Decheniana (Bonn) 154, 167–180 (2001)

Postvariszische („saxonische") Tektonik und Mineralisation im Rheinischen Schiefergebirge

Postvariscan („Saxonian") Tectonics and Mineralisation in the Rhenish Massif

HELLMUT GRABERT (†)

(Manuskripteingang: 7. Dezember 2000)

Kurzfassung: Für die variszische Faltung des Rheinischen Schiefergebirges gibt es keine eindeutigen Hinweise auf eine Durchsetzung des gefalteten Gebirges mit plutonischen Störkörpern wie z. B. im Harz, auch fehlen Beweise auf eine daran gebundene Mineralisation und Vererzung. Hingegen häufen sich Hinweise auf solche Störkörper im nördlichen Vorfeld der Rheinischen Masse (Erkelenzer Hoch, Krefelder und Lippstädter Gewölbe, Bramscher Massiv), wie auch die einer saxonisch initiierten Erzmineralisation (Bleizinkerze der Voreifel bei Mechernich und Maubach, Strontianit-Gänge in der Oberkreide des Münsterlandes). In anderen Gebirgsteilen sind tiefreichende Zersatzzonen beobachtet worden, die als Aufstiegswege aszendenter Hydrothermen angesehen werden. Umkristallisationen mit Einbringen „exotischer" Elemente (Lithium, Fluor, Barium) sowie holozäne, vielleicht heute noch wirksame Laufveränderungen im rezenten Gewässernetz von Sieg, Agger und Wupper vervollständigen das Bild einer jungen tektonischen Überprägung der Rheinischen Masse. Sie wird der alpidisch-saxonischen Bruchfaltentektonik zugeordnet.

Schlagworte: hydrothermale Vererzung, variszische Faltung, Plutonismus

Abstract: In contrary to other Variscan (Hercynian) orogens (e. g. the Hercynian Mountains: Harz) no magmatic or plutonic intrusions took place in the folded Rhenish Schiefergebirge and also no Variscan mineralisations. In the foreland of the Rhenish Massif, however, basic intrusions of post Variscan (Mesozoic: Cretaceous to Tertiary) plutons are verified by thermal stress of surrounding Paleozoic rocks, called „Gewölbe": the Erkelenz High, the „vault" of Krefeld and Lippstadt and the Massif of Bramsche. These intrusions are caused by a diapir of a deep located „mantle plume". This intrusion uplifted during the Tertiary and built the Rhenish Massif. The uplift cracked the Variscan folded rocks and gave place for the mineralisation into faults and veins.

Keywords: hydrothermal mineralisation, Variscan Orogenesis, plutonism

Einleitung

TORNQUIST (1908) bezeichnete die zwischen dem Baltisch-Russischen Schild und der „Mittelgebirgsscholle" im Untergrund Hannovers, Mecklenburgs und Pommerns liegende Gebirgsscholle als „Saxonische Scholle". H. STILLE (1910) verstand unter „Saxonien" den Raum zwischen der „Tornquist'schen Linie" (= Trennlinie zwischen dem Kristallin Fennosarmatiens im Norden und dem jungen Saxonien im Süden) und dem Außenrand der Alpiden im Süden. Der heute nicht mehr verwendete zeitgebundene Begriff der „Saxonischen Faltung" (STILLE 1910) umfasst die „. . . gesamte, in einer Anzahl von Phasen verlaufende mesozoisch-känozoische Faltung im Bereich der deutschen Mittelgebirge. - Als „saxonische" Tektonik ist dann . . . die innerhalb von „Saxonien" und in dem genannten Zeitraum charakteristische Bruch- und Bruchfaltentektonik bezeichnet worden" (MURAWSKI & MEYER 1998: 188). Im Nachfolgenden wird daher als „saxonisch" eine in den deutschen Mittelgebirgen ungefähr zeitgleiche Schollen- und Bruchfaltentektonik während und im Gefolge der alpidischen Orogenese im Jungmesozoikum/Känozoikum verstanden, wobei auch tektonische Beanspruchungen des variszisch gefalteten Grundgebirges einbezogen werden. Die saxonische Bruchfaltentektonik ist weitgehend ausgezeichnet durch Vertikalbewegungen sowie durch zerrende Störungselemente.

1. Die Rheinischen Variszíden

Das Rheinische Schiefergebirge besteht heute aus zwei im Süden ineinander übergehenden Teilen: aus dem linksrheinischen mit seinen geomorphologischen Einheiten der Eifel, des Hohen Venns und des Hunsrücks sowie aus Teilen der Ardennen, und aus dem rechtsrheinischen Teil

mit dem Bergischen, dem Westerwald und dem Sauerland sowie dem Taunus. Die im Norden beide Teile trennende Niederrheinische Bucht ist jünger, postvariszischer Entstehung. Das Rheinische Schiefergebirge ist variszisch gefaltet, es entstand am Ende des Paläozoikum durch eine orogene Einengung. Diese ist bedingt letztendlich durch das Vorrücken der Afrikanischen Platte nach Norden auf die Eurasische Platte hin. Die Schichten sind in relativ einfach ausgebildete Sättel und Mulden gelegt, wobei bei vorherrschenden monoklinen Falten mit Nordvergenz infolge von Gesteinsgegensätzen auch eine Disharmonie (disharmonische Faltung) auftreten kann. Der Faltenbau wird darüber hinaus gelegentlich auch durch einfache Überschiebungen modifiziert, die dann vorwiegend an der Nordflanke größerer Aufsattelungen auftreten; örtlich existiert auch Deckenbau.

Dem einengenden Faltenbau sind einige Querstörungen zugeordnet, viele der Störungen, insbesondere die mineralisierten, gehören jedoch der jüngeren saxonischen Bruchfaltentektonik an.

Das Rheinische Schiefergebirge ist eingespannt zwischen dem Brabanter Massiv im Norden und der Mitteldeutschen Schwelle im Süden. Das Brabanter Massiv ist kaledonisch konsolidiert, hat aber einen präkambrischen Kristallinkern, die Mitteldeutsche Schwelle besteht vermutlich ganz aus präkambrischem Kristallin (BRINKMANN 1948, ZIMMERLE 1999). Zwischen diesen beiden Massiven werden kleinere prävariszische „Schwellen" oder „Inseln" vermutet, deren Ursachen und paläogeographische Verbindungen (noch) nicht bekannt sind. Zwischen dem links- sowie dem rechtsrheinischen Schiefergebirge bestehen in der variszischen Deformation zwar graduelle, jedoch keine prinzipiell anders gearteten Unterschiede. Das Rheinische Schiefergebirge ist einheitlich gefaltet.

1.1. Die variszische Tektonik

Das von STILLE (1940: 142, Abb. 1) entworfene Schema des magmatischen Zyklus erfüllt sich jedoch für das variszisch gefaltete Rheinische Orogen (= Rheinisches Schiefergebirge) nicht. Es fehlen besonders die sauren Plutone, wie sie

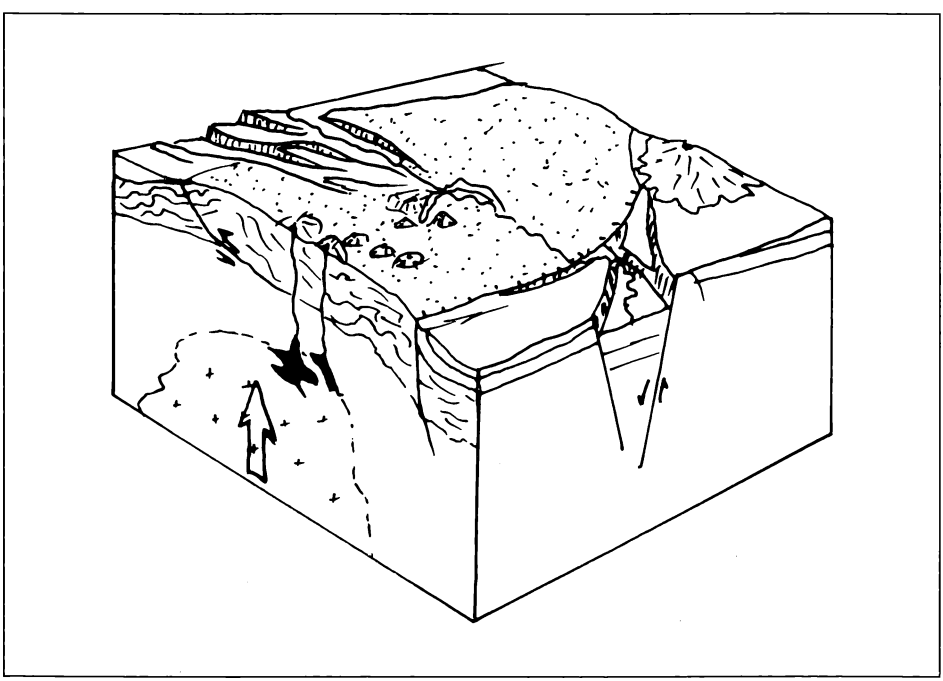


Abbildung 1. Der prognostizierte Manteldiapir unter der Rheinischen Masse
Figure 1. The presumed mantle diapir under the Rhenish Massif (nach: AHORNER (1983), aus: FUCHS et al. (1983))

z. B. im Harz (Brocken, Ramberg) auftreten. Auch die sauren Vulkanite des unterdevonischen Keratophyrs im Bergischen sowie im Sauerland und die „Porphyroide" im Taunus und Hunsrück (KIRNBAUER 1991) lassen sich in dieses Schema nicht einfügen. Beide, die Keratophyre und die Porphyroide, werden heute als Vertreter eines subsequenten sauren Vulkanismus der - andernorts im nordwestlichen Europa - bedeutenden kaledonischen Orogenese aufgefaßt. Wäre diese Annahme statthaft, entspräche die variszische Faltung des Rheinischen Schiefergebirges nicht dem Bild einer typischen Orogenese, schon die im Schiefergebirge fehlenden Plutone lassen diese Vorstellung nicht zu. Erst recht können die devonisch-karbonischen Sedimente des Schiefergebirges nicht als Geosynklinal-Ablagerungen im Sinne der Füllung einer stark einsinkenden „Erdwanne" aufgefasst werden. Die relativ niedrigen Inkohlungswerte (M. & R. TEICHMÜLLER 1979, WOLF 1972) organischer Einschlüsse in diesen Schichten lassen nämlich die Annahme einer starken Tiefenversenkung nicht zu. Im Gegenteil, die ausgefalteten Sedimentmengen waren relativ geringmächtig und wurden als eine „Sedimentwalze" immer wieder umgelagert und dabei nach Norden vor der aus Süden vorrückenden Faltenfront transportiert, bis sie irgendwann und irgendwo doch einmal zum Stillstand und damit zum Absatz gelangten. Dies ist nun wahrlich das Bild einer Flysch-Sedimentation. Im Rheinischen Schiefergebirge wird daher ein langsames „Wandern der Faltung" von Süden nach Norden angenommen.

Die Komponenten der devonisch-karbonischen Flysch-Sedimentation sind vielgestaltig und dokumentieren die Erosion und den Abtrag der im Nordwesten Europas aufsteigenden Kaledoniden. Sie reichen von kristalliner bis metamorpher Herkunft bis zu Sedimenten mit den unterschiedlichsten Wachstumsgefügen der Diagenese (WIERICH 1999). Diese lassen sich für das Rheinische Schiefergebirge vom kaledonisch gefalteten Brabanter Massiv herleiten.

Es ist bisher noch immer nicht ausdiskutiert, ob das Brabanter Massiv ein weit nach Osten vorgreifender „Sporn" der Kaledoniden ist, oder ob es sich nur um eine mehr oder weniger kaledonisch beeinflusste (kristalline) Hochlage handelt. Hier werden darunter jedoch eher isolierte, nicht mit dem eigentlichen kaledonisch gefalteten Orogen verbundene „Inseln" mit wahrscheinlich präkambrischen Kernen angenommen. Diese Annahme basiert auf den vermuteten und teilweise auch nachgewiesenen Hochlagen, wie sie sich als lokale Geröll-Lieferanten gezeigt haben. Dazu zählen z. B. die Liefergebiete der unterdevonischen Gerölle aus dem Ebbe-Gebirge (GRABERT & STADLER 1981), wie auch die der Mitteldeutschen Schwelle (BRINKMANN 1948, ZIMMERLE 1999).

Das in den besagten Unterdevon-Konglomeraten des Ebbe-Gebirges nachgewiesene kristalline Spektrum kann nämlich nicht von einem fernen Liefergebiet hergeleitet werden, sondern stammt von einer benachbarten Hochlage. Eisenspat und Hämatit sowie Weichgerölle aus unverfestigten Vulkaniten von beträchtlicher Größe (um 1 cm Durchmesser) lassen die Annahme eines Ferntransportes einfach nicht zu.

Sind schon keine Plutone im Rheinischen Schiefergebirge vorhanden, können sie auch nicht als Lieferant einer orogen begleitenden Mineralisation gelten, welche auf Gängen das Rheinische Gebirge durchzieht. So ist es nicht verwunderlich, dass sich in jüngerer Zeit immer mehr Hinweise ergeben, diese Mineralgänge seien jünger, also postvariszisch entstanden und gefüllt worden; sie werden mit der „saxonischen" Bruchfaltentektonik in Beziehung gesetzt.

1.2. Das Problem der endvariszischen Mineralisation

Noch bis in die Mitte der vergangenen achtziger Jahre war die seit der geologischen sowie lagerstättenkundlichen Erforschung des Rheinischen Schiefergebirges vorherrschende Meinung, dass - z. B. - „die Faltung im Erzdistrikt Siegerland/Wied ein mittel-(bis jung-)variszisches Alter" besäße und dass „die Sideritvererzung noch im Unterkarbon erfolgte" (FENCHEL et al. mult. 1985:3). Gefügekundliche Auswertungen sollen eine Abhängigkeit der Gangspaltenbildung von den Faltenachsen erwiesen haben, außerdem hätten vergleichende Untersuchungen von Diabas-Intrusionen, die diese Siderit-Gänge durchschlagen haben, gezeigt, dass diese Diabase mit denen unterkarbonischer Magmatite zu vergleichen wären. Beide Aussagen stimmen so nicht mehr. Weder lassen sich die vielfach Nordsüd gerichteten Siderit-Gangzüge (z. B. die vom „Lüderich" bei Bensberg, der vom Füsseberg bei Biersdorf/Siegerland oder der von Kohlberg südlich von Waldbröl) gefügemäßig in das Schema einer einengenden

variszischen Orogenese einpassen, noch ist die Natur der „Diabase" aus der Grube „Glaskopf", welche den Eisenspat des Füsseberger Gangzuges durchschlagen haben, eindeutig geklärt (dazu weiter unten).

Ein Faltengebirge soll aus Sedimenten des offenen, z. T. auch des tieferen Meeres (Schiefer, reine Kalksteine, Radiolarite) zusammen gesetzt sein. Meist sind den Sedimenten basische, seltener saure Ergüsse und Lagergänge zwischengeschaltet (Diabase, Grünsteine, Ophiolithe, Serpentinite), in denen sich eine Verknüpfung mit langanhaltenden, vorwiegend abwärts gerichteten Bewegungen der „Geosynklinalen" dokumentieren sollte (CLOOS 1936: 378). Beides gilt jedoch nicht für das variszisch gefaltete Rheinische Schiefergebirge.

Die Plattentektonik zeigt, dass zur Entstehung eines Faltengebirges keineswegs solche „Geosynklinalen" (= Erdwannen) erforderlich sind, sondern auch oft Flachmeer-Sedimente, die auf einem dem Kontinent vorgelagerten Schelf abgesetzt worden sind. Während die früheren Vorstellungen als Vorbedingungen für Faltengebirge mehr die vertikale Komponente (sinkender Raum = Geosynklinale) betonten, weist die Plattentektonik auf laterale Bewegungen hin: die Schelfsedimente werden „aufgeschürft" und zu Faltengebirgen umgewandelt und damit dem Kontinent als Orogen „angeschweißt". So wird heute die Entstehung der Gebirge mehr durch die Kollision zweier Lithosphärenplatten gedeutet und die Kollisionszonen als Orogene bezeichnet (EISBACHER 1996: 312).

Bis zur Mitte des vergangenen Jahrhunderts galt als Lieferant für eine Vererzung ein mit Metallen gesättigter Pluton (vgl. BORCHERT 1960). Doch schon mit der intensiven geophysikalischen Erkundung des tieferen Untergrundes im Siegerland war diese Vorstellung, zumindest für das Rheinische Schiefergebirge, nicht mehr aufrecht zu halten. Der umfangreiche Bericht (BOSUM et al. mult. 1971) konnte keinen großräumigen Pluton unter dem Siegerland als Erzlieferanten nachweisen; bis in 8 km Tiefe ließ sich keine geophysikalische Anomalie feststellen, die irgendwie als zu einem Pluton gehörend zu deuten wäre. Auch das an der Bohrung „Münsterland 1" angehängte vibroseismische Profil DEKORP 2N, das das Rheinische Schiefergebirge in NW/SE-Richtung, also quer zum generellen Faltenstreichen, durchläuft und das Ebbe-Antiklinorium (mit Ordoviz im Kern) sowie den Müsener Horst im Siegeland quert, gibt keine Hinweise auf derart zu deutende Anomalien (DROZDZEWSKI et al. 1994). Es müsste schon die Mineralisation im Rheinischen Schiefergebirge anders erkärt werden.

SCHERP & STADLER (1973), die sich auf experimentelle Studien stützten, meinen, es könnten basaltische bzw. gabbroide Magmen bei einer Abnahme des Sauerstoff-Partialdruckes eisenreiche Restlösungen gebildet haben, die dann letztendlich zur Ausscheidung von Siderit führen müssten. Aber auch sie halten noch am endvariszischen Alter dieser Mineralisation fest, obwohl eigentlich eine Verknüpfung mit der Magmenkammer, aus der sich der Vulkanismus des tertiärzeitlichen Westerwald-Basaltes speist, viel näher läge. Aber damals, 1973, war für solche Gedankengänge die Zeit noch nicht reif.

Einen anderen Weg zur Deutung der Eisenspat-Gänge ging BREDDIN (1935). Er leitete den Eisenspat nicht von einem tiefliegenden (basischen) Pluton her, sondern durch eine „Lateralsekretion" aus dem Nebengestein. Diese Gangfüllungen, zu denen er auch noch die mit Quarz zählt, sollen dem Nebengestein entstammen, das Eisenkarbonat in sehr großen Mengen auch heute noch als ursprüngliche Gemengeteile enthält.

BREDDIN lässt dabei außer Acht, dass nur das unterdevonische Nebengestein einen hohen Eisenkarbonat-Anteil enthält, während ab dem Mitteldevon der kalziumkarbonatische Anteil überwiegt. Außerdem ist unklar, warum nur noch das Unterdevon eisenkarbonatische Einschaltungen enthält (in der Tat fehlen im Siegerland solche kalziumkarbonatischer Art), wo doch gerade in den Siegerländer Gängen der Eisenspat konzentriert eingewandert sein sollte, also das Nebengestein „entleert" hätte.

BREDDINS Vorstellung wurde daher bald wieder verworfen. Dennoch ist noch nicht die Tatsache geklärt, warum im Unterdevon des Siegerlandes im Bindemittel der Sedimente das Eisenkarbonat vorherrscht und das Kalziumkarbonat weitgehend fehlt.

2. Die Hebung und Gliederung der Rheinischen Masse

Die Hebung der Rheinischen Masse, also die Herausbildung zu einem morphologischen Gebirge, setzte, vermutlich mit einigen tektonischen Vorläufern, verstärkt an der Wende Kreide/Tertiär ein; es entstand aus einem Teil des

variszisch gefalteten Rhenoherzynikum. Der Prozess der Hebung vollzog sich jedoch keineswegs gleichmäßig oder einaktig, sondern mit wechselnder Intensität. Aber auch nicht gleichförmig vollzog sich die Hebung, sondern wölbend, also mit unterschiedlichen Hebungsbeträgen. Die zur gleichen Zeit ablaufende Aktivität des Basalt-Vulkanismus mit seinen Höhe- und Ruhephasen lässt diese Annahme zu.

Die Hebung der Rheinischen Masse kann nicht losgelöst von der Mechanik und Tektonik des im Süden gelegenen Alpen-Orogens betrachtet werden, und diese wiederum ist aus der - erneuten - Begegnung der Afrikanischen mit der Eurasischen Lithosphäreneinheit durch laterale Plattenbewegungen zu erklären. Während beim Zusammentreffen dieser beiden Platten deren vorgelagerte Schelfgebiete des Tethys-Ozeans zu den Alpen aufgefaltet und bis zu einem extremen Überschiebungsbau mit weitreichenden Deckenschüben deformiert wurden, reagierte das tektonisch stabile, da variszisch gefaltete Vorland auf den einwirkenden Einengungsdruck im Gebiet des heutigen Rheinischen Schiefergebirges durch eine „Hebung der Rheinischen Masse", hervorgerufen durch einen - wie auch immer gearteten - Manteldiapir (Abb. 1). Es kann heute noch nicht gesagt werden, warum gerade hier solch ein „Plateau Uplift" (FUCHS et al. 1983) erfolgte, doch es ist auffällig, dass diese Hebungszone zwischen der Mitteldeutschen Kristallinschwelle und der Osning-Achse (mit dem Abbruch zum Niedersächsischen Tektogen) liegt. Vielleicht ist die Annahme begründet, dass eigentlich seit dem Altpaläozoikum (über die noch ältere Geschichte gibt es in Mitteleuropa kaum exakte Vorstellungen) niemals eine geschlossene Altbaukruste entstand oder existierte, sondern sich nur ein in relativ kleine Schollen zerlegtes und daher tektonisch auch nicht stabiles Schollenfeld gebildet hatte. Es mag eine paläogeographische Situation im mitteleuropäischen Altpaläozoikum geherrscht haben, die einen Vergleich mit den rezenten geographischen Verhältnissen in Südostasien mit Inseln, auch vulkanischen, mit Inselbögen, Flachsee-Gebieten und ozeanischen Gräben sowie Tiefsee-Bereichen impliziert (BRAUSE 1998: 138). Die tektonische Struktur des anscheinend auch heute noch nicht endgültig konsolidierten Mitteleuropas ist wohl auf einen ständigen Abfluss von Mantelmaterial zurückzuführen, der immer wieder Gebiete von Mitteleuropa einsinken ließ. Da kann es bei den starken tangentialen Drücken der Plattentektonik in einem etwas instabilen Raume zur Injektion von Mantelmaterial kommen, das letzten Endes zur Hebung der Rheinischen Masse führte.

Die Rheinische Masse taucht nach allen Seiten besonders rasch jedoch nach Westen und Osten unter jüngere Schichten ab. Sie ist aber auch in sich quergegliedert. Zwei große Querstrukturen lassen sich deutlich erkennen, die beide saxonisch geprägt sind: die Eifeler Nordsüdzone im linksrheinischen und die Bergische Muldenzone im rechtsrheinischen Schiefergebirge.

Beide Zonen haben Gemeinsamkeiten, sie stellen Achsendepressionen innerhalb des gefalteten Variszikums mit erheblichen Einsenkungsbeträgen dar. Beide verlaufen in einer angenäherten Nordsüd-Richtung (NNW/SSE), sind in unterdevonische Schichten eingesenkt und enthalten mittel- bis oberdevonische Ablagerungen; daraus errechnet sich ein Absenkungsbetrag von mehr als 2500 m. In der Eifeler Nordsüdzone (SCHENK 1938) sind weiterhin noch ca. 200 m des überlagernden Buntsandsteins erhalten geblieben. Die Bergische Muldenzone (GRABERT 1983) weist zwar keine mesozoische Abfolgen im Tiefsten auf, doch errechnet sich auch hier aus dem mittel- bis oberdevonischen Schichtenpaket ein Absenkungsbetrag von ca. 2500 m. Die Eifeler Nordsüdzone öffnet sich im Norden am Rande der Eifel in der Mechernicher Triasbucht, um dort unter die jüngeren mesozoischen Schichten abzutauchen. Ihre tektonische Fortsetzung findet sie im Rur-Graben der Niederrheinischen Bucht. Damit scheint, verbindet man die Nordsüdzone und den Rur-Graben zu einem tektonischen Element, die Einsenkung auch heute noch abzulaufen, verwischt jedoch durch die ebenfalls noch andauernde Hebung der Rheinischen Masse. Gleiches gilt auch für die Bergische Muldenzone. Nur öffnet sich diese nicht nach Norden, sondern hat, unterbrochen durch den tertiär- zeitlichen Basaltvulkanismus des Westerwaldes, möglicherweise im Süden ihre tektonische Fortsetzung im (tertiärzeitlichen) Grabensystem des Limburger Beckens.

Das Rheinische Schiefergebirge ist, wie schon erwähnt, eingespannt und daher primär beeinflusst, von der Mitteldeutschen Schwelle im Süden und dem Brabanter Massiv im Norden. Die Mitteldeutsche Schwelle verläuft etwa in SW/NE-Richtung, so dass die von ihr ausgehende Faltenfront weitgehend auch dieser Rich-

tung folgt. Im nördlichen Vorfeld der Rheinischen Masse liegen nun, deren Nordrand begleitend, die vier schon erwähnten „Gewölbe", unter denen man basische Intrusionen geortet hat. Ob sie einer ähnlichen, SW/NE verlaufenden wie auch immer gearteten „Förderzone" basischer Intrusionen folgen, ist Spekulation.

Keiner Spekulation hingegen ist der ebenfalls dieser Richtung folgende junge Basalt-Vulkanismus ausgesetzt, der im gesamteuropäischen Bild ein durch Störungsbereiche modifiziertes („zickzack-förmiges") Band einer saxonischen Mobilisation basischer Vulkanite darstellt. Dieser Vulkangürtel beginnt in der Vulkaneifel und setzt sich nach Osten im Neuwieder Becken, im Siebengebirge und im Westerwald, im Vogelsberg und in der Rhön fort. Von dort knickt dieser Gürtel in eine NW/SE-Richtung und verläuft längs der Thüringer Störungen. Im Becken von Eger und in der Oberpfalz schwenkt der Gürtel wieder in die SW/NE-Richtung ein, erhält in Böhmen und in der Lausitz wieder einen kräftigen Vulkanismus und verliert sich dann in Nieder- und Oberschlesien in wenigen Basalt- und einzelnen Kohlensäuregas-Vorkommen wieder in einer NW/SE-Richtung.

Der basische Vulkanismus in Mitteleuropa ist also nicht an die meist einer Nordsüd-Richtung folgenden saxonischen Bruchtektonik gebunden (Eifeler Nordsüdzone, Bergische Muldenzone, die Siderit-Gänge des Bergischen und des Siegerlandes), sondern folgt einem ungefähr Westost verlaufenden Gürtel mit „Zickzack-Muster". Doch auch dieses Muster dürfte seine Ursache in dem schon erwähnten alten, prävariszischen, vielleicht noch älteren Schollenfeld der „niemals geschlossenen Altbaukruste" haben.

Die saxonische Hebung der Rheinischen Masse äußert sich aber nicht nur in vertikalen Bewegungen, sondern auch durch eine Zerblockung der sich aufwölbenden, aufsteigenden Rheinischen Masse, wobei die dabei entstandenen Blöcke später gegeneinander verkanteten und rotierten. Dadurch entstand ein kleinräumiges Schollenfeld mit rasch wechselnden tektonischen Elementen.

2.1. Die alpidisch-saxonische Bruchfaltentektonik

Schon ANDRES (1941:127) fiel eine „axiale Unruhe" im Siegerland auf, an die die Eisenspat-Vererzung gekoppelt zu sein scheint: „Das Siegener Erzgebiet hebt sich also in seinen axialen Verhältnissen stark von seiner Umgebung ab. Innerhalb des Erzgebietes weichen benachbarte Falten durch den Grad und die Richtung des Achsengefälles besonders stark voneinander ab." In einem Kommentar dazu vermerkt CLOOS (1941: 134): „Man könnte sich . . . unter dem Erzgebiet einen Pluton vorstellen, über dessen Scheitel die werdende und fertige Faltung unruhiger verlief als anderwärts und der in die Zerreißung dieser Unruhezone . . . seine mobile Produkte entsandt hätte." Dieser für die Siderit-Vererzung angenommene Pluton konnte jedoch durch geophysikalische Untersuchungen im Siegerland (BOSUM et al. 1971) nicht nachgewiesen werden. Andererseits machen aber die Untersuchungen zur Hebung der Rheinischen Masse (Plateau Uplift: FUCHS et al. 1983) es wahrscheinlich, dass die Aufwölbung der Rheinischen Masse durch eine Injektion von Mantelmaterial während der alpidisch-saxonischen Bruchfaltentektonik erfolgt ist. Setzt man nun den von CLOOS vermuteten Pluton mit dem Manteldiapir von FUCHS et al. gleich, so dürfte das den vorhandenen Gegebenheiten entsprechen. Daraus wäre dann noch zu folgern, dass die Aktivität dieser Mantel-Injektion saxonisch ablief und der Manteldiapir noch nicht so weit aufgestiegen ist, dass er als Pluton erkennbar wird. Unter dem Siegerland ist, wie BOSUM et al. (1971) nachwiesen, bis in eine Tiefe von 8 km kein entsprechender Störkörper vorhanden.

Damit ist aber noch nicht die Frage nach der Herkunft der Mineralisation beantwortet. Denn dem wohl basischen Manteldiapir kann höchstens Eisenspat als Derivat aus der basaltischen Magmenkammer zugeordnet werden. Für die - etwas spätere - Buntmetall-Vererzung müssen andere Quellen angenommen werden. Diese sind wohl aus einer starken Aufheizung des gesamten Nebengesteins durch den von einem Manteldiapir emporgehobenen Gebirgsteil zu erklären, die im Zusammenhang mit vagabundierenden Hydrothermen in der Lage war, Schwermetalle aus den Sedimenten des Nebengesteins herauszulösen und in neuen Verbindungen auf den aufgerissenen Klüften und Störungen wieder abzusetzen.

Während in den Alpen im Meso- und im Neozoikum durch die weiterhin ablaufende Plattentektonik zwischen Afrika und Eurasien die Schichten zu einem intensiv gefalteten und mechanisch extrem deformierten Orogen zusam-

mengeschoben werden, kann sich der Kollisionsdruck im nördlich vorgelagerten, variszisch gefalteten Feld nur noch bruchhaft auf die versteiften Variszíden auswirken; eine Bruchschollentektonik mit einer Mobilisierung basaltischer Magmen ist die Antwort.

Die Ursache des Aufstieges der Rheinischen Masse jedoch just an ihrer heutigen Stelle ist nicht erkennbar. Sie kann sich aber herleiten lassen von Manteldiapiren und plutonischen Injektionen. Das könnte dann auch erklären, warum im nördlichen Vorfeld der Rheinischen Masse (punktförmige) basische Plutone (unter den „Gewölben") auftreten, die sich bogenförmig um die aufsteigende Masse verteilen. Sie werden, wie schon angedeutet, da ihre Natur noch nicht restlos geklärt ist, unter dem neutralen Namen „Gewölbe" betrachtet.

2.2. Die Natur der großen „Gewölbe"

Die Bezeichnung „Gewölbe" ist aus der Verlegenheit zu erklären, dass man die meist nur geophysikalisch nachgewiesenen Tiefenstrukturen nicht eindeutig geotektonisch einordnen kann. Sie werden von jungen Ablagerungen verhüllt, sind also an der Tagesoberfläche nicht sichtbar. Unter den Gewölben werden wegen der meßbaren Wärmebelastung (Inkohlungsmessungen) des Nebengesteins magmatische Intrusionen meist basischer Natur angenommen. Da sie aber auch ihre auflagernden Deckschichten nicht nur wie die variszisch gefalteten Schichten durch Wärmeaufgabe verändert haben, müssen sie postvariszischen Alters sein, und damit wird auch ein saxonisches Alter diskutiert.

Wenn auch hier nicht die früher oft verbreitete Meinung vertreten wird, dass zu einer Mineralisation unbedingt auch ein Pluton als Erzlieferant anzunehmen sei, so scheinen doch Beziehungen zwischen einer Bruchfaltentektonik und einer Mobilisierung des (basischen) Magmas mit einer Aufheizung des Gebirges sowie einer Hydrothermen-Bildung zu bestehen. Die hohen tropischen bis tropoiden Niederschläge während der Tertiärzeit und das entsprechend warme Klima begünstigen noch zusätzlich die Bildung von „Thermen" auch aus absinkenden Niederschlägen. Diese waren dann in der Lage, die im sedimentären Nebengestein enthaltenen Schwermetalle herauszulösen, neue chemische Verbindungen zu schaffen und diese dann in den durch die beulende Hebung entstandenen offenen Spalten als „Gänge" wieder abzusetzen. Die Gänge weisen selten nur einen vertikalen Versatz auf, sind aber ihrerseits häufig durch - meist dextrale - Verschiebungen versetzt. Diese Verschiebungen lassen sich aus der Zerblockung des Gebirges infolge der unterschiedlichen Hebung der Rheinischen Masse herleiten.

Nun gibt es dennoch Hinweise auf „Plutone" (oder punktförmige magmatische Störkörper). Im Norden der Rheinischen Masse liegen unter junger Bedeckung magmatische Störkörper bisher noch undeutlicher Entstehung; auf diese ist besonders der neutrale Begriff „Gewölbe" anzuwenden. Sie sind nämlich bisher nur geophysikalisch nachgewiesen und noch nicht durch Bohrungen verifiziert worden, so dass ihre geochemisch-petrologische Natur unbekannt ist; ihre Existenz ist jedoch eindeutig.

Noch am ehesten einer variszischen Faltung zuzuordnen wären das Krefelder und das Lippstädter Gewölbe. Bei beiden handelt es sich um NNW/SSE („herzynisch") verlaufende, dem heutigen Schiefergebirge vorgelagerte Querstrukturen, die von jungen Sedimenten diskordant überlagert werden. Im Krefelder Gewölbe folgt unter dem postvariszischen Deckgebirge flach liegendes Dinant (Kohlenkalk), im Lippstädter Gewölbe erreicht sogar das Obere Mitteldevon die Transgressionsfläche.

Das Erkelenzer Hoch (Drozdzewski et al. 1994) (Abb. 2) ist durch seine relativ hohen Inkohlungswerte in den benachbarten und den überlagernden Schichten erkannt worden, außerdem wurde hier eine magnetische Anomalie festgestellt. Da auch hier wie bei den anderen „Gewölben" im Nebengestein Mineralneubildungen beobachtet worden sind, wird auf einen wohl basischen Magmenkörper („Erkelenzer Intrusiv", Abb. 3a) geschlossen.

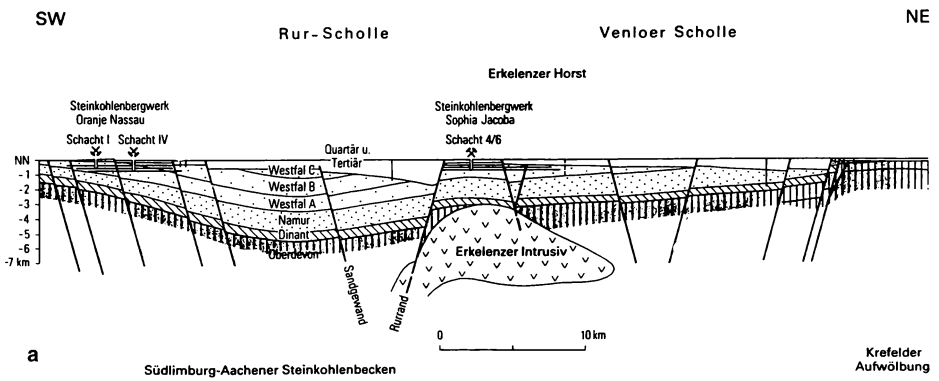
Auch dem Krefelder Gewölbe sind wärmebelastende Intrusionen nicht fremd. So wurden in der Steinkohlenzeche „Friedrich Wilhelm" bei Kamp-Lintfort (nördlich Krefeld) Basaltgänge beobachtet, die im Kontakt zu karbonzeitlichen Steinkohlenflözen die Kohle zu Naturkoks umgewandelt haben (Abb. 3b). Es wird noch diskutiert, ob diese basischen Gänge der Permzeit zuzuordnen wären, da dem Krefelder Gewölbe bisher eine endvariszische Entstehung zugesprochen wird, doch ist auch diese Annahme nicht unumstritten. Ein echter, durch eine radiometrische Untersuchung verifizierter Beweis zum permischen Alter ist bisher nicht erfolgt.

Dem Krefelder Gewölbe wird, analog den anderen Strukturen, ein saxonisches Alter zugebilligt.

Bedeutsam ist nun auch, dass im südlichen Teilsattel des Lippstädter Gewölbes ebenfalls eine magnetische Anomalie festgestellt worden ist (BOSUM & KIND 1972). Im Norden dieser Anomalie wurden stark positive (+129 gamma), im Süden schwächer negative (-38 gamma) Werte gemessen. Eine Differenz von fast 170 gamma ist, so BOSUM & KIND (1972), so beträchtlich, dass daraus ein magmatogener Störkörper abgelesen werden kann. Aufgrund der Bohrung Soest-Erwitte 1/1a im Zentrum dieser Anomalie muss auf eine starke thermische Belastung geschlossen werden; die beobachtete relativ hohe Anchimetamorphose der tieferen Gebirgsteile unterstreicht das. Somit wird hier ebenfalls auf ein Intrusiv geschlossen, wobei offen bleibt, ob hier ein saurer bis intermediärer Pluton angenommen werden kann.

Das vierte der bisher bekannt gewordenen „Gewölbe" liegt nördlich der Osning-Überschiebung am Rande des Niedersächsischen Tektogens: das Bramscher Massiv. Hier ist mit Sicherheit eine Intrusion erfolgt. Der Aufstieg dieses Störkörpers begann mit dem Aufreißen größerer Dehnungsbrüche bei der Absenkung des Niedersächsischen Beckens während der Unterkreide (Wende Neokom/Alb) und hielt bis in die Oberkreide (Turon) hinein an. Für eine hohe Geothermik spricht die starke Inkohlung, bei der in den unterkretazischen Wealden-Kohlen sogar das Anthrazit-Stadium erreicht wurde. Im Zentrum der maximalen Wärmebelastung wurde eine „wirksame" Temperatur von ca. 300°C errechnet; der Top der Intrusion wird mit ca. 5 km Tiefe unter heutiger Flur angenommen. Infolge der Zufuhr hydrothermaler Lösungen erfuhren die Karbon-Sandsteine eine Serizitisierung der Feldspäte und eine intensive Einkieselung sowie eine Neubildung von Pyrophyllit (M. & R. TEICHMÜLLER 1984, 1985) (Abb. 3).

Unter allen Gewölben scheint somit ein plutonisches Intrusiv zu liegen, wahrscheinlich



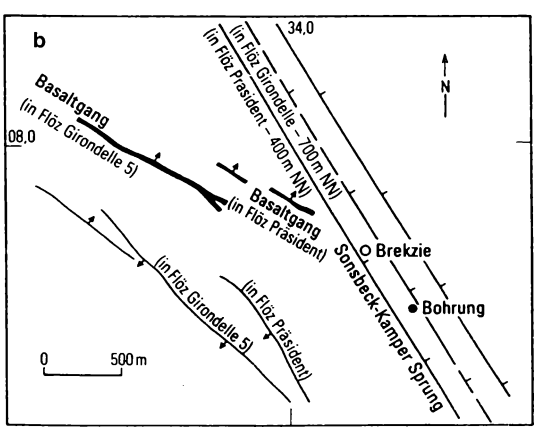


Abbildung 2. Das Erkelenzer und das Krefelder Gewölbe: a: Das Erkelenzer Hoch am Rur-Rand (Niederrheinische Bucht) (nach: WREDE & HILDEN 1988, aus: DROZDEWSKI et al 1994),
b: Basaltgänge auf der Grube „Friedrich-Heinrich" bei Kamp-Lintfort (nördlich Krefeld) (aus: GRABERT 1998: Abb. 112)

Figure 2. The High of Erkelenz and Krefeld

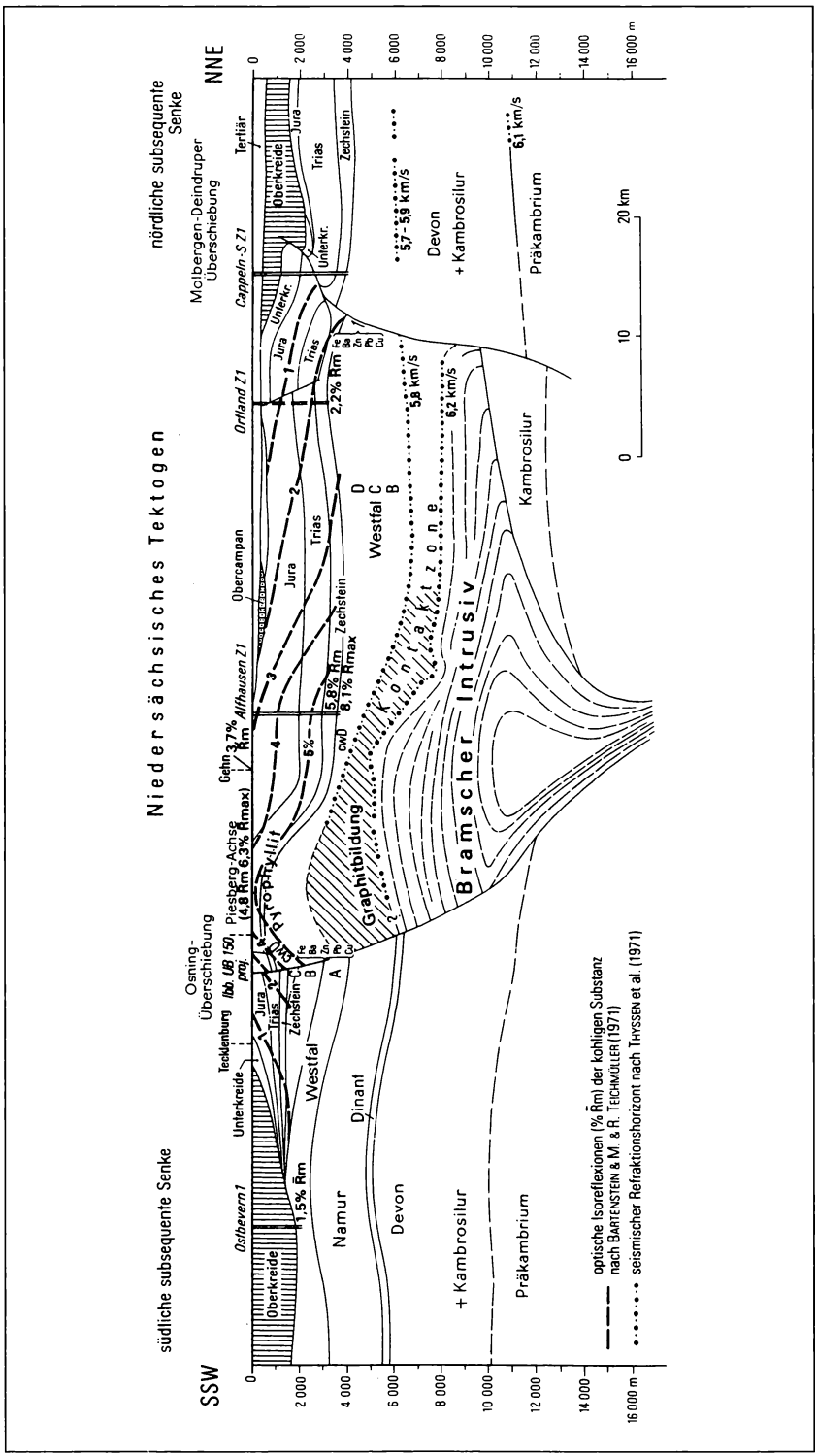


Abbildung 3. Das Bramscher Massiv (nach: STADLER & TEICHMÜLLER 1971, aus: R. & M. TEICHMÜLLER 1985)
Figure 3. The Bramsche Massif

mehr basischer als intermediärer Natur. Da nun das Bramscher Massiv durch seine starke Inkohlung der Wealden-Kohle eindeutig saxonischer Natur ist und alle Gewölbe starke Übereinstimmungen aufweisen, wird ihnen auch eine gemeinsame Ursache und ein gemeinsames Alter zugeordnet. Außerdem ist hier noch auf den nicht fernen basischen Vulkanismus des Westerwaldes hinzuweisen. Es könnten im nördlichen Vorfeld der Rheinischen Masse noch saxonische Magmenteile stecken geblieben sein, während im Zentrum ihrer Hochwölbung die öffnende Spaltenbildung derart stark geworden war, dass das basische Magma ausreichende Aufstiegswege fand, um an der Oberfläche als Vulkanite auszufließen. Und es fällt bei der Betrachtung dieser „Gewölbe" eine bogenförmige Anordnung auf, die zwar zufällig sein kann, die aber auch eine alte, tiefenbedingte Struktur und/oder Begrenzungslinie des (möglicherweise) prävariszischen Untergrundes nachzeichnen könnte. Die „schildförmige Aufwölbung" mit einem „Bruchschollenfeld" (CARLE 1988: 387) im Deckgebirge spricht für eine vermutlich noch nicht abgeschlossene junge Hebung und Wölbung.

2.3. Die saxonische Mineralisation

Wenn auch in der Monographie von FENCHEL et al. (1985) nirgendwo ein eindeutiger Beweis über eine endvariszische Gangerz-Mineralisation festgehalten worden ist (zur Diskussion über den angeblich unterkarbonischen „Diabas" aus der Eisenspatgrube „Füsseberg" bei Biersdorf [FENCHEL et al. 1985: 40] siehe auch GRABERT 1993, 1994), wird an einer solchen zwar generell nicht gezweifelt (vgl. dazu REPPKE 1993), nur dürfte sie von wesentlich geringerem Ausmaß gewesen sein, als die der alpidisch-saxonischen Mineralisation. In vielen variszisch gefalteten Gebirgen sind endvariszische Granite intrudiert, die für eine Gangerz-Mineralisation verantwortlich gemacht werden können, nur fehlen solche im Rheinischen Schiefergebirge. Wenn bisher angenommen wurde, dass die Oberharzer Erzgänge dem Granit des Brockens zuzuordnen wären, so scheinen radiometrische Untersuchungen an Gangerzen heute eher auf ein Jura-Alter hinzuweisen.

Unbestritten ist die mesozoisch-tertiärzeitliche Mineralisation im Mittleren Buntsandstein der Voreifel bei Mechernich und Maubach (hierzu: SCHALICH et al. 1986) sowie die Strontianit-Gänge in der Oberkreide des Münsterlandes (DRIESEN 1990: 37). Deren beider Genese und Herkunft ist zwar noch immer nicht eindeutig geklärt, da viele Umkristallisationsvorgänge die Mineralparagenese verwischt haben, doch scheint die Annahme berechtigt zu sein, dass während des Jungmesozoikum und der Tertiärzeit aufsteigende Tiefenwässer, die Temperaturen bis zu 300 °C erreicht haben dürften, Minerale und Erze aus dem Nebengestein, vielleicht auch aus älteren Erzgängen, aufgenommen haben, die sich dann in den porösen Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins ebenso absetzen konnten, wie in den großen und klaffenden Spalten des saxonischen Bruchfaltengebirges des Münsterlandes.

In einer jüngeren Studie zur Geochemie der hydrothermalen Mineralisation im Rheinischen Schiefergebirge (WAGNER 1999) wird, wenn auch ohne weitere Diskussion zu Arbeiten „saxonischer" Vertreter, wiederum ein endvariszisches Alter betont. WAGNER geht jedoch nicht auf die Verknüpfung mit tektonischen Deformationen ein, die ja die Voraussetzung für die Öffnung der Spalten und damit für das Angebot von Absatzorten für die erzbeladenen Hydrothermen waren; seine detaillierten Untersuchungen beschränken sich weitgehend auf geochemische sowie mineralogische Aspekte.

Nicht umstritten ist auch, dass die Mineralisation in mehreren Phasen abgelaufen ist (FENCHEL et al. 1985: Abb. 12, S. 70). Welche Zeiträume jedoch zwischen den einzelnen Phasen liegen oder gar welches Alter diese Intervalle haben, ist bisher nicht geklärt. Im Siegerland z. B. setzt nach einer hydrothermalen Vorphase aus Pyrit, Arsenkies und Kobalterzen die Hauptphase mit Siderit und Quarz ein. Die sulfidischen Buntmetallerze (Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende) beherrschen die Nachphase.

Im Kupferkies aus siegerländer Erzen ist ein relativ hoher Gehalt an Cubanit enthalten, dessen Entmischung nach BORCHERT (1934) bei Temperaturen um 235 °C abläuft, so dass während dieser Phase recht hohe Temperaturen aufgetreten sein müssen. Da die Entmischung unter dem Erzmikroskop nachgewiesen werden konnte, müssen die Hydrothermen eben Temperaturen von mehr als 200 °C erreicht haben. Nach HÜTTENHAIN (1962) gehört jedoch die hoch temperierte Kupfererz-Mineralisation zur frühesten „nach-variszischen" Metallogenese. Da sie jünger als die Siderit-Ausscheidungen auf

den Gangspalten ist, wäre diese, ordnet man die Hauptmineralisation mit Siderit dem Basalt-Vulkanismus zu, dann einzuengen auf die Zeit nach dem mitteltertiärzeitlichen Westerwald-Basalt. Stärkere tektonische Bewegungen erfolgten schon während der jüngsten Oberkreide- und der frühen Tertiärzeit.

Die Frage, ob Teile der Mineralisation im Rheinischen Gebirge auch jüngeren Datums sein könnten, wurde schon recht früh gestellt. Man bezog sich dabei besonders auf die an Baryt reichen Nachläufer der Mechernich-Maubacher Buntmetallvererzung. Da man auch im rechtsrheinischen Schiefergebirge barytreiche Spätgenerationen festgestellt hatte (SCHERP & STADLER 1973), waren die Voraussetzungen für solche Gedankengänge frei. Dennoch kamen die ersten Hinweise hierzu nicht von den Montangeologen, sondern von Vertretern benachbarter Hochschulen: um FRIEDRICH von der TH Aachen (vgl. KRAHN & RIEDRICH 1991) und um KREBS von der TH Braunschweig (u. a. SCHAEFFER 1983, 1984). Hinzu kommt noch, dass bei vielen Mineralvorkommen starke Umkristallisationen oft mit dem Einbau fremder und unerwarteter Elemente in das Kristallgitter nachgewiesen werden konnten. So wurde das Manganerz Pyrolusit durch den Einbau von Lithium in das Sekundärmineral Lithiophorit umgewandelt (GRABERT et al. 1969).

Lithium ist bisher im Rheinischen Schiefergebirge selten nachgewiesen worden. Es sei hier jedoch vermerkt, dass am Nordrand des Schiefergebirges bei Belecke/Möhne in den dort aufsteigenden Mineralwässern ein zwar geringer, jedoch für solche Wässer ungewohnt hoher Lithium-Gehalt nachgewiesen ist (FRICKE 1967). Weiterhin wurde Fluor, dessen Herkunft gänzlich unbekannt ist, mehrfach in karbonatischen Gangfüllungen mitteldevonischer Kalksteine festgestellt (GRABERT & PIETZNER 1970). Das Barium wurde als Sekundärelement oben schon erwähnt.

Also: man findet viele geologisch junge Mineralisationen, wenn gezielt danach gesucht würde; bisher handelt es sich bei den erwähnten Sekundärmineralien um Zufallsfunde. Und schließlich sind noch als Hinweise auf junge tektonische Bewegungen postglaziale Laufveränderungen rechtsheinischer Flüsse (Sieg, Agger und Wupper) beobachtet worden (GRABERT 1995). Ein besonders schönes Beispiel hierfür ist am Talmäanderbogen von Dattenfeld (GRABERT 1975) abzulesen, in den auch die Niederrengser Störung einlenkt, die westlich von Gummersbach im Agger-System extreme Laufveränderungen herbeigeführt hat. Neben diesen Mineral-Neubildungen und den jungen Laufveränderungen im derzeitigen Drainagesystem sind auch tiefreichende Zersatzzonen im devonischen Grundgebirge beobachtet worden, die auf eine hydrothermale Beeinflussung hinweisen.

So wurde im Siebengebirge bei Aegidienberg in einer über hundert Meter tiefen Bohrung (auf Wasser) stark zersetztes Gesteinsmaterial angetroffen und keineswegs geklüftetes Festgestein. Die teilweise noch gut bestimmbaren Fossilien weisen das devonische Alter nach. Hier den Zersatz durch den jungen Vulkanismus des benachbarten Siebengebirges zu erklären, liegt nahe, so dass hier eine ascendente, hydrothermale Beeinflussung anzunehmen ist (GRABERT 1962).

Etwas schwieriger sind solche tiefreichenden Zersatzzonen dann zu deuten, wenn sie im zentralen Schiefergebirge auftreten. Solches wurde in der Tongrube der Ziegelei Elsenroth bei Nümbrecht gefunden, wo kein Anzeichen einer vulkanischen Beeinflussung festzustellen ist (GRABERT et al. 1969). Hier wurden mehr als 40 m eines reinen, gelegentlich schwach sandigen Tones erbohrt, der als zersetztes Mitteldevongestein aufzufassen ist; frisches Gestein steht in enger Nachbarschaft an, doch wurde kein festes Gebirge in der Bohrung erreicht. Darüber hinaus wurde in der Nachbarschaft der Ziegeleigrube das Umwandlungserz Lithiophorit nachgewiesen, bei dem durch sekundäre Zufuhr von Lithium das Manganerz Pyrolusit umgewandelt worden ist.

Nicht weit von Elsenroth liegen, unterhalb des Schlosses Homburg bei Nümbrecht die „Dicken Steine" (GRABERT & GRÜNHAGEN 1971). Sie bilden steilstehende Klippen aus einem dichten bis zähen, rötlichgrauen Quarzfelsen mit zahlreichen Einschlüssen des umgebenden mitteldevonischen Sandsteins. Diese Felsen gleichen keineswegs den sonst im gefalteten Devon des Rheinischen Schiefergebirges häufigen Milchquarzen, sondern sind ganz anderer Entstehung. Während die Milchquarze bei den variszischen Faltungsvorgängen gangförmig aufsitzen, verläuft der Quarzfelsen der Dicken Steine querschlägig Nordsüd durch das Gebirge. Die Milchquarze werden heute „als Ausschwitzungen" des beanspruchten Gebirges gedeutet, während die Dicken Steine als ascendente Bildung angesehen

werden. Es handelt sich hier wohl um eine niedrig thermale Beeinflussung, bei der noch eine geringe Neubildung von Dickit und Kupferkies zu verzeichnen ist. Dass diese Dicken Steine im Zentrum der Bergischen Muldenzone angesiedelt sind, deren saxonische Bildung sehr wahrscheinlich ist, mag zufällig sein, aber es wird ihnen doch ein saxonisches Alter zugesprochen.

3. Die Stellung der Rheinischen Masse im mitteleuropäischen Stressfeld (Abb. 4)

Basische Magmatite sind allgemein erzarm, die sauren hingegen, vielfach aus aufgeschmolzenen Sedimentgesteinen herzuleiten, erzreich. So macht es Mühe, der saxonischen Bruchfaltentektonik mit dem Aufreißen großer und offener, klaffender Spalten sowie der vorangegangenen basischen Magmeninjektionen nun die reichen Erze aus Blei-, Zink- und Kupfersulfiden zuzugestehen. Am ehesten ist dies von den Erzen noch für den Eisenspat möglich, der als ein karbonatisches Differentiat aus einem basischen Stammmagma erklärt werden kann (SCHERP & STADLER 1973).

Durch die ungleichförmige Hebung der Rheinischen Masse zerbrach nicht nur das variszisch gefaltete Gebirge, sondern es rissen auch lang aushaltende Klüfte und Spalten auf, die dann durch Minerale und Erze ausgefüllt werden konnten. Bevorzugt wurden dabei klaffende nordsüd ausgerichtete Spalten. So weisen viele der großen Gangerz-Vorkommen des Bergischen wie auch des Siegerlandes diese Richtung auf: der Lüdericher Gangzug bei Untereschbach (östlich von Bensberg) (LEHMANN & PIETZNER 1970), der Kohlberger Gangzug bei Waldbröl (GRABERT 1980) wie auch der Füsseberger Gangzug bei Betzdorf/Sieg (FENCHEL et al. 1985). Dazu gesellen sich noch erzfreie Störungen der gleichen Richtung; die Niederrengser Störung (westlich von Gummersbach) wurde schon erwähnt.

Nun ist die Mineralisation im Rheinischen Schiefergebirge keineswegs einaktig abgelaufen, sondern, wie eingangs erwähnt, in mehreren Schüben, den Phasen. Ob diese mit den ebenfalls schubweise erfolgten Hebungsphasen korrespondieren, ist natürlich derzeit nicht zu beweisen, kann aber diskutiert werden. Dabei scheint ein Wechselspiel von Hebungsphasen des Gebirges mit Spaltenbildung und Zerblockung gegen eine vulkanogene Phase mit Aufheizung des Gebirges durch das aufsteigende Magma (basische Vulkanite oder Manteldiapir) mit Bildung von Hydrothermen aus absinkenden Niederschlägen und begleitender Mineralisation stattzufinden. Solche Phasen können unterschiedliche Bedingungen gehabt haben, die schon früher abgelaufene Prozesse erneut beeinflusst haben. So sind viele Vererzungen durch Umlagerungsprozesse verändert worden.

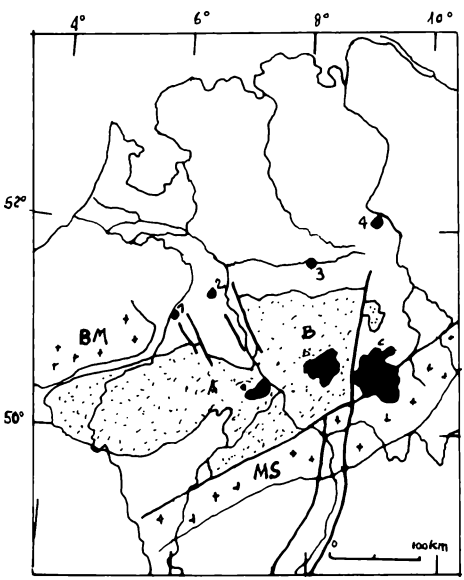


Abbildung 4. Das mitteleuropäische Streßfeld zur Zeit der saxonischen Hebung der Rheinischen Masse MS: Mitteldeutsche Schwelle, BM: Brabanter Massiv, 1: Erkelenzer Hoch, 2: Krefelder Gewölbe, 3: Lippstädter Gewölbe, 4: Bramscher Massiv, a: Vulkaneifel, b: Westerwald, c: Vogelsberg

Figure 4. The tectonic stress field in Middle Europe during the saxonic uplift of the Rhenish Massif

Literatur

ANDRES, J. (1941): Tektonische Untersuchungen im Gebiet der Eisenspatgrube „Pfannenberger Einigkeit" im Siegerland. - Geol. Rdsch. (Bonn) **32**, 106-132

BORCHERT, H. (1934): Über Entmischungen im System Cu - Fe - S und ihre Bedeutung als geologische Thermometer. - Chem. Erde (Essen) **9**, 145-172

BORCHERT, H. (1960): Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik. - Geol. Rdsch. (Stuttgart) **50**, 131-165

BORCHERT, H. (1967): Genetische Unterschiede zwischen varistischen und saxonischen Lagerstätten Westdeutschlands und deren Ursachen. - Freibg. Forsch. (Freiberg) **C 209**, 47-63

BOSUM, W. & KIND, E. G. (1972): Die magnetische Anomalie von Soest. - Zt. Geophys. (Würzburg) **38**, 749-765

BOSUM, W. et al. mult. (1971): Geologisch-lagerstättenkundliche und geophysikalische Untersuchungen im Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirk. - Beih. Geol. Jb. (Hannover) **90**, 139 S.

BRAUSE, H. (1998): Variszíden, Cadomiden - und noch älter! - Zt. Geol. Wiss. (Berlin) **26**, 137-146

BREDDIN, H. (1935): Die Entstehung der Siegerländer Spateisensteingänge durch Lateralsekretion. - Glückauf (Essen) **71**, 821-830

BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle. - Geol. Rdsch. (Stuttgart), **35**, 133-154

BUNTEBARTH, G. (1985): Das Temperaturgefälle im Dach des Bramscher Massivs aufgrund von Inkohlungsuntersuchungen. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld) **33**, 231-253

BUNTEBARTH, G., MICHEL, W. & TEICHMÜLLER, R. (1982): Das permo-karbonische Intrusiv von Krefeld und seine Einwirkung auf die Karbonkohlen am linken Niederrhein. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld) **30**, 31-45

CARLE, W. (1988): WERNER - v. KOENEN - STILLE - Ein geistiger Stammbaum wegweisender Geologen. - Geol. Jb. (Hannover) **A 108**, 499 S.

CLOOS, H. (1936): Einführung in die Geologie. - Berlin (Borntraeger), 503 S.

CLOOS, H. (1941): Axiale Unruhe und Erzgänge im Faltengebirge. - Geol. Rdsch. (Bonn) **32**, 133-134

DRIESEN, B. et al. (1990): Geol. Kt. Nordrhein-Westf., 1:100.000, Erl. Blatt C 4310 Münster, (2. Aufl.). - Krefeld, 64 S.

DROZDZEWSKI, G. (1994): Faltung und Bruchtektonik - Analyse der Tektonik im Subvariscikum. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld) **38**, 7-187

DROZDZWESKI,G. et al. mult. (1994) Das Subvariscikum Norddeutschlands - Struktur und Lagerstättenpotential eines Vorlandbeckens. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld) **38**, 356 S.

EISBACHER, G. (1996): Einführung in die Tektonik. - 374 S., (Enke); Stuttgart

FENCHEL, W. et al. mult. (1985): Die Sideriterzgänge im Siegerland-Wieder Distrikt. - Geol. Jb. (Hannover) **D 77**, 3-517

FRICKE, K. (1967): Das Heilquellengebiet von Bad Belecke (Möhne): und die Neuerschließung von Natrium Chlorid-Wasser 1963. - Geol. Jb. (Hannover) **84**, 735-754

FUCHS, K. et al. mult. (1983) Plateau Uplift - The Rhenish Shield - A case history. - Heidelberg (Springer), 411 S.

GRABERT, H. & GRÜNHAGEN, H. (1971): Die „Dicken Steine" von Schloß Homburg im Oberbergischen. - Decheniana (Bonn) **123**, 319-324

GRABERT, H. & PIETZNER, H. (1970): Über einen Flußspatfund aus dem Kalksteinbruch bei Linde (Mitteldevon): im rechtsrheinischen Schiefergebirge. - Aufschluß (Göttingen) **21**, 154-155

GRABERT, H. & STADLER, G. (1980): Eisenerzführende Unterdevon-Konglomerate an der Nordhelle/ Ebbe-Gebirge (Rheinisches Schiefergebirge). - Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg (Hamburg) **50**, 123-134

GRABERT, H. (1962): Eine ungewöhnlich tief reichende Verwitterungszone im Devon des Siebengebirges bei Königswinter. - Decheniana (Bonn) **114**, 171-176

GRABERT, H. (1975): Der Talmäander-Bogen der Sieg zwischen Au und Eitorf (Rheinisches Schiefergebirge). - Decheniana (Bonn) **127**, 145-156

GRABERT, H. (1980): Oberbergisches Land - Zwischen Wupper und Sieg. - Sammlg. Geol. Führ. (Stuttgart) **68**, 178 S.

GRABERT, H. (1983): Die Bergische Muldenzone des rechtsrheinischen Schiefergebirges. - Decheniana (Bonn) **136**, 85-94

GRABERT, H. (1993): Zur Tektogenese im Rheinischen Schiefergebirge. - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln (Köln) **70**, 203-230

GRABERT, H. (1994): Tektogenese und Mineralisation im Rheinischen Schiefergebirge. - Decheniana (Bonn) **147**, 179-192

GRABERT, H. (1995): Anfang und Umbau des Gewässernetzes zwischen Wupper und Sieg (Oberbergisches Land, rechtsrheinisches Schiefergebirge). - Eiszeitalt. u. Gegenw. (Hannover) **45**, 130-140

GRABERT, H. (1998): Abriß der Geologie von Nordrhein-Westfalen. - Stuttgart (Schweizerbart), 351 S.

GRABERT, H., REHAGEN, H. & STADLER, G. (1969): Tertiär und Quartär im südlichen Oberbergischen (rechtsrheinisches Schiefergebirge). - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld) **17**, 279-292

HERBST, G. & THOME, K. N. (1978): Der gefaltete Untergrund. - Geol. Niederrhein (Krefeld), 7-11

HOYER, P. et al. mult. (1974): Das Inkohlungsprofil zwischen dem Gelsenkirchener Sattel des Ruhrkohlenbeckens und dem Ostsauerländischen Hauptsattel des Reinischen Schiefergebirges. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld) **24**, 161-172

HÜTTENHAIN, H. (1962): Zur Geochemie des Spateisensteins in den Siegerländer Gängen. - Ber. DFG-Koll. Geochem. (Bad Godesberg), 32-33

KIRNBAUER, TH. (1991): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems (Unterdevon) (Porphyroide): im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. - Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch. (Wiesbaden) **92**, 228 S.

KRAHN, L. & FRIEDRICH, G. (1991): Zur Genese der Buntmetall-Vererzung im westlichen Rheinischen Schiefergebirge. - Erzmetall (Weinheim) **44**, 23-29

LEHMANN, H. & PIETZNER, H. (1970): Der Lüdericher Gangzug und das Gangvorkommen Nikolaus-Phönix im Bergischen Land. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld) **17**, 589-64

MURAWSKI, H. & MEYER, W. (1998): Geologisches Wörterbuch, 10. Auflg. - Stuttgart (Enke), 278 S.

PILGER, A. (1952): Tektonik, Magmatismus und Vererzung. Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge. - Z. dt. Geol. Ges. (Hannover) **104**, 198-218

SCHAEFFER, R. (1968): Geochemische Charakteristik und Genese der jungmesozoisch-tertiären Vererzung im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld) **34**, 337-381

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. (Hannover) **134**, 225-245

SCHAEFFER, R. (1984): Die postvariszische („saxonische") Mineralisation im Sauerland und ihre Paragenese. - GDMB-Schrift. Rh. (Weinheim) **41**, 15-25

SCHALICH, J., SCHNEIDER, F. & STADLER, G. (1986): Die Bleierzlagerstätte Mechernich - Grundlage des Wohlstandes, Belastung für den Boden. - Sonderveröff. Geol. L. -Amt (Krefeld), 91 S.

SCHENK, E. (1938): Die Tektonik der mitteldevonischen Kalkmuldenzone in der Eifel. - Jb. preuß. Geol. L. -Anst. (Berlin), **58**, 1-36

SCHERP, A. & STADLER, G. (1973): Aspekte der Erzbildung im Siegerland. - Z. dt. Geol. Ges. (Hannover) **124**, 51-59

STILLE, H. (1910): Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. - Jb. Niedersächs. Geol. Ver. (Hannover) **3**, 141-170

STILLE, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. - Berlin (Borntraeger), 443 S.

STILLE, H. (1940): Zur Frage der Herkunft der Magmen. - Abh. preuß. Akad. Wiss., Math. -phys. Kl. (Berlin) **19**, 31 S.

TEICHMÜLLER, R. & TEICHMÜLLER, M. (1979): Ein Inkohlungsprofil entlang der linksrheinischen Geotraverse von Schleiden nach Aachen und die Inkohlung in der Nord Süd-Zone der Eifel. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld) **27**, 323-355

TEICHMÜLLER, R. & TEICHMÜLLER, M. (1985): Inkohlunsgradienten in der Anthrazit Folge des Ibbenbürener Karbon. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld) **33**, 231-253

TEICHMÜLLER, R. (1974): Die tektonische Entwicklung der Niederrheinischen Bucht, - in: ILLIES, H. & FUCHS, K. (eds.): Approach Taphrogen., Inter-Union Comm. Geodyn., Scienc. rep. (Stuttgart) **8**, 169-285

TEICHMÜLLER, R., TEICHMÜLLER, M. & BARTENSTEIN, H. (1984): Inkohlung und Erdgas - Eine neue Inkohlungskarte der Karbonoberfläche in Nordwestdeutschland. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld) **32**, 11-34

WAGNER, T. (1999): Spätvaristische hydrothermale Mineralisation im Rheinischen Schiefergebirge. Freibg. Forsch. (Freiberg) **C 478**, 194 S.

WIERICH, F. (1999): Korngefügekundliche Liefergebietsanalyse siliziklastischer Sedimente im Devon des Rheinischen Schiefergebirges. - Marburg. Geowiss. (Marburg) **1**, 244 S.

WOLF, M. (1972): Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. (Stuttgart) **141**, 222-257

ZIMMERLE, W. (1999): The „Mitteldeutsche Schwelle" - Facts and theories. - Zbl. Geol. Paläont. (Stuttgart), **1999**, 163-184

Anschrift des Autors:
Prof. Dr. HELLMUT GRABERT (†), Haselbuschweg 5, D-47804 Krefeld

Anmerkung der Redaktion

Wir standen noch im Briefwechsel wegen dieses uns im Dezember 2000 eingereichten Manuskripts, als wir die Nachricht erhielten, dass Prof. Dr. HELLMUT GRABERT am 30. Dezember 2000 in Krefeld verstorben ist. Einige noch erforderliche kleine Änderungen am Manuskript haben wir nun vorgenommen, ohne dabei Rücksprache mit dem Autor nehmen zu können.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Decheniana

Jahr/Year: 2001

Band/Volume: 154

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

Artikel/Article: Postvariszische („saxonische") Tektonik und Mineralisation im Rheinischen Schiefergebirge Postvariscan („Saxonian") Tectonics and Mineralisation in the Rhenish Massif 167-180