

FID Biodiversitätsforschung

Decheniana

Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und
Westfalens

Tektogenese und Mineralisation im Rheinischen Schiefergebirge - mit 4
Abbildungen

Grabert, Hellmut

1994

Digitalisiert durch die *Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main* im
Rahmen des DFG-geförderten Projekts *FID Biodiversitätsforschung (BIOfid)*

Weitere Informationen

Nähere Informationen zu diesem Werk finden Sie im:

Suchportal der Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main.

Bitte benutzen Sie beim Zitieren des vorliegenden Digitalisats den folgenden persistenten
Identifikator:

[urn:nbn:de:hebis:30:4-193436](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hebis:30:4-193436)

Tektogenese und Mineralisation im Rheinischen Schiefergebirge

Hellmut Grabert

Mit 4 Abbildungen

(Manuskripteingang: 16. 6. 1993)

1. Einleitung

Das Rheinische Schiefergebirge ist Teil der Mitteleuropäischen Varisziden und wurde am Ende des Paläozoikums ausgefaltet. Nach der noch immer vorherrschenden Meinung sei im Anschluß an diese Orogenese auch die Schieferung ausgebildet, seien die Störungen angelegt und sei das Gebirge auf Gängen mineralisiert worden. Faltung, Störungen und Vererzung gehörten mithin eng zusammen und wären somit Ausdruck eines in sich abgeschlossenen orogenen, endpaläozoischen Zyklus. Diese Vorstellung ist jedoch in dieser Eindeutigkeit nicht mehr aufrecht zu erhalten. Junge tektonische Ereignisse, die nicht mehr in Beziehung zur variszischen Orogenese stehen, haben im Mesozoikum das Rheinische Schiefergebirge im Verlauf einer Hochwölbung mit einer Zerrungstektonik überzogen, die sich in querverlaufenden Achsendepressionen und Abschiebungen, mit klaffenden Nordsüd-Störungen und Rotationen von tektonischen Blöcken („Schollenrotation“) bemerkbar gemacht hat. Dabei wurde auch der weitaus größte Teil der Mineralisation auf diesen neu gebildeten Zerrstörungen abgesetzt.

Diese junge Tektonik mit ihrer nachfolgenden Mineralisation setzte im späten Mesozoikum ein und fand ihren Höhepunkt im Zusammenhang mit dem tertiärzeitlichen Vulkanismus; diese Tektonik wird als „saxonisch“ bezeichnet (SCHAEFFER 1983).

2. Faltung und Orogenese

Am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges taucht das variszisch gefaltete Paläozoikum unter eine Bedeckung von jungen Sedimenten ab. Nun ist das variszische Grundgebirge keineswegs ein einheitlich gefaltetes, endpaläozoisch entstandenes Gebirge. Schon allein dadurch, daß mehrere Faltungsphasen angenommen werden mußten, um alle örtlichen Gegebenheiten erklären zu können, wird deutlich, daß die rheinischen Varisziden nicht einem einzigen orogenen, endpaläozoischen Prozeß unterworfen waren. STILLE (1924) führte die Gründe an, welche eine Gliederung der variszischen Orogenese in mehrere Faltungsphasen erforderlich werden ließ. Nach ihm lassen sich vier Phasen ausscheiden, die später durch weitere ergänzt werden mußten. Es waren dies die bretonische Phase zwischen dem Oberdevon und dem Unterkarbon, die sudetische Phase zwischen dem Unterkarbon und dem unteren Oberkarbon, die asturische Phase zwischen dem unteren und dem oberen Oberkarbon, und die saalische Phase zwischen dem unteren und dem oberen Unterperm.

Weitere Phasen wurden deshalb aufgestellt, weil man manche der in paläozoischen Schichten eingelagerten Geröllhorizonte als Transgressionssedimente einer vorangegangenen tektonischen Phase deutete. Es waren dies die „präsideritische“ Rimmert-Phase zwischen dem Unter- und dem Oberem (SCHRIEL 1936), die Brandenburg-Phase zwischen dem unteren und dem oberen Mitteldevon (Givet-Transgression), und die marsische Phase in der oberdevonischen Dasberg-Stufe (MEMPEL 1938, KRONBERG et al. 1960).

Alle diese Phasen sind jedoch keineswegs auf epigene oder gar orogene Ereignisse zurückzuführen und sind als sedimentäre Erscheinung in einem unruhigen Schelfgebiet zu deuten.

Dennoch gibt es im Rheinischen Schiefergebirge echte Transgressionen, doch diese nur im Sinne eines marinen Vorstoßes in einen bisher von einer anderen, hier lakustrinen, Fazies beherrschten Ablagerungsraum. Die Givet-Transgression zwischen dem unteren und oberen Mitteldevon ist seit langem bekannt, macht sich aber nicht durch einen Geröllhorizont bemerkbar, sondern im Gegenteil durch ein Übergreifen von Schwarzschiefern. Im zentralen Rheinischen Schiefergebirge, bei Lantenbach an der Agger-Talsperre (Abb. 1), greifen die pelagisch beeinflussten Odershäuser Schichten (Unter-Givet) über das Stromatoporen-Bioherm mit rheinischen Faunenelementen über (JUX 1960). Aber das ist nur ein kurzfristiges, nicht orogen bedingtes Ereignis, denn schon im folgenden oberen Givet, in den Wiedenester Schichten, hat die rheinische Fazies ihren alten Ablagerungsraum wieder zurückerobert.

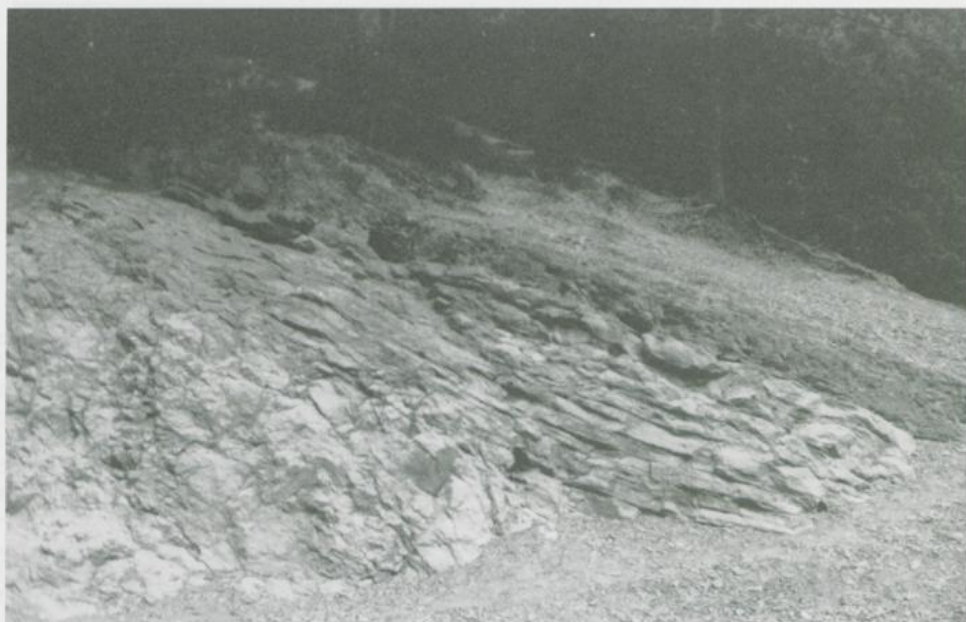


Abbildung 1. Die Givet-„Transgression“ pelagischer Schwarzsedimente mit herzynischen Faunenelementen (Odershäuser Schichten) über dem Bioherm mit rheinischen Faunen (Freilinger Schichten, Eifel-Stufe) bei Lantenbach an der Agger-Talsperre

Dieses Vorgreifen und Zurückweichen einer Faziesgrenze ist in den Schelfgebieten ebenso wenig ungewöhnlich, wie die häufigen Schrägschichtungen und Geröllhorizonte. Sie zeigen nur an, daß im Ablagerungsraum eine gewisse Unruhe in der Sedimentation vorhanden war; der während der ganzen devonischen Zeit in unterschiedlicher Stärke und zeitlicher Massierung auftretende Keratophyr-Vulkanismus macht das deutlich.

Sicher sind diese Sedimentationserscheinungen Ausdruck einer epirogenetischen Bewegung in einem geosynklinalen Ablagerungsraum. Nach den neueren Kenntnissen über die Mechanik der Plattentektonik kann dies als Fernwirkung eines mal stärkeren, mal schwächeren Aufeinanderwirkens sich aufeinander zubewegender Lithosphärenplatten angesehen werden.

Damit wäre aber schon die Tendenz in der Tektogenese des Rheinischen Schiefergebirges angedeutet: die „Faltung“ wandert vom ersten Berührungspunkt zweier Platten bei zunehmender Energie nach Innen, wobei die weichen Sedimente des vorgelagerten Schelfgebietes zusammengesoben und gefaltet werden. Die Faltung wandert, und im Rheinischen Schiefergebirge verläuft dieser Prozeß von Süden nach Norden.

Nun hat es immer Schwierigkeiten gegeben sich vorzustellen, daß alle vorvariszischen Sedimente an jeder Stelle des paläozoischen Schelfes stets in gleicher Mächtigkeit und in gleicher Ausbildung vorhanden gewesen sein müßten. Stapelt man theoretisch nur die nachsilurischen Sedimente bis zum Oberkarbon einmal aufeinander, dann erhält man die kaum vorstellbare Mächtigkeit von etwa 15.000 m. Solche Überlagerungen hätten aber die altdevonischen, erst recht die ordovizisch-silurischen Gesteine, die so diffizile Fossilien wie Graptolithen aufweisen, in so große Tiefen verbracht, daß sie durch die dort herrschende Temperatur stark metamorphisiert worden wären. Da dies aber nicht der Fall ist, können an einer Stelle niemals alle bekannten Sedimente aufeinander gestapelt vorhanden gewesen sein. Daraus ist aber zu schließen, daß entweder an einzelnen Stellen viel weniger Sediment aufgebracht worden ist, oder überhaupt nicht sedimentiert wurde. Das südliche Gebiet war, entsprechend dem postulierten Wandern der Faltung, Festland und vielleicht auch schon Abtragungsgebiet geworden. Damit können Schüttungen von der Mitteldeutschen Schwelle (BRINKMANN 1948) erfolgt sein, und dafür gibt es Hinweise (MEISL & EHRENBURG 1968, GRABERT & STADLER 1980).

Gegen eine starke Tiefenversenkung spricht auch die für solche Sedimente relativ geringe Inkohlung. Im allgemeinen weisen die Reflexionswerte, die Informationen über deren Inkohlungsgrad und damit über die Wärmebelastung infolge der Tiefenversenkung und/oder durch mechani-

sche Beanspruchung liefern, zwischen 5 und 6 % R_{max} (PAPROTH & WOLF 1973: Tab. 1) auf, ganz gleich, ob es sich dabei um Proben aus unter-, mittel- oder oberdevonischen Sedimenten handelt. Aus der regionalen Verteilung der Inkohlungswerte wird auf unterschiedlich angelegte und unterschiedlich gefüllte Tröge geringer Ausmessung geschlossen: „Erst nach der Füllung und teilweise mit Faltung verbundenen Stabilisierung der Tröge fand die ebenfalls schrittweise und diskret vorgehende Hauptfaltung der Rhenoharzynischen Zone des variszischen Gebirges statt“ (PAPROTH 1976: 45). KEGEL (1950) und W. SCHMIDT (1952) haben diese Tröge wesentlich nach Mächtigkeitenangaben aufgezeichnet, die Annahme dazwischen liegender Schwellen als „Faltungskerne“ geht auf H. SCHMIDT (1937) zurück. Waren diese Tröge einmal aufgefüllt, machten sie sich paläogeographisch und faziell kaum noch bemerkbar, insbesondere traten sie nach ihrer Stabilisierung nicht etwa als Sedimentlieferanten auf.

Dennoch ist bemerkenswert, daß sich alle devonischen Ablagerungen stark ähneln. Im Grunde wird nämlich nur eine sich langsam vorschiebende, sich ständig umlagernde Sedimentmasse im Vorfeld der nach Norden wandernden Orogenfront umgewälzt, bis sie in den Sedimenten zur Ruhe kommt. Dies ist das Bild einer Flysch-Sedimentation (WUNDERLICH 1964).

Die Ausbildung der Tröge und deren Auffüllung kommt schon während der höheren Devonzeit (und der Unterkarbon-Zeit) zur Ruhe und zwar zusammen mit dem Zurückweichen der neritischen, der „Rheinischen“ Sedimentation im Oberdevon in Richtung auf den im Norden liegenden Oldred-Kontinent. Diese Stagnation ist jedoch keine eigenständige Phase im Verlauf des „Wanderns der Faltung“. Der Beginn der variszischen Endfaltung im Oberkarbon, der tektonischen Konsolidierung des Rheinischen Schiefergebirges, ist aus dem sprunghaften Beschleunigen der Flysch-Sedimentation im höheren Unterkarbon abzulesen (FRANKE et al. 1978: 202).

Somit ist zu folgern, daß die Bereiche einer frühen Faltung im Süden keine generell abweichende Intensität später gefalteter Bereiche aufweisen, daß also der Faltenbau z. B. mitteldevonischer Schichten gegenüber dem von unterkarbonischen keine prinzipiellen Unterschiede aufweist, daß es einen allmählichen Übergang von älteren zu jüngeren Faltungsvorgängen gibt: ein kontinuierliches Wandern der Faltung von Süden nach Norden ist anzunehmen. Dafür gibt es Hinweise auch durch radiometrische Altersbestimmungen an schwach metamorphen Schichten (AHREND et al. 1978, 1983). Danach wäre die orogene Überprägung kontinuierlich vom Taunus bis Ruhrgebiet, also von Süden nach Norden, vorangeschritten.

So neu ist nun die Annahme eines Wandern der Faltung auch nicht. Nach PILGER (1952a: 215) haben der zentrale und der südliche Teil des Rheinischen Gebirges ihre Hauptfaltung in bretonischer Zeiterfahren, der nördliche (Attendorner Synklinorium bis zum Ruhrgebiet) jedoch erst in asturischer; das Lahn-Dill-Gebiet wäre sudetisch gefaltet. Die Begrenzung dieser zeitlich unterschiedlich gefalteten Gebirgsteile wird durch „Faltensporne“ modifiziert (PILGER 1952c: Abb. 3), und diese dürften den Hochgebieten zwischen den „Trögen und Vortiefen“ (PAPROTH 1976) entsprechen.

3. Störungen

Klüfte, Verwerfungen, Auf- und Abschiebungen meist im Streichen der Faltenstrukturen, sowie mit Mineralien ausgefüllte Gänge sind „Störungen“ im Gebirge, denn sie durchschlagen die Schichtlagerung und den Faltenbau. Störungen öffnen die Bewegungsbahnen sowie die Absatzorte für die aus der Tiefe aufsteigende oder aus dem Nebengestein einwandernde Mineralisation. Störungen und Mineralisation gehören daher vielfach zusammen, müssen aber nicht von einer orogenen Faltung abhängig sein.

Das genaue Alter der Störungen und damit auch der Mineralbestand ist nämlich nirgendwo eindeutig nachgewiesen, alle Alterszuweisungen basieren auf indirekten Rückschlüssen. Die Annahme eines variszischen Alters gründete bisher immer auf der Vorstellung, daß die Deformation der paläozoischen Schichten eben auch mit der variszischen Orogenese abließ, also nach dem Prozeß: Faltung, Schieferung und Klüftung, Störungen, Mineralisation. Nun sind aber bestimmte, vielfach mineralisierte Störungen nicht in Einklang mit der endpaläozoischen Orogenese des Rheinischen Schiefergebirges zu bringen. Gerade die großen, langanhaltenden und tiefgreifenden Nordsüd-Störungen, die oft in Achsenrampen übergehen und dann als synthetische Abschiebungen in Erscheinung treten, begleiten die ebenfalls Nordsüd angelegten Depressionen, wie die Eifeler Nord-süd-Zone und die Bergische Muldenzone. Diese Nordsüd-Elemente sind aber Ausdruck einer Weitungstektonik, bei der in bestimmten Zonen die Kruste eingesunken ist; das kann nur durch Überdehnung bei einer Hochwölbung entstehen. Eine solche Hochwölbung erfolgte jedoch nicht bei der variszischen Gebirgsbildung. Hier herrschte eindeutig eine einengende, raumverkürzende Tektonik vor. Es muß daher für die platzgreifende, raumschaffende Dehnungstektonik der vorwie-

gend Nordsüd gerichteten Elemente ein anderer, späterer Prozeß angenommen werden. Eine solche Tektonik herrschte jedoch im Mesozoikum vor, wo eine als saxonisch bezeichnete Dehnungstektonik normal ist. Den Muldenzonen und den Nordsüd-Störungen des Rheinischen Schiefergebirges wird daher ebenfalls ein saxonisches Alter zugestanden, und damit wäre der größte Teil der Mineralisation und Vererzung saxonisch.

Die Eifeler Nordsüd-Zone (SCHENK 1937) stellt sich als eine große Achsendepression dar, in der, mit variszischem Streichen, Mitteldevon-Mulden eingesenkt sind. Das beidseits dieser Muldenzone austreichende Unterdevon taucht mit oft recht steilem Achsengefälle unter diese Zone ab.

Ähnlich ist die Bergische Muldenzone (Abb. 2) aufgebaut (GRABERT 1983). Zu ihr gehört die Lüdenscheider und die Gummersbacher (bzw. Attendorner) Mulde, die Wiehler und die Waldbröler bzw. Ruppichterother Mulde. In dieser Muldenzone sind die zwischengeschalteten Sättel breiter und daher markanter, werden aber dennoch oft an streichenden Störungen unterdrückt oder in Schuppensättel aufgelöst (BREDDIN 1966). Auch an dieser Muldenzone tauchen die Faltenachsen des beidseits austreichenden Unterdevons unter sie ab, teilweise mit einem ebenso starken Achsengefälle wie in der Eifeler Nordsüd-Zone. Achsenrampen, die in synthetische Abschiebungen übergehen, sind häufig („Denklinger Achsenflexur“).

Diese beiden Depressionen im variszischen Grundgebirge sind nachvariszisch entstanden und werden, wie schon erwähnt, der saxonischen Tektonik zugerechnet. Eine zeitliche, wie entstehungsmäßig ähnliche Beziehung wird zusätzlich zum ebenfalls jungen Mittelmeer-Oslo- und zum Niederrhein-Nordsee-Grabensystem (ILLIES 1970) gesehen.

Der Niederrhein-Nordsee-Graben teilt das mitteleuropäische Variszikum in einen linksrheinischen Teil mit der Eifel und dem Hohen Venn, und in einen rechtsrheinischen Teil mit dem Bergischen, dem Sauer- und dem Siegerland. Diskrepanzen zwischen den in beiden Teilen enthaltenen Faltenstrukturen hat schon HESEMANN (1971) aufgezeichnet. Die Niederrheinische Bucht, der Südteil des Niederrhein-Nordsee-Grabensystems, ist seismotektonisch sehr aktiv (AHORNER 1970, 1975). Derzeit werden jedoch in diesem Strebfeld keine Nordsüd verlaufende Störungen bevorzugt, sondern mehr Südwest verlaufende. So trennt sich der Westrhein-Gallische Block in dieser Richtung vom Nordrhein-Niedersachsen-Block (AHORNER 1967) auf einer fast Westost verlaufenden Scherzone, der Brabanter Störung, auf der z. B. das jüngste der großen rheinischen Erdbeben, das von Roermond am 13. 4. 1992 ablief (PELZING 1992).

Durch diese Erdbeben, sowie auch durch den jungen, tertiär- und quartärzeitlichen Vulkanismus (Siebengebirge, Rodderberg, Neuwieder Becken, Laacher See, die Maare der Osteifel, u. dgl.) erweist sich zwar das Niederrhein-Nordsee-Grabensystem als ein sehr junges tektonisches Element, doch ist seine Anlage anscheinend schon recht alt, vermutlich sogar kurz nach der variszischen Konsolidierung des Rheinischen Schiefergebirges angelegt. Damals, im Perm, stand im Norden das Skandinavische Nordmeer, aus dem sich nach Süden die Senkungszone der Mitteleuropäischen Senke (SCHLIMM & THIERMANN in: ALBERTS et al. 1988) entwickelte. In dieser Senke wurden bis 1.500 m mächtige Tone und Evaporite abgelagert. Bei dem damals vorherrschenden trockenen und heißen Klima kam es zu Salzsümpfen und -seen, die im Oberperm („Zechstein“) zu den beträchtlichen Salzlagerstätten der „Niederrheinischen Salzpflanze“ führten.

Örtlich, insbesondere an seinem Nordende in der heutigen Nordsee, wurde die Grabenbildung durch einen permischen Vulkanismus begleitet, wie er durch die Erdöl-Bohrungen im Nordsee-Graben bekannt geworden ist. Auch der Oslo-Graben ist durch einen permischen Vulkanismus ausgezeichnet (HOLTENDAHL & DONS 1966).

Damit zeichnen sich in der Rheinischen Masse drei unterschiedliche, jedoch auch stark übereinstimmende Nordsüd-Senkungszonen ab, die nachvariszisch sind. Es sind dies:

- die Eifeler Nordsüd-Zone; eine weitgehend sich an Achsenrampen heraushebende Aufreihung mitteldevonischer Kalkmulden. Ihr Alter ist mindestens post-triadisch.
- Die Bergische Muldenzone ebenfalls mit Achsenflexuren, diese aber auch vielfach übergehend in synthetische Störungen an kompliziert gebauten Abschnitten aus Horsten und Gräben. Auffallend ist ihre Begleitung durch langaushaltende Nordsüd-Störungen. Ihr Alter wird als saxonisch aufgefaßt.
- Die Niederrheinische Bucht, ein tektonisches Senkungsfeld mit marinen Ingressionen im Oligozän und Miozän, sich fächerförmig an Längsstörungen öffnend, infolge späterer, heute noch andauernder Südwest-Drift des Westrhein-Gallischen Blocks.

Alle drei Senkungszonen werden von einem jungen Vulkanismus begleitet, der seinen Höhepunkt in der mittleren Tertiärzeit, vorwiegend im Miozän hatte.

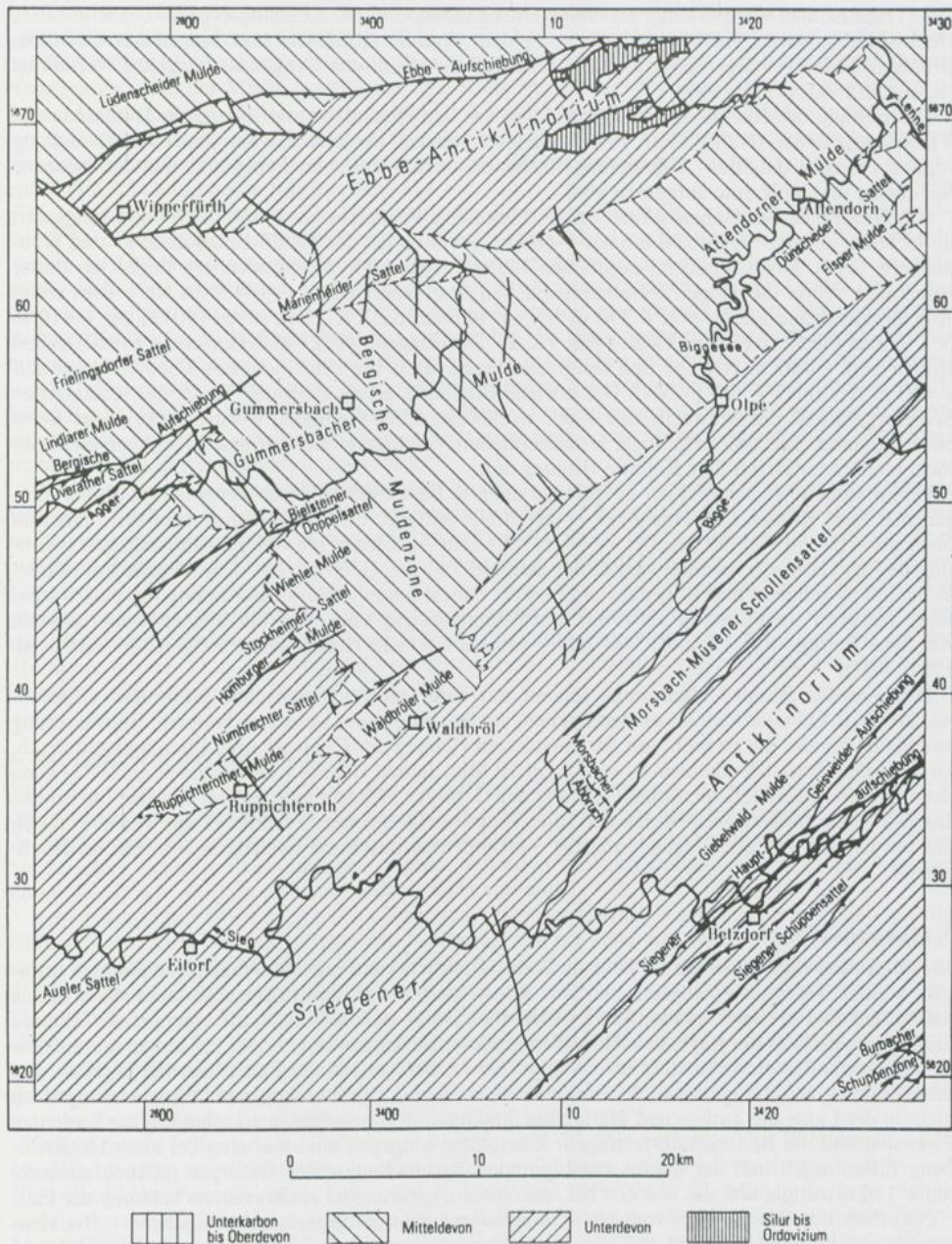


Abbildung 2. Die Bergische Muldenzone im rechtsrheinischen Schiefergebirge

4. Die Hebung der Rheinischen Masse

Es wurde bisher versucht deutlich zu machen, daß alle als saxonisch bezeichneten Erscheinungen auf platzschaffende, zerrende und weitende tektonische Prozesse zurückzuführen seien, daß also Plutonismus (s. weiter unten) und Vulkanismus (Basalt-Förderung) mit Hydrothermen, „Lateralsekretion“ (BREDDIN 1935) sowie Gangspaltenbildung und -füllung sowie spätere Zerblockung des Gebirges u. dgl. eher einer Hochwölbung oder Beulung, einem „Plateau Uplift“ (FUCHS et al.

1983) zugerechnet werden kann, als einem einengenden, orogenen Faltungsprozeß. Ursache dieser Hochwölbung dürfte ein Manteldiapir sein, dem Plutone (Krefelder und Lippstädter Gewölbe, Bramscher Massiv) zugeordnet werden, die durch die alpidische Orogenese ausgelöst worden ist (ILLIES in: FUCHS et al. 1983).

Die Hebung des Rheinischen Gebirges kann aus den Höhenlagen der quartären Terrassen- und Verebnungsflächen (NICKE 1981, 1983) abgelesen werden, noch dazu, wenn man sie in Beziehung setzt zur sicher datierten Auflagerungsfläche der tertiärzeitlichen Peneplain, auf der miozäne Sedimente und Vulkanite aufgesetzt sind.

Am Nordrande des Hohen Westerwaldes liegt diese Peneplain bei + 460 m NN und steigt dort in Richtung auf das Siegerland hin auf + 480 m NN (Bereich der TK 25 Betzdorf 5213 und Freudenberg 5113). Doch schon im nördlichen Blattgebiet der TK 25 Freudenberg liegen bei dieser Höhenlage schon die jungen Verebnungsflächen des Asdorf-Baches (+ 460 m NN). Dort steigt eine altpleistozäne Fläche von + 390 m NN im Bereich der TK 25 Kreuztal (5013) auf + 410 m NN. Diese Fläche weist im Gebiet der TK 25 Drolshagen (4912) und Herscheid (4812) schon Höhen von + 440 m NN auf und steigt dann sehr rasch bis zum Fuße des Ebbe-Gebirges auf + 460 m NN (bis? + 480 m NN). Die höchste Erhebung dieses zentralen Teiles des Rheinischen Schiefergebirges, die Nordhelle mit + 663 m NN des Ebbe-Gebirges, weist aber keinerlei Reste einer quartären Terrassierung, einer tertiärzeitlichen Verebnung oder gar eine in anderen Gebieten recht häufige tertiärzeitliche Roterde-Bildung auf.

Da im Hohen Westerwald der als miozän datierte Basalt einer älteren Peneplain und/oder miozänen (Chatt) Sanden und Tonen bei + 460 m NN aufliegt, im Ebbe-Gebirge aber mit immerhin mehr als + 600 m NN (Nordhelle: + 663 m NN) kein Anzeichen jedweder tertiärzeitlichen Beeinflussung zu erkennen ist, muß sich dieser zentrale Teil des Gebirges seit dem Miozän um mindestens 250 m gehoben haben. Daraus ergibt sich, datiert man die Basalt-Förderung um ca. 20 Mio. Jahre (LIPPOLT in: FUCHS et al. 1983), ein Hebungsbetrag von mehr als 1 cm pro Jahrtausend. Ähnliche Beträge (ca. 1,5 cm/1 000 Jahre) werden aus dem Hohen Venn berichtet (FUCHS et al. 1983 : 407).

Der miozäne Basalt-Vulkanismus scheint mit dem „morphogenetischen Umbruch“ (BIRKENHAUER 1970, GRAMSCH 1978) einherzugehen, an dem eine neue, anders verlaufende Entwässerung eingeleitet wurde. Sie ist wohl mit der verstärkten Hebung des Gebirges ursächlich und zeitgleich. Der pliozäne Basalt-Vulkanismus vor knapp 10 Mio. Jahren (LIPPOLT in: FUCHS et al. 1983) kann dann mit einer weiteren verstärkten Hebung des Gebirges in Beziehung gesetzt werden, die für das anschließende starke Einschneiden der Täler verantwortlich gemacht werden kann, verstärkt durch das um ca. 100 m tiefer liegende marine Vorflutniveau durch die Festlegung von Eis im Hochglazial.

5. Mineralisation

Die Migration mineralisierter Wässer und/oder Thermen kann nur auf Wegen und Bahnen erfolgen, welche Tektonik geschaffen hat. Der Absatz gelöster Mineralstoffe, also auch Erze, bedarf dafür dann aber größerer und klaffender Elemente. Diese zu schaffen, ist die einengende Tektonik der Faltung nicht in der Lage, das Aufreißen größerer Störungen ist eher bei Prozessen mit aufwehenden, zerrenden Bewegungen zu erwarten. So ist der variszische Faltenbau das Ergebnis der raumverkürzenden Orogenese am Ende des Paläozoikums. Diese einengende Tektonik war jedoch nicht in der Lage, die großen und klaffenden Spalten und Mineralgänge zu schaffen, die heute den Eisenspat und die Buntmetallerze tragen. Zerspalten hingegen sind viel eher bei einer Hochwölbung („Beulung“) und der daraus resultierenden Zerblockung eines Gebirges („Bruchfaltentektonik“) zu erwarten, und das war erst bei einer neuen, ganz anders strukturierten Tektonik der Fall.

Natürlich treten auch bei orogenen Faltungsvorgängen als Ausgleichbewegungen („Hochlängung“) sich öffnende Spalten auf, die auch verzeren können, doch diese sind kleinmaßstäblich, wenig aushaltend und erreichen niemals die Öffnungsweiten der großen Gangspalten. Diese können, wie bei den Siegerländer Eisenspatgängen mehrere Dekameter betragen. Die Gangspalten sind somit wesentlich später als die orogene Konsolidierung angelegt worden. Und daraus wäre ebenfalls auf ein „saxonisches“ Alter vieler, wenn nicht der meisten Erzgang-Füllungen zu schließen (SCHAEFFER 1983, 1986).

Im rechtsrheinischen Gebirge fällt eine Häufung von Buntmetall- Erzgängen besonders in zwei Regionen auf: im westlichen Teil, also im Bergischen Land mit den Revieren Bensberg und Velbert (BUSCHENDORF et al. 1951, 1957, HESEMANN 1978, LEHMANN & PIETZNER 1970, SCHRIEL 1952), und im östlichen Teil mit dem Siegerland um Olpe, Müsen, dem nördlichen Sauerland und dem Westerwald (FENCHEL et al. 1985); das Zwischengebiet ist erzarm bis erzfrei (HOFFMANN

1952, SCHERP & STADLER 1973). Die Erzgänge sitzen meist in den karbonatarmen unterdevonischen Sedimentgesteinen auf (DEGENS 1955), in den karbonatreichen mitteldevonischen Schichten der Bergischen Muldenzonen sind sie selten (LEHMANN 1965). Wieweit der Karbonatgehalt des Nebengesteins bei der Mineralparagenese eine Rolle spielt oder ob auch das unterlagernde Unterdevon der Bergischen Muldenzonen erzfrei ist, kann heute noch nicht angegeben werden. Es sei nur daran erinnert, daß auch einige recht bedeutende Erzreviere in diesem als erzarm bis erzfrei apostrophierten Gebiet auftreten, wie die Buntmetall-Vorkommen der Grube Cecilie bei Hülsenbusch (TK 25 Gummersbach) es zeigen.

Besonders auffällig ist nun die Häufigkeit der Eisenspat-Gänge im östlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges, insbesondere im südlichen Siegerland an der Grenze zum Westerwald; dort ist es daher auch zu einer Konzentration Eisenerz abbauender Gruben, sowie eisenverarbeitender Industrien gekommen. Im westlichen Teil des Gebirges jedoch, also im Gebiet um Bensberg und Velbert, tritt die Eisenspat-Füllung ebenso zurück, und verliert sich im Norden des Siegerlandes sowie im Ruhrgebiet dann fast vollständig. Auffällig breite und dadurch ergiebige Spateisengänge sind hingegen nur in der Nähe der tertiärzeitlichen Basalt-Vorkommen des Westerwaldes zu verzeichnen und diese Beobachtung verdient daher eine besondere Aufmerksamkeit. Denn Basaltförderung und Füllung großer und breiter Gangspalten mit Eisenspat werden in einem engen Zusammenhang gesehen und letztendlich einer nach-variszischen, „saxonischen“ Bruchfaltenbildung mit Zerrungstektonik zugeordnet.

Im Süden des Siegerländer Schuppensattel bilden die Siegener Schichten eine nur wenig gefaltete, wenn auch bis in die Ems-Schichten hinein (Burbacher Schuppensattel: PÖTTER 1958) anhaltende, weitgespannte Flanke (GRABERT 1954, PILGER 1952a, b). In dieser Schuppenzone liegt zwischen Biersdorf und Herdorf der Nordsüd verlaufende Eisenspat-Gang des „Florz-Füsseberger Gangzuges“ (FENCHEL et al. 1985: 286), der mit über 20 m reiner Eisenspat-Mächtigkeit zu den größten Spateisengängen des Siegerlandes zählt; er setzt im Süden nur wenige Zehnermeter vom nächsten Basaltvorkommen ein. Dieser Gangzug ist durch eine Kupfererz-Kluft, die ihn auf der 16. Sohle um ca. 15 m rechtsbündig versetzt (Abb. 4), besonders ausgezeichnet, worüber schon mehrfach berichtet wurde (FENCHEL et al. 1985).

6. Die Gangerze des Siegerlandes

Über das Alter und die Entstehung der Siegerländer Eisenspatgänge ist schon immer und auch sehr früh diskutiert worden. Die alte, aus dem Bergbau des Harzes oder des Erzgebirges stammende Auffassung, Gangbildung und -füllung müsse auf einen erzliefernden Pluton im Gefolge der variszischen Gebirgsbildung bezogen werden, befriedigt im Rheinischen Gebirge keineswegs; ein Granitpluton wie im Harz ist im Siegerland nicht vorhanden.

Schon BREDDIN (1935: 828) hatte beobachtet, „daß der Eisenspat als Gangart lediglich auf die Gebiete der unterdevonischen Schichten beschränkt ist, während alle Gänge, die in mitteldevonischen und jüngeren Gesteinen aufsitzen, statt dessen Kalkspat als Gangart führen“. Daraus leitet er den Eisenspat-Gehalt aus dem Nebengestein her und nahm einen Prozeß der „Lateralsekretion“ an. Danach wäre dieser Eisenspat aus dem unterdevonischen Nebengestein während einer von ihm angenommenen „Druckschieferphase“ durch „ausgepreßtes“ Wasser herausgelöst und in die aufgerissenen Gangspalten eingebracht worden. BREDDIN stellte indes die enge Beziehung zwischen Faltung und Gangfüllung nicht infrage. Bei der Buntmetall-Vererzung hingegen gab es schon früh manche Zweifel an der Einaktigkeit von Faltung und Vererzung.

Schon relativ früh war nämlich erkannt worden, daß die Mineralisation der Buntmetalle nicht einaktig, sondern in zeitlich nacheinander liegenden Schritten erfolgt ist; man sprach daher von Vererzungs-Generationen (z.B. LEHMANN & PIETZNER 1970: Abb. 7). Man ging sogar schon soweit, der auf Klüften die gangförmige Buntmetall-Vererzung durchschlagenden jüngeren Baryt-Mineralisation ein tertiärzeitliches Alter zuzuschreiben (MÜLLER & SCHERP 1967). Die u. a. Fluor und Lithium führende Sekundärmineralisation (vgl. weiter unten) gehört wohl ebenso hierher. Daß es nämlich eine eindeutig postvariszische Vererzung im Rheinischen Schiefergebirge gibt, beweisen die Bleiglanz- und Zinkblende führenden Lagerstätten am Eifel-Nordrande bei Mechernich und Maubach (hierzu SCHALICH et al. 1986). Zwar blieb es bis heute offen, ob es sich bei dieser Vererzung um eine syngenetisch-sedimentäre oder um eine epigenetisch-hydrothermale Bildung handelt (GRABERT in: RIBBERT 1985: 82), doch sprechen die Umwandlungsvorgänge, die zu einer Umkristallisation der Buntmetallerze führten, für eine sekundäre hydrothermale Beeinflussung. Damit ist aber die Genese der Ausgangsvererzung noch nicht geklärt.

Mit Hinweis auf eine Primär- und/oder Sekundär-Mineralisation im Buntsandstein der Nordeifel kann aber noch nicht das Alter der Siegerländer Eisenspat-Vererzung festgelegt werden. Hier

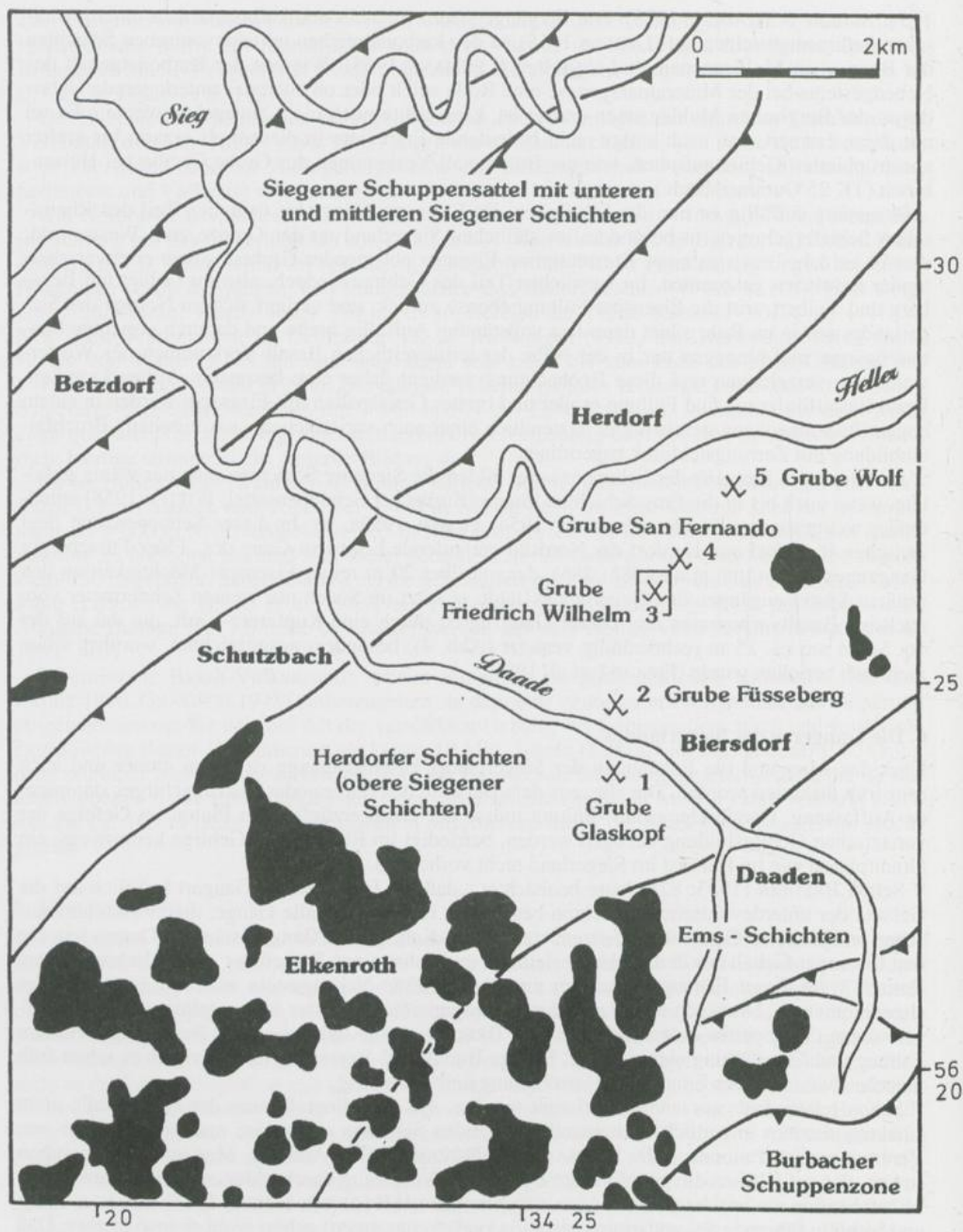


Abbildung 3. Die stark erodierte Basaltdecke des Hohen Westerwaldes und die Burbacher Schuppenzone zwischen Betzdorf/Sieg und Friedewald/Westerwald. Zwischen Biersdorf und Herdorf liegt der Florz-Füsseberger Gangzug mit (von Süden nach Norden) den Gruben Glaskopf (Nr. 1), Füsseberg (Nr. 2), Friedrich Wilhelm (Nr. 3) und San Fernando (Nr. 5). Der umrahmte Ausschnitt bei Nr. 4 (Friedrich Wilhelm) gibt die Lage der Abb. 4 an.

bedarf es anderer Ausschließungsschritte. Man geht daher von der Beobachtung aus, daß ältere, meist Eisenspat führende Erzgänge von jüngeren, vielfach Buntmetallerze führenden Gängen durchschlagen wurden. Besonders auffällig und auch bergbaulich erschlossen ist die junge „Quarz-Kupferkies-Phase“ (FENCHEL et al. 1985: 104) im Siegerland.

Auf der 16. Sohle (= -506 m NN) der Grube „Friedrich Wilhelm“ des Florz-Füsseberger Gangzuges (Abb. 4) wurde am Querschlag 6 eine mit ca. 120° streichende NW/SE-Kluft angeschnitten, die mit Kupferkies (CuFeS_2) ausgefüllt war. Ein Gehalt an Cubanit (CuFe_2S_3) im Kupferkies läßt auf eine stärkere thermische Beanspruchung schließen. Die Cubanit-Entmischung geht, wie BORCHERT (1934) experimentell ermittelte, bei Temperaturen um 235 °C vor sich, so daß während der Quarz-Kupferkies-Phase Temperaturen um 300 °C erreicht sein mußten (FENCHEL et al. 1985: 105).

Nach HÜTTENHAIN (1962) ist diese Erzphase die früheste der nachvariszischen Metallogenese. Sie ist im Siegerland aber nur auf das Gebiet des Daade-Baches ganz im Süden an der Grenze zum Westerwald beschränkt und ist bei Schutzbach, Niederdreisbach, Biersdorf und Daaden im 18. Jahrhundert in vielen kleinen Gruben abgebaut worden. Diese Vorkommen liegen jedoch nur wenige hundert Meter nördlich der zusammenhängenden Basaltdecke des Hohen Westerwaldes (Abb. 3), wodurch sich wenigstens eine enge räumliche Beziehung darstellt. Auch die Kupfererz-Kluft auf der 16. Sohle ist dem Basaltvorkommen der Mahlscheid und des Hohenseelbachkopf (südlich Herdorf) nicht fern. Aus dieser räumlichen Nähe kann nun auch auf eine enge genetische Beziehung der relativ hoch temperierten Kupferkies-Vererzung zum Basalt-Vulkanismus abgeleitet werden.

Noch zwei weitere Mineralparagenesen schließen sich im Siegerländer Erzdistrikt an: eine Quarz-Ankerit- und eine Antimon-Phase (FENCHEL et al. 1985: Abb. 18). Geht man von der engen Beziehung Basalt-Vorkommen und Vererzung aus, dann könnte diese ganz junge Vererzungsphase mit der pliozänen Nachläuferphase des Vulkanismus zeitlich gleichgesetzt werden. Nach LIPPOLT (1983: Abb. 2) liegt die Hauptphase des tertiärzeitlichen Basalt-Vulkanismus, im oberen Oligozän beginnend, im Miozän, die von einer Nachläuferphase im Pliozän gefolgt wird; auf diese letztere Phase hat schon AHRENS (1941) verwiesen.

Folgt man diesen Gedanken, dann wäre damit ein Hinweis auf das relative Alter der Eisenspatgänge gegeben. Aus den geologischen Aufnahmen auf der 16. Sohle der Grube „Friedrich Wilhelm“ (Abb. 4) kann zwar der relative Ablauf des tektogenetischen Geschehens abgelesen werden, nicht jedoch das absolute Alter. Danach wäre folgender Ablauf aufzuzeichnen:

Zuerst erfolgte die variszische Faltung des Gebirges mit dem generellen Schichtenstreichen um 60° und steilem Einfallen nach SE (um 60°); Spezialfalten sind selten.

Dann bildeten sich die langaushaltenden Gangspalten mit Nordsüd-Streichen aus, die mit Eisenspat gefüllt wurden.

Anschließend wurde der Eisenspat durch eine Lamellierung und „Schieferung“ überprägt.

Schließlich wurde der Eisenspat durch kleindimensionierte SW/NE-Störungen zerlegt. Diese laufen meist parallel zu großen Störungssystemen vom Typ der Mahlscheid (mit über 120 m rechtbündigem Seitenversatz; vgl. Abb. 4 sowie Taf. 23 aus FENCHEL et al. 1985, dort ganz im Süden am Querschlag 9, was in der Abb. 4 nicht eingezeichnet ist).

Zum Schluß erfolgte eine erneute Vererzung, diesmal durch Kupferkies, auf einem NW/SE gerichteten Spaltensystem, was als Ausdruck einer erneuten tektonischen Überprägung und Mineralisation anzusehen ist. Wie diese jüngste Vererzung aber zum tertiärzeitlichen Basalt-Vulkanismus in Beziehung stehen könnte, wäre aus dem „Diabas“ der Grube „Glaskopf“ bei Biersdorf abzulesen; er durchschlägt den Eisenspatgang des Füsseberger Gangzuges und hat diesen am Kontakt zu Magnetit umgewandelt. Dieses nur in der Grube aufgeschlossene Vorkommen ist leider nicht mehr zugänglich.

Dieser Vulkanit der Grube „Glaskopf“ wird von HENTSCHEL (in FENCHEL et al. 1985) noch als „kleinkörniger Intrusivdiabas“ beschrieben und von ihm als ein Äquivalent des unterkarbonischen Deckdiabases aus dem Lahn-Dill-Gebiet gedeutet. Wäre diese Annahme unzweideutig, dann wäre dieser Vulkanit paläozoisch und alle vorangegangenen Ereignisse, insbesondere die der Mineralisation, wären älter, also ebenfalls paläozoisch. An dieser Deutung bestehen jedoch erhebliche Zweifel.

HENTSCHEL macht zwar deutlich: der „Diabas der Grube Füsseberg ist ein kleinkörniger Intrusivdiabas des Unterkarbon“, doch fährt er einschränkend fort, daß bei dem Füsseberg-Diabas (die Grube „Glaskopf“ liegt auf der südlichen Seite der Verbundgrube „Füsseberg“ bei Biersdorf) „als sehr selten auftretende Mineralkomponente ein einsprenglingsartiger Feldspat festgestellt wurde“. In den Gesteinen der Unterkarbon-Phase des Lahn-Dill-Magmatismus gibt es erfahrungsgemäß

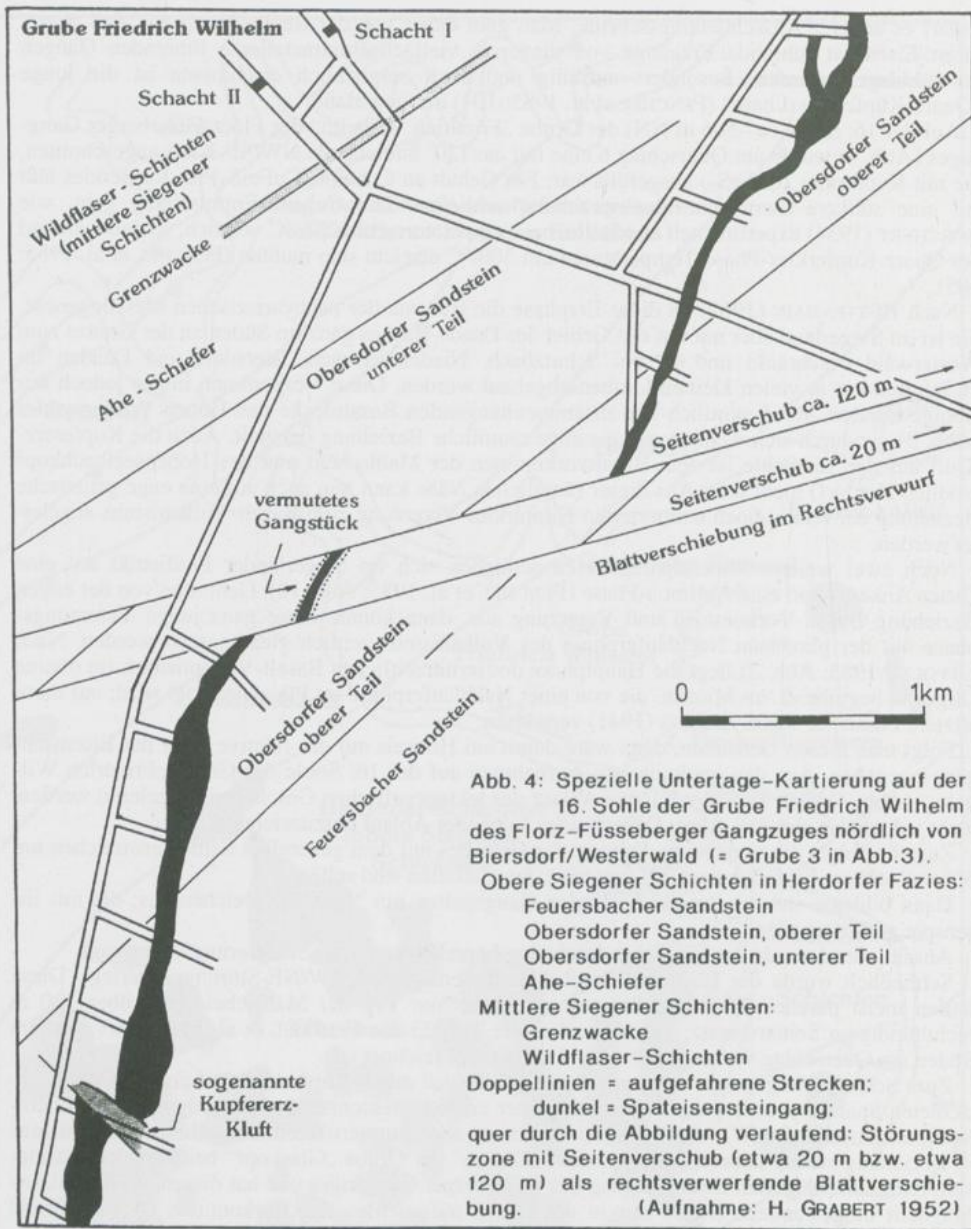


Abbildung 4. Spezialkartierung auf der 16. Sohle der Grube „Friedrich Wilhelm“ des Florz-Füsseberger Gangzuges nördlich Biersdorf

außer Olivin überhaupt keine silikatischen Einsprenglinge. „Man muß dies“, so fährt er fort, „allenfalls für den Füsseberg-Diabas hinnehmen als einen Ausnahmefall, der mit der Lage des Gesteins außerhalb des geologischen Milieus des Lahn-Dill-Gebietes zu erklären ist“ (HENTSCHEL in: FENCHEL et al. 1985: 41).

Mit dieser Einschränkung besteht aber auch die Möglichkeit, diesen „kleinkörnigen Intrusivdiabas“ der Grube „Glaskopf“ als eine besondere Varietät des tertiärzeitlichen Basalt-Vulkanismus des benachbarten Westerwaldes zu deuten. Die Westerwald-Basalte führen nämlich im Gegensatz zu den paläozoischen Diabasen reichlich Silikat-Einsprenglinge (LIPPOLT 1983), und da das näch-

ste Basalt-Vorkommen an der Grube „Glaskopf“ kaum mehr als hundert Meter entfernt ist (vgl. Abb. 4), ist die Annahme eines miozänen Alters des durchschlagenden Vulkanites statt eines unterkarbonischen Diabases keineswegs auszuschließen. Wäre nun dieser Glaskopf-Vulkanit kein Diabas mit einem unterkarbonischen Alter, sondern ein Basalt-Abkömmling des jungen miozänen Westerwald-Vorkommens, dann müssen auch die Spateisensteingänge sowie die sie durchschlagende Buntmetall-Vererzung nicht endvariszischen Alters sein, sondern könnten jünger sein, eben „saxonisch“, und hätten damit keine Beziehung zur variszischen Orogenese. Schließlich ist noch der Hinweis zu beachten, daß die „saxonische“ Zeit nicht nur reich an basaltischen Vulkaniten, sondern auch durch weitere, diesmal plutonische Störkörper ausgezeichnet ist.

Hinweise auf solche Störkörper, die im paläozoischen Grundgebirge in großer Tiefe stecken geblieben sind, gibt es aus dem nördlichen Sauerland und aus dem mesozoischen Vorfeld des Rheinlandes, Westfalens und Niedersachsens. Derartige mit paläozoischem Alter sind hingegen nicht bekannt (BOSUM et al. 1971). So sind am Nordrande des Rheinischen Gebirges geologische Störkörper aufgespürt worden, die als steckengebliebene Intrusionen gedeutet werden:

Im Krefelder Gewölbe wird aus den magnetischen Anomalien und den auf Querstörungen des Steinkohlegebirges aufsitzenden Alkali-Basalten auf einen großen basischen Pluton geschlossen (BUNTEBARTH et al. 1982).

Das Lippstädter Gewölbe ist auf eine post-asturische Intrusion zurückzuführen (CLAUSEN et al. 1982).

Schließlich ist im Norden des Rheinischen Schiefergebirges ein größerer, wohl granitischer Störkörper in nachvariszischen Sedimenten stecken geblieben. Das Bramscher Massiv (BUNTEBARTH & R. TEICHMÜLLER 1979) hat so viel Wärme abgegeben, daß die unterkretazische Wealden-Kohle einen hohen Inkohlungsgrad aufweist.

Ungeklärt ist und bleibt noch die Herkunft leichter Elemente wie Lithium und Fluor in Umwandlungsmineralien; darauf wurde schon hingewiesen. Lithium ist im Mangan-Hydroxid Lithiophorit (Al, Li) (OH)₂ MnO₂ in Huterzen Eisenspat führender Gänge in Elsenroth bei Wiehl (GRABERT et al. 1969), sowie mit Dickit (Al₄(OH)₈Si₄O₁₀) zusammen als Mineralneubildung in einer jungen und gangförmigen Silifizierungszone der „Dicken Steine“ bei Nümbrecht (GRABERT & GRÜNHAGEN 1971) nachgewiesen worden. Nach einer mündlichen Mitteilung des inzwischen verstorbenen Kollegen Dr. STADLER treten Lithium-haltige Sekundärminerale auch im Verbreitungsgebiet des Basaltes im Hohen Westerwald bei Elkenroth auf. Relativ hohe Lithium-Werte von einigen Milligramm pro Liter sind auch in Thermalwässern von Belecke im nördlichen Sauerland bekannt geworden (FRICKE 1967). Fluor tritt in Flußspat führenden Gängen des mitteldevonischen Kalksteins von Linde auf (GRABERT & PIETZNER 1970), und ist auch aus der „Caspari“-Zeche bei Arnsberg im nördlichen Sauerland bekannt geworden.

Die Zufuhr dieser leichten Elemente kann durch Thermen oder Exhalationen aus einem tief gelegenen Magmenreservoir erfolgt sein, für die ein junger basaltischer Vulkanismus infrage kommt. Von der Erosion angeschnittene, nur als Förderkanäle noch vorhandene Basaltvorkommen sind vereinzelt, jedoch signifikant über das ganze Rheinische Schiefergebirge verstreut. Aber nicht nur solche Basaltschlote sind vorhanden, sondern auch tiefreichende Zersatzzonen, die nur als Durchgasungswege oder Aufstiegsbahnen von Hydrothermen gedeutet werden können. Damit ist aber schon eine enge Beziehung zum jungen Vulkanismus angedeutet. Sie gehen nämlich mit einem tiefreichenden Zersatz des paläozoischen Nebengesteins einher. Dieses Gestein ist dann in einen hellgrauen Ton umgewandelt, der vorwiegend aus Kaolin, Illit und Serizit besteht, jedoch nicht das Verwitterungsmineral Montmorillonit enthält. Dieser intensive Zersatz des Gebirges ist nur durch aufsteigende Thermen zu erklären, nicht aber durch eine klimatisch bedingte Verwitterung während der Tertiärzeit. Diese Zonen reichen nämlich sehr tief; so steht eine Bohrung auf Wasser bei Ägidienberg im Siebengebirge über 90 m in einer solchen Zersatzzone, die sie nicht durchteufen konnte (GRABERT 1962). Auch der tiefreichende Zersatz bei Elsenroth bei Wiehl wurde mit über 40 m nicht durch eine Bohrung durchteuft (GRABERT et al. 1969); hier wurde, wie schon oben erwähnt, das Sekundärmineral Lithiophorit nachgewiesen.

Es fragt sich nun doch, ob nicht noch „Restwärme“ einer möglichen thermischen Beeinflussung des Gebirges nachzuweisen wäre. Tatsächlich konnte eine stärkere Wärme-Anomalie innerhalb der normalen Erdwärmestromdichte im Zentrum der Bergischen Muldenzone festgestellt werden. Bei Helpenstell im Talmäanderbogen von Dattenfeld (GRABERT 1975) ist eine solche Anomalie vorhanden (GRABERT 1981), deren Wert für die Wärmestromdichte von 104 ± 17 mW/m² (BECK 1977) um 14 % höher als normal ist.

Es sei daher die These aufgestellt, daß der größte Teil der Mineralisation im Rheinischen Schiefergebirge in einem engen Zusammenhang mit dem starken tertiärzeitlichen Vulkanismus steht.

Da die Metallogenese Nord-süd gerichtete tektonische Elemente, die langaushaltenden Nord-süd-Störungen wie die Siegerländer Eisenspatgänge bevorzugen, diese aber zu den Muldenzonen in Beziehung stehen, ist die Annahme, jene tektonischen Elemente wären „saxonisch“, also weit postvariszisch, angelegt, berechtigt. Nur die raumverkürzende Faltung des Rheinischen Varizikums ist endpaläozoisch. Aber auch diese ist nicht in einem einzigen Faltungsakt erfolgt, sondern schrittweise. Die Faltung wanderte, entsprechend dem Bild zweier sich berührender und aufeinander zubewegender Lithosphärenplatten, von Süden nach Norden. Die platzschaffende Weitungstektonik im Gefolge einer Hochwölbung, „Plateau Uplift“, ist wesentlich jünger und steht zur jungen saxonischen Tektonik in ebenso enger Beziehung wie zum Vulkanismus der Tertiärzeit.

7. Zusammenfassung

Im Rheinischen Schiefergebirge wird ein Wandern der Faltung von Süden nach Norden angenommen. Die relativ niedrigen Inkohlungswerte organischer Einschlüsse in den devonischen Sedimentgesteinen lassen die Annahme einer starken Tiefenversenkung nicht zu. Im Süden des Rheinischen Schiefergebirges tritt die Faltung und die Konsolidierung des Gebirges, ausgehend von der Mitteldeutschen Schwelle, früher als im Norden ein. Die bisher vielfach angenommenen Frühphasen der variszischen Orogenese, die „präsiditische“, die marsische, bretonische, sudetische Phase dokumentieren nur das „Wandern der Faltung“ von Süden nach Norden.

Im variszischen Bauplan sind die langaushaltenden, tiefreichenden Nord-süd gerichteten Elemente fremd. Sie treten vorzugsweise als synthetische Dehnungsfugen auf und gehen oft in Achsenrampen über. Sie begleiten die großen Senkungsbereiche, die sich als Mulden Depressionen kenntlich machen, wie die Eifeler und die Bergische Senkungszone. Zu diesen Bereichen wird auch die Niederrheinische Bucht gestellt, die ähnliche Störungen aufweist, doch in jüngerer, nach „saxonischer“ Zeit durch die rezente Südwest-„Drift“ des linksrheinischen „Westrheinisch-Gallischen-Blocks“ eine fächerförmige Ausweitung nach Norden erfährt.

Die alpidische Faltungstektonik der Alpen hat anscheinend in ihrem nördlichen Vorfeld als Ausgleich für die intensive Raumverkürzung einen Manteldiapir aktiviert, der die Rheinische Masse emporhob, zerblockte und mit einer Zerrungstektonik („saxonische“ Tektonik) überzog (FUCHS et al. 1983).

Dieser Manteldiapir schickte weiterhin Magmenströme nach oben, die als Plutone im weiteren Vorfeld steckengeblieben (Krefelder und Lippstädter Gewölbe, Bramscher Massiv), aber auch als Vulkanite auf der tertiärzeitlichen Penepplain ausgeflossen sind (Westerwald-Basalte). Dieser Magmenfluß ist für die Gangerzbildung und Mineralisation verantwortlich. Im Rheinischen Schiefergebirge selbst sind bisher noch keine variszischen magmatischen Störkörper festgestellt worden, die als Lieferanten der Eisenspat- und Buntmetall-Vererzung eindeutig infrage kämen.

Literatur

- AHREND, H., HUNZIKER, J. C., WEBER, K. (1978): K/Ar-Altersbestimmung an schwach metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 228–247; Hannover.
- AHREND, H., CLAUSER, N., HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1983): Migration of folding and metamorphism in the Rheinisches Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determinations. – in: Intracont. fold belts (ed. H. MARTIN & F. W. EDER), 323–338; Berlin-Heidelberg.
- AHRENS, W. (1941): Pliozäne Basalte im Westerwald. – Ber. Reichsst. Bodenforsch., **1941**: 192–202; Wien.
- AHORNER, L. (1967): Herdmechanismen rheinischer Erdbeben und der seismotektonische Beanspruchungsplan im nordwestlichen Mittel-Europa. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **13**: 109–130; Köln.
- (1970): Seismo-tectonic relations between the graben zones of the upper and lower Rhine valley. – Internat. Upper Mantle Proj., Scient. Rep. **27**: 155–166; Stuttgart (Schweizerbart).
- (1975): Present day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in central Europe. – Tectonophys., **29**: 233–249; Amsterdam.
- ALBERTS, B., HAGER, H., HEIDE, G., HILDEN, H.-D., KLOSTERMANN, J., KNAPP, G., KNAUFF, W., PELZING, R., QUERFURTH, H., REICHMANN, C., SCHLIMM, W., THIERMANN, A. & WREDE, W. (1988): Geologie am Niederrhein. – 4. Aufl., 142 S.; Krefeld.
- BECK, A. E. (1977): Climatically perturbed temperature gradients and their effect on regional and continental heat flow means. – Tectonophys., **41**: 17–39; Amsterdam.
- BLESS, M. J. M., BOSUM, W., BOUCKAERT, J., DÜRBAUM, N.-J., KOCKEL, E., PAPROTH, E., QUERFURTH, H. & van ROOYEN, P. (1980): Geophysikalische Untersuchungen am Ostrand des Brabanter Massivs in Belgien, den Niederlanden und der Bundesrepublik Deutschland. – Mededel. Rijksgeol. dienst, **32-17**: 312–343.
- BIRKENHAUER, J. (1970): Der Klimagang im Rheinischen Schiefergebirge und in seinem näheren und weiteren Umland zwischen dem Mitteltertiär und dem Beginn des Pleistozäns. – Erdkd., **24**: 268–284; Bonn.
- BORCHERT, H. (1934): Über Entmischung im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als geologisches Thermometer. – Chem. Erde., **9**: 145–172; Jena.

- BOSUM, W., DÜRBAUM, N.-J., FENCHEL, W., FRITSCH, J., LUSZNAT, M., NICKEL, H., PLAUMANN, S., SCHERP, A., STADLER, G. & VOGLER, H. (1971): Geologisch-lagerstättenkundliche und geophysikalische Untersuchungen im Siegerländer-Wieder Spateisensteinbezirk. – *Beih. Geol. Jb.*, **90**: 139 S.; Hannover.
- BREDDIN, H. (1935): Die Entstehung der Siegerländer Spateisensteingänge durch Lateralsekretion. – *Glückauf*, **71**: 821–830; Essen.
- (1966): Der Schuppenbau der mitteldevonischen Gesteinsfolge im Gebiet von Lindlar bei Köln (Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Mitt.*, **7**: 1–44; Aachen.
- BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. – *Geo. Rdsch.*, **36**: 56–66; Stuttgart.
- BUNTEBARTH, G., MICHEL, W. & TEICHMÜLLER, R. (1982): Das permokarbonische Intrusiv von Krefeld und seine Einwirkung auf die Karbon-Kohlen am linken Niederrhein. – *Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf.*, **30**: 31–45; Krefeld.
- BUNTEBARTH, G. & TEICHMÜLLER, R. (1979): Zur Ermittlung der Paläotemperaturen im Dach des Bramscher Intrusivs aufgrund von Inkohlungsdaten. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **27**: 171–182; Krefeld.
- BUSCHENDORF, F., HESEMANN, J., PILGER, A. & RICHTER, M. (1951): Die Blei-Zink-Erzvorkommen des Ruhrgebietes und seiner Umrandung, I. – *Beih. Geol. Jb.*, **3**: 184 S.; Hannover.
- BUSCHENDORF, F., RICHTER, M. & WALTHER, H. W. (1957): Die Blei-Zink-Erzvorkommen des Ruhrgebietes und seiner Umrandung, II. – *Beih. Geol. Jb.*, **28**: 163 S.; Hannover.
- CLAUSEN, C.-D., JÖDICKE, H. & TEICHMÜLLER, R. (1982): Geklärte und ungeklärte Probleme im Krefelder und Lipptädter Gewölbe. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **30**: 413–432; Krefeld.
- DEGENS, E. (1955): Stratigraphie, Tektonik und hydrothermale Vererzung im Raum Wissen-Morsbach (Sieg). – *Geol. Rdsch.*, **44**: 391–420; Stuttgart.
- FENCHEL, W. et al. (1985): Die Sideriterzgänge im Siegerland-Wied-Distrikt. – *Geol. Jb.*, **D77**: 517 S., 128 Abb.; Hannover.
- FRANKE, W., EDER, W., ENGEL, W. & LANGENSTRASSEN, F. (1978): Main aspects of geosynclinal sedimentation in the Rhenohercynian zone. – *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 201–216; Hannover.
- FRICKE, K. (1967): Das Heilquellengebiet von Bad Belecke (Möhne) und die Neuerschließung von Natrium-Chlorid-Wasser 1963. – *Geol. Jb.*, **84**: 735–754; Hannover.
- FUCHS, K., v. GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.) (1983): Plateau Uplift, The Rhenish Shield: A case history. – 411 S.; Heidelberg-Berlin (Springer).
- GRABERT, H. (1954): Die mittleren und oberen Siegener Schichten im Herdorfer Faziesbereich von Herdorf-Schutzbach-Daaden (Siegerland). – *Geol. Jb.*, **69**: 53–70; Hannover.
- (1962): Eine ungewöhnlich tief reichende tertiäre Verwitterungszone im Devon des Siebengebirges bei Königswinter. – *Decheniana*, **114**: 171–176; Bonn.
- (1975): Der Talmäanderbogen der Sieg zwischen Au und Eitorf (Rheinisches Schiefergebirge). – *Decheniana*, **127**: 145–156; Bonn.
- (1981): Bau und Entstehung des Umlaufberges von Dreisel/Sieg im Talmäanderbogen von Dattenfeld (rechtsrheinische Schiefergebirge). – *Sonderveröff. Geo. Inst. Univ. Köln*, **41**: 69–82; Köln.
- (1983): Die Bergische Muldenzone des rechtsrheinischen Schiefergebirges. – *Decheniana*, **136**: 85–94; Bonn.
- GRABERT, H. & GRÜNHAGEN, H. (1971): Die „Dicken Steine“ von Schloß Homburg im Oberbergischen. – *Decheniana*, **123**: 319–324; Bonn.
- GRABERT, H. & PIETZNER, H. (1970): Über einen Flußspatfund aus dem rechtrheinischen Schiefergebirge. – *Aufschluß*, **21**: 154–155; Heidelberg.
- GRABERT, H., REHAGEN, H.-W. & STADLER, G. (1969): Tertiär und Quartär im südlichen Oberbergischen (Rheinisches Schiefergebirge). – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **17**: 279–292; Krefeld.
- GRABERT, H. & STADLER, G. (1989): Eisenerzführende Unterdevon-Konglomerate an der Nordhelle/Ebbegebirge (Rheinisches Schiefergebirge). – *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Hamburg*, **50**: 123–134; Hamburg.
- GRAMSCH, H.-J. (1978): Die Entstehung des Siegtals im jüngsten Tertiär und im Quartär. – *Bochum. Geogr. Arb.*, **31**: 196 S.; Bochum.
- HESEMANN, J. (1971): Die Diskrepanz in der Fortsetzung der paläogeographischen und lagerstättenkundlichen Einheiten im links- und rechtsrheinischen Schiefergebirge. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1977**: 92–94; Stuttgart.
- (1978): Der Blei-Zink-Erzbezirk des Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge) als Prototyp einer frühorogenen und palingenen Vererzung. – *Decheniana*, **131**: 292–299; Bonn.
- HOFFMANN, A. (1952): Die Erzlagerstätten zwischen Wied und Agger. – *Geol. Jb.*, **66**: 165–178; Hannover.
- HOLTENDAHL, O. & DONS, J. A. (1966): Geological guide to Oslo and district. – 118 S., Oslo (Universitetsforlaget).
- HÜTTENHAIN, H. (1962): Zur Geochemie des Spateisensteins in den Siegerländer Erzgängen. – *Ber. üb. DFG-Koll. „Geochemie“*: 32–33; Bad Godesberg.
- ILLIES, H. (1970): Die großen Gräben: Harmonische Strukturen in einer disharmonisch strukturierten Erdkruste. – *Geol. Rdsch.*, **59**: 528–552; Bonn.
- (1974): Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **23**: 1–24; Karlsruhe.
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **110**: 186–392; Stuttgart.
- (1971): Rheinische Magnafazies im devonischen Weltbild. – *Forsch. allgem. u. regional. Geogr., Köln. geogr. Arb., Sonderbd. (Festschr. K. KAYSER)*: 141–157; Köln

- KEGEL, W. (1950): Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. – *Z. dt. geol. Ges.*, **100**: 267–289; Hannover.
- KRONBERG, P., PILGER, A., SCHERP, A. & ZIEGLER, W. (1960): Spuren altvariscischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **3**, **1**: 1–46; Krefeld.
- LEHMANN, H. (1965): Beitrag zur Stratigraphie des Bensberger Erzreviers (Bergisches Land) und ihre Beziehungen zu den Blei-Zink-Erzgängen. – *M. RICHTER-Festschrift*: 225–229; Clausthal-Zellerfeld.
- LEHMANN, H. & PIETZNER, H. (1970): Der Lüdericher Gangzug und das Gangvorkommen Nikolaus-Phönix im Bergischen Land. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **17**: 589–664; Krefeld.
- LIPPOLT, H. J. (1983): Distribution of volcanic activity in space and time- in FUCHS et al. *Plateau Uplift*: 112–120; Heidelberg (Springer).
- MEISL, S. & EHRENBERG, K.-H. (1968): Turmalinfels- und Turmalinschieferfragmente in den Konglomeraten der Bunten Schichten (Obergedinne) im westlichen Taunus. – *Jb. Nass. Ver. Naturkd.*, **99**: 43–64; Wiesbaden.
- MEMPEL, G. (1938): Die marsische Phase der bretonischen Faltung in der Attendorn-Elsper Mulde. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **58**: 566–585; Berlin.
- MÜLLER, H. & SCHERP, A. (1967): Die tertiäre Mineralisation auf der Blei-Zink-Erzlagerstätte Ramsbeck/Sauerland und ihre Genese. – *N. Jb. Mineral. Abh.*, **106**: 131–157; Stuttgart.
- NICKE, H. (1981): Reliefgenerationen im südlichen Bergischen Land zwischen Wupper und Sieg. – *Decheniana*, **134**: 302–310; Bonn.
- (1983): Reliefgenese des südlichen Bergischen Landes zwischen Wupper und Sieg. – *Köln. Geogr. Arb.*, **43**: 278 S.; Köln.
- PAPROTH, E. & WOLF, M. (1973): Zur paläogeographischen Deutung der Inkohlung im Devon und Karbon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1973**: 469–493; Stuttgart.
- PELZING, R. (1992): Das Erdbeben von Roermond 13. April 1992. – *Sonderveröff. GLA Krefeld*, 16 S.; Krefeld.
- PILGER, A. (1952a): Geologische Kartierung und stratigraphische Untersuchung im Siegerländer Spateisensteinbezirk. – *Bergb. Rdsch.*, **4**: 94–97; Bochum.
- (1952b): Zur Gliederung und Kartierung der Siegener Schichten, I, II. – *Geol. Jb.*, **66**: 703–722; Hannover.
- (1952c): Tektonik, Magmatismus und Vererzung, Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **104**: 198–2128; Stuttgart.
- PÖTTER, H. (1958): Stratigraphie und Tektonik in der Ober-Siegen- und Ems-Stufe südlich des Siegener Hauptsattels und im Bereich der Burbacher Schuppenzone. – 45 S., *Diss. Clausthal-Zellerfeld*.
- RIBBERT, K.-H. (1985): Erläuterungen zu Blatt 5405 Mechernich. – *Geol. Kte. Nordrhein.-Westf.* 1:25 000, 121 S.; Krefeld.
- SCHAEFFER, R. (1983): Vererzung in karbonischen und tertiären Sedimenten bei Velbert (Niederbergisches Land) – eine Zeitmarke für die saxonische Mineralisation des Rheinischen Schiefergebirges. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **134**: 225–245; Hannover.
- (1986): Geochemische Charakteristik und Genese der jungmesozoisch-tertiären Vererzung im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **34**: 337–381; Krefeld.
- SCHALICH, J., SCHNEIDER, F. K. & STADLER, G. (1986): Die Bleierzlagerstätte Mechernich – Grundlage des Wohlstandes, Belastung für den Boden. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **34**: 11–91; Krefeld.
- SCHENK, E. (1937): Die Tektonik der mitteldevonischen Kalkmuldenzonen in der Eifel. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **58**: 1–36; Berlin.
- SCHERP, A. & STADLER, G. (1973): Aspekte der Erzbildung im Siegerland. – *Z. dt. geol. Ges.*, **124**: 51–59; Hannover.
- SCHMIDT, H. (1937): Faltungskerne im ostrheinischen Schiefergebirge. – *Z. dt. geol. Ges.*, **88**: 680–686; Berlin.
- SCHMIDT, W. (1952): Die paläogeographische Entwicklung des linksrheinischen Schiefergebirges vom Kambrium bis zum Oberkarbon. – *Z. dt. geol. Ges.*, **103**: 151–177; Hannover.
- SCHRIEL, W. (1952): Die gegenseitigen Beziehungen der Erzparagenese variscischen und tertiären Alters erläutert an der Stellung des Bensberger und Ramsbecker Erzbezirks zur Paffrather Kalkmulde und dem Massenkalk von Brilon nebst einem Vergleich mit anderen Gebieten. – *N. Jb. Min. Mh.*, **1952**: 239–253; Stuttgart.
- (1936): Das Unterdevon in südlichen Sauerland und Oberbergischen. – *Festschr. H. STILLE*: 1–21; Stuttgart (Enke).
- STILLE, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. – 443 S.; Berlin (Borntraeger).
- WUNDERLICH, H. G. (1964): Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbon und Harzes. – *Geol. Rdsch.*, **54**: 861–882; Stuttgart.

Anschrift des Autors: Professor Dr. H. Grabert, Haselbuschweg 5, D-47804 Krefeld.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1994

Band/Volume: [147](#)

Autor(en)/Author(s): Grabert Hellmut

Artikel/Article: [Tektogenese und Mineralisation im Rheinischen Schiefergebirge 179-192](#)