

Der tektonische Bau des NW-Teils der Selke-Decke am nördlichen Harzrand

Uwe KÖNIG UND Max SCHWAB*

21 Abbildungen und 3 Tabellen

ABSTRACT

KÖNIG, U.; SCHWAB, M.: Tectonic structure of the north-western part of the Selke nappe at the northern margin of the Harz Mountains. - *Hercynia N.F.* 34: 129-159.

The Selke nappe is situated at the northern margin of the Harz Mountains, which is the tectonic border between the Variscan basement and the Triassic-Mesozoic sequence of the Subhercynian region. The allochthonous Upper Devonian volcano-sedimentary sequence of about 800 m overlays the parautochthonous Lower Carboniferous rocks of the Harzgerode Zone. A new mapping of the area and detailed tectonic examinations in the quarry Rieder near Ballenstedt were the basis for a reconstruction of the structural processes that occur at the northwestern part of the Selke nappe. Three factors are responsible for the complex character of the structural conditions of the rocks: the nappe tectonics caused by the deposition of the Selke nappe; the northward overthrusting of the Palaeozoic Harz block over the Mesozoic sediments along the northern Harz boundary; and the rotation of single segments of Palaeozoic rocks at wrench-fault upthrusting segments, the so called "Sporne". There was no indication for a common deformation between the Palaeozoic and the steeply dipping Cretaceous sandstones of the "Teufelsmauer" which were erected and overturned during the Santonian uplift.

Keywords: Rhenohertzynikum, Harz, Harznordrand, Selke-Decke, Tektonik, Grauwacke, Rieder, Ballenstedt

1 EINLEITUNG

Das Arbeitsgebiet erstreckt sich am Nordrand des Unterharzes zwischen den Ortschaften Rieder im Nordwesten, Ballenstedt im Nordosten und der Bundesstrasse 185 (Ballenstedt - Mägdesprung) im Süden (Abb. 1).

Gesteine des Harzpaläozoikums (Selke-Decke) grenzen direkt an mesozoische Ablagerungen des Subherzynen Beckens, d.h. der Harznordrandaufrichtungszone. Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag in der räumlich-zeitlichen Analyse der tektonischen Deformationen der Selke-Grauwacken im Steintagebau Rieder, ca. 500 m südwestlich der Roseburg. Des weiteren erfolgten Untersuchungen an den aufgerichteten Kreidesandsteinen (Gegensteinen) ca. 1.500 m nördlich von Ballenstedt.

2 MORPHOLOGIE

Im Untersuchungsgebiet schwankt das Höhenspektrum zwischen der Unterharzhochfläche (Selke- und Eine-Hochflächen) und dem Harzvorland zwischen 350 m NN und 210 m NN. Durch diesen Höhenunterschied und das Zusammenfallen von Waldverbreitung und Harznordrandstörung ist die tektonische Heraushebung des Harzes gegenüber seinem Vorland morphologisch weit sichtbar, obwohl das Relief hier nicht so scharf ausgebildet ist wie weiter im Westen. Die Ursache liegt im nach Norden gerichteten

* Wir widmen diese Arbeit unserem leider viel zu früh verstorbenen Freund, Lehrer und Kollegen Dr. Gerd Jacob.

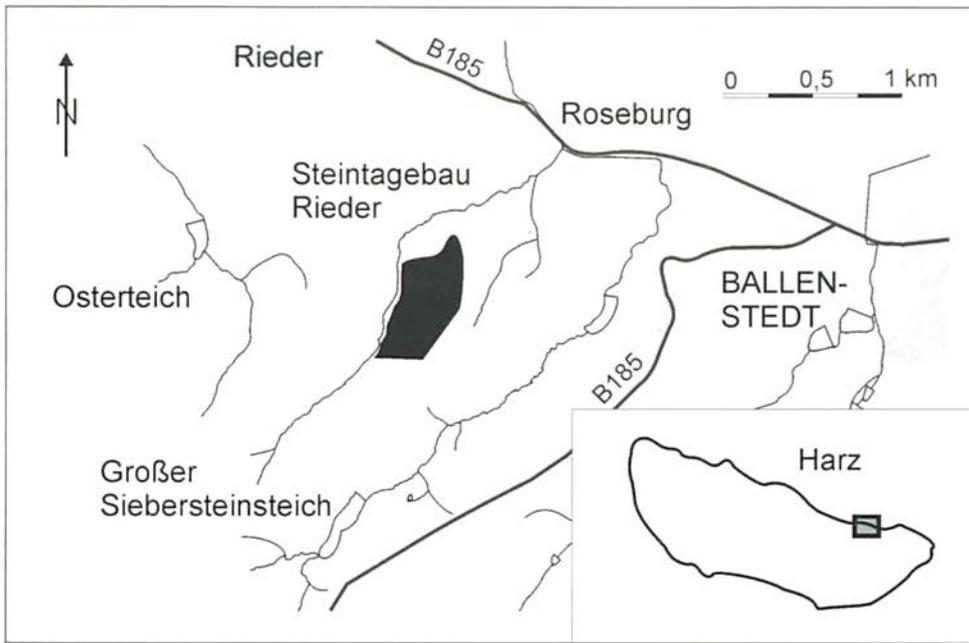


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes

Versatz der Harznordrandstörung südöstlich von Rieder ("Sporn" von Rieder A. BORN 1936, "Zacken" von Rieder G. RICHTER 1935, "Grundgebirgsvorsprung" südlich Rieder G. RICHTER 1936). Hier wurde das "Harzpaläozoikum" auf die in der Harzaufriechtungszone steilgestellten und überkippten Schichten des Zechsteins und der unteren Trias geschoben (vgl. FOUCAR 1936, Block II). Durch diese vom allgemeinen Aufbau der Harznordrandstörung abweichenden tektonischen Lagerungsverhältnisse fehlt die allgemein am östlichen Harznordrand verbreitete, subrosionsbedingte und durch Erdfälle ("Dolinen") gekennzeichnete Auslaugungssenke im Bereich des Zechsteinaustriches (Z). Das Devon grenzt direkt an die Ton- und Sandsteine des Mittleren (sm) und Oberen Buntsandsteins (so) und die Kalksteine des Unteren Muschelkalks (mu), Abb. 2.

Charakteristisch für die Morphologie der Aufriechtungszone sind die langgestreckten, steilgestellten und teilweise überkippten Schichtrippen des Unteren Muschelkalkes (mu, Roseburg, 254 m NN) und des Kreidesandsteins (kro 3, Schierberg, Gegensteine 250 m NN). Sie werden durch die gegen die Erosion geringer widerständigen Schichten der älteren Oberkreide (Kro 1+2) und des Keupers (k) voneinander getrennt, welche ebenso wie die Ablagerungen des Oberen Buntsandsteins (Röt. so) Senken bilden. Für den Muschelkalk-Höhenzug sind Kiefern, dichtes Buschwerk und ausgedehnte Trockenrasen typisch. Die weit sichtbaren Gegensteine sind mit einer Krautschicht aus Heidekraut (*Calluna vulgaris*) und dichtem Buschwerk bedeckt. Sie stehen wie die Trockenrasen des Muschelkalkes (mu, mo) unter Schutz. Sowohl die Niederungen mit Löß- (im Ostteil) bzw. Schotterbedeckung (zwischen Roseburg und Rieder) als auch die fruchtbaren Böden der Keuper- und Rötensenken werden intensiv landwirtschaftlich (Ackerflächen und Obstplantagen) genutzt.

Die Harzhochfläche im Untersuchungsgebiet wird von SW nach NE von annähernd äquidistanten Bächen entwässert. Die abschnittsweise ausgeprägten V-Täler verleihen dem Landschaftsbild Mittelgebirgscharakter. Ihre Hänge neigen zur Klippenbildung. Besondere Härtlingsbildner sind Diabase (Oster-

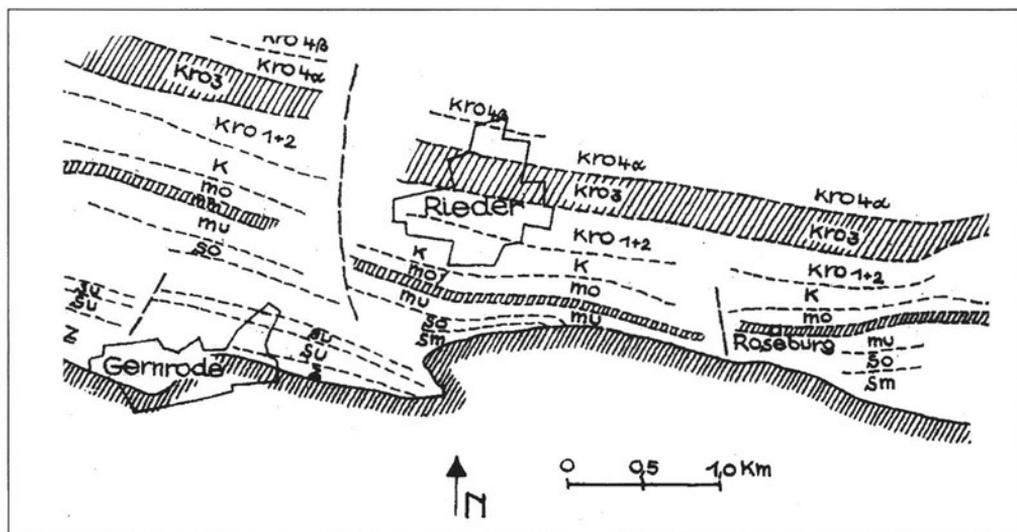


Abb. 2: Geologische Karte des Sporns von Rieder (aus A. BORN 1936)

teich, Siebersteinsteich). Die zahlreichen Teiche sind künstlich aufgestaut. Sie werden zu Naherholungszwecken, aber größtenteils zur Fischerei genutzt. Es dominieren Mischwälder (Buchen, Eichen, Eschen und Fichten). Die flachwelligen Bereiche tragen häufig Eichenwälder und die flächenmäßig kleinen Diabashärtlinge vorzugsweise Kiefern. Auf den Plateaus und an den Talhängen bildeten sich Braunerden bzw. Ranker, während in den Tälern oft Gleye, teilweise auch Vegen zu finden sind.

3 GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Die Harznordrandaufrichtungszone begleitet den Harz auf seine gesamte westöstliche Erstreckung. Entlang WNW-ESE gerichteter Brüche hob sich in der Oberkreide (Santon) das damals bereits gefaltete variszische Grundgebirge, der heutige Harz, als pultförmig verstellter Block (Pultscholle) mit bis zu 4 km Versatz heraus (FOUCAR 1936). An der Harznordrandstörung wurden die ursprünglich auf dem Grundgebirge flachlagernden Sedimente des Deckgebirges (Zechstein, Trias Jura und Kreide) steil aufgerichtet bzw. überkippt. Die Hauptrichtungen des tektonischen Streichens unterscheiden sich im Grund- und Deckgebirge sehr deutlich voneinander. Im Grundgebirge dominiert SW-NE bis WSW-ESE (= erzgebirgisches) Streichen. Im Deckgebirge sind es die NW-SE bis WNW-ESE (= hercynischen) Streichrichtungen (BORN 1936, RICHTER 1935, STACKEBRANDT 1986). Sowohl entlang des Harzrandes als auch innerhalb des Harzes treten die Harznordrandstörung begleitende hercynisch streichende Strukturen auf. Solche Abweichungen von allgemeinen erzgebirgischen Streichen sind vor allem am sigmoidalen Verlauf der Tanner Zone zu erkennen.

Der Harzanteil des Untersuchungsgebietes befindet sich im Bereich der im Unterharz gelegenen Selke-Decke (TSCHAPEK 1990a, b). Decken sind tektonische Einheiten, in denen ältere Gesteine über jüngeren Gesteinen lagern. Im vorliegenden Fall wurden die oberdevonischen Sedimente der Selke-Decke über die unterkarbonischen Ablagerungen der Harzgeröder Zone überschoben.

Die im stratigraphischen Verband erhalten gebliebene Schichtfolge der heute als isolierte Erosionsreste verbreiteten Selke-Decke unterscheidet sich von den komplizierten Lagerungsverhältnissen in der Harzgeröder Zone durch die normale Abfolge ihrer Gesteine. Die stratigraphische Reichweite der in der

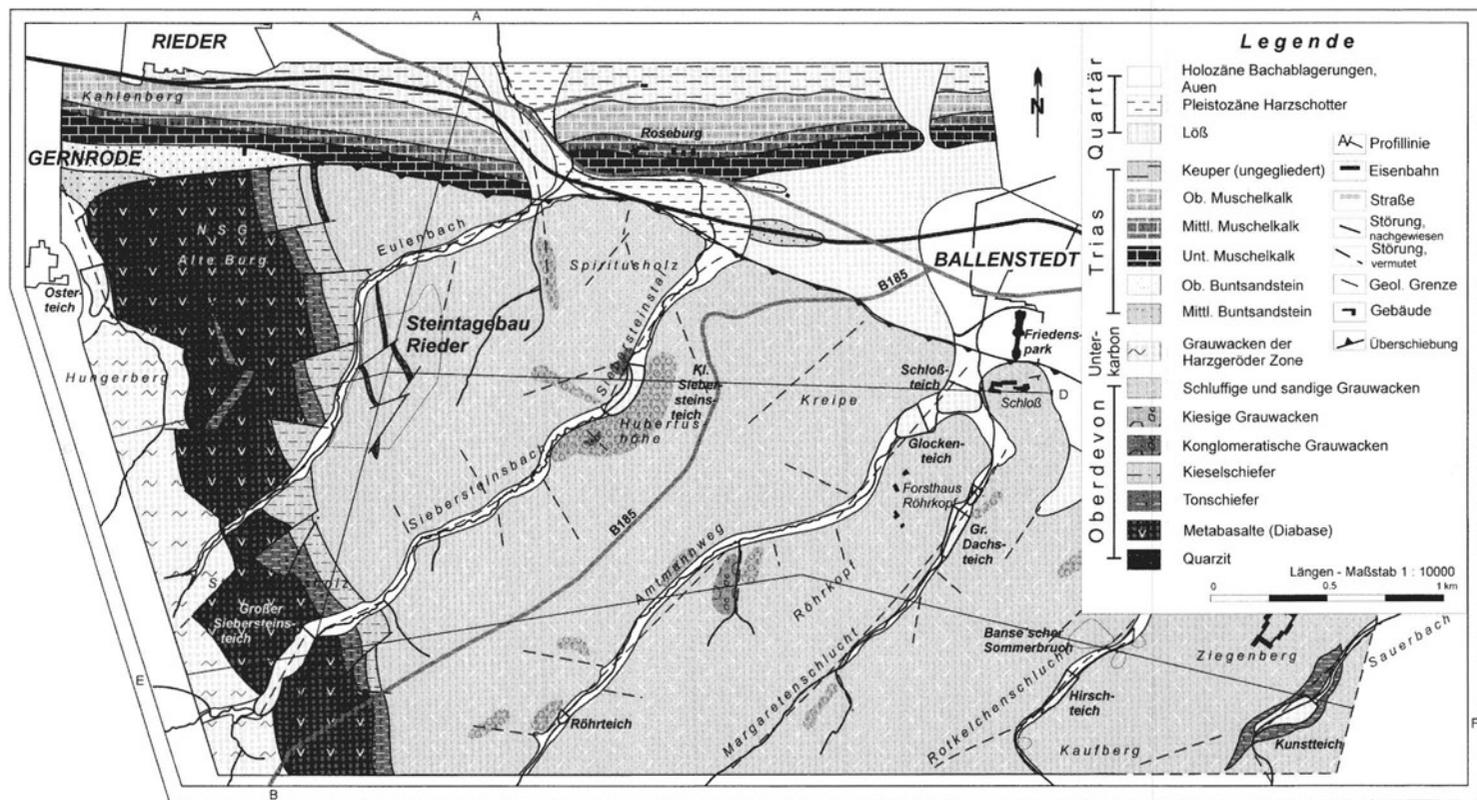


Abb. 3: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes (Neukartierung KÖNIG 1999)

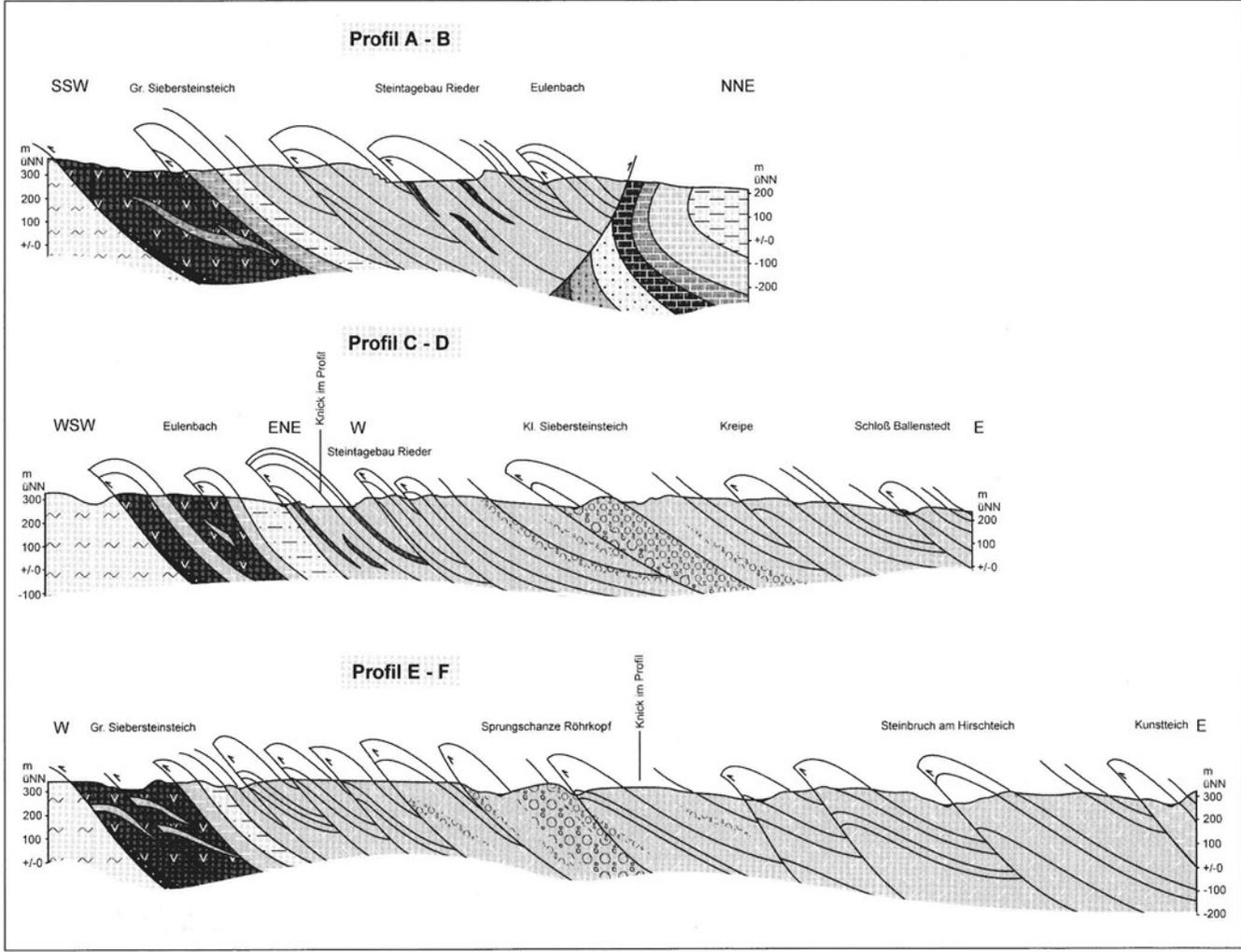


Abb. 4: Profilschnitte zur geologischen Karte (Hervorgehoben wurde der tektonische Schuppenbau)

Selke-Decke angetroffenen Selke-Formation umfaßt die Zeit vom oberen Givet bis zum oberen Famenne (TSCHAPEK 1987, 1989), Tab. 1.

Tab. 1: Schichtfolge der Selke-Formation

Selke-Decke Lithostratigraphie	Selke-Decke Biostratigraphie	
Selke-Formation	Mächtigkeiten (m)	Alter TSCHAPEK (1987)
Selke-Grauwacke	300 - 400	do II β - do VI (?)
Ton- und Buntschiefer	< 50	do II α
Hauptkieselschiefer	< 50	do I δ - do II α
Stiege-Schichten mit Metabasalt	< 250	do I α - do I δ
Selke-Quarzit	< 20	do I α

Die Ablagerungen der Selke-Formation gliedern sich in den geringmächtigen Selke-Quarzit (Givet (?) bis unteres Frasne), die Stiege-Schichten (oberes Frasne), den Hauptkieselschiefer (Frasne bis unteres Famenne), Ton- und Buntschiefer (mittleres Famenne) und die Selke-Grauwacke (oberes Famenne). Eingeschaltet in die Stiege-Schichten sind Tholeiitbasalte und untergeordnet Alkalibasalte und Tuffe, interpretiert als Intraplattenbasalte einer ozeanischen Kruste (GANBLOSER 1998).

Die oberdevonischen Grauwacken der Selke-Decke gehören zu den ältesten Flyschsedimenten des Harzes (TSCHAPEK 1991a). Sie wurden von der Mitteldeutschen Kristallinschwelle in ein nördlich vorgelagertes Sedimentationsbecken geschüttet (TSCHAPEK 1987), in dem es zuvor zur Platznahme der oben genannten subaquatischen Basalte gekommen war. Das Becken läßt sich in Mitteleuropa über ca. 275 km in der Längserstreckung verfolgen. In ihm kamen die Selke-Grauwacken, die Südharz-Grauwacken, die Werra-Grauwacken und die Gießener Grauwacken zur Ablagerung (ENGEL et FRANKE 1983). Gemeinsam werden diese Grauwacken als die Reste einer Unterharz-Gießener Decke aufgefaßt (WALLISER et ALBERTI 1983, FRANKE et ONCKEN 1995). Die Gesteine der Selke- und der Südharz-Decke werden als die Reste einer Ostharzdecke interpretiert (REICHSTEIN 1965).

4 KENNTNISSTAND

Die geologische Situation im Gebiet der Selke-Decke ist seit mehr als 100 Jahren Gegenstand intensiver Forschung. Die Ansichten über Position und geologisches Alter wurden lange Zeit durch Untersuchungen in der Südharz-Decke beeinflusst. Einer der ersten, der sich mit der Lithologie der Selke-Decke beschäftigte war LOSSEN (1882). Er prägte damals entgegen dem heutigen Kenntnisstand den Begriff Selke-„Mulde“. Im Auftrag der Preußischen geologischen Landesanstalt wurde das Gebiet 1921 von DAHLGRÜN neu kartiert. Als Ergebnis erschien 1934 die geologische Karte im Maßstab 1:25.000 und die dazugehörigen Erläuterungen. Eine Abgrenzung der unterschiedlich alten Gesteine nahm er damals meist mit Hilfe von Störungen vor, in dessen Resultat ein recht mosaikartiges Kartenbild entstand. Den von LOSSEN (1882) als Wieder Schiefer bezeichneten Schichten im Liegenden gaben DAHLGRÜN et al. (1925) den noch heute existierenden Namen Stieger Schichten. Sie faßten damit die aus Tonschiefern, Diabasen, Tuffen und Kieselschiefern bestehende Schichtenfolge zusammen und stellten sie ins Unterkarbon. In den folgenden Jahren beschäftigte sich eine Reihe von kleineren Untersuchungen, auf die hier nicht weiter eingegangen werden soll, mit der Lithologie der Selke-Decke. Umfangreiche Geröllanalysen an den Südharz- und Selke-Grauwacken nahm LINDERT (1971) vor.

Die Altersdatierungen der Schichtenfolgen der Selke-Decke konnten bis zu den Arbeiten von TSCHAPEK (1987) nur durch Analogieschlüsse von äquivalenten Gesteinen der Südharz-Decke übertragen werden. Nach Funden von *Rhynchonella cuboides* stuft HOTH (1957) Teile der Selke-Grauwacken in das untere Oberdevon (Frasne) ein. STEINER (1959) ordnete mit Hilfe von *Cyclostigma*-ähnlichen Pflanzenresten große Teile der Grauwacken in das obere Oberdevon bis Unterkarbon ein. Erst TSCHAPEK (1987) gelang mit Hilfe von Conodonten der Nachweis des ausschließlich oberdevonischen Alters der Schichtenfolge der Selke-Decke (Tab. 1).

Deckentektonische Aspekte nannte zum ersten Mal KOSSMAT (1927). Er postulierte eine ca. 25 km weit überschobene „Unterharzdecke“, in deren Dach eine „Stieger Decke“ mit flach abgescherten Kulmgrauwacken vorhanden sei. Während DAHLGRÜN (1927, 1939) den Deckenbauvorstellungen von KOSSMAT folgte, wurden diese in den folgenden Jahren vor allem von SCHRIEL (1939, 1954), SCHWAN (1949, 1957) und GALLWITZ (1958) attackiert.

Neue Deckenbauvorstellungen für den Harz äußerte erstmals REICHSTEIN (1965). Er stellte die Hypothese auf, wonach die Gesteine der Harzgeröder Zone weitgehend submarine Gleitmassen und die Gesteine der Südharz- bzw. Selke-Decke Fazies- sowie ortsfremden Schubmassen zuzuordnen seien. Aufgrund der Altersgleichheit zum einen und der Faziesunterschiede zum anderen, konstruierte er eine Ostharzdecke, deren Reste die Selke- und die Südharz-Decke sind. Als Wurzelzone im Süden gab er die metamorphen Schichten der Wippraer Zone an. Diesen primären Zusammenhang von Südharz-Decke, Selke-Decke und Wippraer Zone sah auch LUTZENS (1969). Die Fortsetzung der Wippraer Zone in die Blankenburger Zone vermutete SCHWAB (1976). Die Ablagerung der Olisthostromserien der Harzgeröder Zone erfolgten demnach in einer „Senke“ zwischen den beiden Einheiten. Als höchstes Stockwerk folgen Südharz- und Selke-Decke, deren Wurzeln südlich der Wippraer Zone im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle angenommen wurden. KREBS et WACHENDORF (1974) leiteten die Grauwacken der Südharz-Decke und der Tanner Zone aufgrund ihres Geröllbestandes von diesem Kristallgebiet ab. LÜTKE (1978) lehnte die einheitliche Ostharz-Gleitdecke, die sich von der Mitteldeutschen Kristallinzone nach Norden bewegte, ab. Statt dessen sollte lediglich die Südharz-Grauwacke um 5-10 km über ihre Randfazies geschoben sein. Nach LUTZENS (1978) überschoben sich Südharz- und Selke-Decke, bedingt durch eine Aufwölbung nördlich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle, auf immer flacher werdenden Gleit- und Schubbahnen über die wenig früher abgelagerten Harzgeröder Olisthostrome. Später deuteten SCHWAB (1979), WACHENDORF (1986), TSCHAPEK (1990a,b) und REICHSTEIN (1991) übereinstimmend die Südharz- und Selke-Decke als eine gravitativ über die Serien der Harzgeröder Zone transportierte Gleitdecke (Ostharz-Decke), wengleich die Ansichten über die Herkunft der Gesteine unterschiedlich waren.

5 LINEATIONSMUSTER

Grundlage der Auswertung sind 3 Luftbilder des Gebietes Rieder - Ballenstedt im Maßstab von ca. 1 : 14.500 des Landesamtes für Landesvermessung und Datenverarbeitung Sachsen-Anhalt (Film Nr. 620/94, Bild Nr. 308 bis 310). Die panchromatischen Aufnahmen wurden am 11.05.1994 erstellt und mittels Stereoskopie ausgewertet.

Von besonderer Bedeutung für die tektonische Interpretation und den Vergleich mit Geländeuntersuchungen ist die Auswertung von Photolineamenten, da der direkte Zugang zu den Gesteinen im Untersuchungsgebiet durch Bodenbildung und Vegetation behindert wird. Die waldbedeckten Gesteine des Harzes werden durch hellere (Laubwald) und dunklere (Nadelwald) Grautöne abgebildet. Die Geländestufe zwischen Harz und Vorland ist deutlich zu erkennen. Sie entspricht der Waldgrenze. Im landwirtschaftlich genutzten Harzvorland bilden Buschreihen und Fahrwege häufig die Begrenzung der polyedrischen Ackerflächen, deren meist streifige Textur in der Keupersenke von fleckigen, wolkigen Zonen mit dunkleren Grautönen, die Vernässungen nachzeichnen, überlagert wird. Der Höhenzug des Muschelkalks tritt deutlich als positive Reliefform hervor. Die Bäche, welche die Harzhochfläche entwässern, stellen sich als subdendritisches bis subparalleles Gewässernetz dar. Zahlreiche parallel und winklig angeordnete Nebenbäche fließen symmetrisch in größere Hauptbäche. Die Dichte der Wasserläufe ist infolge der kompakten Gesteine (Grauwacken, Quarzite, Diabase) gering. Ihre Ausrichtung paßt sich den strukturellen Verhältnissen dieser Gesteine im Untergrund an.

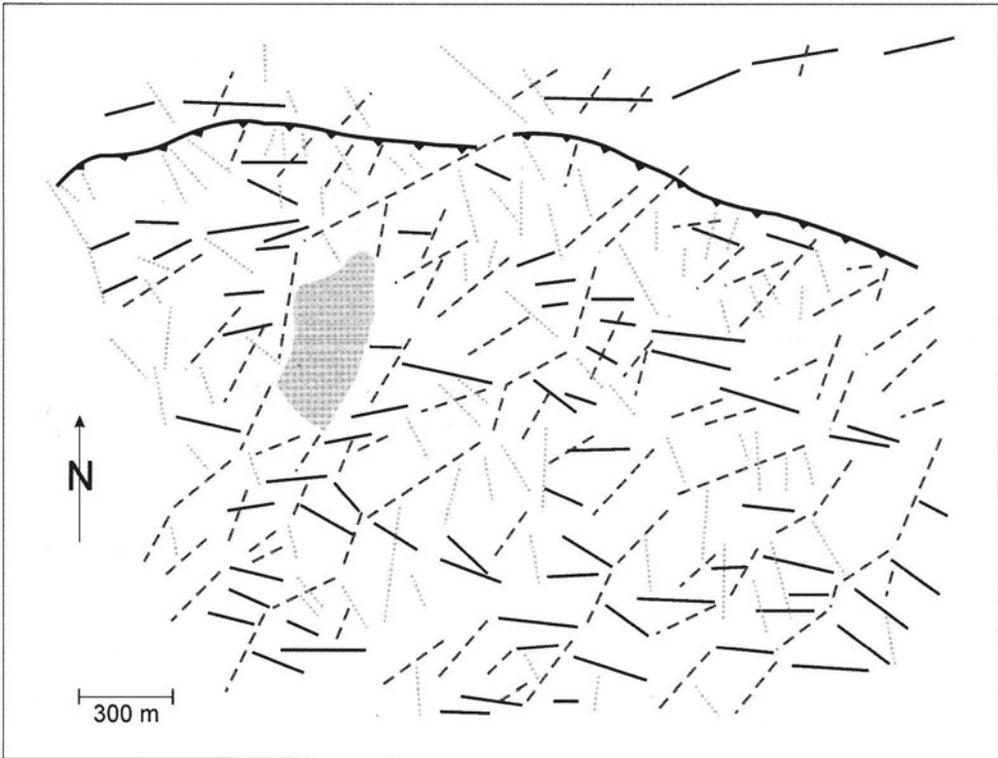


Abb. 5: Differenziertes Lineationsmuster im NW-Teil der Selke-Decke und der Harznordrandaufrichtungszone in der Umgebung des Steintagebaues Rieder (graue Fläche)

Das Ergebnis der Auswertung der Lineationen (Abb. 5) läßt markant die E-W verlaufende Geländekante von Vorland zum Grundgebirge und die Schichtrippe des Muschelkalks hervortreten. Das Harznordrand-Lineament ist schwach gekrümmt. Solche Strukturen sind charakteristisch für Überschiebungen, d.h. kompressive Tektonik. Die Gesteine des Grundgebirges bilden drei unterschiedliche Scharen von Lineationen ab, sie wurden in Abb. 5 mit verschiedenen Signaturen versehen: NE-SW bis WSW-Richtung (durchgezogene Linien), N-S bis NNW-SSE Richtung (punktierete Linien) und WNW-ESE Richtung (gestrichelte Linien). Die erzgebirgisch streichenden NE-SW-Lineationen schneiden die beiden anderen Scharen ab. Diese Richtung dürfte das jüngste, aber ein vermutlich reaktiviertes Strukturelement sein. Die Ausbildung dieser Lineationen ist leicht gewellt und in ihrer Ausdehnung sind sie länger als die beiden anderen Richtungen. Sie zeichnen die *Hauptgerinne* des Gewässernetzes nach. Die WNW-ESE gerichteten Lineationen (hercynisches Streichen) verlaufen parallel zum Harznordrand. Sie dürften mit der Heraushebung und Überschiebung des Harzblockes auf sein Vorland im Zusammenhang stehen. Die N-S bis NNW-ESE (eggisches Streichen) gerichteten Lineationen entsprechen der Richtung, an welcher der Sporn des Harzblockes südlich Rieder ca. 300 m auf das Vorland überschoben wurde. Im Arbeitsgebiet setzen sich NE-SW und NNW-SSE gerichtete Lineamente nur selten weiter nach Norden fort. Sie konturieren am Harzrand Teileinheiten der aufgerichteten Schichten (STACKEBRANDT 1986). So quer westlich der Roseburg eine NNW-SSE Lineation die Aufrichtungszone und versetzt den Höhen-

zug des Muschelkalks (Abb. 3). Als Ursache für das Auslaufen dieser Lineationen wird die Pufferwirkung der Salinar- und Pelit-Einlagerungen im Zechstein und in der Trias vermutet, wodurch Deformationen bruchlos umgesetzt wurden.

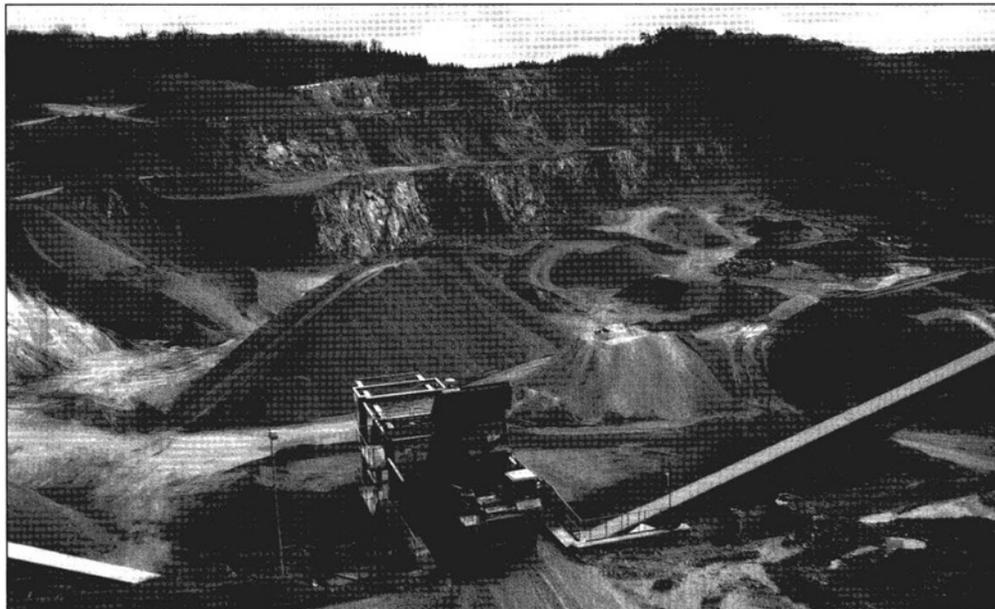


Abb. 6: Überblick über den Steintagebau Rieder

6 LAGERUNGSVERHÄLTNISSE

6.1 Steintagebau Rieder

Nachdem der Abbau von Grauwacke 1967 im ehemaligen „Banse’schen Sommerbruch“ am Hirschteich, südlich von Ballenstedt aus Sicherheitsgründen aufgegeben werden mußte, nahm das damalige Naturstein-Kombinat Halle den bis dahin auflässigen Grauwackensteintagebau im Eulental ca. 2 km südöstlich von Rieder wieder in Betrieb. Heute ist der Steintagebau Rieder ein Zweigbetrieb der Mitteldeutschen Baustoffe GmbH (Sitz Sennewitz bei Halle/S.). Der produzierte Splitt und Schotter wird überwiegend im Straßenbau eingesetzt.

Der Steintagebau (Abb. 6) befindet sich im äußersten NW des Verbreitungsgebietes der Selke-Formation, 700 m südlich der Harznordrandstörung. Unmittelbar am westlichen Talhang des Eulenbachtals streicht das Liegende der Selke-Formation, der Hauptkieselschiefer aus. Im Steintagebau sind in die Grauwacken konkordant, normal lagernde ca. 10 bis 15 m mächtige Diabase und Tuffe eingeschaltet. Der Abbau erfolgt auf 4 Sohlen mit Strossenhöhen von 15 bis 20 m. Dadurch entsteht eine Gesamtböschung von über 50 m Höhe.

Die im Steintagebau Rieder gewonnene feinkörnige Grauwacke ist im frischen, unverwitterten Zustand ein festes, massiges, blaugraues, graues bis grünliches oder dunkelgraues Gestein. Mächtigere Grauwackenbänke (bis zu 3 m) ohne erkennbares Schichtflächengefüge, weder durch Korngrößenwechsel noch durch Einschaltungen von Tonschieferlagen oder Bankungsfugen markiert, wechseln mit wenigen cm mächtigen Bänken. Tonige bis schluffige Schlieren deuten gelegentlich die Schichtung an und leiten zu grünlich-grauen bis schwarzen Schluffstein und Tonstein bzw. Tonschieferlagen über, vgl. auch TSCHAPEK (1991a).

6.1.1 Verwitterungszonen und quartäre Deckschichten

Durch Verwitterungs- und Umwandlungserscheinungen treten besonders an der Festgesteinsoberfläche angewitterte Grauwacken mit graubrauner, gelblicher, olivgrauer, hell- bis weißgrauer und rötlicher Farbe auf (Abb. 10). Am Top der 1. Sohle erreicht der durch Oberflächenverwitterung entstandene bräunlich-gelbe Gebirgsschutt Mächtigkeiten von ca. 0,5 bis 7 m. Entsprechend der quartären Deckschichtenabfolge gliedert er sich vom Liegenden zum Hangenden in Basisschutt, Löß-Fließerde, Gebirgslöß und stellenweise Mittelschutt. Die basalen Grauwackenbänke (Basisschutt) sind in einzelne Brocken (Polyeder) aufgelöst, die von Klüften und Störungen begrenzt in eine gelbliche bis braune, manchmal rötliche Schluffmatrix eingebettet sind. Nach ALTERMANN et al. (1982) begann die Sedimentation des Basisschuttes im jüngeren Tertiär bis Frühweichselkaltzeit. Der Mittelschutt (gelb bis graubrauner Schluff mit Grauwackenbrocken) bzw. der meist aus einem Ah-(schwarzgrauer, lehmiger Schluff mit hohem Humusgehalt, ca. 5 bis 10 cm mächtig) und einem Bv-Horizont (hellbrauner, lehmiger Schluff, ca. 30 cm mächtig) bestehende Gebirgslöß sind weichselzeitliche Ablagerungen, deren Bildung bis in die Gegenwart anhält. Oft sind Braunerden entwickelt.

Ausgehend von tektonischen Elementen wie Störungszonen, Kluftscharen und Rissen treten an den Grauwacken Umwandlungserscheinungen auf. Rötlichgraue Farbtöne sind besonders an Bereiche starker tektonischer Beanspruchung mit intensiv irregulär geklüfteten Partien und Störungszonen gebunden. Im Niveau der 2. Sohle ist die Rotverwitterung flächig-disharmonisch. Dies drückt sich in stark kataklasierten Grauwacken aus, die auf Rissen und Klüften intensiv rot gefärbt sind. Im Bereich von Störungszonen dominieren neben den roten auch ockerfarbige Verbindungen, die bis in das Korngefüge reichen und sich mit zunehmenden Abstand verlieren. Beim Übergang der 2. in die 3. Sohle nimmt die Intensität der Rotfärbung ab. Das Material zerfällt grobstückiger. Die Klüfte liegen weiter auseinander. An den Stößen der 4. Sohle ist die Rotfärbung nur noch auf größere Störungen beschränkt.

Die Altersfolge der unterschiedlichen Verwitterungsfarben führt aufgrund der Aufschlüsse im Steintagebau Rieder zu dem Schluß, daß die Färbungen auf 2 verschiedene Ereignisse zurückzuführen sind.

1. Die roten Verwitterungsfarben entstanden im Zuge der Heraushebung und Überschiebung des Harzblockes auf sein Vorland in der Oberkreide und im Paläogen. Störungszonen bereiteten Wegbarkeiten für zirkulierende Wässer.
2. Die Bildung von gelblichen und braunen Verwitterungsfarben in den oberflächlichen Deckschichten (Gebirgsschutt) begann ab dem jüngeren Tertiär bis Frühweichselkaltzeit.

Nach diesen Untersuchungen im Steintagebau Rieder muß die hier zu beobachtende, tiefen als 20 m reichende Rötung während oder nach den jungkretazisch bzw. alttertiären Bewegungen und nicht im Rotliegenden erfolgt sein. Die Mobilisierung des Eisens wurde von an der kretazisch-tertiären Landoberfläche stattfindenden Verwitterungsprozessen bewirkt, vgl. SCHRIEL 1954. Das die Rotfärbung hervorruhende Eisen wurde bei den Verwitterungsprozessen frei und wanderte in saurer Lösung ($\text{pH} < 3$) in tiefere Grundwasserbereiche ab, wo es als Eisen(III)-Hydroxid ausfiel, vgl. MÖBUS 1966. Die Wegsamkeiten für die Lösungen wurden erst durch die mit der Harzhebung verbundenen tektonischen Prozesse geschaffen.

Die Rötung der oberflächennah angetroffenen Gesteine wurde von BECKSMANN (1930) auf klimatische Prozesse zurückgeführt, die an der jungpaläozoischen Landoberfläche vor Ablagerung der Rotliegendesedimente, u.a. im Meisdorfer Becken, wirkten. Nicht die Ursache der Rotfärbung der Grauwacken, sondern die Alterseinstufung der Vorgänge steht im Widerspruch zur vorliegenden Deutung.

6.1.2 Schichtlagerung

Die Schichtlagerung im Steintagebau Rieder (Abb. 8) wird durch einen tektonischen Schuppenbau bestimmt, der die Position der Gesteine am NW-Rand der Selke-Decke (Deckenstirn ?) kennzeichnet. In den südlichen Bereichen des Steintagebaus biegt das Schichtstreichen aus NNW-SSE nach N-S bzw. NNE-SSW um. Die gemessenen Streich-Werte für die Schichtung liegen im nördlichen Teil zwischen 150° und 170° , im südlichen Teil des Steintagebaues zwischen 170° und 20° (Abb. 7). Der Einfallswin-

kel der Schichten schwankt zwischen 45° und 70° ENE-ESE. Das Umlenken der Schichtung von NNW-SSE im nördlichen Teil nach NNE-SSW im südlichen Teil verstärkt sich in Richtung auf die Harznordrandstörung. Im Zuge der Heraushebung und Überschiebung des Harzes wurde das primäre NE-SW gerichtete Streichen um eine etwa 93° anzunehmende Achse rotiert. Das submeridionale Streichen im Südtteil des Steintagebaus kann mit Bewegungen am spießförmig, spornartig nach N gerichteten Vorsprung (Sporn) von Rieder im Zusammenhang stehen (BORN 1936). Die Rotation der Schichtlagerung im Bereich der gehobenen und überschobenen Kante des Harzblockes erweitert die Feststellung STACKEBRANDT'S (1986), wonach das kleintektonische Inventar im Bereich der gesunkenen Schollenkante fast ausschließlich durch einen kompressiven Charakter gekennzeichnet ist und die maximale Kompression in die NNE- bis NE-Richtung weist. Die NE-gerichteten Überschiebungen begannen in der Oberkreide (Santon) (FRANZKE et OSSWALD 1997). Auf Verstellungen der variszischen Gefüge im Einflußbereich der Harznordrandstörung wiesen bereits mehrere Bearbeiter hin: SCHWAB et LUTZENS (1958), SCHLEGEL (1961), WREDE (1979, 1997), FRANZKE et OSSWALD (1997) u.a.

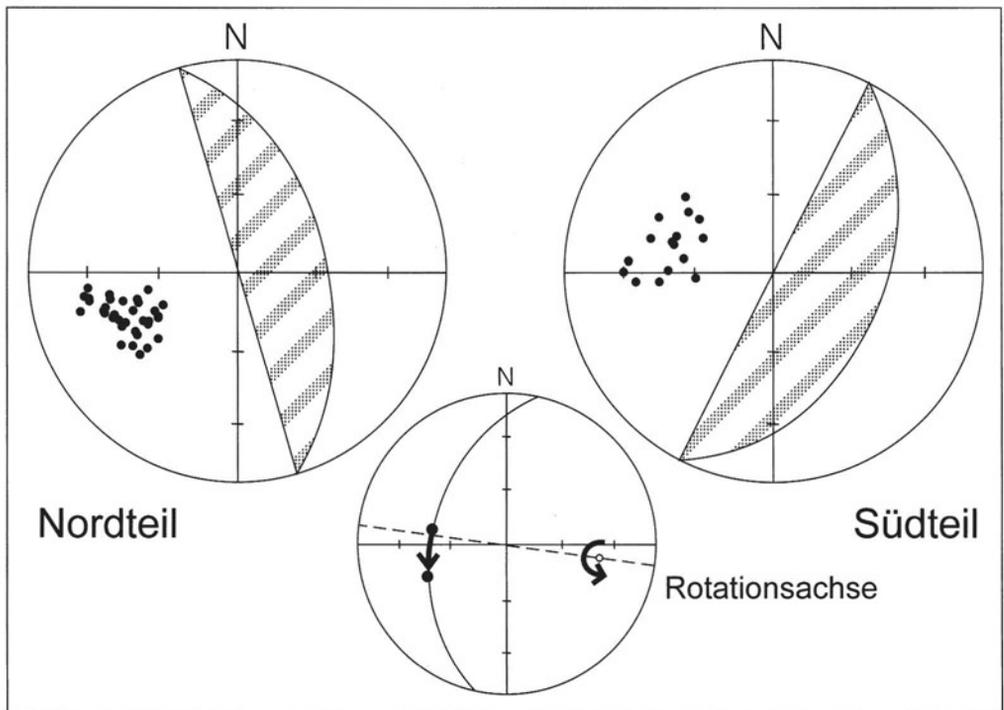


Abb. 7: Synoptisches Diagramm der Fallwerte der Schichtflächen im nördlichen und südlichen Teil des Steintagebaus (Polpunktendarstellung)

6.1.3 Klüftung

Die Gesteine im Steintagebau Rieder werden von zahlreichen Klüften durchsetzt, die das Material stückig unter Bildung polyedrischer Klüftkörper zerfallen lassen (Abb. 9). Im Rahmen der tektonischen Aufnahme des Steintagebaus Rieder wurde versucht, primärtektonische (auf den Schuppenbau bezogene) Klüfte von sekundärtektonischen Klüften (durch spätere tektonische Beanspruchung angelegt) zu unterscheiden. Die meisten Klüftflächen sind mineralisiert. Häufigster Klüftbelag ist Calcit. Im Bereich von Störungszonen ist auf den Klüften oft Hämatit zu finden. Von diesen ausgehend können große Bereiche des Gesteins gerötet sein.

Untergeordnet kommen Chlorit und Quarz als Kluftmineralisation vor. Auf zahlreichen Kluftflächen ist eine Harnischstreifung vorhanden. Lage und Richtung der Harnische auf flacheren und steilstehenden Klüften lassen darauf schließen, daß es sowohl zu vertikalen als auch zu horizontalen Bewegungen gekommen ist. Verschiebungsbeträge konnten nicht ermittelt werden.

Klüftungsverhältnisse werden anhand eines 3-achsigen Koordinatensystems (a,b,c) beschrieben (Abb. 11-13). Das Achsenkreuz wird im Bereich einer Schuppe so orientiert, daß die ab-Fläche parallel zur Schichtung, die c-Achse folglich senkrecht zur Schichtung gerichtet ist und die b-Achse parallel zur Strukturachse (B) verläuft. Damit ergeben sich die Beziehungen: Schichtflächen $ss = ab$ -Flächen ($hk0$) \perp c; Querklüfte $Q = ac$ -Flächen ($h0l$) \perp b; Längsklüfte $L = bc$ -Flächen ($0kl$) \perp a. Die Bezeichnung Querklüfte für ac bzw. $h0l$ -Flächen und Längsklüfte für bc bzw. $0kl$ -Flächen geht auf CLOOS (1936) zurück.

Anhand der Schichtung ($\perp c$) und der Querklüfte ($\perp b$) kann die dritte Achse a im Schmidt'schen Netz konstruiert werden. Querklüfte haben häufig raue Oberflächen. Bruchmechanisch werden sie als Trennbrüche parallel zur Richtung der größten Hauptnormalspannung (σ_1) eingestuft. Die bruchmechanische Deformation führt auch zur Ausbildung von Diagonalklüften, deren Zugehörigkeit zu den primären Klüften aus der Lage der Hauptspannungsebenen abzuleiten ist. Sekundäre Klüfte bilden sich durch tektonische Beanspruchungen zeitlich nach der primären Klüftung aus. Sie besitzen häufig glatte Oberflächen, sind mit Kluftbelägen überzogen und zeigen meist die Harnischstreifung. Die großen Kluftflächen, Scherklüfte nach CLOOS (1936), sind bankungsübergreifend zu verfolgen. In Störungszonen treten sie als Kluftscharen auf. Im Gelände sind die Beziehungen der einzelnen Klüfte untereinander nicht immer leicht zu erkennen. Deshalb wurde versucht, erst die Lage des primären Kluftsystems zu bestimmen, um so die sekundären Klüfte zu demaskieren.

6.1.3.1 Klüftung im Steintagebau Rieder

Aus den im Steintagebau zu beobachtenden Kluftverteilungsmuster ergaben sich erste Hinweise auf die Lage der Beanspruchungspläne. Die zum variscischen Beanspruchungsplan gerechneten primären Kluftflächen wurden durch ihre bankbezogene Ausbildung (Längs-, Quer- und Diagonalklüfte) in homogenen Bereichen identifiziert. Grundlage für die Abgrenzung der homogenen Meßbereiche bildeten ungestörte Bankfolgen mit deutlich nachweisbarer Schichtung (Abb. 8). In den Lagenkugeldiagrammen (Abb. 11 bis 13) ließen sich später diese Klüfte durch die tautozonale Position ihrer Polpunkte in den ab-Zonen senkrecht zu c nachweisen.

Dann wurde die Lage der Deformationsachsen (σ_1 , σ_2 , σ_3) mit Hilfe der Koordinatenachsen (a, b, c) rekonstruiert (Abb. 14). Hierfür standen die in den homogenen Bereichen gewonnenen Meßdaten der Streich- und Fallrichtungen von Klüften zu Verfügung (Abb. 11 und 12). Im Ergebnis der Untersuchungen ließen sich in den Lagenkugeldiagrammen tautozonale, primäre Kluftflächen und atautozonale, d.h. außerhalb der Zonenkreise befindliche, sekundäre Kluftflächen (hkl -Flächen) unterscheiden.

Anhand der Lagenkugeldiagramme am Meßpunkt 17, Nordstoß der 3. Sohle, wurde versucht, die dort herrschenden Spannungsverhältnisse zu rekonstruieren (Abb. 14). Es deutet sich an, daß die variscische Hauptbeanspruchungsrichtung (Deckentransport) aus submeridionaler Richtung (+/- Nord, $a = 005/25$) erfolgte. Abweichungen von dieser Richtung (Diagramme 4, 8 41 in Abb. 13) wurden durch jüngere Verstellungen hervorgerufen. Hinweise auf durch Bewegungen an der Harznordrandstörung erzeugte Kluftgefüge finden sich hauptsächlich im Nordteil, d.h. dem störungsnäheren Bereich des Steintagebaus Rieder (Abb. 14 a). Es erwies sich, daß in allen Aufschlüssen die NW-SE streichenden, zonar auftretenden, aber nicht in allen Bereichen erfaßbaren, steilen Flächen hkl -Flächen sind. Ebenfalls zonar auftretende NE-SW und NNW-SSE streichende steile Flächen sind als jüngere Bildungen anzusehen. Die Bewegungsspuren (Harnischsteifungen) weisen auf die Überlagerung mehrerer Deformationen hin.

6.1.3.2 Klüftung an den Gesteinen

Um die Beziehungen zwischen den tektonischen Strukturen des Harzpaläozoikums und der mesozoischen Sedimente der Aufrichtungszone zu untersuchen, wurden Kluftmessungen an den aufgerichteten

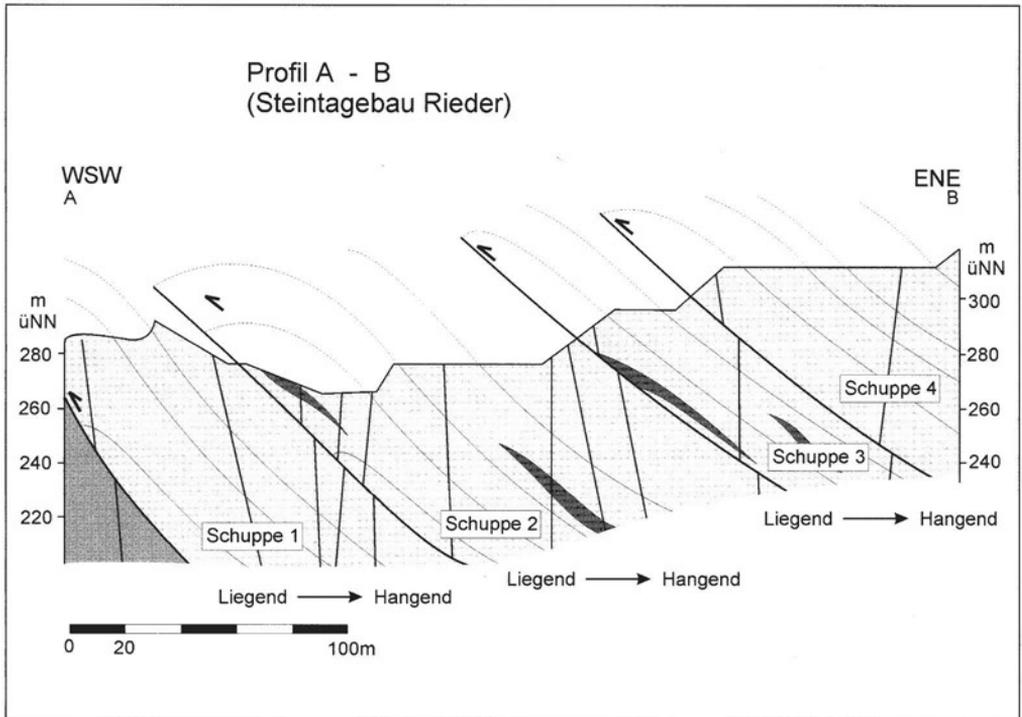


Abb. 8: Profilschnitt durch den Steintagebau Rieder (Lage siehe geol. Karte), zu beachten ist die normale Lagerung der Schuppen

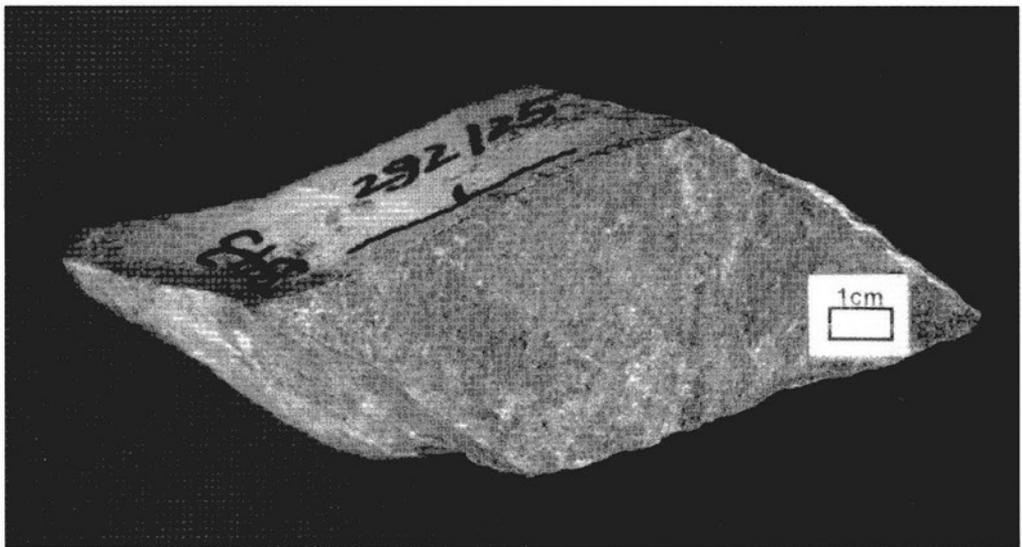


Abb. 9: Kluftkörper (Polyeder) dessen Randflächen von Klüften der für den Steintagebau Rieder typischen Klüftscharen gebildet werden

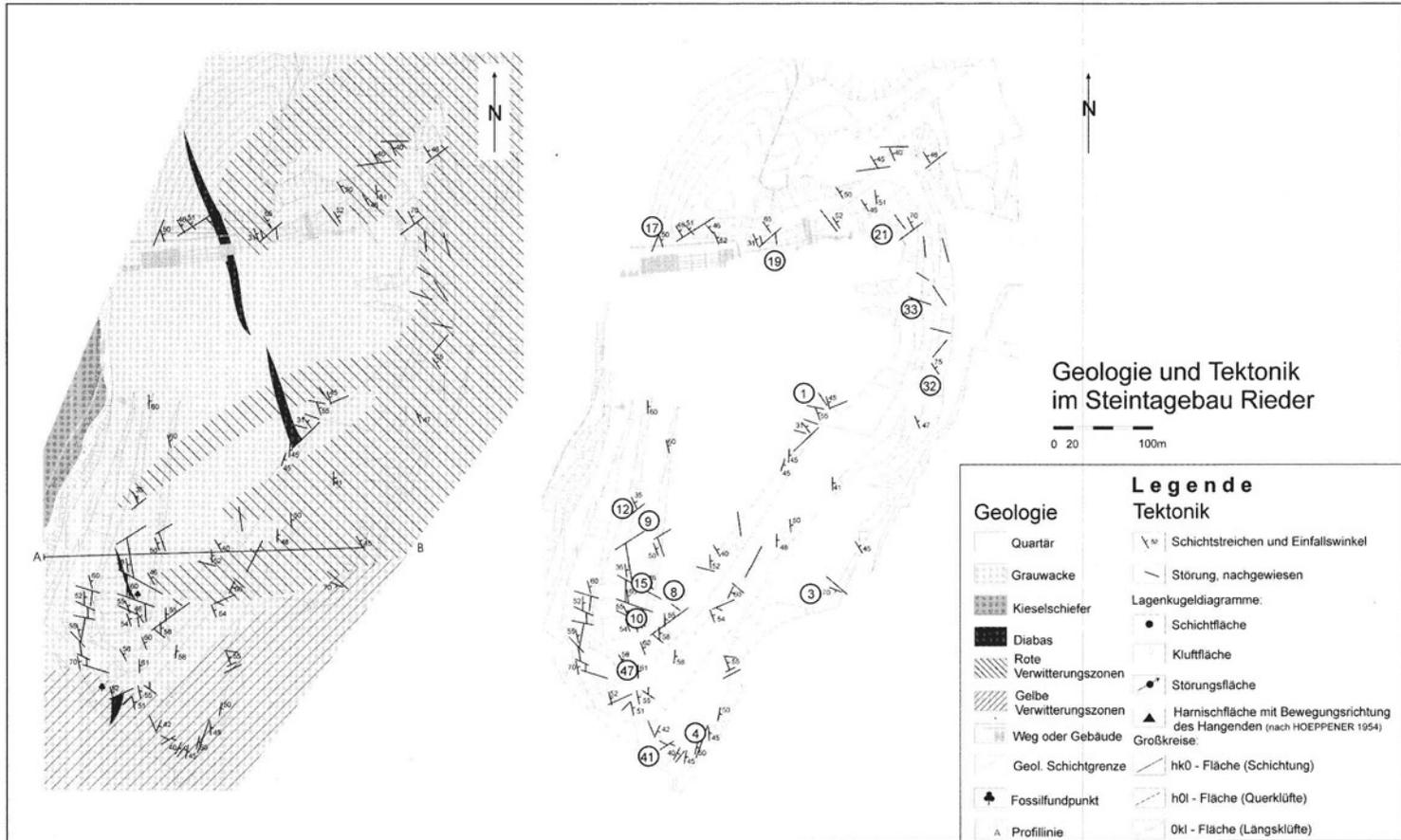


Abb. 10: Geologie und Tektonik im Steintagebau Rieder (= Lage der Untersuchungsgebiete)

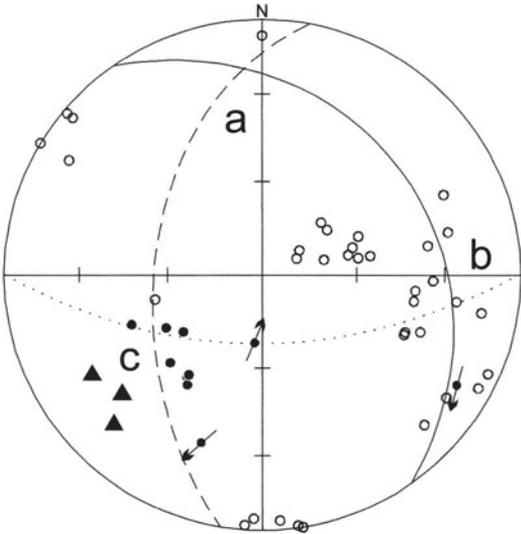


Abb. 11: Meßbereich und Lagenkugeldiagramm zum Meßpunkt 1 (Steintagebau Rieder)

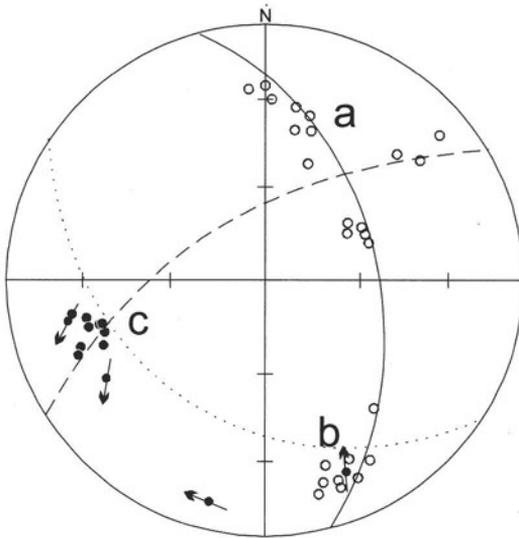


Abb. 12: Meßbereich und Lagenkugeldiagramm zum Meßpunkt 10/1 (Steintagebau Rieder)

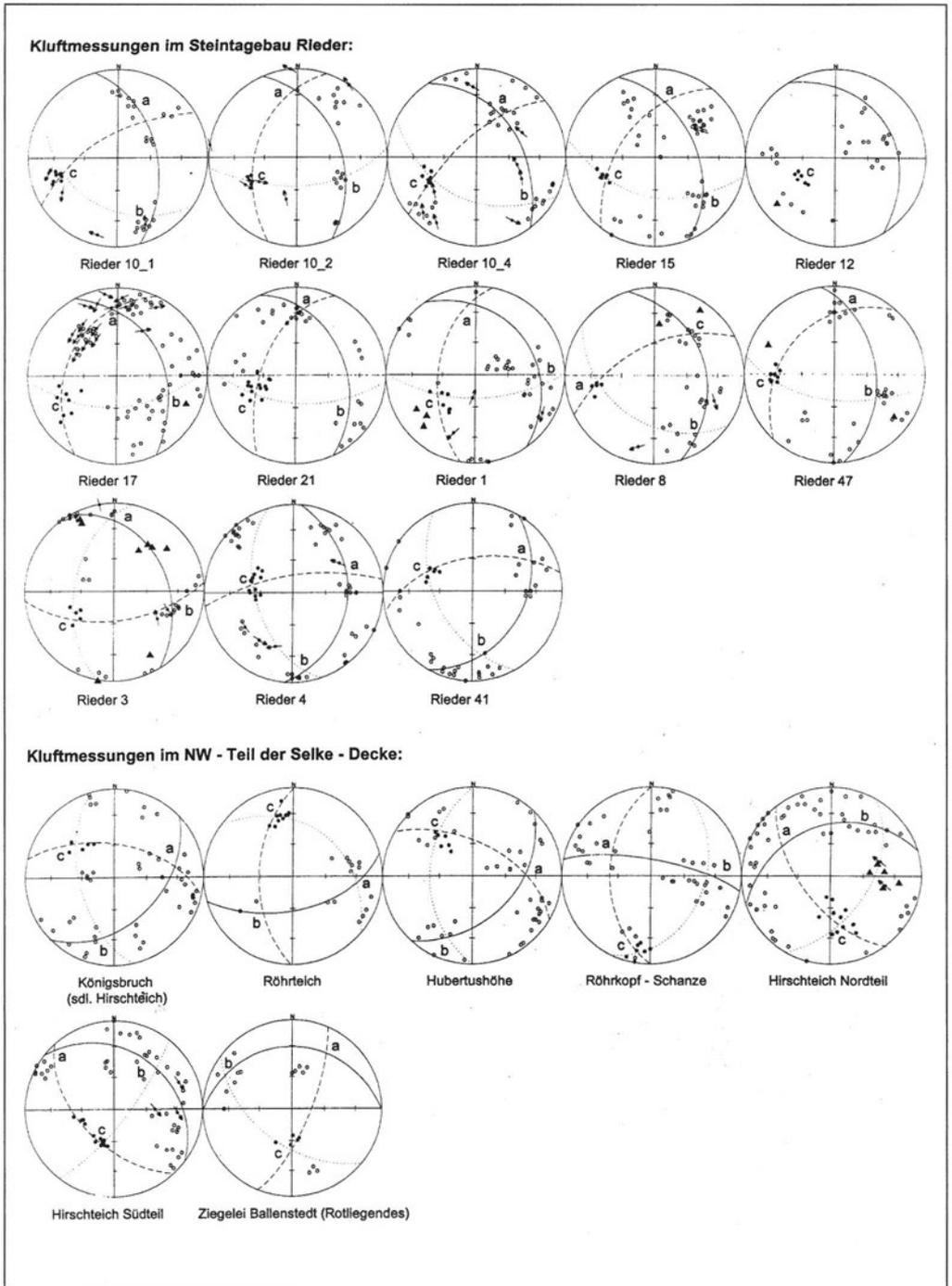


Abb. 13: Lagenkugeldiagramme zum Kluftgefüge im NW-Teil der Selke-Decke, im Steintagebau Rieder und an der Harzaufrichtungszone (Legende siehe Karte Steintagebau Rieder)

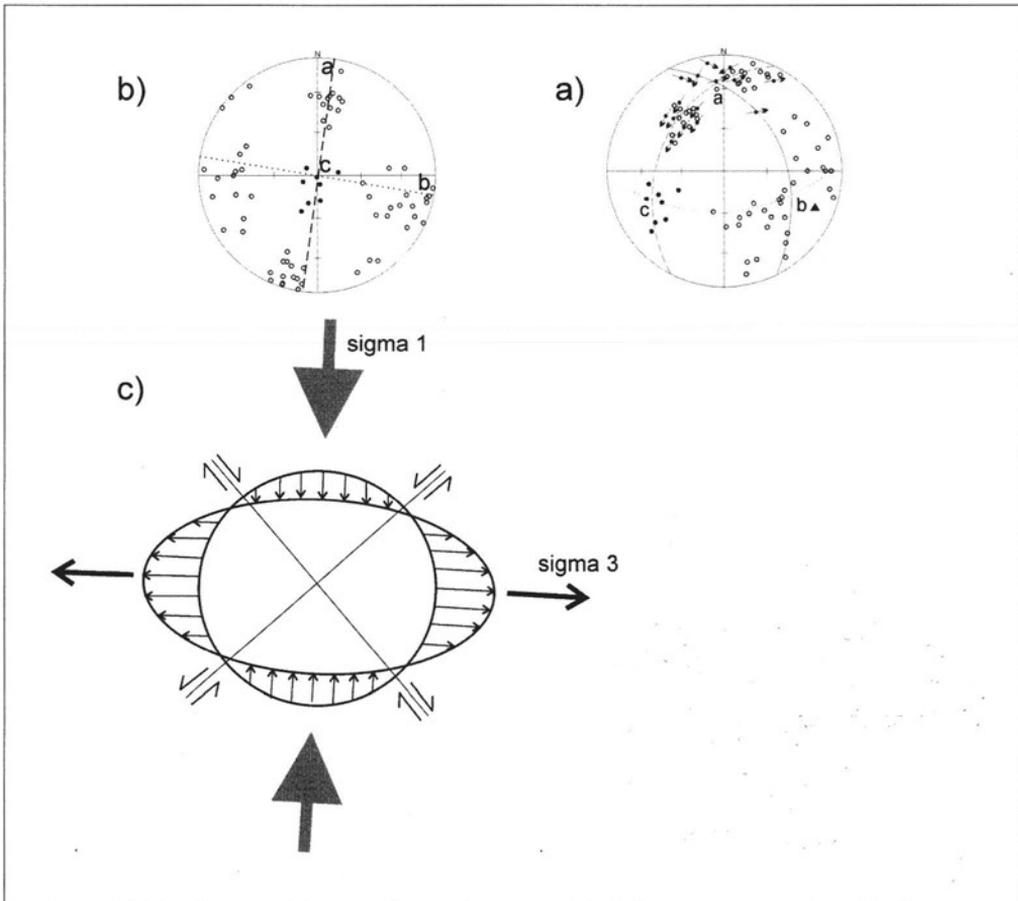


Abb. 14: Paläospannungsanalyse bezogen auf das primäre variscische Klüftgefüge im Steintagebau Rieder a) Klüftmessung am Meßpunkt 17, b) Rotierte Klüfte, (Rotationsachse 160°, Rotationswinkel 50°), c) Spannungsanalyse

Sandsteinen (Involutussandstein, Coniac, Oberkreide) der Gegensteine durchgeführt (Abb. 15). Die E-W streichenden Sandsteine stehen seiger (355/85-90). Querklüfte (ac) verlaufen in N-S Richtung (265/85). Nach Rotation der Schichtflächen um die Achse der Aufrichtung (b) in flache Lagerung ergeben sich Scherklüftpaare, die harzrandparallel (WNW-ENE) verlaufen und mit der Aufrichtung der mesozoischen Sedimente während der Heraushebung und Überschiebung des Harzes zusammenhängen. Der Beanspruchungsplan für die mit der Faltungsdeformation verbundenen Klüftgefüge im Steintagebau Rieder ist ebenfalls E-W gerichtet. Deshalb ist es schwierig diese Scherklüfte syn- oder postfaltungsdeformativen Beanspruchungen zuzuordnen. Andere Scherklüfte, die nicht mit der Aufrichtung in Zusammenhang zu sehen sind, können an den Gegensteinen nicht nachgewiesen werden. Eindeutige Belege für eine gemeinsame Beanspruchung der aufgerichteten Sandsteine und der Gesteine des Harzpaläozoikums fanden sich im Gegensatz zu anderen Abschnitten der Harznordrandaufrichtungszone (STACKEBRANDT 1982, FRANZKE et OSSWALD 1997) nicht.

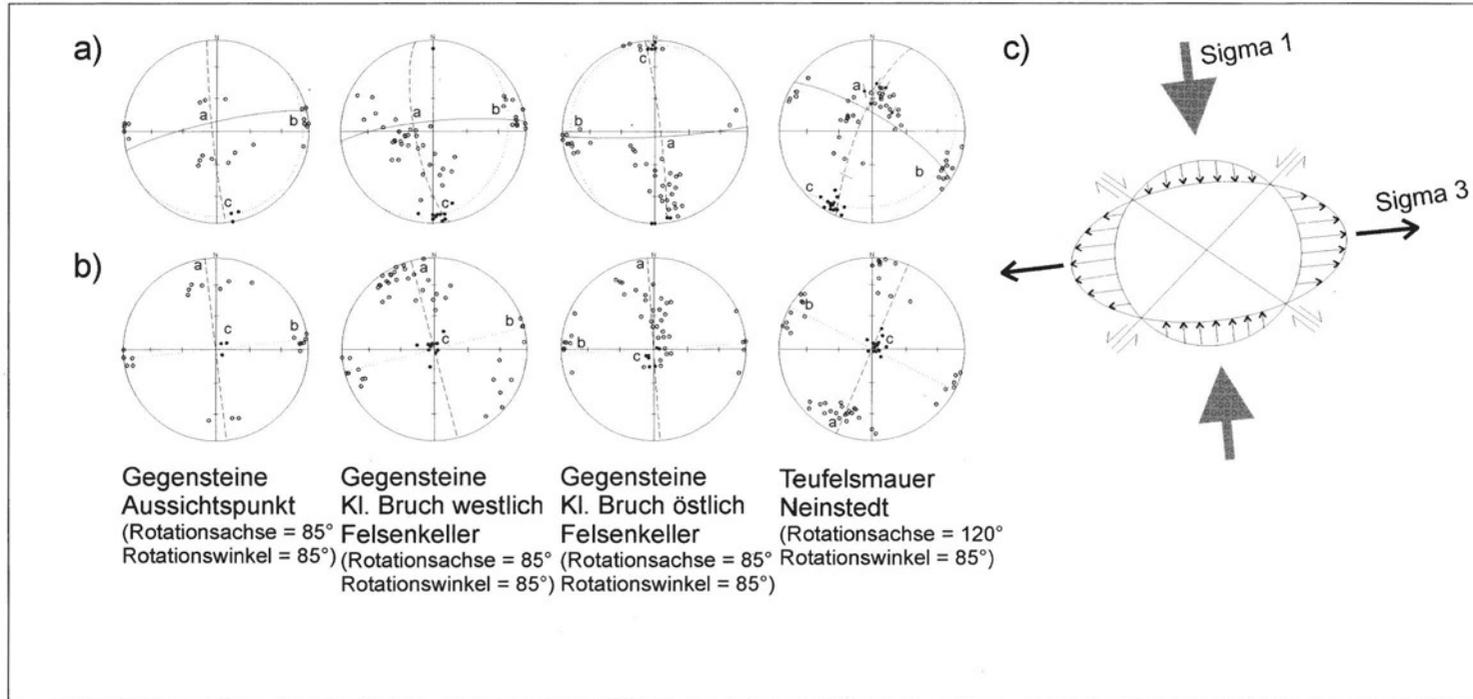


Abb. 15: Ergebnisse der Kluftrichtungsmessung an den Kreidesandsteinen der Harzaufrichtungszone; a) Meßdaten, b) rotierte Meßdaten, c) Spannungsanalyse für die Kreidesandsteine der Gegensteine

6.1.4 Störungen

Bedingt durch die Lage des Steintagebaus Rieder am Westrand der Selke-Decke und am Harznordrand sind die Gesteine neben der meist starken Klüftung von zahlreichen Störungen durchsetzt. Insgesamt konnten, übereinstimmend mit den Ergebnissen der Luftbildauswertung drei Hauptstörungsrichtungen bestimmt werden:

- NE-SW verlaufende Störungen (erzgebirgisch),
- E-W bis harzrandparallele Störungen (herzynisch),
- N-S bis NW-SE verlaufende Störungen (eggisch).

Die NE-SW verlaufenden, erzgebirgischen Störungen (1 und 4 in Tab. 2) bilden großflächige, in die Steinbruchstöße reichende Störungszonen. Das zerrüttete Material ist meist intensiv rot bis rotbraun verwittert. Auf den Scherflächen sind Harnische ausgebildet. Diese Störungen werden als jüngste Verwerfungen angesehen, da sie die anderen beiden Richtungen abschneiden. Die erzgebirgischen und N-S verlaufenden Störungen können im morphologischen Bild durch Talrichtungen (z.B. Eulenbachtal) erkannt werden.

Im Zuge der tektonischen Aufnahme des Steintagebaus wurden die folgende Werte für die einzelnen Richtungen ermittelt (Tab. 2, Abb. 16):

Tab. 2: Hauptstörungsrichtungen im Steintagebau Rieder

relative Altersfolge (1=alt...4=jung)	Streich-Richtung (°)	Fallwinkel (°)	Bewegungssinn	Bemerkungen
1	55-65	60-80 SE	aufschiebend, kompressiv	
2 a	140-170	60-70 NE	horizontal, sinistral und kompressive Komponenten	brekzierte teilweise mit Calcit und Quarz mineralisierte Störungsflächen
2 b	140-170	65-85 SW	horizontal, sinistral	
3	95-115	70-85 NE	abschiebend, extensiv	Störungsflächen gerötet und kataklasiert
4	25-35	55-85 SE	kompressiv und horizontal, dextral	vertonte und gerötete Störungsletten

6.1.5 Aufschlußbeschreibungen

Nachstehend werden die Lagerungsverhältnisse für einige vermutlich länger bestehende Aufschlüsse dargestellt. Leider ist es nicht möglich, die sich ständig ändernden Aufschlußverhältnisse kontinuierlich zu verfolgen. Die Erfahrungen aber zeigen, daß im Zeitraum der Untersuchungen im Jahr 1998 die grundsätzlich wichtigen Lagerungsverhältnisse erfaßt werden konnten.

6.1.5.1 Aufgang zur 1. Sohle, Oststoß (Meßpunkt 32)

ESE-WNW gerichtete, steilherzynische Störungen werden von einer NE-SW verlaufenden Störung versetzt, wonach die erzgebirgischen Störungen die jüngsten Strukturen sind. Ein anderer Hinweis auf das verhältnismäßig junge

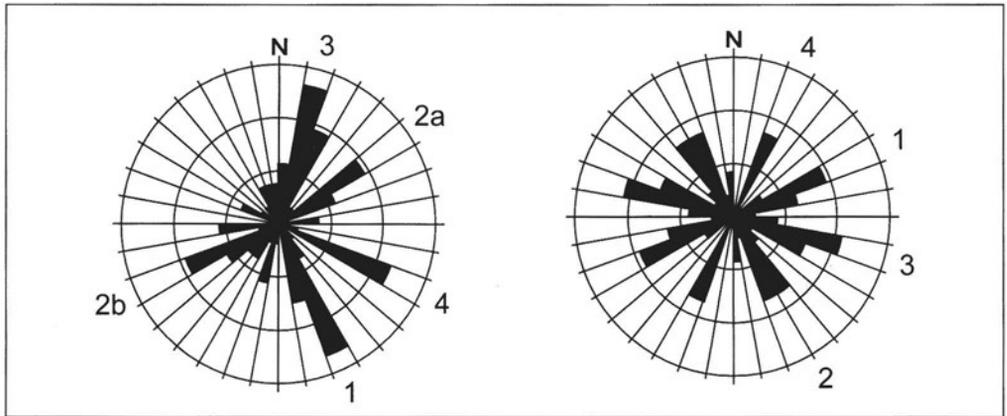


Abb. 16: Histogramm für die Fallwerte (links) und Streichwerte (rechts) der Störungen im Steintagebau Rieder

Alter der NE-SW streichenden Störungen sind die sie begleitenden, stark vertonten, ca. 30 cm mächtigen Störungsletten. Die grauen bis schwarzen nur wenig verfestigten Tone bilden Wegsamkeiten für zirkulierende Wässer.

Die Grauwackenbänke sind hier teilweise syndimentär verfaltet (Abb. 18). Diese Strukturen lassen auf frühdiagenetische Auspreßungen von Schichtwässern infolge hoher Sedimentationsraten und den daraus resultierenden hohen Porenwasserdrücken schließen.

6.1.5.2 Nordstoß 3. Sohle, Unterhalb der Brecheranlage (Meßpunkt 19)

Der kompressive Charakter der NE-SW streichenden Störungen wird am Nordstoß der 3. Sohle unterhalb des Förderbandes der Brecheranlage deutlich (Abb.17). Mehrere mittelsteil einfallende erzgebirgische Störungen bilden eine kompressive Störungszone, die möglicherweise mit der Platznahme und Überschiebung der Selke-Decke im Verbindung steht (variscische Schuppen).

Die Grauwacken sind im Störungsbereich engschurig geklüftet. N-S streichende Störungen besitzen im östlichen Teil aufschiebenden und im westlichen Teil abschiebenden Charakter. An ihnen wurden die erzgebirgischen Aufschiebungen postvariscisch (im Einflußbereich der Harznordrandstörung) sinistral rotiert.

6.1.5.3 Oststoß der 4. Sohle (Meßpunkte 9 und 15)

E-W gerichtete Störungen treten in den Aufschlüssen im Steintagebau besonders deutlich an den Oststößen der 4. und 3. Sohle hervor. Sie werden vielfach durch Kataklyse-Zonen mit stückigem Gesteinszersatz und tonig-schluffigen Anteilen gekennzeichnet. In einigen Bereichen sind die Störungszone intensiv rot gefärbt. Die Störungen sind meist sekundär mit Calcit oder Quarz mineralisiert und brekziiert. Oft bilden mehrere Verwerfungen mächtigere Störungszone, die 10 bis 20 m mächtig werden können. Morphologisch treten die E-W streichenden Störungen nicht in Erscheinung. Am Oststoß der 4. Sohle sind herzynisch streichende Störungszone ausgebildet (Abb.19). Bei den mit 60 bis 90° steil bis mittelsteil einfallenden Störungen handelt es sich fast ausschließlich um Abschiebungen. Der Schichtverband der Grauwackenbänke ist durch die Störungszone entweder rotiert oder vollständig kataklasiert. Die Klüftung im Bereich der Störungen ist engschurig. N-S verlaufende Störungen werden versetzt von ESE-WNW gerichteten Störungen und diese werden ihrerseits wieder von den erzgebirgisch streichenden Störungen verworfen

6.1.5.4 Aufgang zur 2. Sohle, Oststoß (Meßpunkt 33)

Ein anderes herzynisch streichendes Störungssystem ist am Oststoß beim Aufgang zur 2. Sohle aufgeschlossen. Der primäre Schichtverband der stark geröteten, kataklasierten Grauwacken ist nur noch schwer zu erkennen. Die Störungen sind Extensionsstrukturen (Abb. 20), die im Zusammenhang mit der Überschiebung des Harzes entlang der Harznordrandstörung auf das Vorland stehen. Die kompressive Tektonik mit Aufschiebungen und Überschiebungen am Harznordrand hat südlicher gelegene extensive Strukturen zur Folge, um das entstehende Volumendefizit auszugleichen.

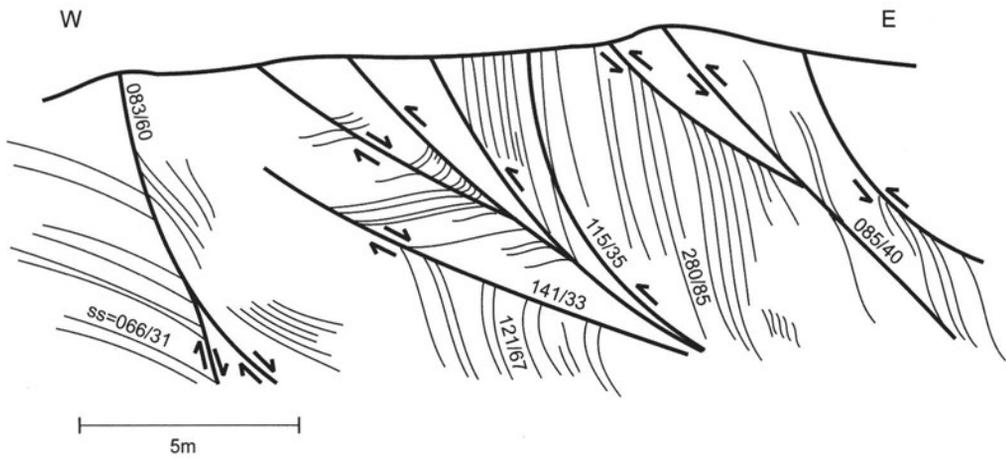


Abb. 17: NE-SW streichende Störungen unterhalb der Brecheranlage, Nordstoß 3. Sohle (Meßpunkt 19)

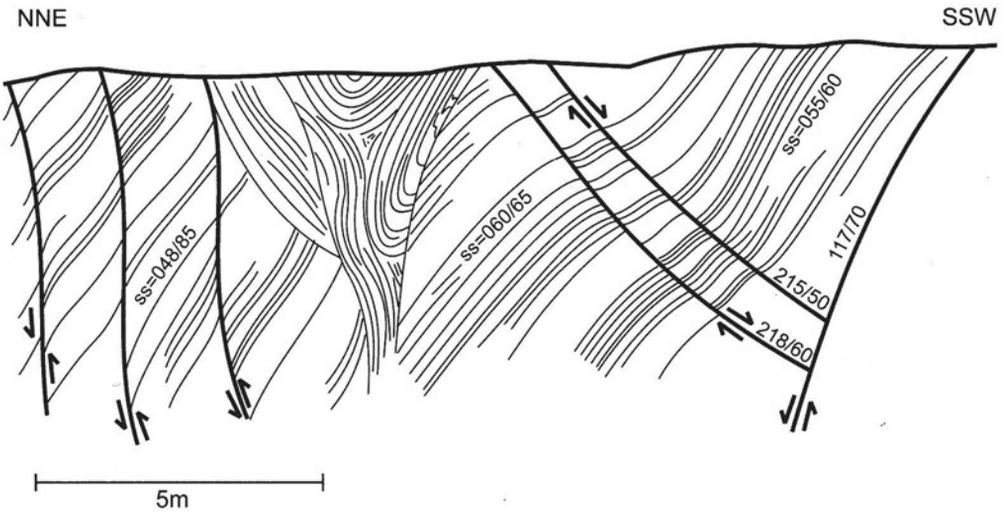


Abb. 18: Störungszone und synsedimentäre Rutschfallen am Aufgang zur 1. Sohle, Oststoß (Meßpunkt 32)

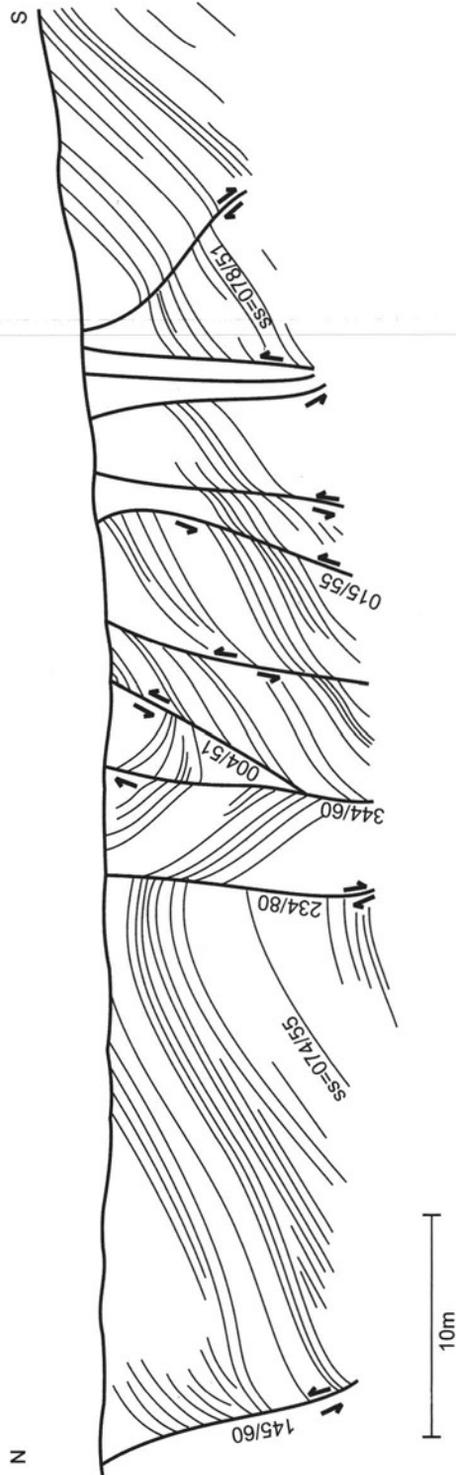


Abb. 19: Lagerungsverhältnisse am Oststoß der 4. Sohle im Steintagebau Rieder (Meßpunkte 9 und 15)

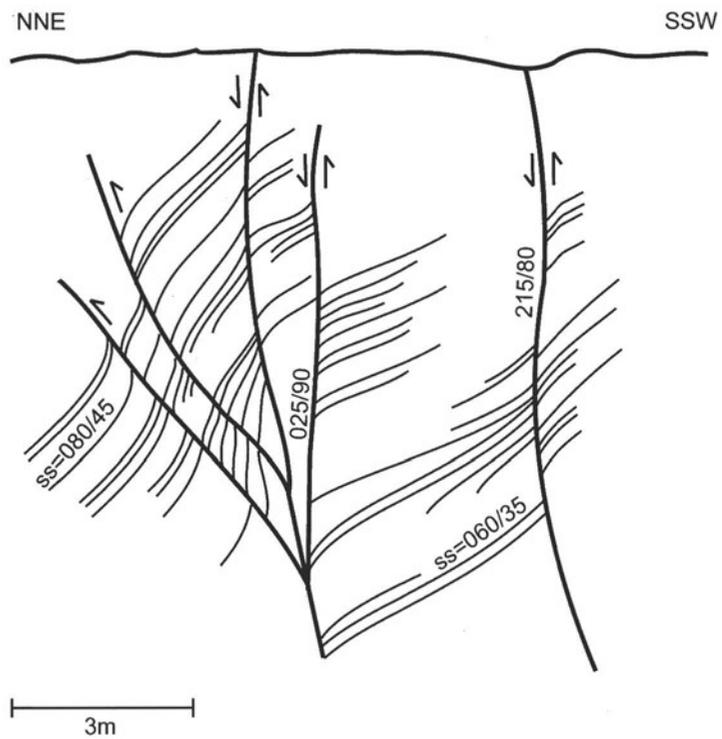
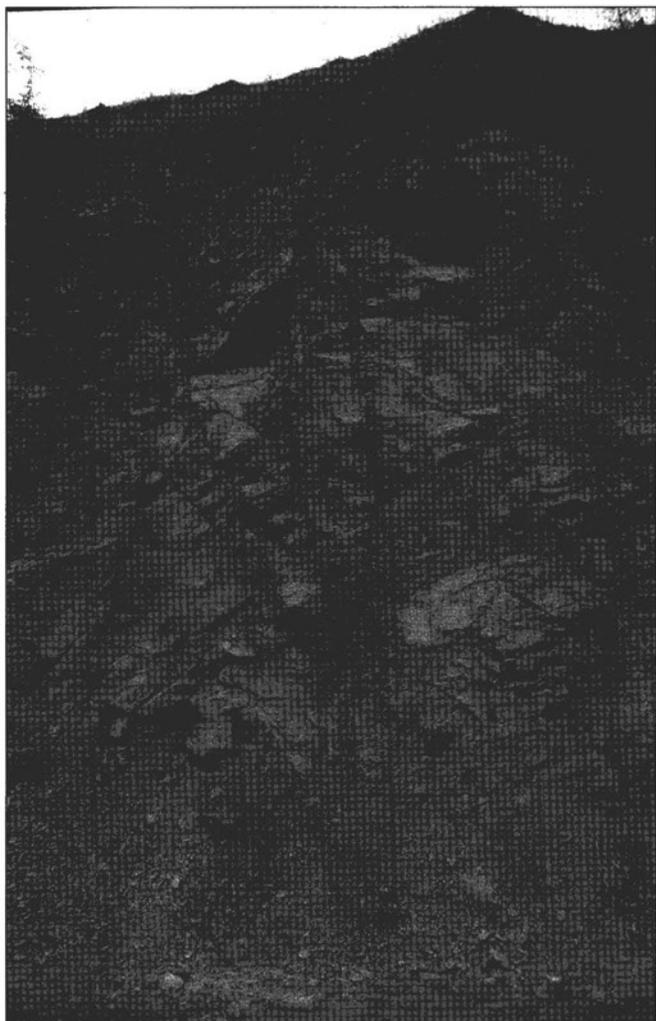


Abb. 20: Ausweitungsstruktur (*flower structure*) am Aufgang zur 2. Sohle, Oststoß (Meßpunkt 33)

7. LAGERUNGSVERHÄLTNISSE IM NW-TEIL DER SELKE-DECKE UND AM SPORN VON RIEDER

Die Überlagerung stratigraphisch jüngerer und im Harzgeröder Olisthostrom invers gestapelter Serien der Harzgeröder Zone durch die ältere Folge der Selke-Decke ist ein wesentliches Merkmal, das aus der Deckenüberschiebung resultiert. Nach REICHSTEIN (1965) besteht zudem ein fazieller Kontrast zwischen altersgleichen Serien des Allochthons und des Parautochthons. Schließlich verdeutlicht die normal gelagerte stratigraphische Abfolge (Tab. 1) den Deckencharakter. Der gravitativ gesteuerte Deckentransport erfolgte vor der variscischen inneren Deformation (Schieferung) und tektonischen Verschuppung der Gesteine (SCHWAB 1976, 1979), ein Sachverhalt, den GANßLOSER et al. (1995) auch für die Südharz-Decke bestätigte. Ein wesentliches Strukturmerkmal im NW-Teil der Selke-Decke sind die NE-SW streichenden NW-vergenten Schuppenstrukturen, die aufgrund des lithologischen Aufbaus der Schichten und der durch den Deckenschub bedingten Spannungsverhältnisse die sonst üblichen Falten vertreten (Abb. 4). Im Zuge dieser Deformation wurden Teile der liegenden Deckenserien, wie die Buntschiefer oder der Selke-Quarzit tektonisch ausgequetscht und linsig zerschert (TSCHAPEK 1990b).

Die Verschuppung ist am NW-Rand der Selke-Decke (Deckenstirn) besonders intensiv ausgebildet. Sie läßt sich sowohl im Steintagebau Rieder und an weiteren Aufschlüssen des Umfeldes als auch morphologisch und im Luftbild verfolgen. Die Überschiebungen, welche die Schuppen begrenzen, sind als einengende (kompressive) Duplexstrukturen ausgebildet (Abb. 21/IV). Die räumliche Verkürzung wird durch Ausweitung (Extension) im Rückland ausgeglichen, wodurch hier die Voraussetzungen für die Absenkung des Meisdorf-Rotliegend-Beckens geschaffen wurde, d.h. das Becken besitzt eine variscisch determinierte tektonische Anlage (REICHSTEIN 1970). Für den Sporn von Rieder bleibt weiter die von BORN (1936) publizierte Deutung ungeklärt, nach der eine im tieferen Untergrund vermutete prävariscische Struktur den Vorschub der devonischen Gesteine auf die Subhercynische Mulde bewirkte.

Die die variscische Schuppentektonik störenden, NE-SW gerichteten Verwerfungen wurden noch im Spannungsfeld der variscischen Faltung angelegt. Später, nach der Heraushebung und Überschiebung des Harzblockes auf sein Vorland wurden sie reaktiviert. Dadurch treten sie heute als jüngste Störungen in Erscheinung. Sie machen sich besonders im Landschaftsbild bemerkbar, da sie durch ins Vorland sich fortsetzende Bäche und dazugehörige Schuttfächer morphologisch nachgezeichnet werden. Auch die submeridionale NNW-SSE streichenden Störungen wurden bereits variscisch angelegt. Sie wurden ebenfalls nach der Heraushebung des Harzblockes durch sinistrale Horizontalbewegungen (FRANZKE et SCHMIDT 1995) reaktiviert. Sinistrale Rotationsbewegungen hatten die Überschiebung der aufgerichteten zechsteinzeitlichen und mesozoischen Gesteine und die Bildung des Vorsprunges von Rieder zur Folge (Abb. 20/II). Auch im Bereich des Sporns von Rieder ist mit nach oben divergierenden Aufpressungsstrukturen (*positive flower structures*) zu rechnen (Abb. 20/II), wie sie WREDE (1997) für den Benzingeröder Sporn beschrieb. Der Steintagebau Rieder befindet sich an der Südflanke dieser Aufpressungsstruktur.

Im Untersuchungsgebiet kann die für die Sporne von Benzingerode und den Schimmerwald von FRANZKE et SCHMIDT (1995) getroffene Aussage, daß die Harzsporne entlang SW-NE und NNW-SSE streichender Bewegungsschienen entstanden, die nach der Auswertung von Satellitenaufnahmen (FRANZKE et al. 1992) Strukturen des Harzvariscikums folgen, bestätigt werden.

Die Lagerungsverhältnisse im NW-Teil der Selke-Decke werden im wesentlichen gekennzeichnet durch

- die variscisch erfolgte Überlagerung der parautochthonen Gesteine der Harzgeröder Zone durch die Schubmasse der Selke-Decke (Abb. 20/IV), vgl. TSCHAPEK (1990b);
- die im Cenoman beginnende Heraushebung des Harzblockes (TRÖGER 1995) und die im Santon/Campan („subhercynisch“) nachfolgende Überschiebung der spätvariscisch eingemuldeten Selke-Decke („Selke-Mulde“) auf die im Aufrichten begriffene Harznordrandzone (Abb. 20/II), vgl. FOUCAR 1936, FLICK 1986, TSCHAPEK 1991b, TRÖGER 1995 und KOCKEL et FRANZKE 1998;

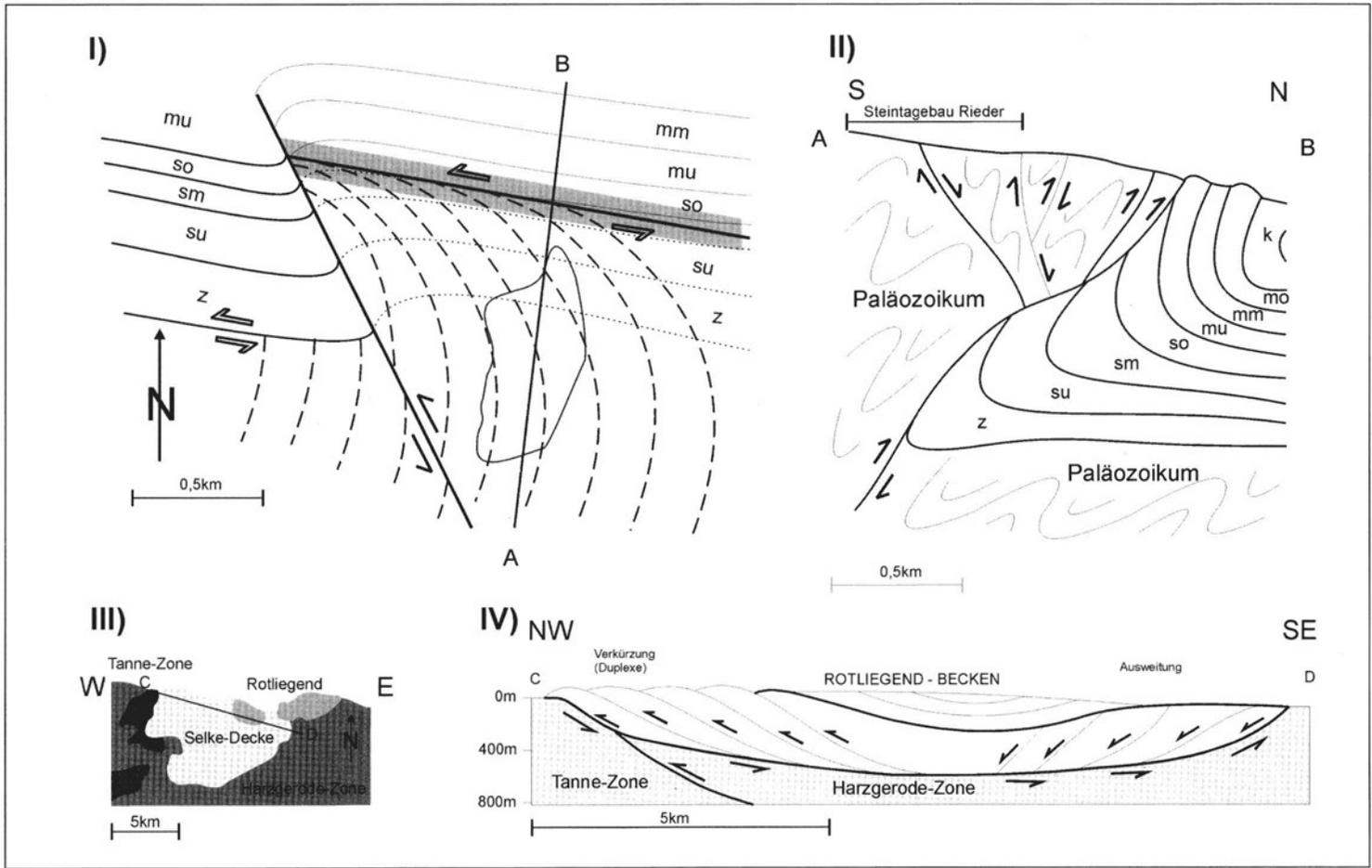


Abb. 21: I) Lagerungsverhältnisse am Sporn von Rieder mit Lage des Steintagebaus Rieder (---- = generelles Schichtstreichen), II) Querschnitt durch den Harznordrand am Vorsprung von Rieder, III) Geologie am Harznordrand und der Selke-Decke; IV) Schematische Darstellung der Lagerungsverhältnisse in der Selke-Decke

Tab. 3: Zeitlicher Ablauf der tektonischen Beanspruchung im NW-Teil der Selke-Decke

Variscisch	1	<ul style="list-style-type: none"> • Sedimentation der Gesteine der späteren Selke-Decke im Oberdevon an einem südlich gelegenen Mikrokontinentalhang • lokaler Vulkanismus im tieferen Oberdevon doI (Stieger Schichten) bzw. im mittleren Oberdevon doII-doIII (Selke-Grauwacke) 	
	2	<ul style="list-style-type: none"> • Gravitative Gleitung der Selke-Decke nach Norden auf die Gesteine der Harzgeröder Zone 	Präkinematisch
	3	<ul style="list-style-type: none"> • Deformation im Zuge der variscischen Orogenese, Verschuppung bzw. Bildung von Duplexstrukturen entlang ENE-WSW bis ESE-WNW streichender Störungszonen auf einem basalen Detachment 	Synkinematisch
	4	<ul style="list-style-type: none"> • Anlage N-S streichender Störungszonen • Absenkung des Meisdorf Rotliegend-Becken infolge von durch Verkürzung entstandenen Weitungsstrukturen 	Spätkinematisch
Postvariscisch (kimmerisch/ subhercynisch)	5a	<ul style="list-style-type: none"> • Hebung des Harzblockes, Aufrichtung des Mesozoikums in der Oberkreide (Cenoman bis Campan) 	
(laramisch)	5b	<ul style="list-style-type: none"> • Überschiebung des Harzblockes auf das Vorland • Reaktivierung der N-S streichenden Störungszonen, Entstehung des Rieder-Sporns und Überkipfung des Mesozoikums 	
	6	<ul style="list-style-type: none"> • Rotation einzelnen Blöcke am Harzrand durch sinistrale Horizontalbewegungen • Reaktivierung NE-SW streichender, äquidistanter Störungszonen am Harznordrand und der Harraufrichtungszone 	

– und die an der Wende Kreide/Tertiär („laramisch“) stattfindende Rotation einzelner Segmente paläozoischer Gesteine durch sinistrale Horizontalbewegungen am Sporn von Rieder (Abb. 20/I), vgl. WREDE 1988, 1997, FRANZKE et SCHMIDT 1995, FRANZKE et OSSWALD 1997.

Am Sporn von Rieder ist der sinistrale Vorschub der Sporne mit der von FRANZKE et SCHMIDT (1995) vertretenen Ansicht, daß die Bewegungen mit der SSW-NNE-Orientierung der maximalen horizontalen Hauptspannung vereinbar sind, zu belegen. Für die von WREDE (1988) und KÖNIG et WREDE (1994) postulierte Dominanz dextraler Horizontalverschiebungen längs der Harznordrandstörung fanden sich dagegen im Untersuchungsgebiet keine Belege.

Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchungen lassen sich, wie in Tab. 3 dargestellt, zusammenfassen. Sie belegen, daß auch in räumlich begrenzten Arealen sich überregionale geologische Verhältnisse ableiten lassen, vgl. STACKEBRANDT et FRANZKE (1989).

8 ZUSAMMENFASSUNG

KÖNIG, U.; SCHWAB, M.: Der tektonische Bau des NW-Teils der Selke-Decke am nördlichen Harzrand. - *Hercynia N.F.* 34: 129-159.

Die Selke-Decke befindet sich am nördlichen Harzrand, der tektonischen Grenze zwischen variscischen Basement und dem triassisch-mesozoischen Deckgebirge des subhercynischen Beckens, zwischen den Ortschaften Rieder und Ballenstedt. Eine ca. 800 m mächtige oberdevonische vulkano-sedimentäre Sequenz überlagert die parautochthonen unterkarbonischen Gesteine der Harzgeröder Zone. Eine Neukartierung des Gebietes und detaillierte tektonische Untersuchungen im Steintagebau Rieder waren die Basis für eine Rekonstruktion der strukturellen Prozesse, die sich im nordwestlichen Teil der Selke-Decke ereigneten. Demnach sind drei Faktoren für den komplexen Charakter der strukturellen Gegebenheiten der Gesteine verantwortlich: deckentektonische Vorgänge in Verbindung mit der Platznahme der allochthonen Selke-Decke; die Heraushebung des Harzblockes entlang der Harznordrandstörung und die Überschiebung der paläozoischen Gesteine auf die mesozoischen Sedimente des Harzvorlandes; die Rotation einzelner Segmente paläozoischer Blöcke, die zur Bildung von sogen. "Spornen" am Harznordrand führte. Anzeichen für eine gemeinsame Deformation der steil stehenden Kreide-Sandsteine der "Teufelsmauer", die während des Santon aufgerichtet und überkippt wurden, und des Paläozoikums des Harzes konnten nicht beobachtet werden.

9 DANKSAGUNG

Die Autoren danken Herrn SABINARZ der Mitteldeutschen Baustoffe GmbH (Sitz Sennewitz) für die gute Zusammenarbeit und finanzielle Unterstützung. Herrn KÜHNE und Herrn FECHNER sei für die freundliche Unterstützung und Kooperation während der Arbeiten im Steintagebau gedankt.

10 LITERATUR

- ALTERMANN, M.; RABITZSCH, K.; PANTERODT, S. (1982): Känozoische Deckschichten im östlichen Teil des Harzes unter Berücksichtigung neuerer Untersuchungen am nördlichen Harzrand. - *Z. geol. Wiss.*, 10: 83-797.
- BECKSMANN, E. (1930): Geologische Untersuchungen an jungpaläozoischen Landoberflächen im Unterharzgebiet. - *N. Jb. Mineral., Abh. B.*, 64: 79-146.
- BORN, A. (1936): Zur Tektonik des Harznordrandes. - *Z. dt. geol. Ges.*, 88: 449-497.
- CLOOS, H. (1936): Einführung in die Geologie. - Berlin.
- DAHLGRÜN, F.; ERDMANNSDÖRFER, O.H.; SCHRIEL, W. (1925): Geologischer Führer durch den Harz - Teil I und Teil II. Berlin.
- DAHLGRÜN, F. (1927): Der Gebirgsbau des östlichen Unterharzes. - *Jb. preuß. geol. Landesanstalt*: 597-615.
- DAHLGRÜN, F. (1934): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarter deutscher Länder. - Blatt Pansfelde Nr. 2455, 2. Aufl., Berlin.
- DAHLGRÜN, F. (1939): Über die Grundlagen einer tektonischen Gliederung des Harzes. - *Z. dt. geol. Ges.* 91: 469-497.
- ENGEL, W.; FRANKE, W. (1983): Flysch sedimentation: its relations to tectonism in the European variscides. - In: MARTIN, H., EDER, F.W. (eds.): *Intracontinental Fold Belts*. - Berlin, Heidelberg, 289-322.
- FLICK, H. (1986): The Hercynian mountains – a postorogenic overthrust massif? - *Naturwiss.* 73: 670-671.
- FRANKE, W.; ONCKEN, O. (1995): Zur prädevonischen Geschichte des Rhenohercynischen Beckens. - *Nova Acta Leopoldina, N.F.* 71: 53-72.
- FRANZKE, H.J.; BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E. (1992): Die Bruchtektonik des Harzes und seines Vorlandes nach Satellitenfotos. - *Z. geol. Wiss.* 20, 209-218.
- FRANZKE, H.J.; SCHMIDT, D. (1995): Die mesozoische Entwicklung der Harznordrandstörung – Makrogefügeuntersuchungen in der Aufrichtungszone. - *Zbl. Geol. Paläont., Teil 1*, 1993/9-10: 1443-1457.
- FRANZKE, H.-J.; OSSWALD, U. (1997): Ein Neuaufschluß der Harznordrandstörung am Teufelsbad II bei Michaelstein am Harz. - *Z. geol. Wiss.* 25, 263-275.
- FOUCAR, K. (1936): Der Bau der Aufrichtungszone am nördlichen Harzrand und die Klüftung ihrer Gesteine. *Jb. Hall. Verband. N.F.* 15: 53-114.

- GALLWITZ, H. (1958): Die Stieger Schichten in der Südharz- und Selkemuide. - *Hall. Jb. f. mitteldt. Erdg.* **3/1**: 3-9.
- GANSSLOSER, M.; VIBRANS, E.; WACHENDORF, H. (1995): Die Metabasalte des Harzes. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*: 1103-1115.
- GANSSLOSER, M. (1998): Ozeanische Krustenrelikte in rhenoherynischen Decken ? Befunde einer Neuaufnahme der Ostharz - Decke. - *N. Jb. Paläont. Abh.* **210**: 211-236.
- HOEPPENER, R. (1955): Tektonik im Schiefergebirge. - *Geol. Rdsch.* **44**: 26-58.
- HOTH, K. (1957): Rhynchonella (Hypothyridina) cuboides (SOW.) in der Grauwacke der Selkemuide. - *Ber. geol. Ges.* **2**: 289-298.
- KOCKEL, F.; FRANZKE, H.J. (1998): The Subhercynian Region – The northern Harz Boundary. - *Leipziger Geowiss.* **7**: 45-71.
- KÖNIG, U. (1999): Geologische Kartierung des NW - Teils der Selke - Decke und die geologischen Verhältnisse im Steintagebau Rieder. - Unveröff. Diplomkartierung Univ. Halle.
- KÖNIG, S.; WREDE, V. (1994): Zur Tektonik der Harzränder. - *Z. dt. geol. Ges.* **145**: 153-171.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des variszischen Gebirgsbaus. - *Abh. Sächs. Geol. Landesamt, Leipzig.*
- KREBS, W.; WACHENDORF, H. (1974): Faltungskerne in mitteleuropäischen Grundgebirge - Abbilder eines orogenen Diapirismus. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **147**: 30-60.
- LINDERT, W. (1971): Die Grundgebirgskomponenten in den altpaläozoischen Konglomeraten des Harzes. - *Geologie* **20/70**: 1-99.
- LOSSEN, K.A. (1882): Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis des Harzes. II. Über den Zusammenhang zwischen Falten, Spalten und Eruptivgesteinen im Harz. - *Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1881*: 1-50.
- LÜTKE, F. (1978): Zur paläogeographischen und tektonischen Entwicklung im südlichen Unter- und Mittelharz. - *Z. dt. geol. Ges.* **129**, 153-159.
- LUTZENS, H. (1969): Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unterharzes. - *Diss. Univ. Halle, unveröff.*
- LUTZENS, H. (1978): Zur tektogenetischen Entwicklung und geotektonischen Gliederung des Harzvariszikums unter besonderer Berücksichtigung der Olisthostrome- und Gleitdeckenbildung. - *Hall. Jb. Geowiss.* **3**: 81-94.
- MÖBUS, G. (1966): Abriß der Geologie des Harzes.- Leipzig.
- REICHSTEIN, M. (1965): Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz. - *Geologie* **14**: 1039-1076.
- REICHSTEIN, M. (1970): Deckenbaufragen im Harz und spätvaristische Strukturentwicklung. - *Wiss. Z. Univ. Halle, XIX 70 M/4*: 19-23
- REICHSTEIN, M. (1991): Harztektonik, „Lobostrome“ und Gleitvorgänge an der Krimküste. - *Z. geol. Wiss.* **19**: 601-610.
- RICHTER, G. (1935): Falten und Brüche im nördlichen Harzrand-Gebiet. - *Z. dt. geol. Ges.* **87**: 88-114.
- SCHLEGEL, E. (1961): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen bei Thale und Wernigerode (Nordharz). - *Geologie* **10**: 896-922.
- SCHRIEL, W. (1939): Kritische Betrachtung zur Deckenbaufrage im Harz. - *Z. dt. geol. Ges.* **91**: 469-497.
- SCHRIEL, W. (1954): Geologie des Harzes. - *Schr. wirtschaftswiss. Ges. zum Studium Niedersachsens N.F.* **49**. Hannover.
- SCHWAB, M.; LUTZENS, H. (1958): Zur Stratigraphie und Tektonik der Wernigeröder Schichten bei Wernigerode. - *Ber. geol. Ges. DDR* **3**: 235-247.
- SCHWAB, M. (1969): Beiträge zur Tektonik der rhenoherynischen Zone im Gebiet der DDR mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Unterharz. - *Habilitationsschr. Univ.Halle.*
- SCHWAB, M. (1976): Beiträge zur Tektonik der rhenoherynischen Zone im Unterharz. - *Jb. Geol.* **5/6**: 9-117.
- SCHWAB, M. (1979): Zum Deckenbau in den Varisziden (Harz, Rheniden, Südwestural). - *Z. geol. Wiss.* **7**: 1131-1155.
- SCHWAN, W. (1949): Beziehung zwischen Fazies und Tektonik im Mittelharz. - *Geol. Rdsch.* **37**: 51-60.
- SCHWAN, W. (1957): Über das Harzvariszikum. - *Geol. Rdsch.* **45**: 282-296.
- STACKEBRANDT, W. (1982): Megaskopische Deformationsformen mesozoischer Sedimentite im Bereich der Harznordrandstörung. - *Z. geol. Wiss.* **10**: 627-634.
- STACKEBRANDT, W. (1983): Beiträge zur tektonischen Analyse ausgewählter Bruchzonen der Subherzynen Senke und angrenzender Gebiete (Aufrichtungszone, Flechtinger Scholle). - *Diss. Potsdam, Zentralinst. Phys. Erde.*
- STACKEBRANDT, W. (1986): Beiträge zur tektonischen Analyse ausgewählter Bruchzonen der Subherzynen Senke und angrenzender Gebiete (Aufrichtungszone, Flechtinger Scholle). - *Veröff. Zentralinst. Physik der Erde* **79**: 1-81.
- STACKEBRANDT, W.; FRANZKE, H.J. (1989): Alpidic Reactivation of the Variscan Consolidated Lithosphere – The Activation of some Fracture Zones in Central Europe. - *Z. geol. Wiss.* **17**: 699-712.
- STEINER, W. (1959): Cyclostigmen - ähnliche Pflanzenreste aus den Grauwacken der Selkemuide / Harz. - *Geologie* **8**: 884-899.

- TRÖGER, K.-A. (1995): Die subhercynie Oberkreide – Beziehungen zum Variscischen Grundgebirge und Stellung innerhalb Europas. - *Nova Acta Leopoldina N.F.* 71: 217-231.
- TSCHAPEK, B. (1987): Zur Stratigraphie, Lithologie und Tektonik der Selke-Mulde (Harz). - Bd.1,2. Diss. Univ. Halle, unveröff..
- TSCHAPEK, B. (1989): Zur Biostratigraphie der Selke-Mulde im Harz. - *Hercynia N.F.* 26: 295-306.
- TSCHAPEK, B. (1990a): Zur paläotektonischen Position der Unterharz-Gleitdecke unter besonderer Berücksichtigung der Selke-Mulde. - *Hercynia N.F.* 27: 176-187.
- TSCHAPEK, B. (1990b): Zum tektonischen Inventar der Selke-Gleitdecke im Harz. Teil I: Zur variszischen Deformation der Selke-Decke. - *Hercynia N.F.* 27: 335-341.
- TSCHAPEK, B. (1991a): Zur Lithologie der Selke-Grauwacke im Harz. - *Z. geol. Wiss.* 19: 645-654.
- TSCHAPEK, B. (1991b): Zum tektonischen Inventar der Selke-Mulde im Harz. Teil II: Zur postvariszischen Deformation der Selke-Mulde. *Hercynia N.F.* 28: 1-7.
- TSCHAPEK, B. (1992a): Erstnachweis von Tuffeinschaltungen innerhalb der Selke-Grauwackenfolge. - *Z. geol. Wiss.* 20: 309-310.
- TSCHAPEK, B. (1992b): Zur Zusammensetzung von Conodontenfaunen in den oberdevonischen kieselig-feinklastischen Schichtenfolgen der Selke-Mulde / Harz. - *Z. geol. Wiss.* 20: 311-312.
- TSCHAPEK, B. (1995): Oberdevone eustachische Zyklen in der Selke-Mulde / Harz. - *Hercynia N.F.* 29: 331-334.
- WACHENDORF, H. (1986): Der Harz - variszischer Bau und geodynamische Entwicklung. - *Geol. Jb.* 91/A: 3-67.
- WALLISER, O.H.; ALBERTI, H. (1983): Flysch, olistostromes and nappes in the Harz mountains. - In: MARTIN, H.; EDER, F.W. (eds): *Intracontinental Fold Belts*. - Berlin, Heidelberg: 149-169.
- WREDE, V. (1988): Der nördliche Harzrand - flache Abscherbahn oder wrench-fault-system. - *Geol. Rdsch.* 77: 101-114.
- WREDE, V. (1997): Der Aufschluß der nördlichen Harzrandstörung bei Blankenburg-Michaelstein und seine Bedeutung für die Interpretation der Störungszone. - *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt* 3, 79-88

Manuskript angenommen: 14. August 2001

Anschrift der Autoren:
Dipl. Geol. Uwe König
Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Fachbereich Geowissenschaften
Institut für geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum
Domstraße 5
D - 06108 Halle/S.

Prof. i. R. Dr. Max Schwab
Talstr. 37 c
D - 06120 Halle/S.