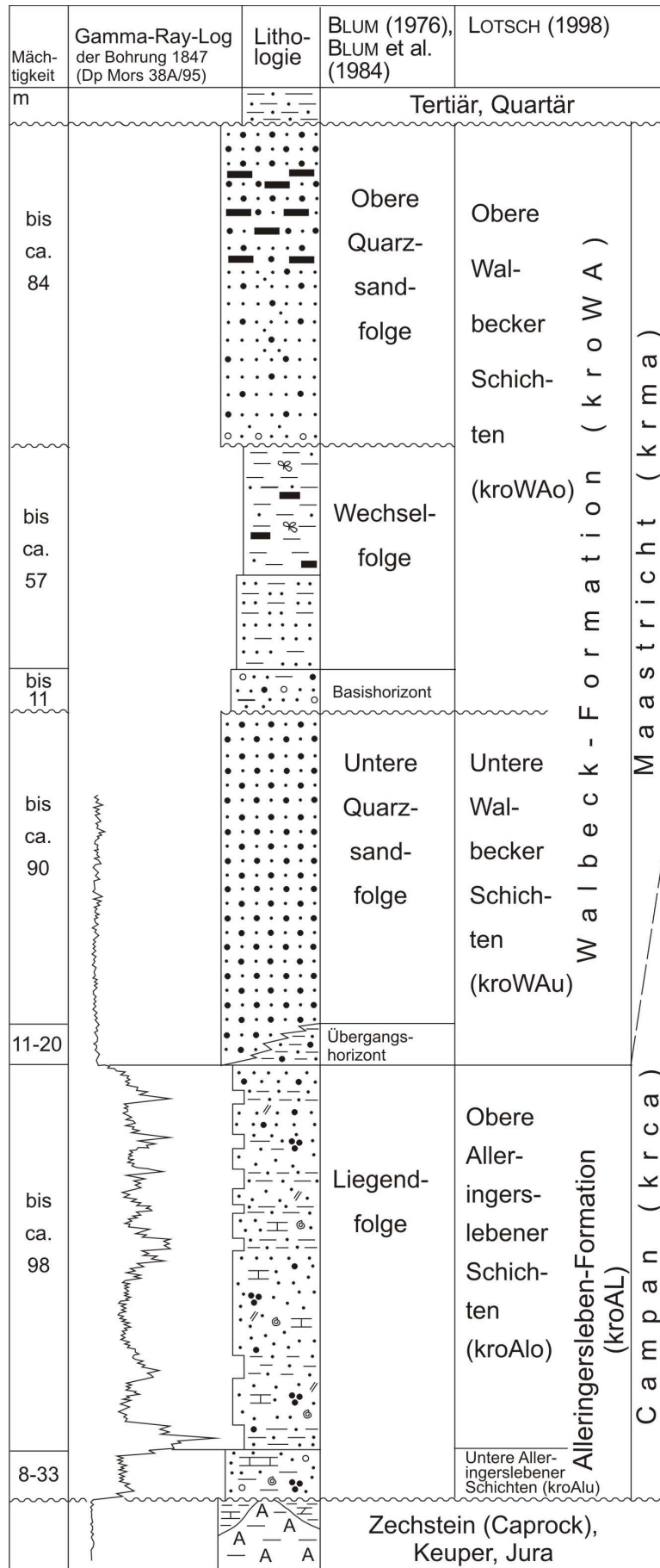


Abb. 1.11: Normalprofil und Gliederung der höheren Ober-Kreide auf Blatt 3732 Helmstedt.

Stellenweise sind durch Markasit verfestigte Grabgänge (*Ophiomorpha*) vorhanden. Aus 100 % Quarz bestehenden Sande besitzen eine hohe kompositionelle Reife. Lokal enthalten sie Linsen aus kohligem Mittelsanden, örtlich einzelne, durch Pyrit/Markasit getränkte Baumstämme. Die zahlreichen, NW-SE bis W-E streichenden dunkelockerfarbenen (Limonitisierung) Klüfte und Störungen werden am Top der Abfolge abrupt durch die hangende Sedimente abgeschnitten. Obwohl der diagenetische Verfestigungsgrad der Schichten sehr gering ist (s. LOTSCH 1998), sind im Norden der Grube 3 in großen Blöcken und Bänken unterschiedlich stark verkieselte Bereiche (Sandsteine) aufgeschlossen gewesen.



Abb. 1.12: Stark gestörte Untere Quarzsandfolge im Oststoß der Sandgrube 3 der Quarzwerke GmbH bei Walbeck. Detailbild: Gleitfläche einer listrisch nach SW einfallenden Störung (Foto: K. SOMMERWERK, 2004).

Die vergleichbaren Mittelsande im Beienroder Becken werden von NIEBUHR & ERNST (1991) nach granulometrischen Auswertungen einem mäandrierenden Flusssystem bis Delta-Bereich zugeordnet. Der sehr heterogen zusammengesetzte Übergangshorizont an der Basis der Unteren Quarzsandfolge sowie die gelegentlichen Einschaltungen wechselnd grobsandiger Partien weisen dabei auf Rinnenablagerungen eines verzweigten Flusssystems hin (LOTSCH 1998).

Im Nordosten der Grube 3 wurden die nach SW listrisch einfallende, zur Allertal-Salzstruktur subparallel streichende Störungsflächen freigelegt, die mit einem sehr fein zerriebenen und verfestigten Sand verkittet sind (Abb. 1.12). Es konnten aber auch Störungsbe-
reiche dokumentiert werden, die mit einem hinein gepressten, vermutlich jurassischen Ton gefüllt sind (Abb. 1.13). Im Durchbruch zum „Pflanzgarten“ sind Tone aus dem Unteren Dogger aufgeschlossen, an deren NW-Flanke sich die oberkretazischen Sande im Wechsel mit oberjurassischen bunten Dolomiten und Mergeln anschließen (Abb. 1.14 und 1.15). Diese

übereinander gestapelten Gesteinsanteile wurden in Folge spätoberkretazischer/alttertiärer Überschiebungstektonik in die Oberkreide eingeschuppt.

Die **Oberen Walbecker Schichten (kroWAo)**, die ausschließlich nordwestlich der Schwanefeld-Störung verbreitet sind und nur am Schacht Buchberg zusammenhängend mit einer Mächtigkeit von 111 m erbohrt wurden, sind im Bereich der Sandgruben (nordwestlich der Esbinnenberg-Störung, s. Abb. 1.3) zweigeteilt. Das Hauptvorkommen befindet sich am Südwestrand der Allertal-Salzstruktur, südwestlich einer im Untergrund etwa durch die Mitte der Struktur NW-SE verlaufenden Hutgesteinshochlage (s. Abb. 1.8). Das kleinere Vorkommen ist an die Nordostflanke dieser Hochlage gebunden. Die Teilung der Sedimente ist besonders in der Sandgrube 4 sichtbar. Im Südweststoß ist das Hauptvorkommen aufgeschlossen mit einem Einfallen der Schichten nach SW. Im Nordoststoß der Grube fallen Reste des kleineren Vorkommens nach NE ein.



Abb. 1.13: Eine Störungsfläche, die mit einer (Jura-?)Tonsteinscholle verbunden ist (Foto: E. BAUCH, Aufschlussituation 2008).

Die Abfolge beginnt im Südweststoß der Grube 4 mit einer scharfen Erosionsdiskordanz an der Basis. Die Mächtigkeit und die Zusammensetzung des Basishorizontes variieren stark. Er kann als bis ca. 11 m mächtige schluffige Sande mit einem stark schwankenden

Kornspektrum ausgebildet sein (westlich von Walbeck) oder durch einen, 0,5 m mächtigen Braunkohlenflöz vertreten werden (im äußersten Nordwesten von Sandgruben). Im Südweststoß der Sandgrube 4 und im Nordweststoß der Grube 3 (ca. 50 m östlich des Durchbruchs zur Sandgrube 5 („Pflanzgarten“)) sind maximal 1-2 m mächtige, hellgraue bis hellbraungraue, stark kiesige Sande aufgeschlossen, die Tonflatschen und -schmitzen enthalten. Die sehr unebene Basisfläche ist teilweise durch Störungen versetzt.

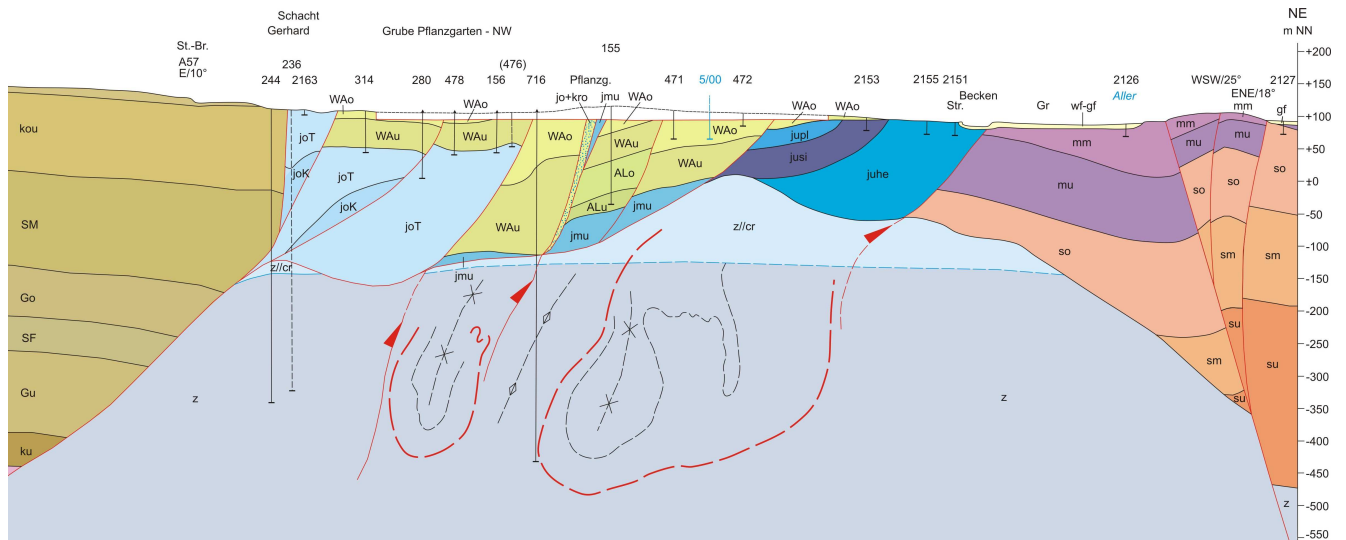


Abb. 1.14: Geologischer Schnitt G-G' durch die Grube Walbeck im Bereich des Durchbruches zwischen Grube 5 („Pflanzgarten“) und Grube 3. Lage s. Abb. 1.3, Legende: Abb. 1.9.



Abb. 1.15: Blick nach NW auf die aufgeschobene Jura-Scholle im Bereich des Durchbruches zur Grube 5 („Pflanzgarten“), vgl. auch Schnitt (Bildmitte) in Abb 1.14 (Foto: C.-H. FRIEDEL)

Die 43-57 m mächtige Wechselfolge lagerte sich unter limnisch-fluviatilen, teilweise leicht brackischen Bedingungen ab (KRUTZSCH & PROKOPH 1992). Sie ist im Durchbruch zur Sandgrube „Pflanzgarten“ und im Südweststoß der Grube 4 aufgeschlossen (Abb. 1.14-1.16). Sie besteht aus einer kalkfreien Wechsellagerung von schluffigen Feinsanden, feinsandigen, tonigen Schluffen und feinsandig-schluffigen Tonen mit einzelnen, bis 0,4 m mächtigen Lagen von Braunkohle bzw. von kohligen Schluffen. Im unteren Abschnitt dominieren Sande, im oberen Abschnitt Tone und Schluffe mit Kohle- und Sandlagen. In der insgesamt geschichteten, teilweise schlierigen und von Grabgängen durchsetzten Abfolge sind etwas Glimmer, feine Kohle, Xylite und Pflanzenhäcksel mit Frucht- und Samenresten verteilt. Auf Schichtflächen befinden sich stellenweise zahlreiche Blattabdrücke (LOTSCH 1998). Diese markante Ausbildung der Wechselfolge brachte als Leithorizont viel dazu bei, die extrem komplizierten Lagerungsverhältnisse innerhalb der Walbecker Sande zu verstehen und zu rekonstruieren sowie die parallel und quer zu Struktur verlaufende Störungsflächen zu identifizieren (Abb. 1.14, 1.15 und 1.17)



Abb. 1.16 Wechselfolge der Oberen Walbecker Schichten (kroWAo), aufgeschlossen im Südweststoß der Sandgrube 4 im Jahr 2004 (Foto: K. SOMMERWERK).

Die Obere Quarzsandfolge folgt über der Wechselfolge mit einer Erosionsdiskordanz (LOTSCH 1998). Nordwestlich der Esbinnenberg-Störung wurde die maximale Mächtigkeit von 94,5 m nur innerhalb einer schmalen Leistenscholle im Norden der Sandgrube 5 („Pflanzgarten“) festgestellt (Bohrung 716, Abb. 1.14). An der Basis der Oberen Quarzsandfolge befindet sich hier statt der Wechselfolge ein geringmächtiges (0,5 m) Kohlenflöz (LOTSCH 1998, s. auch SCHMIERER 1914).

Die hauptsächlich aus gelblichen Mittelsanden bestehende Abfolge ist in der Sandgrube 5 („Pflanzgarten“) kalkfrei und in Schichten wechselnd feinsandig und/oder grobsandig. Teilweise sind Kaolin-Partikeln, aber keine kohligen Einlagerungen sichtbar. In der schweren Fraktion dominieren sehr deutlich die stabilen Minerale (62-68 %) und werden stellenweise fast ausschließlich durch Turmalin vertreten. Die Schichtung ist in der Sandgrube gradiert, schräg, teilweise flaserig und wird besonders durch ockerfarbene limonitische Ausscheidungen hervorgehoben. In gestörten Bereichen, wie z. B. im Nordosten der Grube, treten zahlreiche Limonitknollen und -kugeln auf.



Abb. 1.17: Wechselfolge der Oberen Walbecker Schichten (kroWao) versetzt an Querstörungen (z.B. Mitte rechts). Südweststoß der Sandgrube 4 nach der Böschungsgestaltung im Jahr 2011 (Quarzwerte GmbH bei Walbeck, Foto: C.-H. FRIEDEL).

Das Einfallen der Schrägschichtungsblätter ist nach NW gerichtet, d. h. der Materialtransport erfolgte von SE (KRUTZSCH & PROKOPH 1992). Im Südweststoß der Grube grenzt die Quarzsandfolge tektonisch entlang einer listrischen Störung an die Jura-Schichten an. Südlich der Sandgrube „Pflanzgarten“ sind die Mittelsande braun, teilweise schluffig und kohlig, enthalten Xylite und einzelne Lagen von Schluff, Feinsand und Grobsand. Es kommen auch mehrere, maximal 2,2 m mächtige, nicht horizontbeständige Braunkohlenbänke und -linsen vor. Die Ablagerung der Oberen Quarzsandfolge fand im fluviatilen, partienweise limnischen Milieu statt (LOTSCH 1998). Nach KRUTZSCH & PROKOPH (1992) stellt sie eine kontinentale Grabenfüllung dar.

Die biostratigraphische Datierung der Schichten ist nicht unproblematisch, da die Proben aus den oft oxidierten Sanden meist fossilfrei sind (s. FENNER 1998). Es gelang allerdings eine eindeutig jungoberkretazische, sehr reiche Palynoflora zu bestimmen. Die nachgewiesenen ca. 450 Arten (bzw. Typen) von Sporomorphen/Palynomorphen- und Frucht- und Samen-Floren bilden die reichste bisher in der mitteleuropäischen Oberkreide bekannt gewordene Flora (SCHULZ & NIEBUHR 2000), die einen Vergleich mit den Mikrofloren von Oebisfelde, Colbitz, Wülpen, Zerben, Nennhausen (KRUTZSCH & PROKOPH 1992) erlaubt. Die größte Ähnlichkeit besteht dabei mit der Flora von Oebisfelde (Oebisfelder Bild), u. a. zeigen die mehr als 30 Pollengruppen des *Normapollis*-Stammes einen warmen Zeitabschnitt im Unter-Maastricht an (KRUTZSCH 1966). Für die gesamte Walbeck-Formation wird Zeitabschnitt angegeben, der älter als oberes Maastricht und jünger als tiefes Campan ist (Ober-Campan bis Unter-Maastricht, KRUTZSCH & PROKOPH 1992, s. auch LOTSCH 1998).

Literatur

- BALZER, D. (2000): Lithostratigraphie, Fazies, Strukturbau und subrosive Entwicklung des Hutgesteins über der Allertal-Salzstruktur zwischen Alleringersleben und Beendorf (Sachsen-Anhalt, Bundesrepublik Deutschland). – Geol. Jb., **A 154**: 3-85; Hannover.
- BEST, G. (1996): Floßtektonik in Norddeutschland: Erste Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen an der Salzstruktur „Oberes Allertal“. – Z. dt. geol. Ges., **147**, 4 : 455-464, 4 Abb.; Stuttgart.
- BEST, G. & ZIRNGAST, M. (1998): ERA Morsleben, Analyse der strukturgeologischen Entwicklung der Salzstruktur Oberes Allertal und ihrer Umgebung. – unveröff., Bundesanst. für Geowiss. und Rohstoffe, Archiv-Nr. **116 873**: 108 S., 6 Anl.; Hannover (im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz).
- BEST, G. & ZIRNGAST, M. (2000): Die strukturelle Entwicklung der exhumierte Salzstruktur „Oberes Allertal“. – Geol. Jb., Sonderhefte, **SA 1**: 100 S.; Hannover.
- BLUM, H., LUGE, J., RABITZSCH, K. & HEINZ, M. (1984): Ergebnisbericht mit Vorratsberechnung. Lagerstättengeologie. Sucharbeiten Quarzsand Walbeck Nordfeld. – unveröff., VEB Geol. Forsch. und Erk. Halle. – Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Archiv-Nr. **L 1311**: 698 S; Halle.
- DUVAL, B., CRAMEZ, C. & JACKSON, M.P.A. (1992): Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola. – Mar. Petrol. Geol., **9**: 389-404; Amsterdam.
- FENNER, J. (1998): ERA Morsleben, zusammenfassende Darstellung der paläontologisch-biostratigraphischen Ergebnisse im Deck- und Nebengebirge der Salzstruktur Oberes Allertal, Teil : Mesozoische und Tertiäre Sedimente. – unveröff., Bundesanst. für Geowiss. und Rohstoffe, Archiv-Nr. **116 691**: 231 S., 32 Abb., 14 Tab., 3 Bd. Anl.; Hannover (im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz).
- FRIEDEL, C.-H. et al. (2007): Kap. 5 Lagerungsverhältnisse und Strukturentwicklung. – In: STOTTMETTER, L., JORDAN, H. & RÖHLING, H.-G. (2007): Geologische Karte von Sachsen-Anhalt 1 : 25 000. Erläuterungen zum Blatt Helmstedt 3732, 2. Auflage: 118-206. – LAGB; Halle.
- JUBITZ, K.-B., BEUTLER, G., SCHWAB, G. & STACKEBRANDT, W. (1991): Zur Strukturentwicklung des Spaltendiapirs der Allertalzone (Subherzyne Senke). – Z. geol. Wiss., **19**, 4: 409-421, 7 Abb.; Berlin.
- KÄBEL, H. (2006): Paläohydrogeologie und Subrosion im oberen Allertal vom Alttertiär bis Jungquartär. – Geol. Jb., Sonderhefte, **SC 5**: 115-144; Hannover.
- KRUTZSCH, W. (1966): Die sporenstratigraphische Gliederung der Oberkreide im nördlichen Mitteleuropa. – Abh. Zentr. geol. Inst., **5**: 111-137; Berlin.
- KRUTZSCH, W. & PROKOPH, A. (1992): Die Ablagerungen der oberkretazischen Walbeck-Formation im oberen Allertalgraben (Stratigraphie, Sedimentologie Palynologie). – Ber. Naturhist. Ges. Hannover, **134**: 117-133, 5 Abb.; Hannover.
- KRZYWICKI, E. (1949): Die Geologie des Kali- und Steinsalzbergwerkes „Bartensleben/Allertal“. – unveröff. Gutachten, Geol. Landesanstalt Berlin, BGR Archiv-Nr. **200 8400**; Berlin/Hannover.
- KRZYWICKI, E. (1950): Bericht über den Stand der Untersuchungsarbeiten im Kali- und Salzbergwerk Bartensleben am 14.2.1950. – unveröff., Geol. Landesanstalt Berlin, BGR Archiv-Nr. **200 8871**; Berlin/Hannover.
- LOTSCH, D. (1998): Projekt Morsleben. Geologische Bearbeitung von Kreide und Tertiär – Abschlußbericht. – unveröff., Bundesanst. für Geowiss. und Rohstoffe, Archiv-Nr. **116 620**: 128 S. Text, 29 S. Anhang, 32 Anl. (34 S.); Berlin/Hannover (im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz).

- NIEBUHR, B. & ERNST, G. (1991): Fazies- und Entwicklungsdynamik von Campan, Maastricht und Eozän im Beienroder Becken (E-Niedersachsen). – Z. dt. geol. Ges., **142**: 251-283; Hannover.
- RAPPSILBER, I. (2007): Beikarte 3 Geophysik (Übersichtskarte) sowie Kap. 6 Geophysik. – In: STOTTMEISTER, L., JORDAN, H. & RÖHLING, H.-G. (2007): Geologische Karte von Sachsen-Anhalt 1 : 25 000. Erläuterungen zum Blatt Helmstedt 3732, 2. Auflage: 206-211. – LAGB; Halle.
- SCHMIERER, T. (1914a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 185. Blatt Helmstedt. Gradabteilung 42, Nr. 47: 112 S. – Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt; Berlin.
- SCHULZ, M.-G. & NIEBUHR, B. (2000) Maastricht. In: STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION VON DEUTSCHLAND (Hrsg.) (2000): Stratigraphie von Deutschland III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. – Cour. Forschungsinst. Senckenberg: 45-51; Frankfurt a. Main.
- STOTTMEISTER, L., JORDAN, H. & RÖHLING, H.-G. (2007): Geologische Karte von Sachsen-Anhalt 1 : 25 000. Erläuterungen zum Blatt Helmstedt 3732, 2. Auflage: 260 S., 49 Abb., 22 Tab., 2 K., 1 Bl. Geol. Schnitte, 6 Beik. – LAGB; Halle

2) Harz

2.1 Der Aufschluss im Teufelsbachtal nordöstlich Kloster Michaelstein im Licht neuer Bohrerergebnisse

CARL-HEINZ FRIEDEL¹⁾ & THOMAS GÜLDNER²⁾

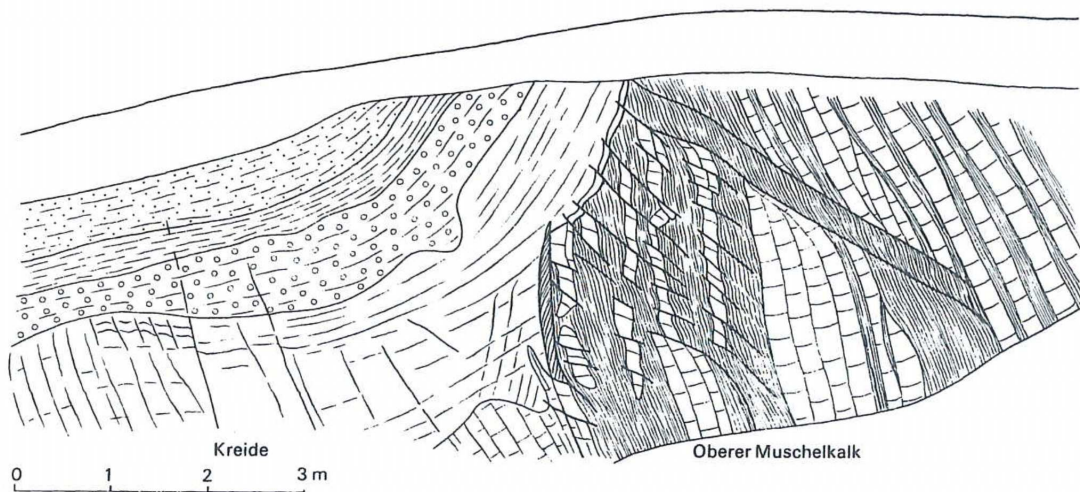
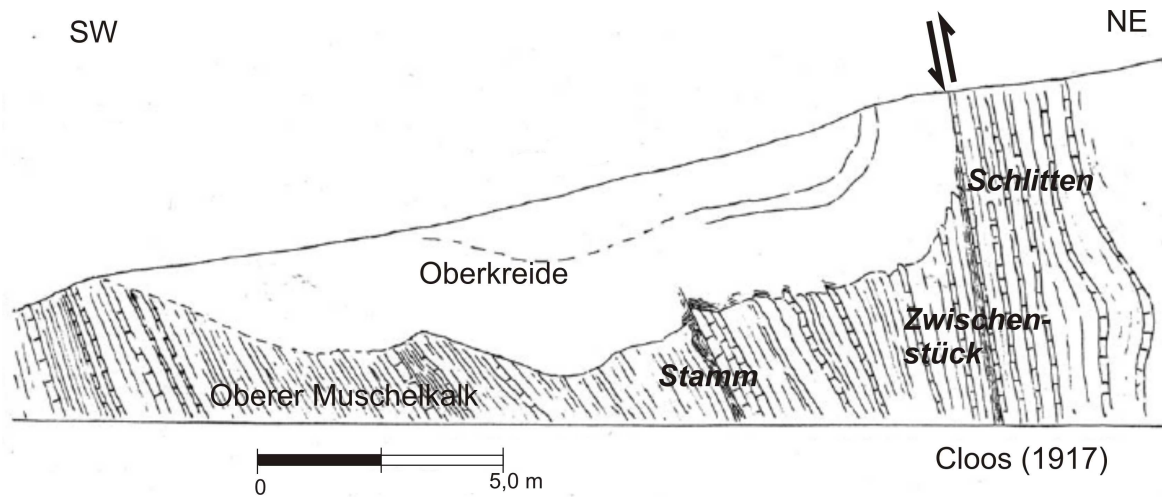
¹⁾ Landesamt für Geologie und Bergwesen, Halle friedel@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

²⁾ Jakobskamp, 7, 30539 Hannover, th.gueldner@web.de

Lokation: TK25 4131 Derenburg, Straße Michaelstein-Heimburg (K1347), ca. 500 m nordöstlich Michaelstein, künstlicher Anschnitt am NE-Hang des Talwegs im Teufelsbachtal ca. 20 m westlich der Kurve der Strasse Michaelstein-Heimburg (K1347)
(R: 4425450, H: 5742660)

Am Nordosthang des Talweges entlang des Teufelbaches sind kurz vor der Strasse steil gestellte Schichten des oberen Muschelkalks (Ceratitenschichten) aufgeschlossen. Sie werden in muldenförmiger winkeldiskordanter Auflage von Schichten des unteren Unterampans überlagert (Blankenburg-Formation, v. BUBNOFF & JUBITZ 1957, VOIGT & v. EYNATTEN 2006; Abb. 2.1.1). Neben Oberem Muschelkalk werden weiter östlich auch steil stehende Schichten des Unterkeupers und des Unteren Muschelkalks von diesen Schichten überlagert. Die aufgeschlossene Winkeldiskordanz an der Basis der Blankenburg-Formation entspricht nach VOIGT et al. (2004) der Diskordanz 5 (Abb. 2.1.2). Lithologisch besteht die Blankenburg-Formation aus sandigen Mergeln und grauen bis bräunlichen Kalksandsteinen. Im Aufschluss ist etwa 1 m oberhalb der Transgressionsfläche ein Konglomerathorizont eingelagert, dessen Komponenten hauptsächlich aus Muschelkalkklasten und aus Sandsteinklasten des Buntsandsteins bestehen.

Der Aufschluss wurde durch die Arbeit von CLOOS (1917) bekannt und gilt seither als „locus typicus“ für die subherzynen Bewegungen (SCHWAB 1980). Vor fast 100 Jahren diskutierte CLOOS (1917) u.a. in diesem Aufschluss die Wirksamkeit von schichtparallelen Bewegungen während der Aufrichtung (Auffaltung) der Schichten am Harznordrand durch Hebung des Harzblocks. Diese störungsbedingte Steilstellung bis Überkipfung der Schichten führte zur Herausbildung der sogenannten Harzaufrichtungszone. Entlang der Aufrichtungszone wurden mehrfach keil- bis muldenförmige Einlagerungen aus jüngeren Sedimenten (Oberkreide und Tertiär) in älteren Gesteinen festgestellt (z.B. Schroeder 1909, CLOOS 1917). Zu den muldenförmigen Einlagerungen zählt der Aufschluss im Teufelsbachtal (Abb. 2.2.1). Keilförmige Einlagerungen von Oberkreide im Jura und deren schichtparallelen Versatz beschrieb CLOOS vom Langenberg bei Göttingerode (Abb. 2.1.3).



Schwab 1980

Abb. 2.1.1 Profilaufnahme vom Aufschluss Teufelsbachtal von a) CLOOS (1917) und b) SCHWAB (1980, rechter Teil des Kreideanschnitts). Weitere Erläuterung im Text.

CLOOS (1915, 1917) erkannte, dass derartige mulden- und keilförmige Einlagerungen aus jüngeren Gesteinen in der Aufrichtungszone nicht sedimentäre Füllungen sind (Schroeder 1909), sondern dass bei winkeldiskordanter Auflage von jüngeren auf älteren Schichten die sich fortsetzende Biegegleitung zum Versatz der Diskordanzflächen bzw. der diskordanten Einlagerungen geführt hat (Abb. 2.1.3).

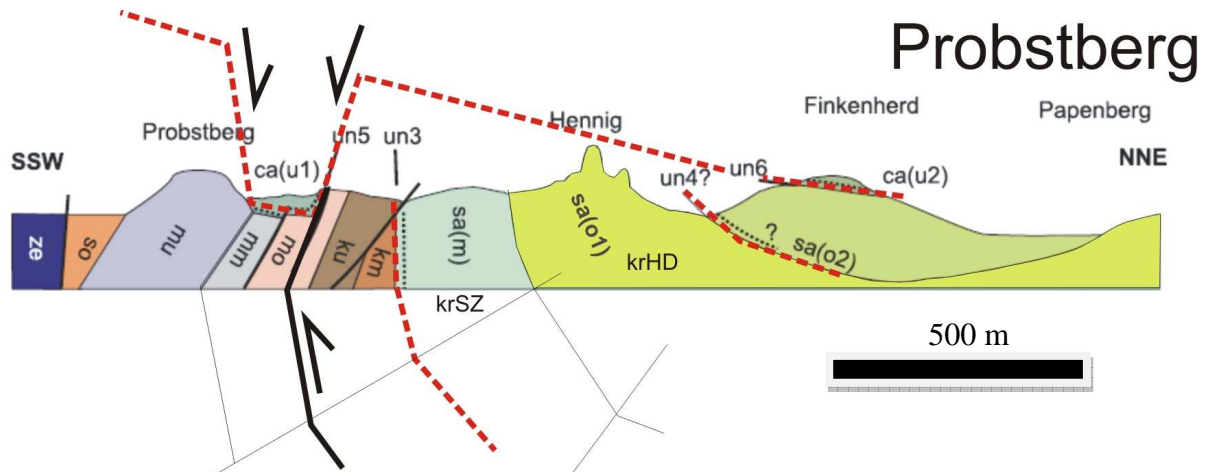


Abb. 2.1.2 Übersicht und Interpretation des Vorkommens am Teufelsbach (Profil Probstberg, nach VOIGT et al. 2004, un 3 bis 6 = Disordanzen). krSZ: Salzberg-Formation (Mittelsanton), krHD: Heidelberg-Formation (Obersanton). Zur Verdeutlichung des Ausmaßes des tektonischen Versatzes r Die an der Basis der Blankenburg-Formation (tieferes Untercampan, ca(u1)) gelegene Winkeldiskordanz (Diskordanz 5) befindet sich im NNE als normale Schichtgrenze unterhalb der Ilsenburg-Formation (ca(u2), oberes Untercampan).

Für sein tektonisches Modell der von ihm als „Drehverschiebungen“ bezeichneten schichtparallelen Störungen verwendete CLOOS die Begriffe „Schlitten“ für den schichtparallel bewegten, vorgeschobenen Teil der Unterlage und „Stamm“ für den Teil, der noch den ursprünglichen Verband zwischen Unterlage und diskordanter Auflage darstellt, auch wenn, wie am Langenberg, beide später zusammen noch rotiert worden sind (vgl. Abb. 2.1.2). Das Zwischenstück vermittelt zwischen Stamm und Schlitten. Fehlt es, dann liegen nur Keile vor.

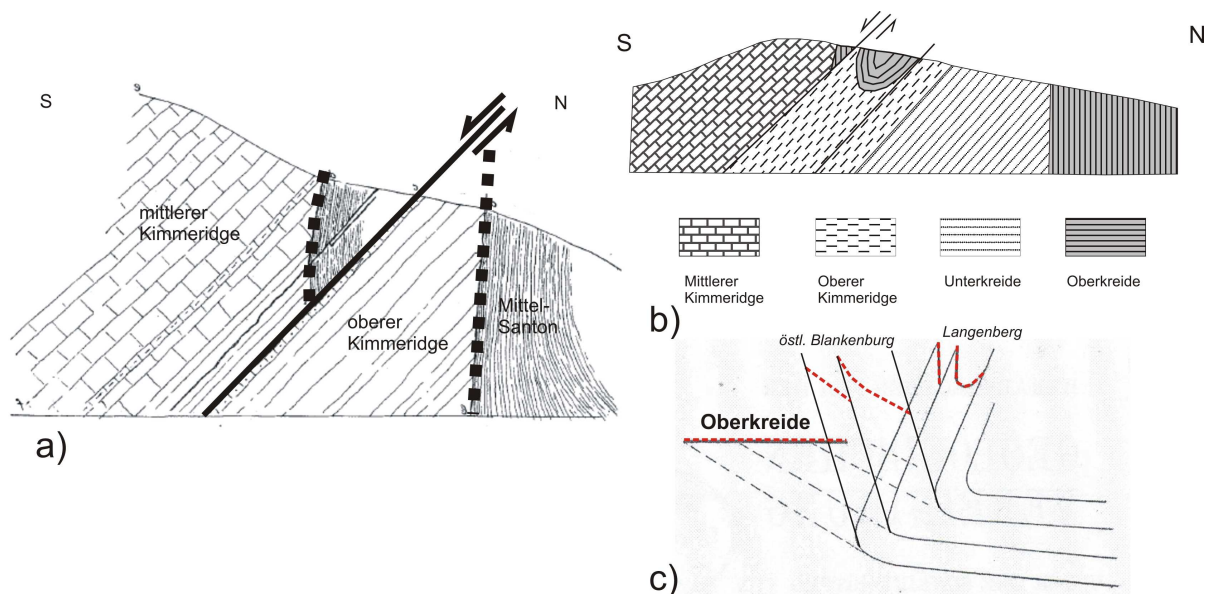
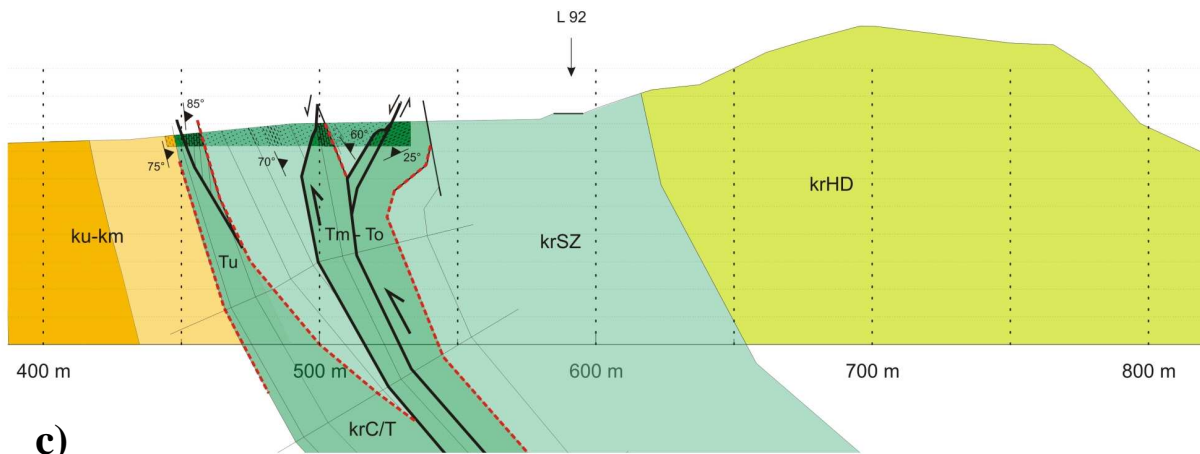


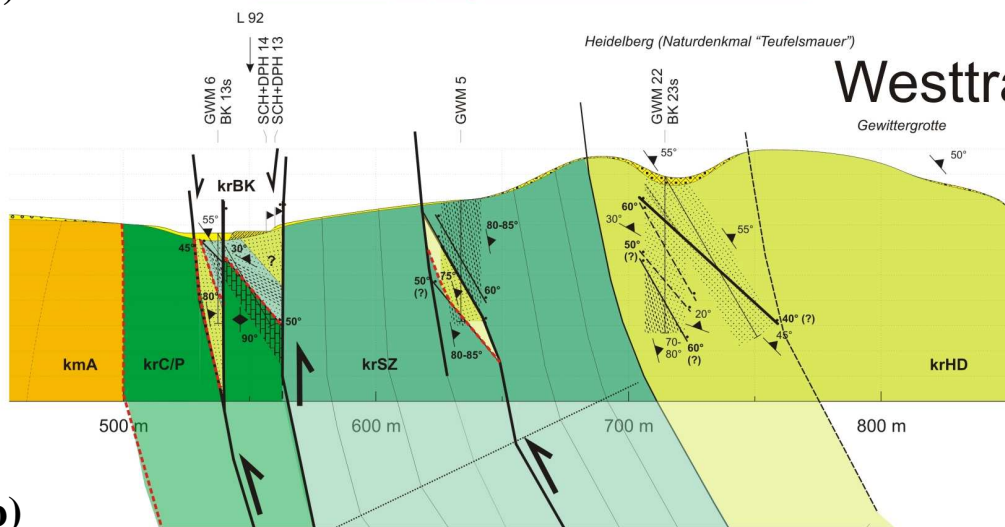
Abb. 2.1.3: Schichtparallel versetzte keil- und muldenförmige Einlagerungen von Oberkreide (Mittelsanton) im überkippten Oberjura am Langenberg bei Göttingerode. a) nach CLOOS (1917, Abb. 1), gestrichelte Linie: Diskordanzflächen, b) Übersicht des Profils am Langenberg und c) Anordnung der Diskordanzflächen bei winkeldiskordanter Auflage der Oberkreide bei normaler Lagerung (östl. Blankenburg) und bei überkippter Lagerung (am Langenberg), nach CLOOS 1915, Abb. 2c und 3, ergänzt.

Sautrog



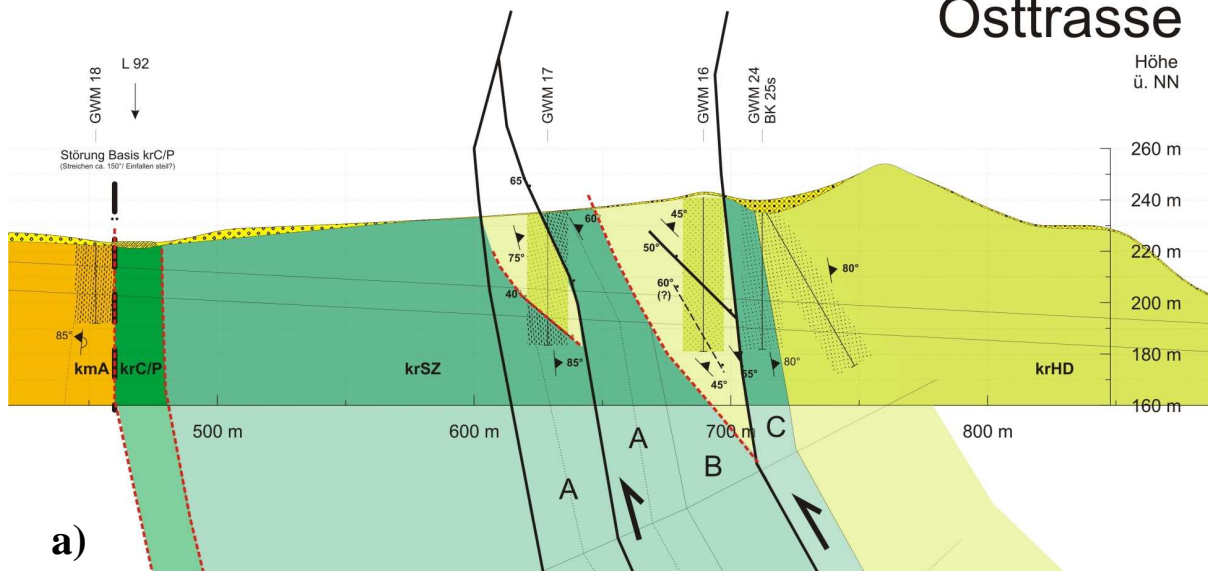
c)

Westtrasse



b)

Osttrasse



a)

Abb. 2.1.4 Profile durch die Harzaufrichtungszone östlich von Blankenburg. a) und b): West- und Osttrasse eines geplanten Autotunnels östlich von Blankenburg (nach GÜLDNER 2011). c) Sautrog-Profil (nach KURZE & TRÖGER 1976, Tu, Tm, To: Unter-, Mittel- und Oberturon). Rote gestrichelte Linien = Diskordanzen. km: Mittelkeuper, krC/P: Cenoman und Turon, krSZ: Salzberg-Formation (Mittelsanton, A-B: Mergel, C: Kalksandstein), krHD: Heidelberg-Formation (Obersanton), krBK: Blankenburg-Formation (Untercampan). Weitere Erläuterung im Text.

Für den geplanten Neubau der B81 als Ortsumgehung östlich von Blankenburg ist, bei Realisierung, die Durchquerung der Aufrichtungszone durch einen Tunnel vorgesehen (Heidelbergtunnel). Zur Erkundung der Trassenvarianten (West- und Osttrasse) dieses Autotunnels sind zwei nur 100 m entfernte Profile abgebohrt worden, die die Aufrichtungszone senkrecht queren. Auch in diesen Profilen wurden mehrfach keilförmige Einlagerungen aus jüngerer Oberkreide in älteren Schichten der Oberkreide festgestellt (GÜLDNER 2011). Besonders hervorzuheben sind die keilförmigen Einlagerungen aus Gesteinen der obersantonen Heidelberg-Formation in der mittelsantonen Salzberg-Formation (Abb. 2.1.4a, b). Die für die Heidelberg-Formation typischen massigen, karbonatfreien Sandsteine sind fast über das gesamte Oberkreideprofil verteilt und werden in der Westtrasse noch von Konglomeraten und Geröll führenden Mergeln und Kalksandsteinen der Blankenburg-Formation (krBK) überlagert (Abb. 2.1.4b). Die Schichtung der Heidelberg-Sandsteine fällt in den Keilen etwas flacher ein als die der umgebenden älteren Kreideschichten. Im Liegenden wird eine Diskordanzfläche vermutet (s. unten). Im Hangenden werden sie mit tektonischem Kontakt von Mergeln und Kalksandsteinen der Salzberg-Formation überlagert. Im NE-Teil der Osttrasse belegen Kalksandsteine, dass hier nur die jüngeren Anteile der Salzberg-Formation dem Heidelberg-Sandstein aufliegen (Abb. 2.1.3a). Auch der von KURZE & TRÖGER (1976) dokumentierte ca. 500 m westlich der Trassenprofile gelegene Schurf am Sautrog lieferte Hinweise auf keilförmige Einlagerungen. Sie bestehen hier aus Salzberg-Schichten (Mittelsanton), die in Turonschichten eingelagert sind, wobei trotz der komplizierten Lagerungsverhältnisse die generelle stratigraphische Abfolge der Turonschichten erhalten geblieben ist (Abb. 2.1.4c).

Diskussion und Schlussfolgerungen

Das flachere Einfallen der Schichtung in den keilförmigen Einlagerungen aus jüngeren Kreideschichten entspricht im Prinzip dem Bild vom Langenberg, wenn statt überkippter Lagerung (Langenberg) eine normale Lagerung (Trassenprofile östlich Blankenburg) vorliegt (Abb. 2.1.3c). Die Keile lassen sich so im Sinne von Cloos (1915, 1917) als tektonisch dislozierte Bereiche winkeldiskordant auflagernder Schichtfolgen interpretieren. Nach SSW ansteigendes Schichteinfallen in den Keilen weist auf fortgesetzte Rotation, die Strukturen sind jedoch komplexer und lassen sich nicht allein auf schichtparallele Gleitung im Sinne paralleler Biegegleitfaltung zurückführen. So sind die Keile in den Trassenprofilen entlang einzelner Störungsbahnen z.T. deutlich überschoben, wobei diese Störungsbahnen auch winklig zur Schichtung verlaufen (Abb. 2.1.4a, b). Die Geometrie in den Profilen weist auf einzelne z.T. rampenartige SW-gerichtete Überschiebungsstrukturen, die zusammen mit der gesamten Schichtenfolge nachträglich weiter rotiert wurden (s. auch Abb. 2.1.4c). Es wurde auch erwogen, dass die Keile insgesamt als flat-ramp-Strukturen entstanden sind. Der Erhalt der generellen stratigraphischen Abfolge der älteren Kreideschichten spricht jedoch dagegen, dass auch die Basisflächen der Keile als Überschiebungen (Flachbahnen) gedient haben. Die vermuteten Diskordanzflächen im Liegenden der Keile sind zwar z.T. tektonisch überprägt und einige Schichten störungsparallel noch etwas rotiert (krBK im linken Teil der Westtrasse, Abb. 2.1.4a), ohne Annahme von Diskordanzflächen scheiterten aber bisher alle Versuche, die Profile „abzuwickeln“. Falls die Keile nicht insgesamt intern rotiert worden sind, dann sind die keilförmigen Einlagerungen von Heidelberg-Schichten in den Salzbergschichten als Hinweis auf eine bisher noch nicht entdeckte Winkeldiskordanz an der Basis der Heidelberg-Formation anzusehen. Die Winkeldifferenz zwischen beiden Schichten liegt zwischen 10 und 15° und nimmt nach NE rasch ab. Bisher ging man von einem konkordanten Übergang zwischen beiden Formationen aus (z.B. VOIGT et al. 2004), der hier im NE-Teil der Profile und dann weiter beckenwärts (Bohrung Quedlinburg 1/1979) auch realisiert ist.

Literatur

- Cloos, H. (1915): Eine neue Störungsform. – Geol. Rundsch., 6, 113-116
- Cloos, H. (1917) : Tektonische Probleme am Nordrand des Harzes. – Geol. Rundsch., 7, 314-329
- Güldner, Th. (2011): Geologisches Modell und petrographische Untersuchungen für die geplante Tunnelauffahrung im Bereich der Aufrichtungszone des Harzes zwischen Blankenburg und Timmenrode (Heidelbergtunnel). – Diplomarbeit, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 161 S.
- v. Bubnoff, S. & Jubitz, K.-B. (1957): Stratigraphie und Tektonik der Harzrandaufrichtungszone und des Vorlandes. – In: v. Bubnoff, S., Jubitz, K.-B. & Schwan, W. (Hrsg.): Exkursionsf. Exk. I, A und B; Jahrestag. Geol. Ges. DDR 26.-29. April 1957 Wernigerode/Harz, 5–37
- Kurze, M & Tröger, K.-A. (1976): Lagerungsverhältnisse der Oberkreide in einem Wasserleitungsgraben in der Aufrichtungszone 1,2 km WNW von Timmenrode/Harz. - Freiburger Forsch.-H., C 316, 71–76.
- Schroeder, H. (1909): Übergreifende Lagerung des Oberen Emscher zwischen Oker und Harzburg. – In: Schroeder, H. & Boehm, J.: Geologie und Paläontologie der Subherzynen Kreidemulde. – 1-17 (und 6 Tafeln)
- Schwab, M. (1980): Der Aufschluß der Harzaufrichtungszone im Tal des Teufelsbaches bei Kloster Michaelstein (Harznordrand). – Hall. Jb. Geowiss., 5, 90-92
- Voigt, Th., v. Eynatten, H. & Franzke, H.J. (2004): Late Cretaceous unconformities in the Subherzynian Cretaceous Basin (Germany). – Acta Geologica Polonica, 54/4, 673-694

2.2 Duktile Deformationsgefüge im Elbingeröder Riffkalkstein -Aufschlüsse Garkenholz und Schwefeltal (Elbingeröder Komplex)

CARL-HEINZ FRIEDEL

Landesamt für Geologie und Bergwesen, Halle/S., friedel@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Aufschluss Garkenholz: TK Blankenburg 4231, ehemaliger Kalksteinbruch Garkenholz (R: 4422380, H: 5737330)

Aufschluss Schwefeltal: TK Elbingerode 4230, Ostseite des Schwefeltals zwischen Elbingerode und Rübeland, ehemaliger Steinbruch entlang der Bahnlinie am Südenende des Tals (R: 4419285, H: 5737360)

Es gibt im Harz zwei große devonische Riffkomplexe, das Iberg-Winterberger Riffmassiv und NW-Harz und der größere Elbingeröder Riffkomplex im östlichen Mittelharz. Beide weisen zwar hinsichtlich ihres Alters und ihrer faziellen Ausbildung Gemeinsamkeiten auf (z.B. GISCHLER 2008). Sie unterscheiden sich aber deutlich im Grad der metamorphen Überprägung und Deformation. Der Elbingeröder Riffkomplex ist unter Bedingungen der oberen Anchizone penetrativ duktil deformiert worden (T: 250-300°C, Friedel et al. 1995), wohingegen das Iberg-Winterberger Massiv nur Metamorphosetemperaturen bis maximal 200°C erlebt hat und frei von interner Deformation ist.

Hauptmerkmale der duktilen Deformation

Kornform- und kristallographische Vorzugsorientierung sind die wesentlichsten Merkmale der duktilen (plastischen) Deformation im Elbingeröder Riffkomplex. Diese penetrative

tektonische Vorzugsorientierung (Foliation) äußert sich makroskopisch vor allem durch eingeregeltere Fossil- und Lithoklastenfragmente. Von der Einregelung sind alle Gesteinsanteile betroffen, die feinkörnige Matrix und die Komponenten (Bioklasten, Peloide, Zemente u. ä., s. unten). Die z.T. deutliche Vorzugsregelung der Klasten folgt der regionalen Schieferung (erste Schieferung, s_1) und repräsentiert damit selbst ein Deformationsgefüge (FRIEDEL & JANSSEN 1988).

Aufschluss Garkenholz

Im stillgelegten Steinbruch des ehemaligen Kalkwerks Garkenholz sind Riffkalke des oberen Givet und Frasne in Außenriff-Fazies aufgeschlossen (WELLER 1991, WELLER et al. 1991). Es dominieren schlecht sortierte grobkörnige bioklastenreiche Riffschuttkalke (Floatstones und Rudstones), nur selten sind darin feiner körnige Lagen eingeschaltet (Crinoiden führende arenitische Wacke- und Floatstones). In den Riffkalken treten außerdem Sedimentgänge auf (sog. Neptunische Gänge, höheres Oberdevon). Die Schichtung ist in den Riffkalksteinen nur selten erkennbar, dagegen ist eine Vorzugsorientierung vor allem anhand der Bioklasten zumeist deutlich sichtbar (Foliation bzw. Schieferung).

Am NE-Stoß des östlichen Steinbruchs sind die Schichten im SE-Teil des Aufschlusses an einer duktilen Scherzone aufgebogen. Von der Rotation wurden auch die Sedimentgänge und die Schieferung erfasst. In Annäherung an die Scherzone vermindert sich der Winkel zwischen Schichtung und Schieferung, gleichzeitig vergrößern sich die Strainwerte (R_s -Werte der xz -Ebene, ermittelt an Peloiden). Im Bereich der Scherzone ist der Kalkstein mylonitisch ausgebildet und entwickelt durch Vorzugsregelung der Klasten auf s_1 ein Streckungslinear (L_m , s. Abb. 2.2.1c). Das Einschwenken der Schieferung parallel zur Störungszone weist auf einen leicht dextralen Bewegungssinn der Aufschiebung.

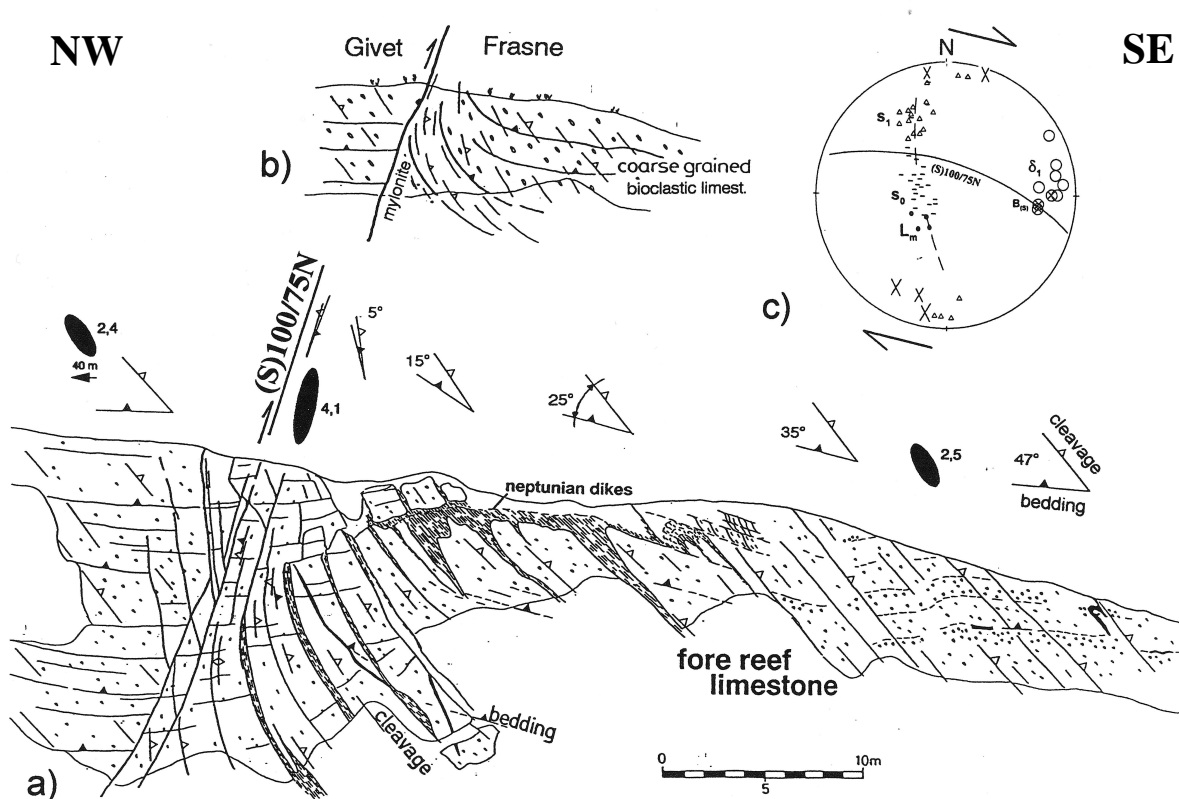


Abb. 2.2.1: NE-Stoß im östlichsten Teil des alten Steinbruchs am Garkenholz. Kalksteine in Außenrifffazies mit Sedimentgängen (neptunische Gänge). An einer ENE-WNW-streichenden Scherzone sind Riffkalksteine des Givet auf Frasne-Kalksteine aufgeschoben worden (Stratigraphie nach WELLER et al. 1991). In Annäherung an die Scherzone vermindert sich der Winkel zwischen Schichtung und Schieferung und erhöht sich der Strain (R_s -Werte, s. Text). Abb. aus FRIEDEL (1996).

Aufschluss Schwefeltal

Im Gegensatz zum Aufschluss Garkenholz, wo der Riffkalkstein in grobklastischer Außenriff-Fazies vorliegt, ist der Kalkstein im Schwefeltal in lagunärer Fazies entwickelt (WELLER 1991). Es überwiegen Mud- bis Floatstones mit z.T. deutlicher Wechsellagerung bzw. Schichtung. Häufig treten subparallel zur Schichtung angeordnete diagenetische Porenreihen auf, manchmal sind auch sedimentgefüllte Gänge vorhanden. Auch im eigentlichen Aufschluss, einem stillgelegten kleinen Steinbruch, ist die Schichtung u.a. durch Algenlaminite und grobkörnige bioklastenreiche Lagen (Float- und Rudstones) gut erkennbar. Die Schichtung fällt überwiegend flach nach NW ein, nur im südlichen Teil bildet sie durch SE-Einfallen eine kleine Faltenstruktur ab (Abb. 2.2.2). Die nach SE einfallende Gefügeregelung entspricht auch hier der generellen Raumlage der regionalen Schieferung (s1). In grobklastischen Lithotypen tritt besonders die Vorzugsregelung bioklastischer oder peloidaler Komponenten hervor (Abb. 2.2.3a, b), in feinkörnigen (mikritischen) Lithotypen ist die gesamte Matrix intern geregelt. Im mikroskopischen Bild wird dies u.a. durch die Umbiegung und Einregelung feiner diagenetischer Gänge deutlich (Abb. 2.2.2c, d). Grobkörnige Calcitemente und andere sparitisch ausgebildete Bereiche (z.B. Crinoiden) zeichnen sich durch oft mehrscharige Deformationszwillinge sowie durch Rekristallisationserscheinungen entlang der Korngrenzen und Zwillingslamellen der grobkörnigen Calcitkristalle aus (FRIEDEL & JANSSEN 1988, Taf. 2 und 3).

Durch die insgesamt gut erkennbare Schichtung und spezielle diagenetische Strukturen bieten dieser Aufschluss besonders gute Voraussetzungen, um einerseits das Ausmaß der duktilen Deformation bis hin zur Mylonitisierung deutlich zu machen und andererseits den Einfluss der Lithologie auf das Deformationsgefüge zu veranschaulichen.

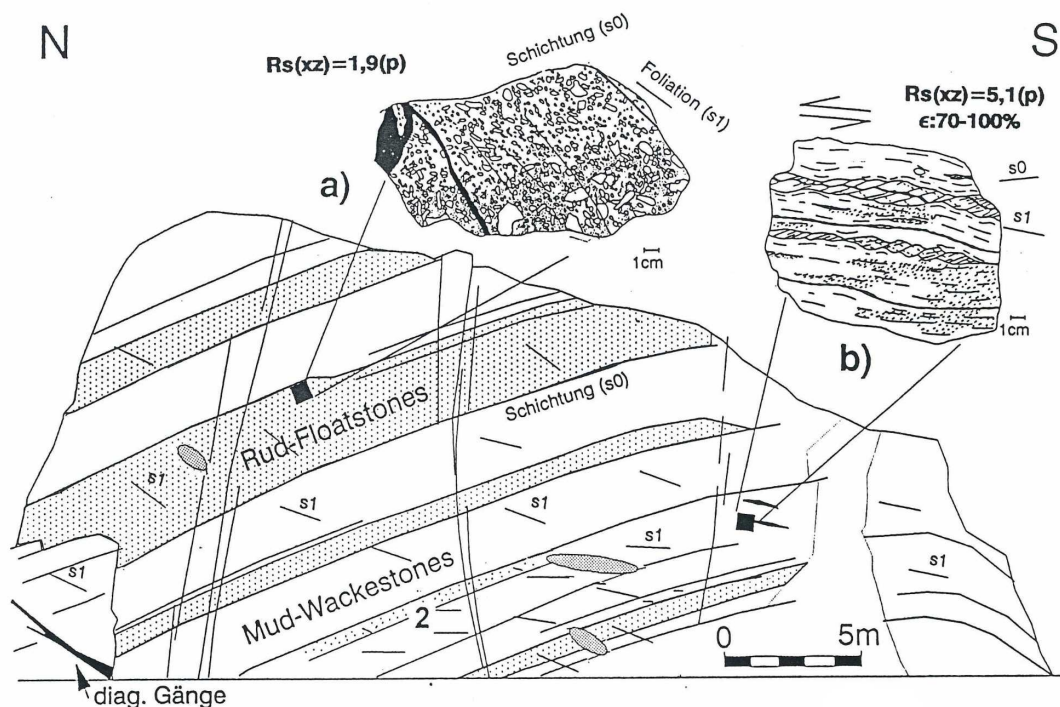


Abb. 2.2.2: Aufschlusskizze vom stillgelegten Steinbruch am Ostrand des Schwefeltals (aus FRIEDEL 1995). Die Schichtung fällt überwiegend nach NW ein. Die Schieferung (s1, Foliation) fällt dagegen flach nach SE ein. Das etwas abweichende, unterschiedlich flache Einfallen der Schieferung wird durch die Korngröße der Sedimentlagen beeinflusst. In feinkörnigen Lagen liegt die Foliation flacher, gleichzeitig nimmt die Verformung zu (vgl. Strainwerte in a und b). e: Elongation, $R_s(xz)$: nach der R_{ϕ} -Methode für Peloiden berechnete Strainwerte in der xz-Ebene, s. FRIEDEL 1996 für Details). Fotos der beiden hervorgehobenen Handstücke enthält Abb. 2.2.3b und d.

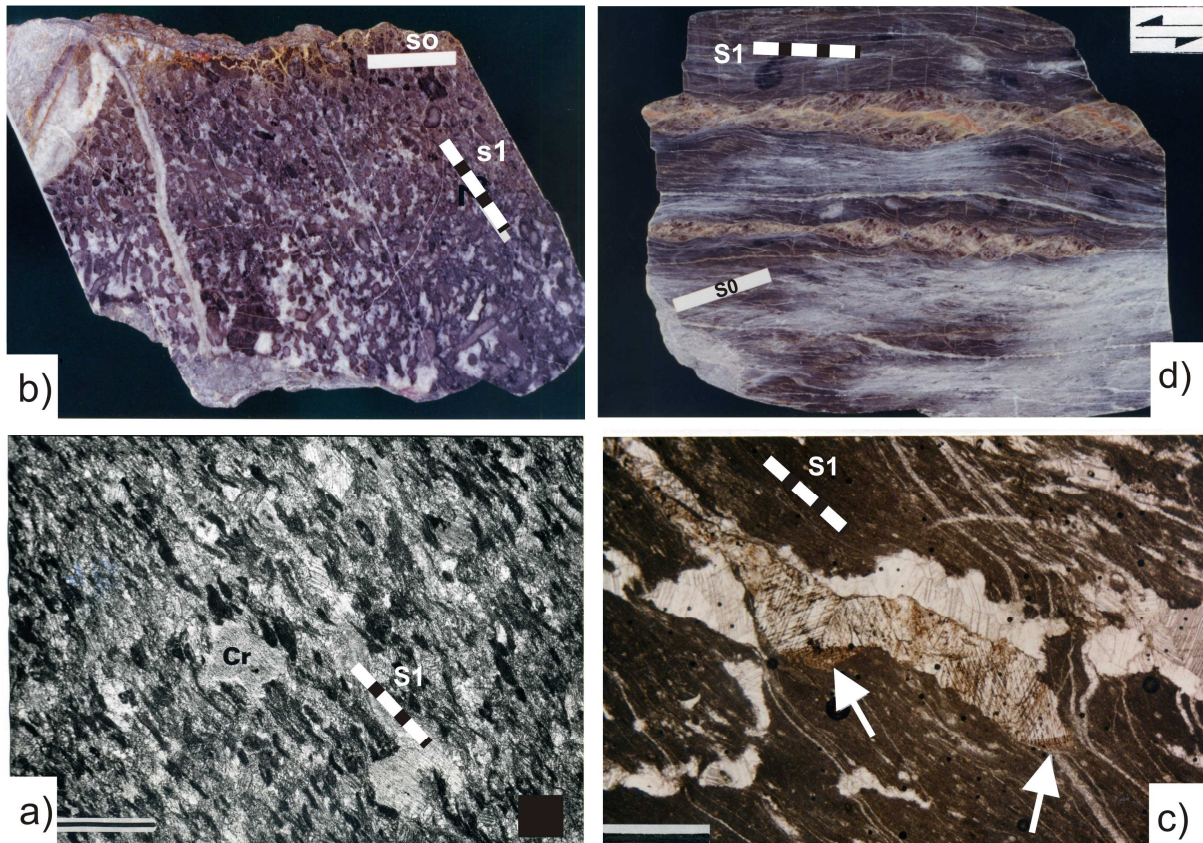


Abb. 2.2.3: Ausbildung der Foliation (s1) in gröber körnigeren, bioklastischen und peloidalen Kalksteinen (a und b) und feinkörnigen, z.T. porenreichen Kalksteinen (c und d). Die Matrix der Probe in d) ist teilweise rekristallisiert (hellere Bereiche). Die Schichtung (s0) verläuft flach bis horizontal, in c) wird die horizontale Lage der Schichtung auch durch fossile Wasserwaagen angezeigt (Pfeile). Maßstäbe in a und c jeweils 1 mm, für b und d siehe Abb. 2.2.2.

Ausgangskorngröße und Verformung (Strain)

Obwohl die Elbingeröder Riffkalksteine insgesamt durchgreifend (penetrativ) deformiert sind, wirkte sich die Deformation in unterschiedlicher Stärke aus. Die Intensität der Deformation wird vor allem von der Ausgangslithologie bzw. der Korngröße beeinflusst. Das zeigt sich im Vergleich der Strainwerte zwischen primär feinkörnige Komponenten (Peloide) und gröberen, sparitisch zementierten Komponenten (Crinoiden), die allgemein niedrigere Strainwerte aufweisen (Abb. 2.4a). Ein höherer Strain (höherer Scherstrain) ist außerdem am Winkel zwischen Schichtung und Schieferung erkennbar, da mit kleinerem Winkel zwischen Schichtung und Schieferung bzw. flacherem Einfallen der Foliation die Verformung zunimmt (vgl. Strainwerte (R_s) der Proben in Abb. 2.2.2a und b). Dabei kann sich ein Streckungslinear herausbilden, das durch bevorzugte Formregelung der Komponenten in NW-Richtung (xz-Ebene) gekennzeichnet ist (Abb. 2.4b). Bei flacherem Einfallen bzw. stärkerer Rotation der Schieferung tritt verstärkt auch schieferungsparallele Scherung auf. So sind ehemals annähernd senkrecht stehende diagenetische Gänge nicht nur vollständig subparallel zur Foliation eingeregelt, sondern auch deutlich gestreckt („pinch and swell“-Strukturen) und entlang asymmetrischer Scherbänder zerschert (Abb. 2.2.3d).

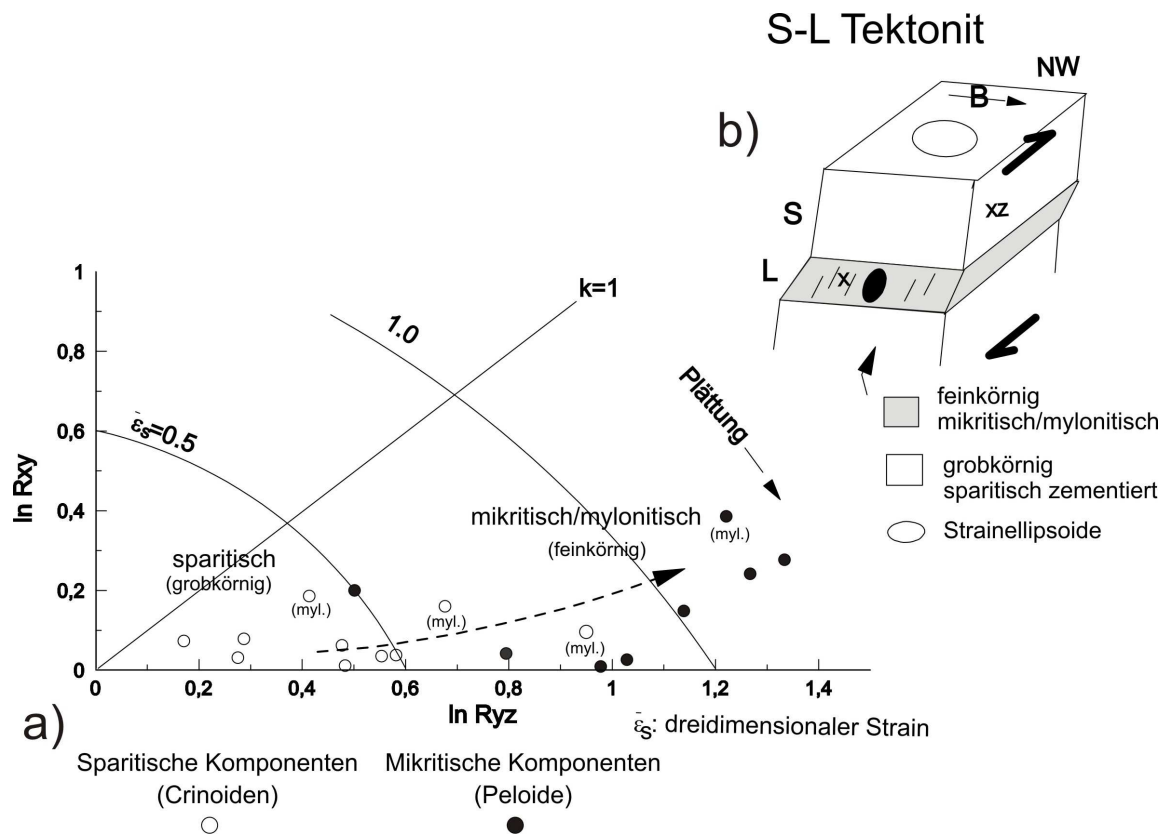


Abb. 2.2.4: Strainermittlung a) Logarithmisches Strain-Diagramm. b) Schema der Strainaufteilung im S-L-Tektonit als Ausdruck der heterogenen Deformation im Riffkalkstein (s. Text). Die Strainwerte in a) für Peloiden und Crinoiden sind jeweils an denselben Schliften ermittelt worden. Der dicke Pfeil (Strainpfad) deutet die Veränderungen bei progressiver Deformation an (Zunahme der nicht-koaxialen Verformungskomponente). (myl) weist auf stärker mylonitisch ausgebildete Proben.

Mit zunehmender Deformation verstärken sich auch die Rekristallisationserscheinungen entlang der Korngrenzen und Zwillingslamellen der sparitischen Komponenten. Die Rekristallisation ist unterschiedlich stark, aber oft unvollständig und ist dann nur domänenartig verbreitet (Abb. 2.2.3d). Bei den als mylonitisch bezeichneten Bereichen handelt es sich tatsächlich um Kalkmylonite. In solchen Bereichen ist die sedimentäre Lagerung vollständig überprägt und kann sich parallel zur Foliation ein tektonischer bzw. metamorpher Lagenbau herausbilden, der ein „sedimentäres“ Lagengefüge vortäuscht.

Die an Peloiden und Crinoiden ermittelten Strainwerte liegen alle im Plättungsfeld des Straindiagramms (Abb. 2.2.3a). Sie weisen damit auf eine dominierend uniaxiale Einengung senkrecht zur Foliation ($X \approx Y$). Bei Annahme homogener ebener Deformation und Volumenkonstanz kann aus den Strainwerten auf eine mittlere Verkürzung (Z) senkrecht zur Foliation von ca. 13-20% (Crinoiden) bzw. 40 % (Peloiden) geschlossen werden. In den am stärksten deformierten Proben erreicht die Verkürzung sogar 40% (Sparite) bzw. 55 % (Peloiden). Das bedeutet, dass die Ausgangmächtigkeit dieser Horizonte etwa um die Hälfte reduziert wurde und dass mit einer erheblichen Streckung in X-Richtung zu rechnen ist.

Textur:

Sowohl in sparitischen Komponenten als auch in primär feinkörnigen oder sekundär mylonitisch ausgebildeten Bereichen ist eine deutliche Textur entwickelt. Merkmale dieser kristallographischen Vorzugsorientierung sind zur Schieferungsebene senkrecht orientierte c-Achsenmaxima der Calcitkristalle. Außerdem ist eine bevorzugte Ausrichtung der a-Achsen in Richtung des Streckungslinears feststellbar (Abb. 2.3.5). In einer Probe (SE5, stark

gescherter Dismikrit) wurden alle wesentliche Gleitebenen des Calcits vermessen und dabei auch eine hohe Symmetrie der e-Zwillingsene und der r- und f-Gleitebenen festgestellt (FRIEDEL 1996, Abb. 19c). Das spricht dafür, dass auch die feinkörnige primäre Matrix überwiegend durch kristallplastische Deformationsmechanismen (Verzwilligung, intrakristalline Gleitung) schieferungsparallel eingeregelt bzw. deformiert wurde.

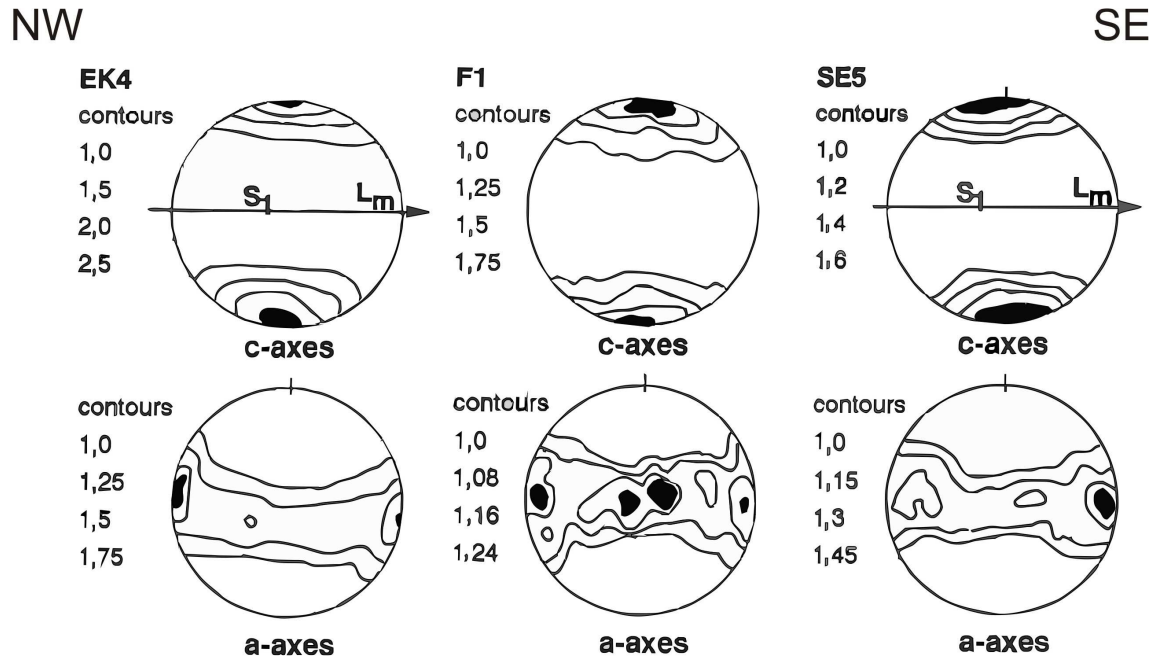


Abb. 2.3.5: Ergebnisse der Röntgentexturanalyse im Elbingeröder Riffkalkstein (aus Friedel 1996). Dargestellt sich hier die Ergebnisse von vorwiegend primär feinkörnigen (miritischen) Lithotypen (Dismikrite u.ä., z.B. F1, s. Abb. 2.2.3d). Die Pfeile kennzeichnen die Foliationsebene (s1) und die Einfallrichtung des Streckungslinears (Lm), das besonders in Myloniten deutlicher ausgebildet ist.

Schlussfolgerungen

Ein- bis mehrscharige Deformationszwillinge in den grobkörnigen Calcitkristallen sowie die deutlich ausgeprägte Textur auch in feinkörnigen Lithotypen belegen, dass die tektonische Vorzugsregelung in den Riffkalksteinen im Wesentlichen durch kristallplastische Deformation entstanden ist. Die kristallplastische Deformation wird begleitet von dynamischer Rekristallisation. Die Deformation steigert sich bis zur Bildung von Kalkmyloniten. Kathodolumineszenzuntersuchungen belegen zwar auch einen deutlichen spröduktilen Anteil an Deformation, der mit Lösungstransport verbunden war. Aufgrund der hohen Reinheit der Karbonatgesteine spielen Drucklösung und damit verbundene Lösungsvorgänge hier aber nur eine untergeordnete Rolle.

Das Ausmaß der Deformation wird durch die Korngröße beeinflusst. Dieser Korngrößeneinfluss steigert die Heterogenität der duktilen Deformation und führt zur Aufteilung der Verformung im Riffkomplex (S-L Tektonit, Abb. 2.2.4b). Diese Strainaufteilung und die unvollständige dynamische Rekristallisation sind dafür verantwortlich, dass sedimentäre Komponenten und diagenetische Gefüge zwar verformt, aber häufig noch erhalten bzw. erkennbar geblieben sind.

Neben dem Elbingeröder Riffkomplex sind auch andere oberdevonische Riffvorkommen in ähnlicher Weise penetrativ duktil überprägt. Beispiele sind der Warsteiner Karbonatkomplex (DE ROO et al. 1992) im Sauerland und der Mährische Karst (JANSSEN et al. 1988). Demgegenüber weisen das Iberger Riff im Westharz und die Riffkalksteine des Lahn-Dill-Gebietes wegen unzureichender PT-Bedingungen keine derartigen Deformationserscheinungen auf (FRIEDEL 1995).

Literatur

- DE ROO, J., DUYSER, J. & WEBER, K. (1992): Calcmylonites and solution transfer in a Devonian reef at Warstein, Germany. - *Geolog. Rundschau*, 81 (2): 333-346; Stuttgart.
- FRIEDEL, C.-H. (1995): Duktile Deformation in devonischen Riffkomplexen – der Elbingeröder Riffkomplex, Harz. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, 1993, 9/10: 1237-1246
- FRIEDEL, C.-H. (1996): Tektonik und Metamorphose im östlichen Mittelharz. – Scientific Technical Report, STR96/07: 195 pp., Potsdam
- FRIEDEL, C.H., & JANSSEN, C. (1988): Structural investigations of the Paleozoic reef limestone in the Elbingerode Complex (Lower Harz). - *Z. geol. Wiss.*, 16 (5): 421-438; Berlin.
- GISCHLER, E. (2008): Field trip Post 3 – Devonian Reefs of Central Europe: Examples from the Harz Mountains. – 26. IAS Regional Meeting held jointly with the SEPM-CES SEDIMENT Meeting 2008 – Bochum, Germany, September 1.-3. 2008, Exkursion Guidebook – Exkurs. F. und Veröffentl. DGG, 237: 95-112; Hannover
- JANSSEN, C., FRIEDEL, C.H., PAECH, H.J. (1988): Zur Schieferung in devonischen Riffkarbonaten. - *Z. geol. Wiss.*, 16 (8): 721-737; Berlin
- WELLER, H. (1991): Facies and development of the Devonian (Givetian/Frasnian) Elbingerode Reef Complex in the Harz area (Germany). - *Facies*, 25: 1-50, Erlangen.
- WELLER, H. LUTZENS, H., SCHEFFLER, H. & SCHWAB, M. (1991): Stratigraphische Probleme im Elbingeröder Komplex und seinem Rahmen. –In: SCHWAB, M.(Hrsg.): Stratigraphische Probleme im Osthaz 1.bis 4. September 1991. – Exkursionsführer, Subkommission für Karbonstratigraphie, 42-72, Halle/S.

2.3 Struktur und Metamorphose im Eckergneis - Stand und offene Fragen

KAI FISCHER¹⁾ & CARL-HEINZ FRIEDEL²⁾

¹⁾Institut für Geowissenschaften, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

²⁾Landesamt für Geologie und Bergwesen, Halle, friedel@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Lokation: TK 25 4129 Bad Harzburg, Eckerstausee, Ostufer, Klippen ca. 500 m südöstlich der Staumauer (R: 4402637, H: 5746219)

Geologische Übersicht

Der Eckergneis ist der einzige großflächig erhaltene Kristallinkomplex im Rhenoharzynikum und bietet damit einen ausgezeichneten Einblick in die Provenance, Alter, Struktur und Metamorphose des kristallinen Untergrundes. Der Kristallinkomplex streicht bevorzugt NE-SW aus und verläuft damit parallel zum generellen Streichen der nur anchimetamorph überprägten Harzeinheiten (Abb. 2.3.1). Er nimmt eine Fläche von ca. 10 km² ein und liegt größtenteils im heutigen Nationalpark Hochharz. Der Eckergneis ist allseitig von Magmatiten eingeschlossen. Im Westen wird der Eckergneis durch die Mafite und Ultramafite des Harzburger Gabbonorits begrenzt. Der restliche Bereich ist von Graniten umgeben, wobei im N und NE der Ilsesteingranit und im E und S die Granite des Brockenmassivs angrenzen (Abb. 2.3.1). Das radiometrische Alter dieser postkollisional intrudierten Plutonite beträgt ca. 295 bis 283 Ma (BAUMANN et al. 1991, ZECH et al. 2010).

Der Eckergneis setzt sich hauptsächlich aus corderitführenden Gneisen und Glimmerschiefern zusammen, nur selten sind Metavulkanite (Amphibolite) eingeschaltet (MÜLLER & STRAUSS 1985, FRANZ et al. 1997, MARTIN-GOMBOJAV 2003). Danach und nach dem Schwermineralbestand lassen sich die Protolithe überwiegend aus kompositionell reifen Ablagerungen aus Sand- und Tonsteinen eines passiven Kontinentalrands ableiten (MARTIN-GOMBOJAV 2003).

SHRIMP-U-Pb-Datierungen an detritischen Zirkonen lieferten hauptsächlich mesoproterozoische Alter (0,9 – 1,8 Ga), woraus auf eine bevorzugte Lieferung der sedimentären Edukte aus SW-Baltica geschlossen wird (GEISLER et al. 2005). Aufgrund der Altersdaten wird von diesen Autoren bezweifelt, dass der Eckergneis das avalonische Fundament der Rhenoharzynischen Zone direkt unterhalb seiner jetzigen Position darstellt, vielmehr wird er als Rest einer tektonischen Decke interpretiert (s. unten). Aus dem jüngsten Alter detritischer magmatischer Zirkone von 410 ± 10 Ma ergibt sich, dass die Sedimentation und Metamorphose der Eckergneisprotolithe zwischen tiefem Unterdevon und der Platznahme der Harzer Plutonite stattgefunden haben müssen (GEISLER et al. 2005). Damit wird auch ein bisher vermutetes cadomisches Alter der Metamorphose hinfällig.

Die geotektonische Stellung und Platznahme des hochmetamorphen Eckergneis-Komplexes innerhalb des nur schwach metamorphen Harzer Paläozoikums wurde auf unterschiedliche Weise gedeutet. FRANZ et al. (1997) war der Auffassung, dass der Eckergneis-Komplex in Form eines Mega-Xenolithen durch den Aufstieg von Harzburger Gabbonorit und Brockengranit in seine heutige Position gelangt ist. FRANZKE (2001) interpretierte den Eckergneis als eine alte Hochlage des kristallinen Untergrundes zwischen Diabaszug und dem westlichen Mittelharz, die nordwestlich des Ausstrichbereichs erst im Unterkarbon mit Flyschsedimenten zugeschüttet wurde (Abb. 2.3.1). Wegen des jungen Sedimentationsalters und der hochgradigen Metamorphose sehen MARTIN-GOMBOJAV (2003) und GEISLER et al. (2005) im Eckergneis den erosiven Rest einer Ferndecke, die während der variszischen Orogenese aus Osten oder Südosten in die jetzige Position innerhalb der Rhenoharzynischen Zone transportiert wurde.

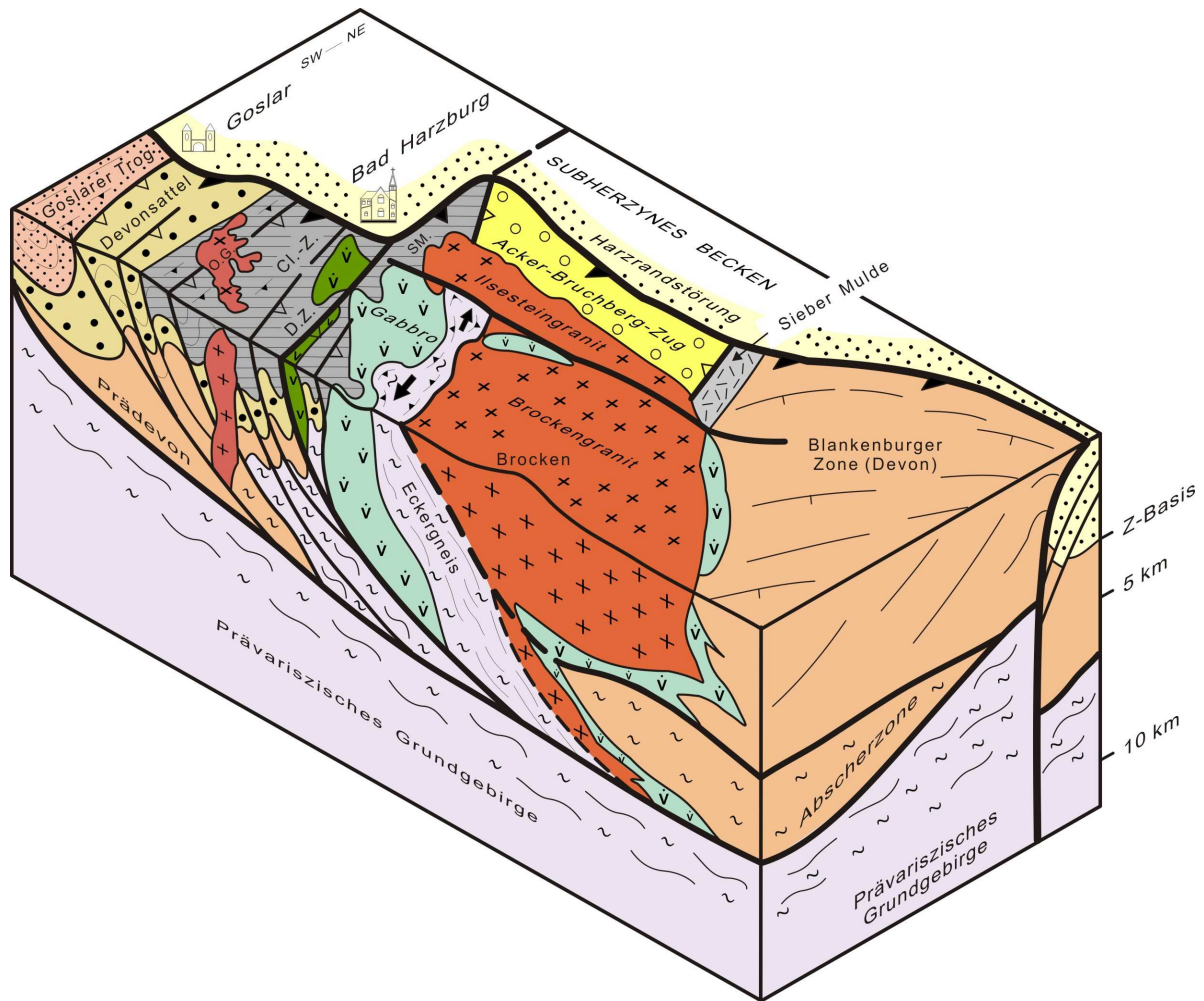


Abb. 2.3.1 Geotektonische Position des Eckergneises innerhalb der niedriggradigen sedimentären Struktureinheiten und der Plutonite im Oberharz, aus FRANZKE (2001, Abb. 13). Das kristalline Basement hat im Bereich des Eckergneises kein prävariszisches, sondern ein variszisches Alter (410 Ma und jünger, s. Text).

Metamorphe und strukturelle Entwicklung

Der Eckergneis ist ein folierter und gefalteter polymetamorpher Kristallinkomplex, der durch amphibolitfazielle und granulitfazielle Metamorphose (M1 und M2, s. unten) geprägt sowie nachträglich durch die Intrusionen des Harzburger Gabbro- und Brockplutons auch noch kontaktmetamorph überprägt wurde (M3). Die retrograde Verlauf der PT-Entwicklung (M4) äußert sich durch intensive Alterationserscheinungen, wie die nahezu vollständige Pinitisierung von Cordierit, die Serizitisierung der Feldspäte und Chloritisierung von Biotit und Granat sowie durch die Bildung von Diasporkoronen um kontaktmetamorphen Andalusit (FRANZ et al. 1997).

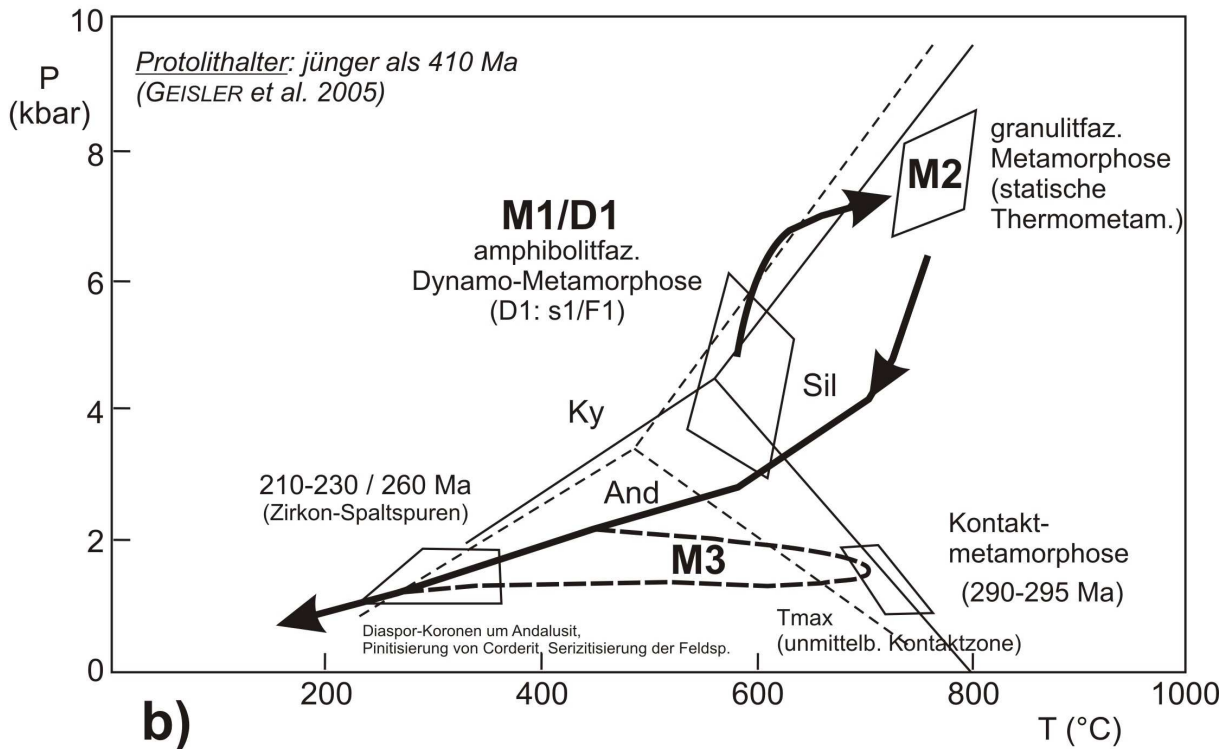
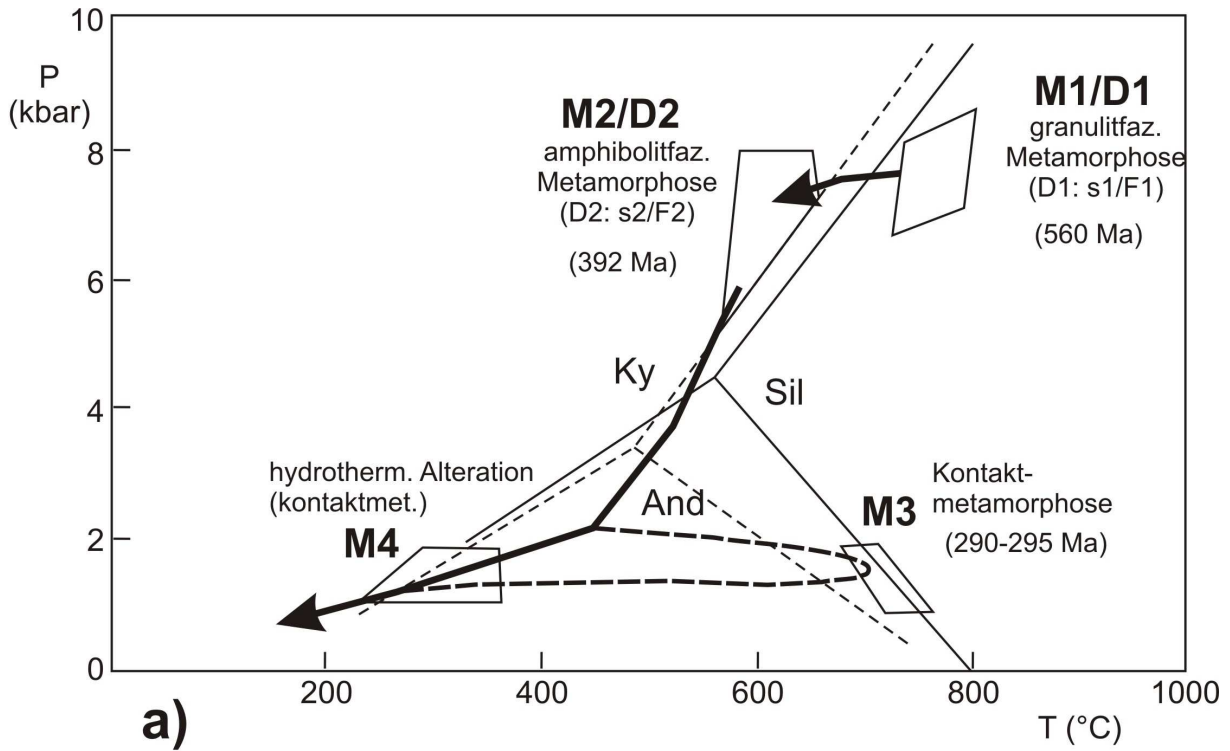


Abb. 2.3.2: Gegenüberstellung der bestehenden Auffassungen über die PT-Entwicklung im Eckergneiskomplex. a) nach FRANZ et al. (1995), etwas geändert, b) nach SCHLÜTER (1983) und MARTIN-GOMBOJAV (2003), unter Verwendung von PT-Angaben von FRANZ et al. (1995) erstellte Version (PT-Feld für M1 geändert). Altersdaten der Kontaktmetamorphose nach BAUMANN et al. (1991), Zirkonspaltspurenalter vom Brockengranit (210-230 Ma) bzw. Eckergneis (260 Ma) nach BRIX & THOMSON (2002). Weitere Erläuterung im Text.

Auch über die metamorphe Entwicklung existieren unterschiedliche Ansichten, die die Art und Abfolge der granulit- und amphibolitfaziellen Überprägungen betreffen (Abb. 2.3.2). FRANZ et al. (1997) gehen zunächst von einer Überprägung unter granulitfaziellen Bedingungen aus (M1: T: 720 – 780 °C; P: 6,7 – 8.3 kbar), wodurch sich besonders im Nordteil des Eckergneises eine s1-Foliation und N-S streichende intrafoliale Falten (D1: s1, F1) gebildet haben (s. unten). Danach soll der Komplex von einer zweiten metamorphen Überprägung (M2) unter amphibolitfaziellen Bedingungen (T: 560 – 650 °C; P > 5 Kbar) betroffen worden sein, die zur Ausprägung einer s2-Foliation und offenen Falten mit E-W streichende B-Achsen geführt hat (D2: s2, F2, Abb. 2.3.2a).

SCHLÜTER (1983) und MARTIN-GOMBOJAV (2003) gehen dagegen zuerst von einer amphibolitfaziellen Metamorphose aus, die mit Deformation verbunden war und zur durchgreifenden Gefügeprägung der Gneise führte (Dynamometamorphose, M1/D1). Anschließend soll der Komplex unter granulitfaziellen Bedingungen von einer statischen Metamorphose betroffen worden sein, die zu einer durchgreifenden Rekristallisation und Blastese älterer Minerale geführt hat (M2, statische Thermometamorphose, Abb. 2.3.2b).

Für die zuletzt genannte Metamorphoseentwicklung spricht das Vorhandensein parallel zur Hauptfoliation angeordneter amphibolitfazieller Minerale (Muskovit, Andalusit, Corderit, Granat) nahezu im gesamten Eckergneisgebiet (MARTIN-GOMBOJAV 2003), so dass auch im Norden nicht von einer dominierend granulitfaziellen Metamorphose ausgegangen werden kann.

Die Angaben über die PT-Bedingungen der amphibolitfaziellen Metamorphose weichen voneinander noch sehr ab (560-650 °C, >5 Kbar, FRANZ et al. 1997 bzw. 650-700°C, 4 Kbar, SCHLÜTER 1983) Außerdem sind diese PT-Angaben nur eingeschränkt mit der beobachteten amphibolitfaziellen Mineralasoziation, insbesondere beim Auftreten von syntektonischem Andalusit vereinbar (Stabilitätsfelder in Abb. 2.3.2b, vgl. auch Abb. 2.3.4). Belege für die anschließende statische granulitfazielle Metamorphose sind poikiloblastische Orthopyroxene, die nicht in der Foliation liegen, undeformierte Orthopyroxen-Cordierit-Symplektite sowie das fast überall vorhandene granoblastische Gefüge der Gesteine im Eckergneis (QUADE et al. 1995, MARTIN-GOMBOJAV 2003). Andererseits sind foliationsparallel eingeregelt granulitfazielle Mineralphasen wiederholt festgestellt worden (MÜLLER & STRAUSS 1985, FRANZ et al. 1997). Ob sie nur die ältere Vorzeichnung (s1-Foliation) nachzeichnen oder doch ein eigenes, wenn auch nur lokales Gefügeinventar darstellen, ist noch unklar.

Der Eckergneis ist zumeist deutlich foliiert und zum Teil intensiv gefaltet. Die Faltung äußert sich in Form von offenen weitspannigen bis engen Falten im Meter- bis Dekameterbereich sowie als kleindimensionale enge bis isoklinale Intrafolialfalten. Besonders inkompetente, glimmerreiche Gesteine neigen zur Ausprägung von Intrafolialfalten. Charakteristisch ist auch ein Wechsel gebankter Gneise und Glimmerschiefer mit Glimmerschieferlagen, die intensiv von Segregationsquarz durchdrungen sind. Die Segregationsquarze sind stark boudiniert, parallel zum Linear gestreckt und bereits vor der offenen Faltung angelegt (s. unten).

Eine erste umfassende strukturgeologische Aufnahme des Eckergneises hat FRANZKE (1996, 2001) vorgelegt. Von uns wurde in ca. 40 Aufschlüssen das duktile Gefügeinventar ermittelt (Foliation, Lineation, intrafoliale Falten, Boudinage u.a.). Aus der Lage der Hauptfoliation ergeben sich im gesamten Untersuchungsraum überwiegend NE-SW bis NNE-SSW verlaufende B-Achsen, wobei auch quer dazu orientierte Verfaltungen vorhanden sind (Abb. 2.3.3). Die Achsen der intrafolialen Falten zeigen dagegen eine stärkere Streuung. Beides entspricht den Befunden von FRANZKE (2001).

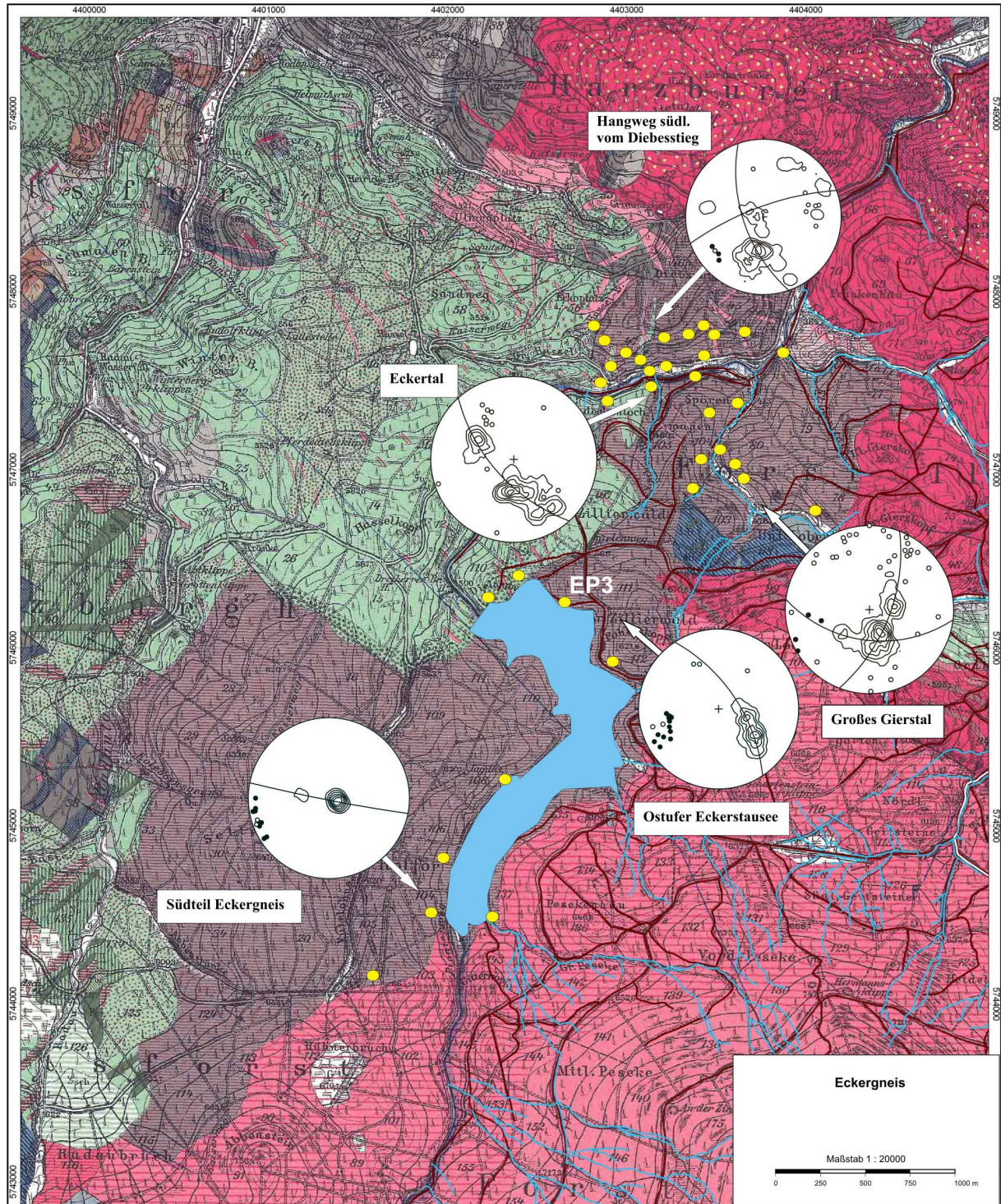


Abb. 2.3.3: Übersicht über die untersuchten Probenlokalitäten im Eckergrneis (Ausschnitt aus der Geol. Karte 1:25.000, 4129 Blatt Harzburg) und synoptische Gefügediagramme von Aufschlussgruppen; Isolinien: Raumlage der Pole der Hauptfoliation z.T. mit zugehörigen Großkreisen, offene Kreise: B-Achsen intrafolialer Falten, gefüllte Kreise: Mineralstreckung. EP3: Lage des Exkursionspunkts am Ostufer des Eckerstausees.

FRANZ et al. (1997) sahen die Intrafolialfaltung im Norden (Diebesstieg) als granulitfazielle Bildung (F1/s1) und die offene Faltung und weitständige s-Flächen als Ergebnis der amphibolitfaziellen Metamorphose M2 an (F2/s2, s. oben und Abb. 2.2.2a). Nach den Gefügemerkmalen und den mikroskopischen Befunden lassen sich in den von uns

untersuchten Bereichen jedoch weder eine bevorzugte Bindung von granulitfaziellen Mineralphasen an die Intrafolialfaltung noch regionale Unterschiede hinsichtlich der Lage der Intrafolialfaltung oder der Ausbildung und Raumlage der Hauptfoliation und den zugehörigen Achsen der offenen Falten feststellen. Aus den von FRANZ et al. (1997) genannten strukturellen Merkmale lässt sich regional keine granulitfazielle Tektonik ableiten (vgl. FRANZKE 2001), da dafür entsprechende fazieskritische Paragenesen weitgehend fehlen.

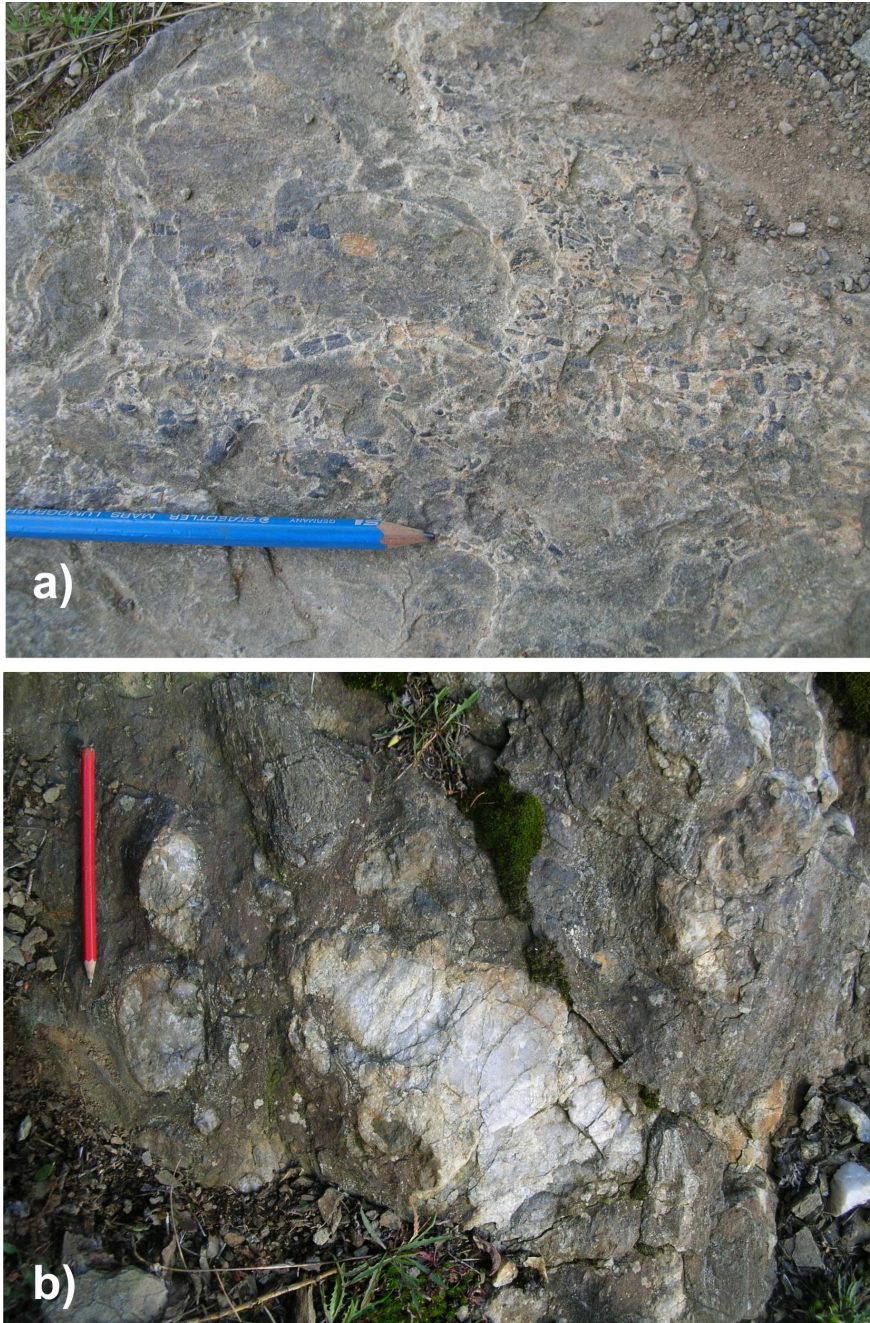


Abb. 2.3.4: Mineralstreckung im Eckergneis auf Foliationsflächen. a) Gestreckte und mehr oder weniger stark eingeregelte Andalusitporphyroblasten, Pionierweg nahe Südufer Eckerstausee, b) Eingeregelter Segregationsquarz (s. links), Westufer Eckerstausee. Der Maßstab (Bleistift) markiert die mittlere Streckungsrichtung (WSW-ENE).

Für die strukturelle Analyse kommt Andalusit eine besondere Bedeutung zu. FRANZ et al. (1997) sahen Andalusit nur als späte Mineralbildung der Kontaktzonen der umgebenden Plutone an. Es gibt aber verbreitet auch deutlich gescherte bzw. gestreckte Andalusitporphyroblasten (Abb. 2.3.4a und 2.3.6), deren Auftreten mit einer deformationsbezogenen Metamorphose verbunden ist.

Das Streckungslinear streicht relativ einheitlich E-W bis WSW-ENE und verläuft damit etwas winklig zu den B-Achsen der offenen Falten (Abb. 3 und 4). Bei FRANZKE (2001, Abb. 7) streicht das Streckungslinear eher E-W bis WNW-ESE. Diese Streuung kann ein Effekt späterer Verfallung (offene Falten) sein. Nach unserer Erfahrung ist das Streckungslinear oft nur schwach entwickelt, was z.B. durch die nur mäßige Einregelung von Andalusitkristallen am Pionierweg angezeigt wird (Abb. 2.3.4a). Nur lokal ist das Streckungslinear deutlicher entwickelt, aber im Aufschluss nur selten ausreichend gut erkennbar. Auch in entsprechenden Dünnschliffen (XY-Schnitt) ist es durch intensive Fältelung sowie durch Blastese des Korngefüges oft verschleiert oder unkenntlich. Insofern sind in Abb. 2.3.3 nur eindeutig bestimmbare, anhand der Vorzugsregelung und Mineralstreckung von Andalusit und Quarz ermittelte Streckungslineare angegeben.

Lithologie und tektonische Gefüge im Aufschlussgebiet

Etwa 500 m südöstlich der Staumauer treten am Ostufer des Stausees unterhalb des Hangweges verschiedentlich Klippen auf, bei niedrigem Wasserstand sind weitere Klippen zugänglich, die völlig frei von Bewuchs durch Flechten u.ä. sind und damit sehr gute Aufschlüsse bieten (EP3 in Abb. 2.3.3). Im Aufschlussgebiet sind alle oben genannten Strukturelemente vorhanden, wobei die Hauptfoliation im gesamten Klippenzug mittelsteil nach NW einfällt (Abb. 2.3.5).

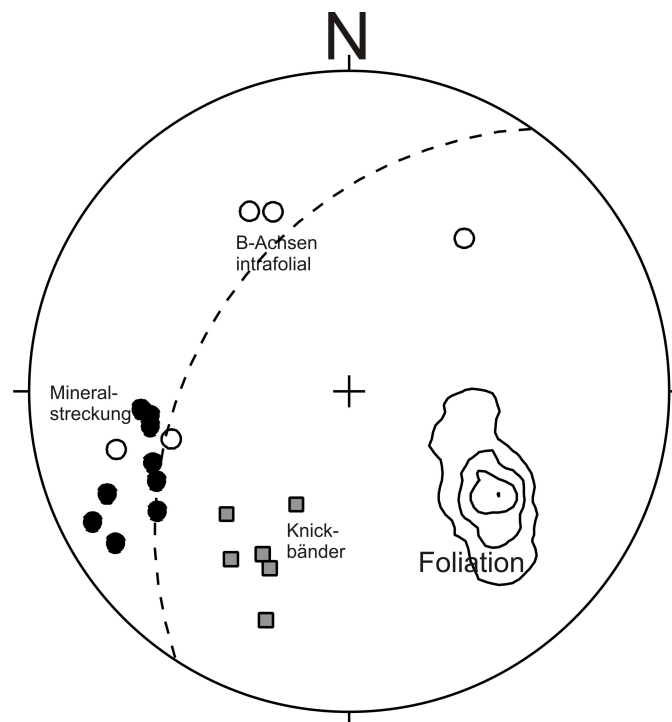


Abb. 2.3.5: Lage der tektonischen Gefügeelemente im Aufschluss. Die Hauptfoliation fällt mittelsteil nach NW ein, die Mineralstreckung und subparallele Intrafolialfalten streichen WSW-ENE. SW-vergente einscharige Knickbänder sind die jüngsten Gefügebildungen. Weitere Erläuterung im Text.

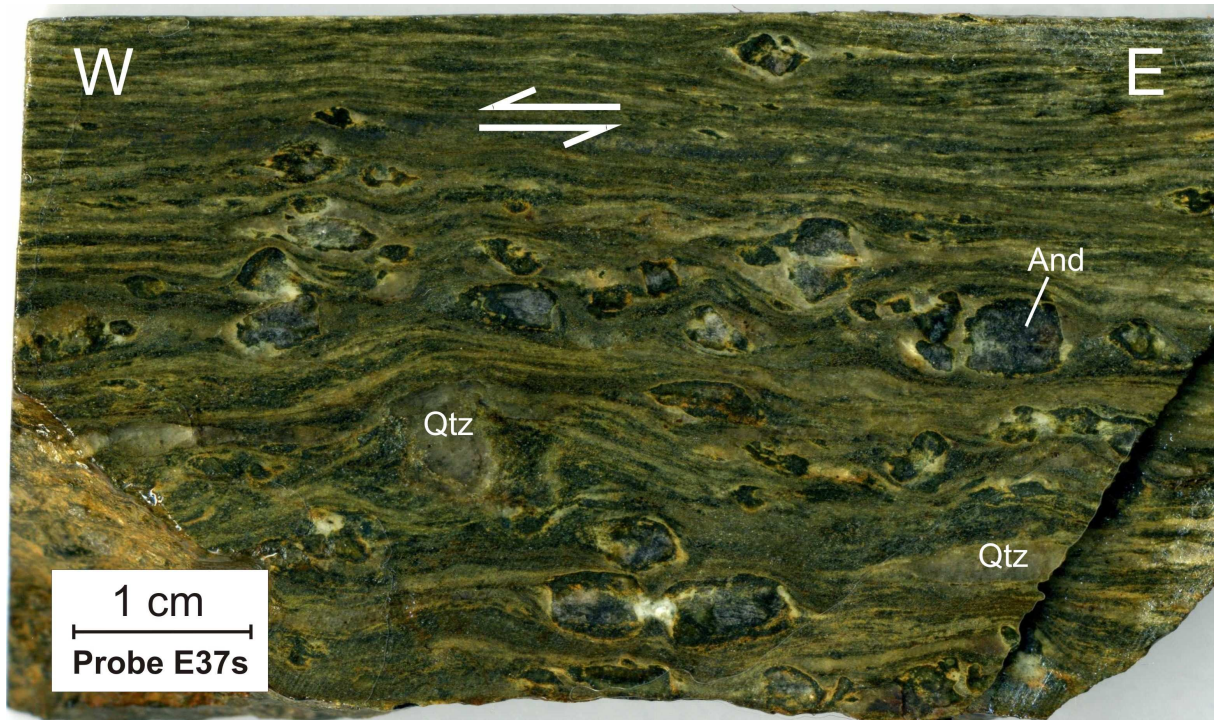


Abb.2.3.6: Gescherte Andalusit-Porphyroblasten (And) im Glimmerschiefer vom Ostufer des Eckerstausees (Probe E37s, xz-Schnitt). Die hellen Anteile innerhalb und am Rand der Andalusite bestehen aus Quarz und Feldspat (Ab). Die asymmetrische Form einiger Blasten (Sigma-Strukturen) deutet auf eine Top nach West gerichtete Scherung.

Lithologisch stehen in diesem Aufschluss nach der petrographischen Gliederung von MARTIN-GOMBOJAV (2003) überwiegend Glimmerschiefer und untergeordnet Gneise an. Die feinkörnigen Gneise bestehen vorrangig aus Quarz und Feldspäten sowie Biotit und Hellglimmer als Nebengemenge. Die sehr feinkörnigen Glimmerschiefer bestehen hauptsächlich aus Glimmer und Quarz. Dabei treten Quarz und Phyllosilikate (Biotit/Chlorit und Hellglimmer) in feiner Wechsellagerung auf. Das gesamte Gestein erscheint vorwiegend in grauen bis dunkelgrauen Farbtönen, die je nach dem Chloritisierungsgrad des Biotits in leichte Grüntöne übergehen. Im Glimmerschiefer treten lagenweise bis zu 1 cm große Andalusit-Porphyroblasten auf. Sie sind deutlich geschert und repräsentieren im Aufschlussgebiet ein WSW-ENE orientiertes Streckungslinear (Abb. 2.3.5). Als Sigma-Klasten ausgebildete Andalusit-Porphyroblasten weisen auf eine Top WSW gerichtete Scherung (Abb. 2.3.6).

Die B-Achsen intrafolialer Falten zeigen auch hier im Aufschluss eine größere Streuung im Streichen, doch sind einige Intrafolialfalten deutlich subparallel zur Mineralstreckung ausgerichtet (Abb. 2.3.5 und 2.3.7a). Auch mehr oder weniger ungefaltete s-Flächengefüge sind reliktsch vorhanden (Abb. 2.3.7b). Diese älteren s-Flächengefüge sind möglicherweise isofaziell zur Hauptfoliation entstanden, die hier nur von amphibolitfaziellen Mineralphasen gebildet wird.

Die eher massigen Gneise und gebankte Glimmerschiefer werden parallel zur Foliation häufig von Lagen durchzogen, die intensiv von Segregationsquarz durchdrungen sind (Abb. 2.3.8). Solche vermutlich ursprünglich stärker tonhaltigen Glimmerschieferlagen sind auch in vielen anderen Aufschlüssen vorhanden (s. auch FRANZKE 2001). Die Quarzmobilisate sind schon vor der offenen Faltung entstanden, da die Quarze deutlich boudiniert sind und mit verfault wurden. Neben der Boudinage treten innerhalb dieser Lagen auch Mikroscherflächen auf, die partiell zur Zergleitung der Segregationsquarze führen.

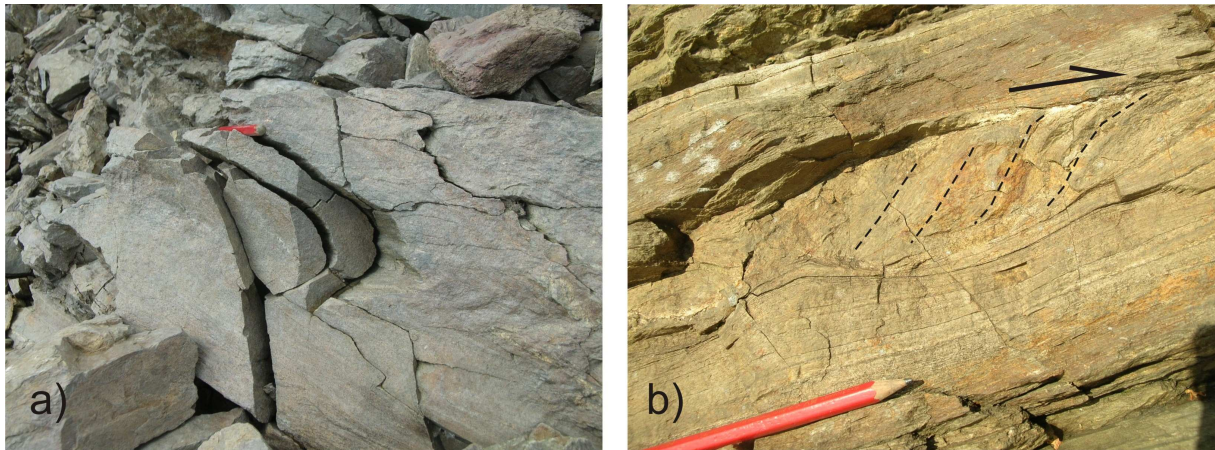


Abb. 2.3.7 a) Subparallel zur Mineralstreckung orientierte Intrafolialfalte, b) nur leicht gebogenes älteres s-Flächengefüge (gestrichelt), dextral überschert.

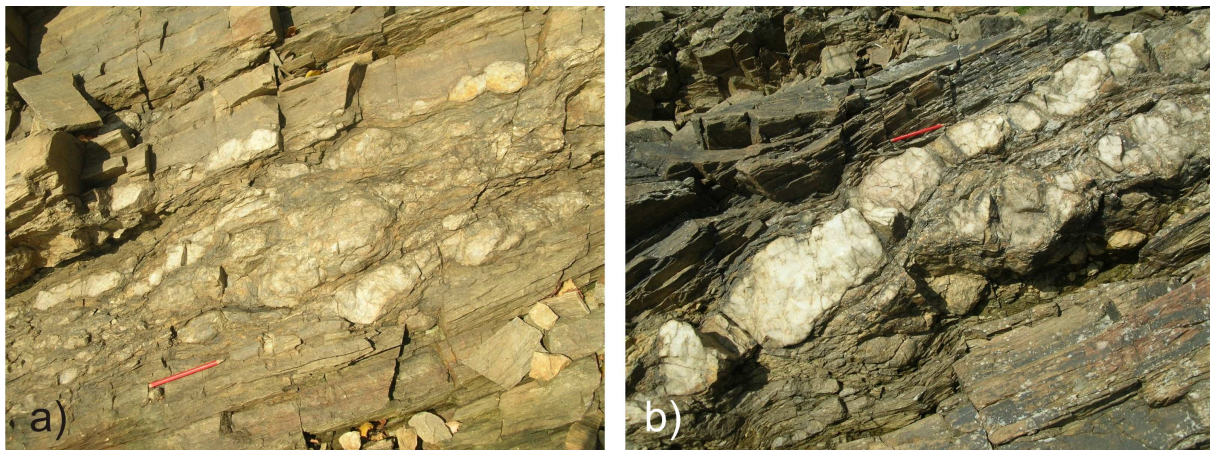


Abb. 2.3.8 Wechsel von gebankten Gneise und Glimmerschiefer mit intensiv von Segregationsquarz durchsetzten Glimmerschieferlagen. Die Quarzsegregationen sind zumeist parallel, manchmal auch etwas winklig zur Hauptfoliation angeordnet. a) Deutlich boudinierte, mehr oder weniger isolierte Quarzaggregate, b) zusammenhängende Quarzlagen. In b) wird der Glimmerschiefer noch von steil nach rechts unten einfallenden Knickbändern durchsetzt (s. oben links).

Als jüngste Flächengefüge sind im Aufschluss SW-vergente Knickbänder (kink-bands) vorhanden. Sie treten als einscharige, zur Hauptfoliation antithetisch einfallende Flächenschar auf, die zum Teil in ein relativ engständiges Flächengefüge übergeht (Abb. 2.3.8b).

Schlussfolgerungen

Die Ergebnisse zur Herkunft und zum Alter der sedimentären Edukte des Eckergneises von Martin-Gombojav (2003) und Geisler et al. (2005) liefern völlig neue Grundlagen für die geotektonische Entwicklung dieses im Rhenoherynikum einzigartig aufgeschlossenen Kristallinkomplexes. Was nun fehlt, ist die Datierung der Metamorphoseereignisse (M1, M2) als Voraussetzung für die Rekonstruktion des Ablaufs und der Mechanismen der Exhumation des Kristallins.

Im Eckergneis lässt sich ein unter granulitfaziellen Bedingungen entstandenes tektonisches Gefüge flächenhaft nicht nachweisen. Die Hauptgefügeprägung erfolgte unter amphibolitfaziellen Bedingungen. Allerdings sind die PT-Bedingungen der amphibolitfaziellen Metamorphose bisher noch nicht ausreichend bestimmt.

Aus den Gefügemerkmalen (verbreitet granoblastische Gefüge) und einem im Uhrzeigersinn gerichteten Verlauf des PT-Pfades (Abb. 2.3.2b) ist zu schließen, dass die Exhumierung des Eckergneises ohne penetrative Verformung erfolgte. Während dieses statischen, i.W. isothermalen Aufstiegs (statische Dekompression) muss sich der Eckergneis bereits nahe seiner jetzigen Position befunden haben und wurde schließlich von den Plutoniten eingeschlossen. Im Falle eines längeren Deckentransports (Ferndecke) nach der granulitfaziellen Metamorphose sollten zumindest am Rand des Kristallins entsprechende Scherzonen subparallel zur Acker-Bruchberg-Struktur erhalten sein (durch die Plutonite maskiert?)

FRANZKE (2001) schloss aus der NE-SW Längserstreckung des Eckergneises, dem Verlauf der offenen Falten, dem Störungsinventar und dem Verlauf des Streckungslinears (E-W bis NW-SE) auf eine Konformität der Kinematik zwischen dem schwachmetamorphen Oberbau und dem kristallinen Unterbau. Bei dieser Interpretation müsste auch die amphibolitfazielle Hauptgefügeprägung in der jetzigen Position erfolgt sein (FRANZKE 2001) oder die Gefügeprägung blieb über größere Distanz (Ferndecke) lagekonstant. Nach unserer Erhebung verläuft das Streckungslinear eher etwas winklig zur Längserstreckung des Eckergneiskörpers, was eine eigenständige Kinematik anzeigen könnte. Es fehlt aber zurzeit noch an detaillierten tektonischen Daten, um die einzelnen Bewegungsinckremente der duktilen Deformation in ihrer Kinematik und Abfolge aufzulösen.

Literatur

- Brix, M.R. & Thomson, S.N. (2002): Übersicht laufender Bochumer Spaltspurenuntersuchungen im Harz. - In: Franzke, H.J. & Joss, I. (Hrsg.): Arbeitstreffen Harzgeologie 2002: 2-1 - 2-2; Clausthal-Zellerfeld.
- Franz, L., Schuster, K.A. & Strauss, K.W. (1997): Basement evolution in the Rhenohercynian segment: discontinuous exhumation history of the Eckergneiss Complex (Harz Mountains, Germany) - *Chem. Erde*, 57: 105-135
- Franzke, H.J. (1996): H1. Ecker-Gneis. – In: Feldmann, L. & Quade, H. (Hrsg.): *Der Untergrund der Norddeutschen Tiefebene. - Exk.-Führ. u. Veröffl. GGW*, 197: 98-107; Clausthal-Zellerfeld
- Franzke H.J. (2001): Die strukturelle Einbindung des Eckergneises zu seinem variscisch geprägten Umfeld - *Braunschweiger Geowiss. Arb*, 24: 1–26
- 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 (Geol. Rundsch)*, 94: 369-384
- Martin-Gombojav, N. (2003): Petrographie und Petrogenese des Eckergneis-Komplexes, Harz. – Dissertation, Universität Hamburg, 173 S.
- Müller, G. & Strauss, K.W. (1985): Polymetamorphe Entwicklung des Eckergneiskomplexes/Harz. – *Neues Jb. Miner. Abh.*, 152/3: 271-291; Stuttgart
- Schlüter, J. (1983): Petrographische und geochemische Untersuchungen am Eckergneis, Harz. – Dissertation Universität Hamburg, 80 S.
- Quade, H., Schmidt, D. & Schnibben, V. (1995): Strukturelle und texturale Untersuchungen an Quarziten des Eckergneis-Komplexes, Harz. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, 1993, 9/10: 1401-1414; Stuttgart
- Zech, J., Jeffries, T., Faust, D., Ullrich, B. & Linnemann, U. (2010): U/Pb-dating and geochemical characterization of the Brocken and the Ramberg Pluton, Harz Mountains, Germany. – *Geologica Saxonica*, 56: 9-24.

2.4 Aufschluss im Kellwasser-Kalk an der Oker-Vorsperre (S-Seite des Kellwassertals)

HANS JOACHIM FRANZKE¹⁾ & RAINER MÜLLER²⁾

¹⁾Hirschler Weg 11, 38678 Clausthal-Zellerfeld, franzke.clz@googlemail.com

²⁾Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Clausthal, rainer.mueller@tu-clausthal.de

Lokation: TK 25 4128 Clausthal-Zellerfeld, Vorsperre der Okertalsperre, Kellwassertal (R: 36 00 120, H: 57 43 900)

Der bekannte Aufschluss des Kellwasser-Kalksteins befindet sich an der SE-Flanke der devonischen Westtharz-Schwelle in der unmittelbaren Nachbarschaft zum Oberharzer Diabaszug (Abb. 2.4.1) und ist, der Schwellenposition gemäß, durch kondensiertes karbonatisches Oberdevon (ca. 20-25 m) charakterisiert. Durch Abscherprozesse während der variszischen Kollisionstektonik wurde die Abfolge unter duktil-kataklastischen Übergangsbedingungen tektonisch weiter ausgedünnt.

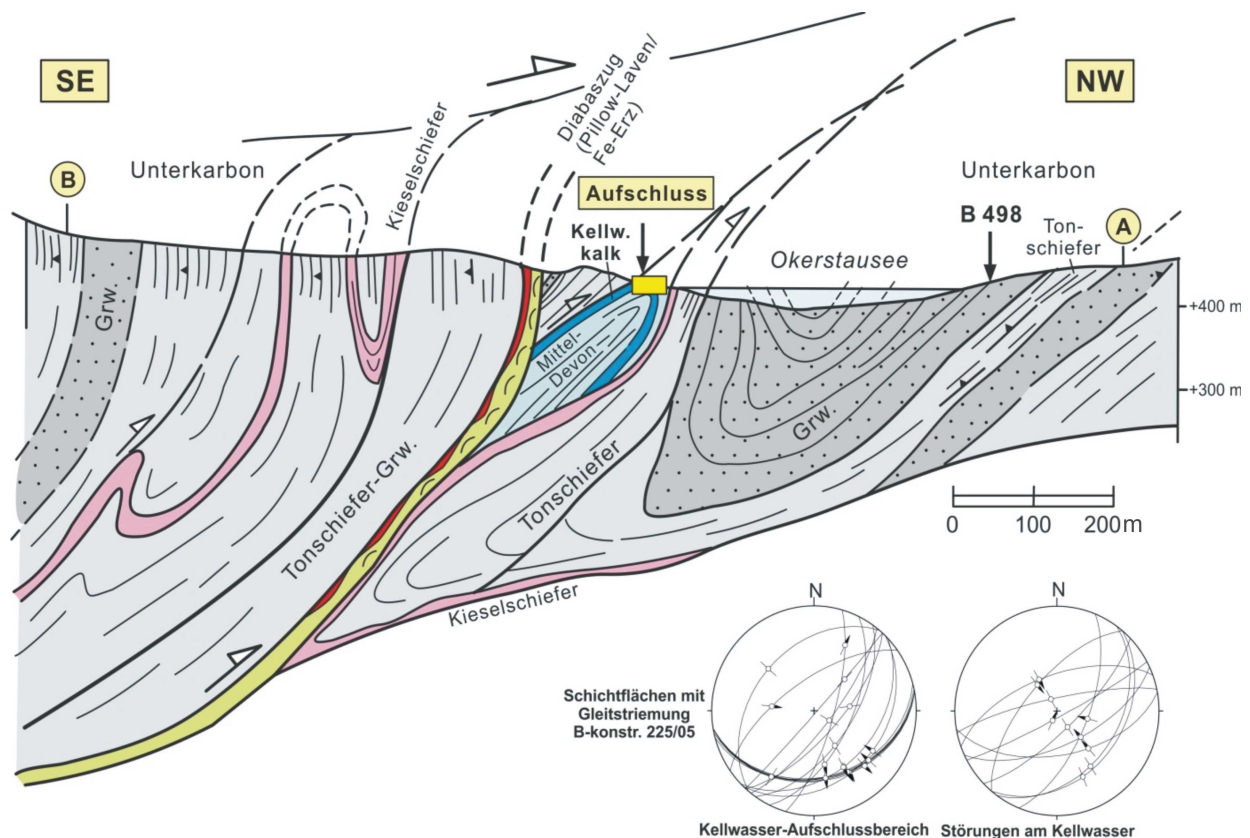


Abb. 2.4.1: Das Querprofil an der Vorsperre des Okerstausees zeigt die Position der NW-vergente sattelförmigen Aufschuppung des Kellwasserkalks am SE-Rand der unterkarbonischen Flysch-Abfolge der „Clausthale Kulmfaltenzone“. Von SE her wurde der Oberharzer Diabaszug auf die Clausthale Zone aufgeschoben (geringmächtige submarine Metabasalte mit oxidischen sedimentär-exhalativem Eisenerz-Lager/Mitteldevon). Der SE-Flügel der Devon-Sattelschuppe ist tektonisch reduziert, da Liegende Alaunschiefer und Kulmkieselschiefer fehlen, an der überkippten NW-Flanke aber erhalten sind.

Die „Kellwasser-Krise“

Im Verlaufe des Phanerozoikums ereigneten sich fünf Ereignisse, welche mit dem massiven Aussterben zahlreicher Tier- und Pflanzengruppen verbunden waren. Der markanteste Einschnitt in die Entwicklung der Lebewesen auf der Erde fand zur Zeit der Wende Perm-Trias vor etwa 250 Mio. Jahren statt. Ähnliches ereignete sich im Oberdevon (ca. 375 Mio. Jahre) an der Wende vom Frasnium zum Famennium. Dieses drittstärkste Massenaussterben in der Erdgeschichte ist nahezu weltweit nachweisbar und wird als Kellwasser-Krise oder Kellwasser-Ereignis bezeichnet. Es betraf vor allem marine Organismen, die im flachen Wasser der Schelfbereiche der damaligen Kontinentalränder lebten.

Direkte Zeugen der Kellwasser-Krise sind zwei dünne schwarze Kalkstein-Bänke, die zuerst von ROEMER (1850) und später von BEUSHAUSEN (1900) aus einem kleinen Kalksteinabbau im Kellwassertal, heute am Ufer der Vorsperre des Okerstausees bei Altenau gelegen, beschrieben wurden. ROEMER bezeichnete die Kalksteine als Goniatitenkalk. An Megafossilien sind darin vor allem *Muscheln*, *Nautiliden* und *Goniatiten* zu finden. Hinzu kommen Mikrofossilien (*Ostracoden*, *Tentakuliten*, weniger *Conodonten*).

Die Ursachen des Massensterbens werden kontrovers diskutiert. Häufig werden katastrophale extraterrestrische Ereignisse, wie Meteoriten- oder Asteroiden-Einschläge favorisiert. In den Gesteinen der beiden Kellwasser-Horizonte wurden allerdings bisher keinerlei Spuren ungewöhnlicher Element-Kombinationen nachgewiesen, die für Impact-Ereignisse typisch sind. Auch hat sich der oberdevonische Faunenwandel über einen viel zu langen Zeitraum von mehr als 500 000 Jahren hingezogen, als dass dafür ein derart kurzfristiges Ereignis verantwortlich sein könnte. Dafür spricht auch, dass es sich um zwei Kalkstein-Bänke handelt.

Viel wahrscheinlicher sind Veränderungen der Lebensräume durch drastische Schwankungen des Meeresspiegels, welche sich besonders im flachmarinen Bereich auswirkten. Am Ende des Frasniums kam es zum Anstieg des Meeresspiegels, danach zu deutlichen Absenkungen, welche durch weltweite Klimaänderungen (Bindung von Wasser durch Vergletscherung auf den Südkontinenten, dadurch mit verursachte Veränderung der Meeresströmungen) erklärbar sind. Hierfür sprechen auch die Ergebnisse von Untersuchungen an Sauerstoffisotopen als Indikatoren für veränderte Wassertemperaturen (Abkühlung nach oben). Als Ursache wird auch die drastische Steigerung der Treibhausgase infolge des mitteldevonischen Vulkanismus diskutiert. Im Ergebnis kam es zur Bildung einer anoxischen lebensfeindlichen Unterschicht in den Ozeanen, welche die abgestorbene Tierwelt der sauerstoffreichen Oberschicht (photische Zone) aufnahm, so dass sich an C-org und Fossilien reiche Schwarzschiefer und dunkle Kalksteine, so auch die beiden Kellwasserkalk-Lagen, bildeten. Als Hinweise auf Regressionsvorgänge können auch synsedimentäre Rutschungsstrukturen (slumping) in den Gesteinen des oberen Mitteldevons und des Oberdevons an den Flanken der Westharz-Schwelle angesehen werden.

Jahrzehntelang war dieser für die Stratigraphie wie für die Paläontologie gleichermaßen wichtige *locus typicus* des Kellwasser-Ereignisses weitgehend verschüttet und nur partiell an dem schmalen Waldweg aufgeschlossen. Auf Initiative von Geologen des LBEG in Hannover, des Senckenberg-Forschungsinstituts in Frankfurt und der TU Clausthal und mit tatkräftiger Unterstützung der Forstverwaltung in Clausthal ist das Profil auf einer Länge von ca. 25 m freigelegt worden. Es wurde inzwischen von mehreren Arbeitsgruppen beprobt und steht in Bearbeitung.

Die aufgeschlossene Gesteinsabfolge besteht aus einer geringmächtigen, ca. 10 m messenden Abfolge von grauen dick- und dünngebankten Kalksteinen, in deren unterem Bereich zwei markante, schwarze, fossilreiche Kalksteinbänke eingelagert sind. Diese werden als Oberer und Unterer Kellwasser-Kalk bezeichnet. Der Obere Kellwasser-Kalk wird gleichzeitig als

Leithorizont für Grenze der Frasnium-Stufe zum Famennium des Oberdevons (*linguiformis*-Zone) verwendet.

Variszische Verformungen

Die oberdevonischen Gesteine im Bereich der beiden Kellwasser-Horizonte sind zu einer NW-vergente Antiklinal-Struktur verformt. Die regionale Einbindung des besuchten Aufschlusses ist in Abb. 2.4.1 dargestellt. Auf der NW-Flanke der stark eingengten und intern spezialgefalteten Sattelstruktur ist die stratigraphische Abfolge zum Karbon noch erhalten, lediglich die Kulmkieselschiefer sind nahezu vollständig ausgedünnt (Abb. 2.4.2).

An der SE-Flanke sind Liegende Alaunschiefer und Kulmkieselschiefer komplett abgeschert. Im Hangenden einer - nicht aufgeschlossenen - lagerungskonformen Abscherbahn folgen Kulmtonschiefer des Unterkarbon III. Infolge der Viskositätskontraste der beteiligten Kalkstein-Lagen und der eingelagerten Pelite (u. a. *Annulata*-Bank) wurde der Sattelkern intern weiter verfaultet.

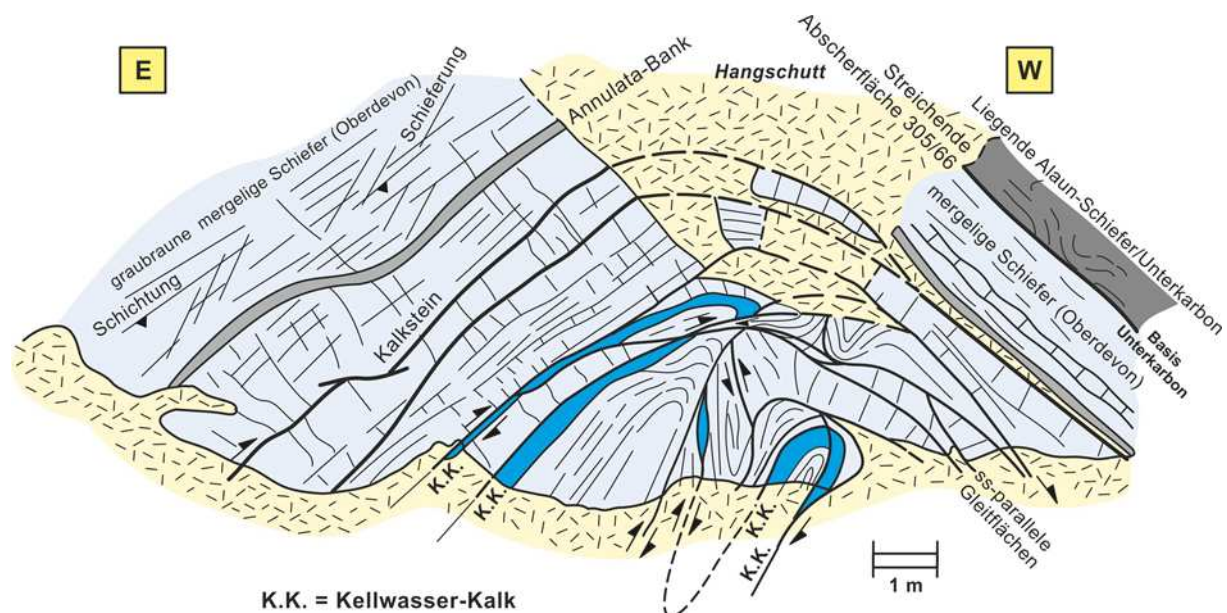


Abb. 2.4.2: Kernbereich des Kellwasserkalk-Aufschlusses an der Vorsperre der Okertalsperre. Die Einbindung in das geologische Umfeld ist aus Abb. 2.4.1 zu ersehen. Es ist der Kernbereich eines Oberdevonsattels angeschnitten, welcher weit in das Niveau des umgebenden Unterkarbons eingeschuppt wurde. Durch die starke interne Verfaltung/Verschuppung ist der Bereich der Kellwasser-Bänke im Kern der Sattelstruktur am intensivsten spezialgefaltet und durch Scherbahnen geprägt, die aus dem Schichtgefüge ausbrechen. Deshalb wiederholen sich die Kellwasser-Bänke. In den tektonisch geformten Faltenbau sind maskierte Slump-Falten eingelagert.

Es dominiert der Mechanismus von disharmonischer Biegleitfaltung, überlagert von einer relativ schwachen transversalen Schieferung und ihr zuzuordnenden Drucklösungsphänomenen in den Kalksteinbänken. Unter diesen Bedingungen haben die Schichtfugen der Karbonatgesteins-Bänke als mechanische Vorzeichnungen die Scherverformung zum wesentlichen Teil übernommen. Dies hat bei wachsender Einengung (Faltung) wegen der größeren Biegesteifigkeit der dickeren Kalkstein-Bänke zum Durchreißen von Scherflächen durch den Lagenbau der Schichtgefüge geführt, so dass die weitere Einengung/Verformung nicht mehr durch Faltung, sondern an den Scherbahnen erfolgte. Da Scherprozesse aber tendenziell mehrscharig, mindestens aber zweisecharig ablaufen, entstanden aus dem Faltenbau heraus auch gegenläufige Scherbahnen (NW-Einfallen), welche gemeinsam mit den nach SE einfallenden Hauptscherflächen die weitere Einengung übernahmen. Die Einengungen durch die variszische Faltung (B 225/05) und die Abscherprozesse an distinkten Scherbahnen verliefen

unter etwa gleichen Stressanordnungen (siehe Diagramme in Abb. 2.4.1) und sind als kontinuierlicher Prozess zu begreifen.

Aus dem Übersichtsschnitt ist zu ersehen, dass nicht nur an den Grenzen zum aufgeschobenen Diabaszug, sondern auch an Abscherzonen innerhalb der rheologisch ebenfalls heterogenen Harzeinheiten erhebliche Verschiebungsbeträge auftreten können. Hiervon zeugen weitere Kalkstein-Aufbrüche innerhalb des Unterkarbons am SE-Rand der Clausthaler Zone, die auf die erheblichen Auswirkungen dieses komplexen Falten-Schuppenbaus auf den Bau der Orogenstruktur hindeuten. Dieser enthält steile, z. T. stark verkrümmte Rampenstörungen und flachere Überschiebungsbahnen, welche in allen Aufschlussedimensionen auftreten können und sich zu komplizierten Schuppenstrukturen integrieren. Diese intern duplexartig gebauten Scherzonen kann man auch als Dreieck-Strukturen bezeichnen (Tanner et al. 2010), welche innerhalb von einrahmenden Scherbahnen noch die abgescherten Kerne von Faltenstrukturen unterschiedlicher Dimension enthalten. Aufgrund der dominierenden NW-Vergenz der Faltung, deren Ursache die aus SE wirkenden Kollisionsvorgänge waren, bildeten sich langgestreckte und normal gelagerte Hangendschenkel von Faltenstrukturen aus, im Gegensatz dazu steile oder überkippte und kürzere NW- bzw. Liegendschenkel. Die Hangendschenkel wurden aufgrund ihrer nahezu konformen Lage zur Ebene der maximalen Scherspannungen (σ_{Hmax} aus SE) selektiv zerschert, dabei ausgedünnt und sind schließlich zu NW-vergente Auf- und Überschiebungen abgerissen. Scherlineationen auf Schichtflächen und variszischen Abscherungen verlaufen lagekonform zu σ_{Hmax} . Die starke Ausdünnung in den Scherzonenbereichen provozierte außerdem die verbreitete Bildung von nahezu schichtparallelen Streckungsflächen, die wenig auffällig sind, jedoch ein wesentliches Inkrement der variszischen Schiefergebirgstektonik im Harz darstellen.

Literatur

- Beushausen, L (1900): Das Devon des nördlichen Oberharzes mit besonderer Berücksichtigung der Gegend zwischen Zellerfeld und Goslar.- Abh. kgl. preuß. geol. L.-A., N.F., 30 S., Berlin.
- Roemer, F.A. (1850): Beiträge zur Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges.- Palaeontographica, 3, 67 S., Kassel.
- Sandberg, C.A., Ziegler, W., Dreesen, R. & Butler, J.L. (1988): Late Frasnian Mass Extinction: Conodont Event Stratigraphy, Global Changes, and possible Causes.- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 102, 263-307; Frankfurt.
- Tanner, D.C., Brandes, C. & Leiss, B. (2010): Structure and kinematics of an outcrop-scale fold-cored triangle zone. – AAPG Bulletin 94, 1799-1809

2.5 Struktur und Kinematik einer „Dreieckszone“ (Triangle Zone) in der Tonschiefer-Grauwackenfolge des Unterkarbons am Westufer der Okertalsperre, NW-Harz

DAVID COLIN TANNER

Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG), Stilleweg 2, D-30655 Hannover,
DavidColin.Tanner@liag-hannover.de

Lage: TK25 4128 Clausthal-Zellerfeld, Weg am Ostufer des Okerstausees
(R: 3600840, H: 5746021)

Der Aufschluss befindet sich am Westufer der Okertalsperre in einer Nische etwa 5 m östlich der asphaltierten Uferstraße. Die aufgeschlossenen Gesteine – geschieferter Ton- und Schluffstein, mit untergeordneten 1 cm mächtigen Feinsandbänken – gehören zur unterkarbonischen „Kulm“- Serie (Abb. 2.5.1). Die Kulm-Serie besteht aus turbiditischem Flysch, der während der variszischen Orogenese in Richtung Norden in einem Vorlandbecken abgelagert wurde (MOHR 2002). Im unteren Oberkarbon wurde das Vorlandbecken dann variszisch kompressiv deformiert.

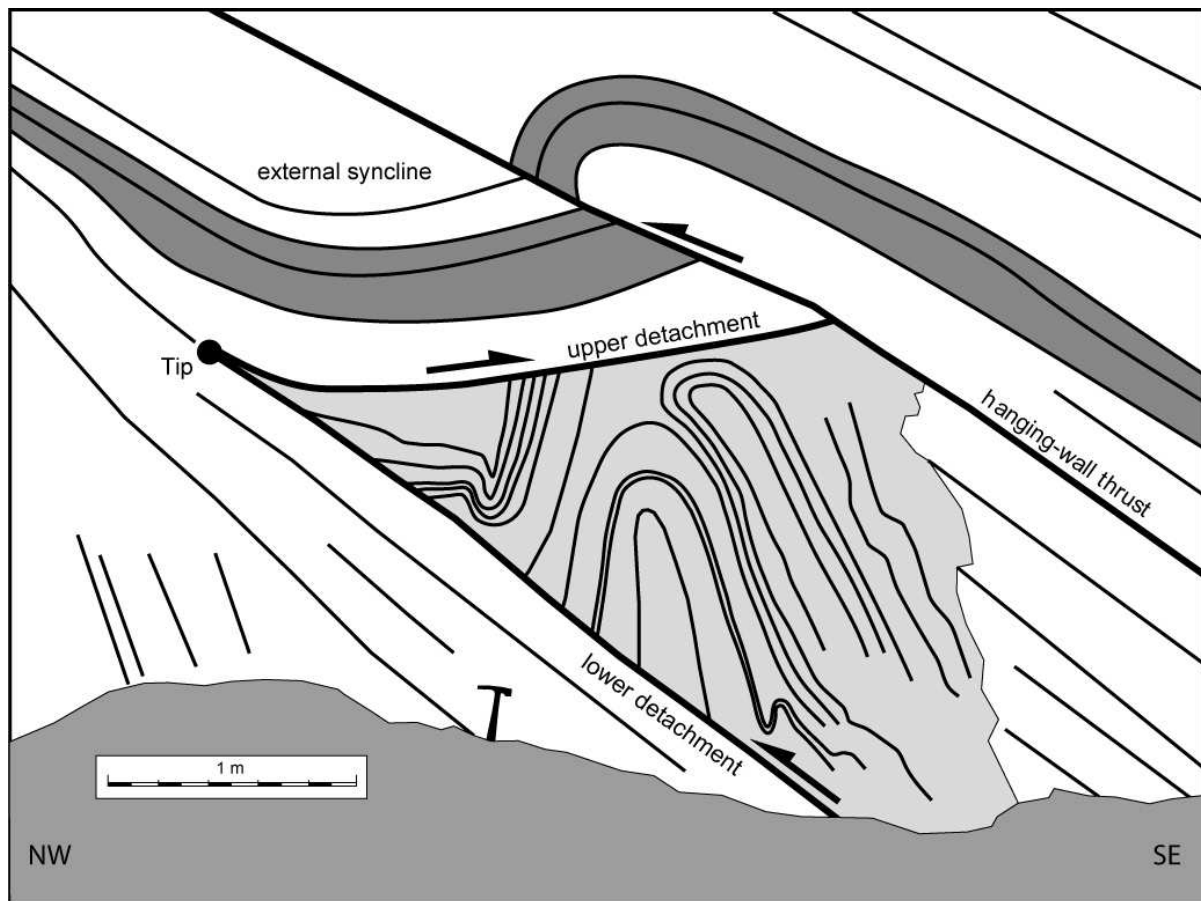


Abb. 2.5.1: Skizze der Dreiecksstruktur (aus TANNER et al. 2010).

In dem etwa 8 m breiten und 4 m hohen Aufschluss wird ein Dreieck aus zwei Überschiebungen gebildet: die untere (lower detachment) verläuft parallel zu den etwa 30° nach Südost fallenden Schichten, die obere (upper detachment) ist offen gebogen und im Mittel horizontal gelagert. Die Störungen treffen im Nordwesten aufeinander und bilden so ein Dreieck (Abb. 2.5.1). Weiter südöstlich schneidet eine spätere schichtparallele

Überschiebung des Dreiecks ab (Abb. 2.5.1, hanging-wall thrust). Das Innere des Dreiecks besteht aus mehreren aufrechten wurzellosen Falten, die von der Spitze des Dreiecks nach Südosten eng bis isoklinal gefaltet sind. Günstigerweise liegt die Aufschlussfläche senkrecht sowohl zu den Faltenachsen als auch zur Einfallrichtung der Schichtflächen, so dass die Struktur perfekt abgebildet wird (also parallel zur kinematischen Transportrichtung nach NW).

TANNER et al. (2010) erklärt diese Struktur als Produkt einer Rampenstruktur, die sich an einer basalen Überschiebungsbahn unterhalb des heutigen Aufschlusses entwickelte. Die Falten wurden durch fortgesetzte Überschiebung des Hangenden oberhalb der Rampe initiiert. Die Schichten wurden gefaltet und in das Dreieck gepresst, nachdem die untere Störung (lower detachment) aufgehört hatte, sich weiter nach Nordwesten auszubreiten. Anschließend wurde das ganze Dreieck von der letzten Überschiebung (hanging-wall thrust) „überprägt“ (TANNER et al. 2010, fig. 6). Den Beweis für Rampenstrukturen und die zugehörigen „Fault-bend“-Falten kann man im benachbarten Aufschluss beobachten. Die gesamte Verkürzung im Innern der Dreieckszone wird auf etwa 70% geschätzt, basierend auf Linienbilanzierung. Aufgrund der internen Verformung kann dieser Wert nur ein minimaler Schätzwert sein.

Dieser Aufschluss ist ein gutes Beispiel für die weitverbreitete Verformungsart des Kulms im gesamten Profil entlang der Okertalsperre. Es zeigt sich, dass bruchhafte Strukturen wie Überschiebungen und duktile Strukturen immer miteinander verbunden sind.

Die Konsequenzen des Baues dieser Struktur sind weitreichend. Dreiecksstrukturen bilden häufig den Übergang von deformiertem zu undeformiertem Gestein (z.B. BANKS & WARBURTON 1986). Sie bilden oft gute Reservoirs für Kohlenwasserstoffe (z.B. HIERBERT & SPRATT 1996, MÜLLER et al. 1988). Seismische Interpretationen bevorzugen jedoch einen Stapel von Duplexstrukturen, weil die innere Zone des Dreiecks oft unklar ausgebildet ist (THOMAS et al. 2006; wie Abb. 2.5.2). Das hier beschriebene Beispiel, einer mit Falten gefüllten Dreiecksstruktur, stellt eine Alternative dar. Die unterschiedlichen Interpretationsmöglichkeiten beeinflussen Geometrie und Eigenschaften eines möglichen Reservoirs stark.

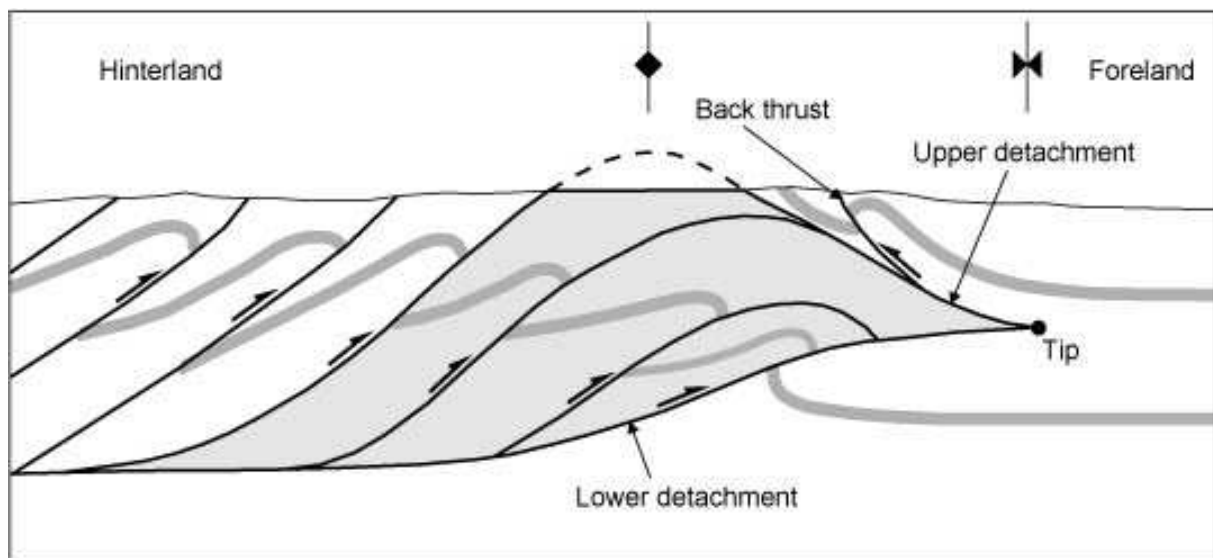


Abb. 2.5.2: Typische Duplex-Interpretation einer Dreiecksstruktur zwischen deformiertem und undeformiertem Gestein (aus TANNER et al. 2010).

Literatur

- Banks, C.J. & Warburton, J. (1986): Passive-roof duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan. - *Journal of Structural Geology*: 3: 229-238.
- Hierbert, S.N. & Spratt, D.A. (1996): Geometry of the thrust front near Pincher Creek, Alberta. – *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 44: 195-201.
- Mohr, K. (2002): *Geologie und Minerallagerstätten des Harzes*. – Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, 496 S.
- Müller, M., Nieberding, F. & Wanninger, A. (1988): Tectonic style and pressure distribution at the northern margin of the Alps between Lake Constance and the River Inn. – *Geologische Rundschau*, 77: 787-796.
- Tanner, D.C., Brandes, C. & Leiss, B. (2010): Structure and kinematics of an outcrop-scale fold-cored triangle zone. – *AAPG Bulletin* 94: 1799-1809.
- Thomas, R., Schwerd, K., Bram, K. & Fertig, J. (2006): Shallow high-resolution seismics and reprocessing of industry profiles in southern Bavaria: The Molasse and the northern Alpine front. – *Tectonophysics*, 414: 87-96.