Ber. Naturwiss. Verein Bielefeld u. Umgegend, 28: S. 109–138; Bielefeld 1986[x2]

Geothermisch bedingte Veränderungen in Rhät– und Jura–Gesteinen des Unteren Weserberglandes als Folge des Vlothoer Glutflußmassivs

mit 19 Abbildungen

Martin BÜCHNER, Bielefeld[x1]

Kurzfassung

Funde von epigenetischen Mineralbildungen auf Klüften, in fossilbedingten Hohlräumen und Schwundrissen von Geoden bestätigen die Wärmeanomalie im Deckgebirge über dem Glutflußmassiv von Vlotho und das Wirken heißer wässriger Restlösungen. Die Magmenintrusion erfolgte in der Kreidezeit, eine genauere Datierung ist aufgrund vorliegender Befunde nicht zu belegen.
In den durch das Bramscher Massiv ähnlich beeinflußten Deckgebirgsschichten im westlichen Wiehengebirge sind sekundär verkieselte Jura–Geoden gefunden worden, die sich als Rohstoff neolithischer Flachbeile geeignet haben. Dunkelgraue Karbonat–Geoden und entsprechende harte, splittrige Schichtgesteine sind im Gebiet um Bad Oeynhausen im Deckgebirge über dem Vlothoer Massiv nicht oder nur geringfügig verkieselt.

[x1]Name und Anschrift des Verfassers: Dr. Martin Büchner, Naturkunde–Museum, Kreuzstr. 38, D–4800 Bielefeld 1

[x2]Herausgeber: Die Vorsitzenden des Naturwissenschaftlichen Vereins für Bielefeld und Umgegend e.V., Kreuzstr. 38, D–4800 Bielefeld 1

Geothermal alteration phaenomena in Rhaetic and Jurassic rocks of the Lower Weserbergland caused by the Vlotho intrusive mass. –

Summary

Finds of epigenetic minerals in joints, fossil cavities and fine cracks in nodules provide evidence for the thermal anomaly in the cover rocks above the Vlotho intrusive mass and the activity of hydrothermal solutions. The intrusion was emplaced in the Cretaceous, although a more exact dating is not possible from the phaenomena described here.
Secondary silicified nodules of jurassic age have been found in the cover rocks of the western Wiehengebirge, which show similar alteration by the Bramsche igneous mass and which were used by Neolithic man as a raw material for flat–type axe heads.
Dark grey carbonate nodules and hard splintery rocks occur in the area around Bad Oeynhausen in the cover rocks above the Vlotho mass, but here they are only slightly silicified or not at all.

Inhalt

1.	Einleitung	110
2.	Aufschlüsse im Deckgebirge über dem Vlothoer Massiv	115
2.1	Rhät bei Gohfeld, Stadt Löhne	116
2.2	Rhät zwischen Holtrup und Uffeln/Weser	122
2.3	Lias (Unter–Pliensbachium) bei Dehme, Stadt Bad Oeynhausen	123
2.4	Dogger (Ober–Aalenium) bei Dehme, Stadt Bad Oeynhausen	128
2.5	Dogger (Callovium) vom Jakobsberg an der Porta Westfalica	132
2.6	Dogger (Callovium) vom Papenbrink nördlich Todenmann, Wesergebirge	134
3.	Zusammenfassung	136
4.	Literatur	136

1. Einleitung

Vor knapp zehn Jahren konnten im 23. Bericht des Naturwissenschaftlichen Vereins Befunde über Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge abschließend zusammengefaßt und eine Deutung veröffentlicht werden. Die Entstehung der in einer normalen mesozoischen Schichtenfolge anomalen Minerallagerstätten ist aufgrund der Erkenntnisse auf heiße wässrige

Restlösungen eines "Bramsche – Vlothoer – Glutflußmassivs" zurückzuführen, die nach seinem Eindringen in tiefere Stockwerke des Schichtengebäudes im damalig vorhandenen Deckgebirge zirkulierten (M. BÜCHNER & E.TH. SERAPHIM 1977).
Diese Annahme ist inzwischen bestätigt und verdeutlicht worden, vor allem durch die Arbeit von O. DEUTLOFF, M. TEICHMÜLLER, R. TEICHMÜLLER & M. WOLF (1980), in der anhand von Inkohlungsuntersuchungen im Mesozoikum zwei hauptsächliche Wärmeanomalien herausgestellt worden sind: das Bramscher und das Vlothoer Massiv. Inkohlungs – Maßstäbe sind zu erhalten durch Reflexionsmessungen an anpolierten organischen Partikeln. Je höher die Reflexion (Rm %, vergl. M. TEICHMÜLLER, R. TEICHMÜLLER & K. WEBER, 1979), desto höher der Inkohlungsgrad und damit die Aufheizung, die eine Inkohlung begünstigt. O. DEUTLOFF et al. (1980) haben an den pflanzlichen Resten in den Aufheizungszentren ein Meta – Anthrazit – Stadium ermittelt und schließen auch aufgrund anderer Erkenntnisse auf große Intrusionen von intermediärer bis kieselsäurearmer Zusammensetzung in großer Tiefe (ca. 5 km unter heutiger Erdoberfläche). M. TEICHMÜLLER, R. TEICHMÜLLER & K. WEBER (1979) konnten durch ihre Messungen am Reflexionsvermögen des Vitrinits (Inkohlung) und Messungen an der relativen Halbwertsbreite des ersten röntgenographischen Beugungsmaximum des Illits (Illit – Kristallinität) im Kontakthof des Bramscher Massivs eine "sehr schwache Metamorphose (Anchimetamorphose)" feststellen.
Dabei haben die genannten Autoren an diesem Beispiel hier zeigen können (S. 201, S. 216 – 223) "daß die Inkohlung viel empfindlicher auf die 1 – 2 Millionen Jahre währende Erhitzung (200 – 300°C) reagiert als die Illit – Kristallinität."
Doch sind aber noch weitere geothermische Zentren bekannt: Zunächst die kleine Wärmeanomalie bei Ellerburg ("Ellerburg – Sattel", Intrusion mit angenommener ähnlicher kieselsäurearmer Zusammensetzung), dann die wohl kieselsäurereichere Intrusion von Uchte. Einen Überblick über die bisher bekannten Intrusiva, Gangintrusionen, Tuffe und Tuffite – alle kretazischen Alters – geben G. STADLER & R. TEICHMÜLLER 1982 (Abb. 9, S. 61). Die magmatischen Intrusionen sind jünger als das Ober – Valangin (früher: Ober – Valendis) von Haßlage – Varlheide, das noch hydrothermale Einwirkungen erfahren hat (vergl. M. BÜCHNER 1986; M. BÜCHNER & E. TH. SERAPHIM 1977, S. 32 – 34, 1975, S. 78), älter als das Ober – Campan der Stemweder Berge. Die Abkühlung war also innerhalb der Kreide – Periode so weit erfolgt, so daß in ihren jüngeren Schichtengliedern keine geothermisch bedingten Veränderungen erfolgen konnten. Eine genaue stratigraphische

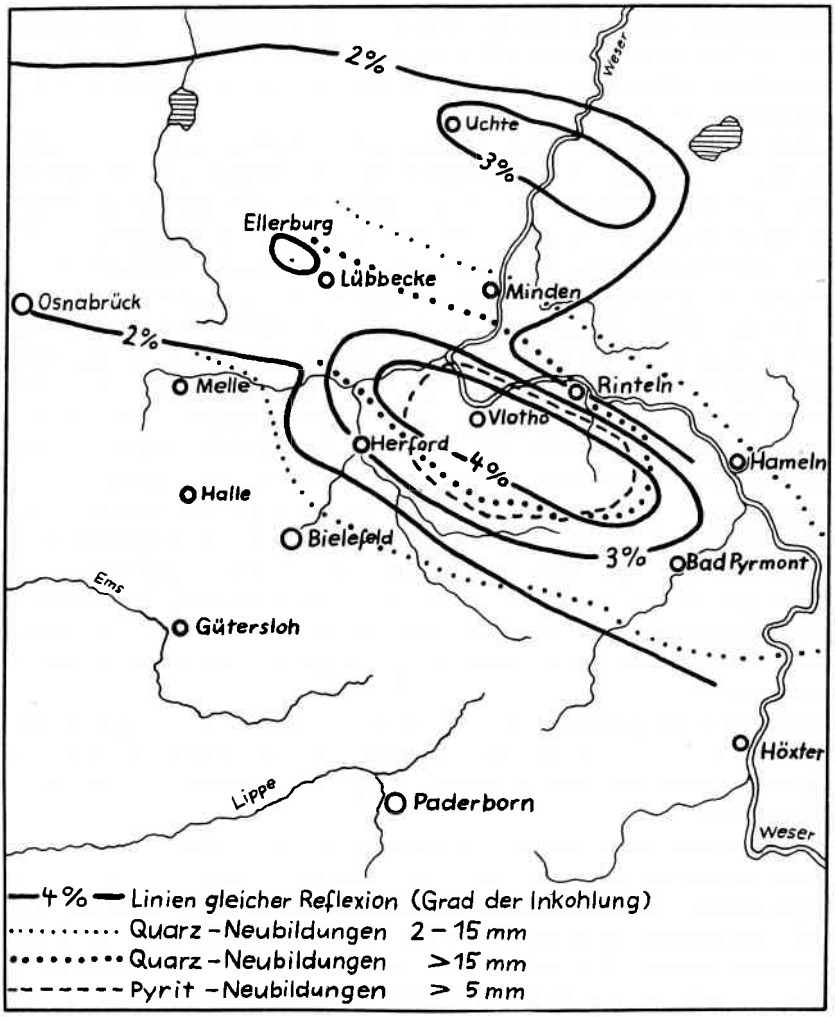


Abb. 1.: Die Inkohlungsanomalie am Vlothoer Massiv (nach O. DEUTLOFF et al. 1980, Abb. 1, S. 328) in Gegenüberstellung zu den Mineralisationsanomalien (nach M. BÜCHNER & E.TH. SERAPHIM 1977, Abb. 19, S. 83)

Zuordnung der einzelnen Intrusions-Ereignisse von Bramsche, Ellerburg, Uchte und Vlotho ist schwierig und mit den uns zur Verfügung stehenden feldmineralogischen und -geologischen Methoden nicht zu lösen, da überall über den genannten Aufheizungszentren die entsprechenden kreidezeitlichen Schichten bereits abgetragen worden sind. Der Verdacht liegt nahe, die Intrusionen mit der tektonischen Inversion der Osnabrücker Sedimentationsmulde zum Niedersächsischen Tektogen (H. BOIGK 1968) in Verbindung zu bringen. Untermeerische Großgleitungen im Cenoman, Turon und Coniac lassen sich in Aufschlüssen innerhalb der Plänerkalkkette im südlichen Teutoburger Wald nachweisen. Die abgerutschten Massen sind sehr deutlich im Brackweder Bereich des Ostwestfalen-Dammes (J. SCHÖNFELD 1985) oder im Schneikerschen Steinbruch unterhalb des Schützenhauses in Halle (Westf.) (heute Naturdenkmal) zu sehen (E. VOIGT 1962). Sie stammen von einem Hebungsgebiet, nämlich der untermeerisch sich bildenden Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle, - deutliches Zeichen für die Umkehr in der tektonischen Entwicklung von einem Osnabrücker Senkungsgebiet ("Osnabrücker Straße" im Malm, Beckenfazies in der Unterkreide des nördlichen Wiehengebirgs-Vorlandes) zum Niedersächsischen Tektogen, in dessen Schichtengewölbe vielleicht zu dieser Zeit auch die genannten Intrusiva eindrangen.
In einer neuen, sehr interessanten Studie weist R. BININDA (1986) auf verstärkte Hebungsvorgänge im Bereich der "Westfälisch-Lippischen Schwelle" (südlich des heutigen Weser-Wiehengebirges) bereits zu Zeiten des höheren Ober-Bathonium (Dogger) hin, die Ursache für Sandschüttungen des Cornbrash nach Norden waren.
Diese Zusammenhänge sollen deutlicher in den geplanten Ausstellungen des Naturkunde-Museums im Spiegelshof gezeigt werden, die sich z.Zt. im Aufbau befinden.
Bezüglich der genaueren Altersstellung der Intrusiva von Bramsche, Ellerburg, Vlotho und Uchte im Zusammenhang mit einer allgemeinen überregionalen vulkanischen Aktivität sind jedoch noch nicht alle Erkundungsmöglichkeiten ausgeschöpft worden, zumal Anzeichen für ein früher nicht beachtetes vulkanisches Geschehen im Alb (O. BROCKAMP 1978) und Apt bis Santon bestehen (G. STADLER & R. TEICHMÜLLER 1982, Tab. 1, S. 59). Auch in der hiesigen Oberkreide lassen sich Tufflagen nachweisen. G. STADLER & R. TEICHMÜLLER (1982, S. 58) kommen aufgrund ihrer Befunde zu dem Schluß, der unsere regionale Mineralogie so ungemein fesselnd macht: "Dieser intensive Tiefen- und Oberflächen-Vulkanismus hängt letzten Endes mit der tektonischen Öffnung des Nordatlantik zusammen". Damit fügt sich die von uns beobachtete Geothermik im Deckgebirge u.a. über dem Vlothoer Massiv in das plattentektonische Modell unserer Erdkruste ein.

Der folgende Beitrag über die geothermisch bedingten Veränderungen im Rhät und Jura des Unteren Weserberglandes ist als Nachtrag zu den im 23. Bericht des Naturwissenschaftlichen Vereins für Bielefeld und Umgegend erschienenen Befunden über Mineralneubildungen im hiesigen Raum aufzufassen. Hier findet jedoch nun noch zusätzlich der Verkieselungsgrad von Karbonat – Geoden in Tonstein – Schichten Beachtung, die mit hohen SiO_2 – Anteilen als Kieselgeoden dem Steinzeitmenschen unserer Region für seine Werkzeugherstellung dienlich waren. W. ADRIAN & M. BÜCHNER (1984, S. 110 – 125) haben ein "Verkieselungszentrum" nahe Bramsche erkannt. Es war also auch beabsichtigt, zusammen mit den hydrothermalen Mineralneubildungen geeignete Geoden aus den zur Verfügung stehenden Aufschlüssen im Deckgebirge über dem Vlothoer Massiv auf ihren Verkieselungsgrad zu untersuchen.

Für die schwarzen jungsteinzeitlichen Artefakte, deren Funde sich im Lande zwischen Mittelweser und Ems häufen (W. ADRIAN & M. BÜCHNER 1984, Abb. 87, S. 104), aber auch für schwarze Werkzeuge aus älterer Zeit kommen Kieselgeoden des Wiehengebirges als Rohstoff in Frage. Nur hier treten die dunklen, auffällig runden Gesteins – Konkretionen in Tonsteinschichten des Rhät, Lias und Dogger zutage, wo eine durch Glutflußmassive bedingte geothermische Veränderung des Mineralbestandes möglich ist.

Die mineralogische Übereinstimmung des gefundenen Artefakt – Materials mit Kieselgallen aus dem Devon des Rheinischen Schiefergebirges ist zwar auch für die Deutung des Rohstoffbezuges interessant, doch konnten bei weiterer Suche (auch auf Exkursionen des Naturwissenschaftlichen Vereins) in Weserschottern, die dem Steinzeitmenschen als nächstgelegene Rohstoffquelle zur Verfügung standen, keine derartigen Gerölle gefunden werden. Im Einzugsgebiet der Weser (Eder) sind nur kleine Flächen auszuweisen, in denen entsprechende Primärvorkommen anstehen.

Jean du Poël, Grafik – Designer am Naturkunde – Museum Bielefeld, hat die Strichzeichnungen für diese Arbeit angefertigt. Für diese Hilfe wird ihm herzlich gedankt.
Die fotographischen Abbildungen (außer Abb. 11 und 12) stammen aus dem Fotoarchiv des Naturkunde – Museums; die mikroskopischen Aufnahmen wurden mit Hilfe der von der Firma Dr. August Oetker, Bielefeld, zur Verfügung gestellten Einrichtung angefertigt.
Für die kohlenpetrographische Untersuchung eines Treibholzrestes aus dem Unter – Pliensbachium von Dehme bei Bad Oeynhausen sei Frau Dr. M. WOLF vom Geologischen Landesamt Nordrhein – Westfalen (Krefeld) herzlich gedankt. Die Aufnahmen der Abb. 11 und 12 sind diesem Gutachten entnommen worden.

Gebräuchliche Abkürzungen:
TK 25 = Topographische Karte 1 : 25 000 (Meßtischblatt)
GK 25 = Geologische Karte 1 : 25 000
R = Rechtswert; H = Hochwert
des Gauß–Krügerschen Koordinatensystems
N = Norden, nördlich
E = Osten, östlich
S = Süden, südlich
W = Westen, westlich
u.d.M. = unter dem Mikroskop (hier: Polarisationsmikroskop)

2. Aufschlüsse im Deckgebirge über dem Vlothoer Massiv

Abb. 2 zeigt Aufschlüsse in der geothermischen Aureole des 5 km tiefer gelegenen Intrusionskörpers von Vlotho unter Benutzung einer Ausschnittsvergrößerung von Abb. 1.

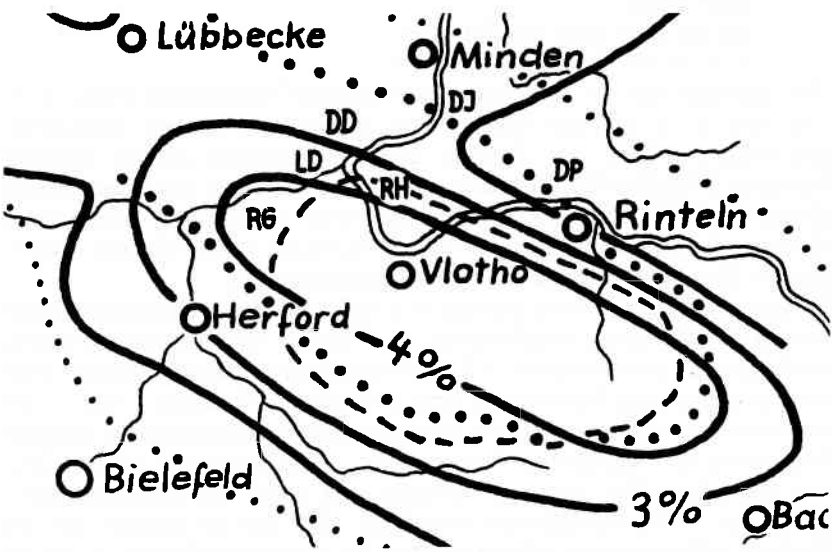


Abb. 2: Lage der Fundorte von hier behandelten Belegproben – in Beziehung zu der von O. DEUTLOFF et al. (1980) dargestellten Wärmeanomalie von Vlotho.
RG = Gohfeld (Rhät)
RH = Holtrup (Rhät)
LD = Dehme (Lias)
DD = Dehme (Dogger)
DJ = Jakobsberg (Dogger)
DP = Papenbrink (Dogger)

Diese für die Lösung unserer Fragestellungen genutzten Aufschlüsse in Rhät, Lias und Dogger (zum großen Teil Tongruben, Steilhang am Jakobsberg, Steinbruch am Papenbrink) sind (bis auf den Steinbruch) heute schon entweder nicht mehr vorhanden oder haben an Ergiebigkeit stark nachgelassen. Umso dankbarer sind wir den Mitgliedern unseres Vereins, die durch ihre Informationen und Mithilfe im Gelände diese letzten Möglichkeiten zur gerade noch rechten Zeit nutzbar gemacht haben.

2.1 Rhät bei Gohfeld, Stadt Löhne

In einer aufgelassenen und inzwischen planierten Tongrube südlich Gohfeld, Stadt Löhne, standen dunkle Tonsteine des Rhät (Oberer Keuper) mit einer eingeschalteten harten karbonatischen Lage an.

Tongrube der Firma Ziegelwerk Wilhelm Friedrichsmeyer, Löhne, im Ortsteil Wittel, Straße "Unter der Burg", 2,5 km südlich Gohfeld, Stadt Löhne
TK 25, Blatt 3818 Herford – Ost
R = 34 83 950; H = 57 81 970

Das innerhalb der 4% – Reflexionslinie gelegene Vorkommen (Abb. 1, S. 112; Abb. 2, S. 115) läßt relativ starke, geothermisch bedingte Veränderungen erwarten. Dank der Tätigkeit und Beobachtungen unseres Mitglieds Veronika LINDEMANN, Hiddenhausen 3, sind bezüglich der Mineralneubildungen auf Klüften und Schwundrissen einer linsenförmig entwickelten, dichten, dunkelgrauen, splittrig – harten Karbonat – Lage (Linsen – Durchmesser: 30 – 40 m) folgende Befunde zusammenzufassen:
In breiteren Schwundrissen konnten sich die einzelnen Mineralfolgen besser entwickeln. Zunächst kristallisierten in Vielzahl, dicht aneinandersitzend, weißliche bis gelblichbraune, z.T. schmutzigbraun oxidierte, häufig leicht verdreht gewachsene Rhomboeder eines eisenhaltigen Karbonats, wohl – wie andernorts – von ankeritischer Zusammensetzung. Gelegentliche Grünfärbung verrät die Anwesenheit fein verteilter, submikroskopisch kleiner Chlorit – Mineralien. Die Karbonat – Kristalle sind meist von messingfarbenen, glänzenden Sulfid – Kriställchen überstäubt. Hie und da stocken auf den Karbonat – Rhomboedern milchig getrübte bis wasserklare Quarze – von bis über 40 mm Länge und etwa 10 mm Stärke.

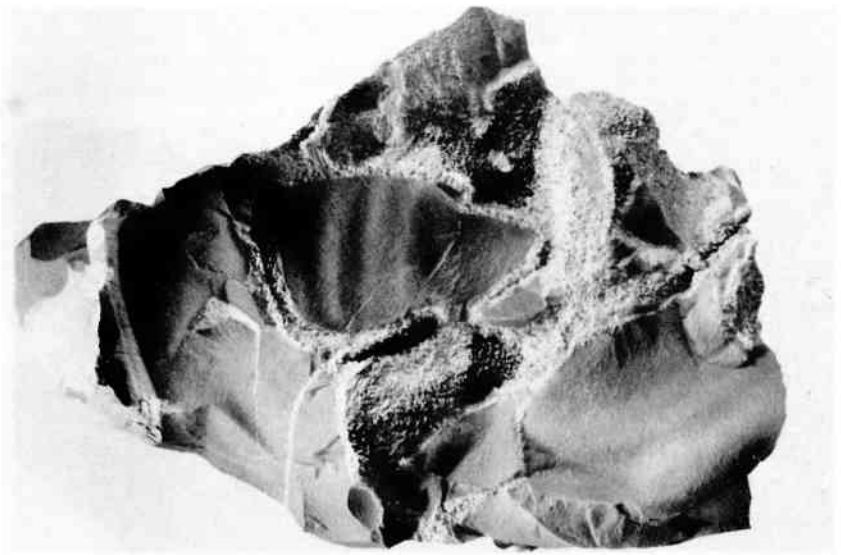


Abb. 3: Schwundrisse eines Bruchstückes aus einer Karbonat – Lage, erfüllt mit weißgrauen und rotbraunen, gröber kristallinen Karbonaten; Rhät. Tongrube in Wittel, südl. Gohfeld.
Abmessungen der Probe: 125 x 85 mm

An den Quarzen sind folgende Flächen ausgebildet: Neben den Flächen des hexagonalen Prismas, des positiven und negativen Hauptrhomboeders – Flächen der Bipyramide 2. Stellung. (Vergl. M. BÜCHNER & E.TH. SERAPHIM 1973, Abb. 11, S. 37).
Von außerordentlicher Schönheit sind Pyrite: Kombinationen Würfel/Pentagondodekaeder, häufig zu (nicht immer ideal gestalteten) "Eisernen Kreuzen" verzwillingt. (Vergl. M. BÜCHNER & E. TH.SERAPHIM 1973, Abb. 18, S. 58).
Sie erreichen Abmessungen um 5 mm und gehören – ebenso wie die Quarze – zur zweiten Mineralgeneration, aufsitzend auf den primär ausgeschiedenen Karbonat – Rhomboedern. Durch Verzwillingungen und Verwachsungen entstanden kugelige Aggregate bis zu 20 mm im Durchmesser groß. Kleinere Pyrite können als Kubooktaeder ausgebildet sein: Kombinationen des Würfels (100) mit abstumpfenden Flächen des Oktaeders (111). Ebenso erzeugt Markasit durch Verzwilligungen und Verwachsungen abenteuerliche Gebilde – bis hin zu den für diesen Aufschluß typischen "Eulenköpfchen".

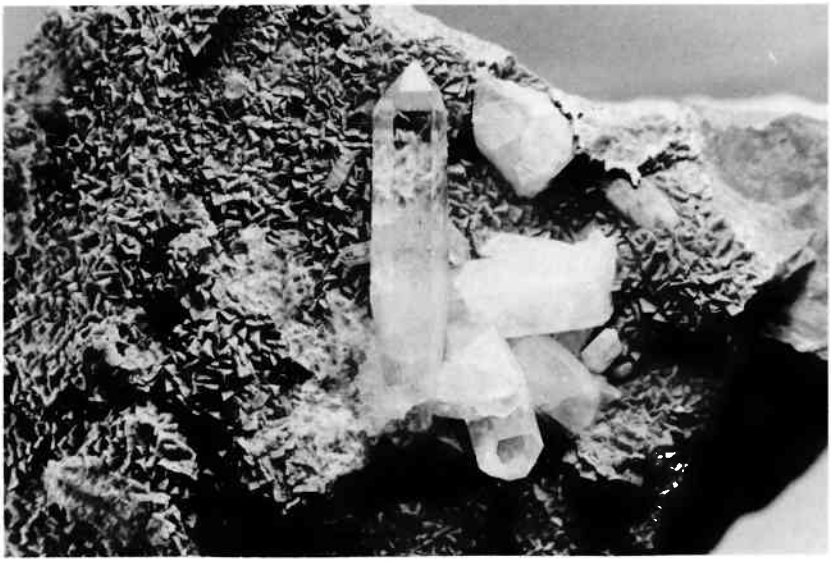


Abb. 4

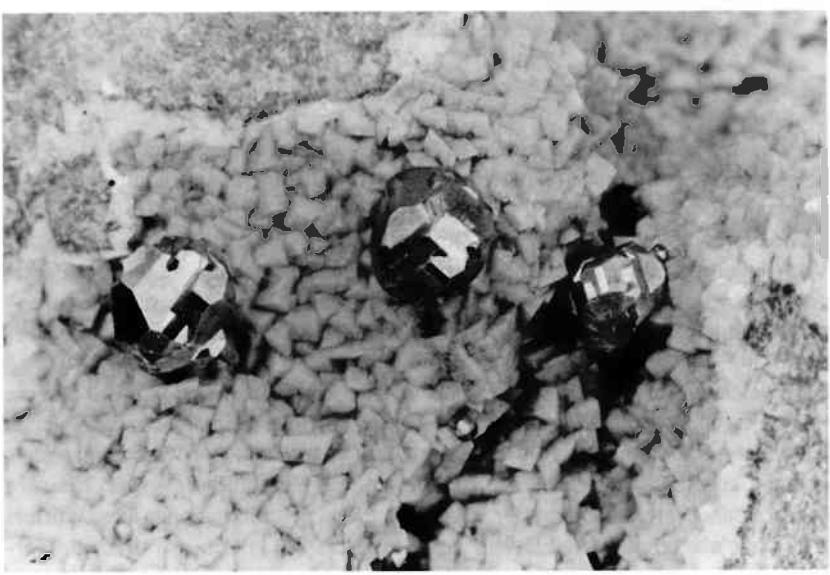


Abb. 5

Schmutzig – weißgraue, auch rosa gefärbte und trübe Baryt – Kristalle erscheinen auch in dieser zweiten Mineralgeneration. Ihre Abmessungen schwanken um 2 mm. Baryt ist aber auch als Kluftfüllung im Tonstein oberhalb der Karbonat – Lage beobachtet worden. Er tritt hier in bis 25 x 12 mm messenden Tafeln von 1 mm Stärke auf. Sein tafeliger Habitus ist nach der Fläche (001) ausgebildet, ferner sind an Flächen entwickelt: (101) oder (011). Eine Spaltbarkeit nach (010) wird sichtbar. (Vergl. M. BÜCHNER & E.TH. SERAPHIM 1975, Abb. 31, S. 104). Auf den Baryt – Tafeln sitzen Pyrit – Würfelchen mit bis 1 mm Kantenlänge.

Auch weißer grober Calcit kann zur zweiten Mineralgeneration gehören. Über 25 mm große rhomboedrische Individuen sind z.T. angelöst worden. Auf den durch Lösung geweiteten Spaltrissen sprossen in entsprechender kristallographischer Orientierung in Vielzahl winzige Calcit – Skalenoeder. (Rhomboeder, Skalenoeder: vergl. M. BÜCHNER & E. TH.SERAPHIM 1973, Abb. 14, S. 41). Aragonit – Nadeln, bis 10 mm lang, als Letztausscheidung sind beobachtet worden.

Helle Zinkblende (Honigblende) tritt im Gestein eingesprengt auf. Die Individuen können 15 mm Abmessung erreichen. Aber auch rote und fast schwarze Zinkblende ist beobachtet worden.

Das Gestein der Karbonat – Lage ist dunkelgrau, dicht, hart und splittrig. Die mineralogische Zusammensetzung läßt sich nur unter dem Mikroskop (im folgenden: u.d.M.) beurteilen.

Im Gegensatz zu den Dogger – Kieselgeoden, bestehend aus einem Gemenge von mikrokristallinem Quarz und Chlorit – Schuppen (vergl. W. ADRIAN & M. BÜCHNER 1984, S. 111 – 112) wird das hier vorliegende Gestein aus Karbonat – Individuen von 0,005 bis 0,01 mm Größe aufgebaut. Eine gewisse Verkieselung äußert sich durch die Anlage von Anwachssäumen an Quarz – Sandkörnern in gleicher kristallographischer und damit kristalloptischer Orientierung (= homoachsiale Anwachssäume). In gelegentlich vorkommenden sandreicheren Lagen wird diese Erscheinung besonders deutlich.

Plagioklas – Neubildungen (Kalknatronfeldspat) von 0,05 mm Abmessung kommen vor.

Abb. 4: Bergkristall neben milchig weißgefärbten Quarzen auf einem Rasen von Karbonat – Rhomboedern. Mineralien aus dem Schwundriß einer harten Karbonat – Lage; Rhät. Tongrube in Wittel, südlich Gohfeld.
Bildausschnitt: 93 x 60 mm

Abb. 5: Pyrit – Zwillinge auf weißlichem Karbonat – Rasen. Schwundriß – Mineralien aus einer harten Karbonat – Lage; Rhät. Tongrube in Wittel, südlich Gohfeld.
Bildausschnitt: 32 x 22 mm



Abb. 6: Baryt – Tafeln aus einer Kluft im Tonstein; Rhät. Tongrube in Wittel südlich Gohfeld.
Bildausschnitt 44 x 30 mm

An allothigenen Bestandteilen (eingeschwemmte klastische Gemengteile) sind Muskovit – Schüppchen und Zirkon – Körner zu nennen.
Gelegentlich sichtbare Fossilhohlräume sind mit relativ groben Quarz – Neubildungen erfüllt.
Das blauschwarze, splittrig – harte Gestein aus dem Rhät der Tongrube in Wittel, südlich Gohfeld, ist aufgrund seiner Karbonat – Vormacht nicht identisch mit dem Gestein der neolithischen Flachbeile (vergl. W. ADRIAN &

Abb. 7: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Karbonat – Gemenge mit weitergewachsenen Quarz – Sandkörnern, Pyrit – Putzen, Muskovit – Schüppchen. Hartes karbonatisches Gestein aus dem Rhät der Tongrube in Wittel, südlich Gohfeld.
Polarisiertes Licht ohne Analysator.
Bildausschnitt: 0,36 x 0,24 mm

Abb. 8: Gleiche Aufnahme bei Anwendung polarisierten Lichtes mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Die Quarze erscheinen grau bis schwarz, die vorherrschenden Karbonat – Rhomboeder meist hell, mit intensiverem Relief.

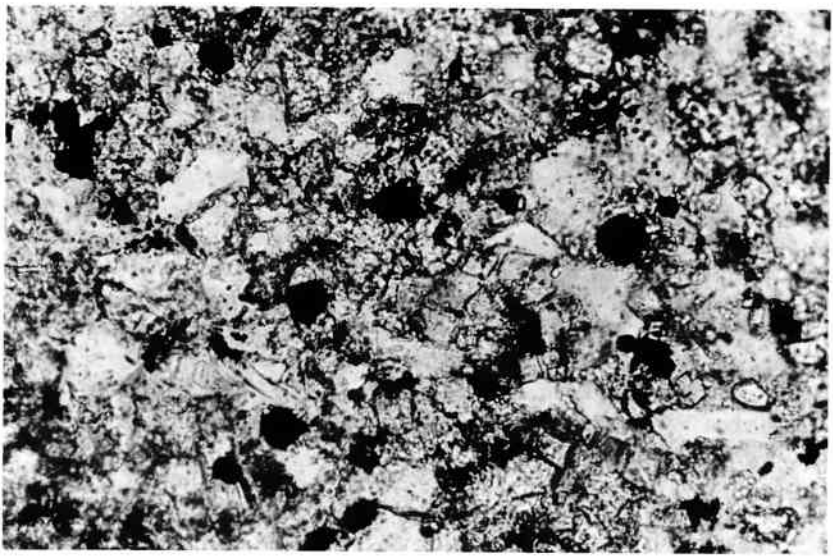


Abb. 7

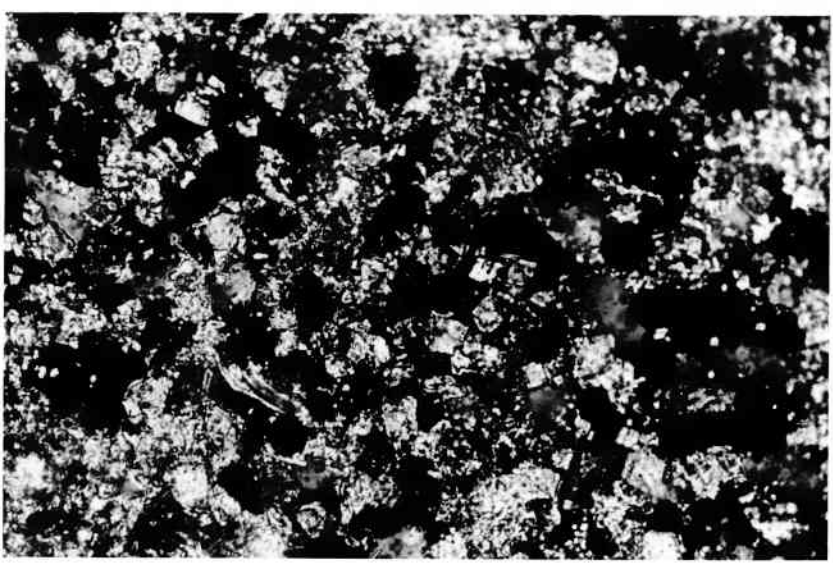


Abb. 8

M. BÜCHNER 1984, S. 113–125). Eine gewisse Verkieselung äußert sich durch die Anlage von Regenerationssäumen an vorhandenen Quarz–Sandkörnern und eine Verquarzung von Fossilien.
Im oberen Aufschlußbereich, knapp unter der Verwitterungszone, ist eine 10 bis 15 mm starke Lage, reich an epigenetisch gewachsenen Quarzen von Größen im Millimeterbereich aufgefallen. Von der beschriebenen harten Karbonat–Lage wird sie durch eine mächtige Folge von Tonsteinen getrennt, in der die beschriebenen Baryt–Kluftfüllungen auftreten. Die Quarz–Lage kann aus einer dünnen Sandstein–Einschaltung hervorgegangen sein, wie sie für das hiesige Rhät typisch ist. Da der Hinweis durch Frau V. LINDEMANN erst kurz vor der Drucklegung der Arbeit eingegangen ist, konnte hierzu eine mikroskopische Untersuchung und Beurteilung nicht mehr durchgeführt werden. Die Maßnahme ist jedoch wichtig für die Deutung unterschiedlichen Verhaltens der Gesteine bei geothermischer Beanspruchung unter Hydrothermalbedingungen.

2.2 Rhät zwischen Holtrup und Uffeln/Weser

In einer aufgelassenen, heute abgeböschten Tongrube am Nordwesthang des Buhn zwischen Uffeln und Holtrup/Weser hat unser Mitglied Helmut STACHE, Detmold, vor etlichen Jahren dunkelgraue Geoden aus den rhätischen Tonstein–Folgen gesammelt und im September 1972 dem Bielefelder Naturkunde–Museum zur Verfügung gestellt.

Ehemalige Tongrube beim Ortsteil Holtrup/Weser, nördlich Uffeln,
östliches Weser–Ufer
TK 25, Blatt 3719 Minden
R = 34 90 700; H = 57 85 100

Das zwischen der 4%– und 3%–Reflexionslinie (vergl. Abb. 2, S. 115) gelegene Vorkommen läßt noch gewisse geothermisch bedingte Veränderungen erwarten.
Doch sind auf den Geoden–Schwundrissen u.a. Hohlräumen nur Calcit, eisenhaltige Karbonate und allenfalls nadeliger Aragonit beobachtet worden.
Das dichte Geoden–Gestein erscheint u.d.M. als mikrokristallines Gemenge von Karbonaten (Abmessungen um 0,01 mm). Spärlich treten authigene Quarze von 0,02 bis 0,03 mm Größe auf. Somit ist eine Identität mit dem Gestein neolithischer Flachbeile auszuschließen (vergl. W. ADRIAN & M. BÜCHNER 1984, S.113–125).

Das Rhät – Vorkommen bei Holtrup liegt an sich noch in einem unmittelbaren Einflußbereich des Massivs von Vlotho. Die hier festgestellten geringfügigen mineralogischen Veränderungen zeigen an, daß für das Wirken heißer wässriger Lösungen noch andere Faktoren, z.B. die Durchlässigkeit der Schichtgesteine, eine Rolle spielen müssen.

An dieser Stelle sei auf Verkieselungserscheinungen in rhätischen Bonebed – Bestandteilen des heute nicht mehr vorhandenen Aufschlusses bei der ehemaligen Ziegelei Deesberg am westlichen Talhang der Weser gegenüber von Holtrup/Uffeln verwiesen, die von M. BÜCHNER (1967) beschrieben worden sind und Anlaß waren, den Fragen über Mineralneubildungen im Unteren Weserbergland nachzugehen.

2.3 Lias (Unter – Pliensbachium) bei Dehme, Stadt Bad Oeynhausen

Etwa 500 bis 1000 m westlich der heutigen Werksanlagen der Tonindustrie Heisterholz, Firma Ernst Rauch KG., Werk Bad Oeynhausen, Dehmer Str. 60, war noch bis in die 60er Jahre Unter – Pliensbachium in mehreren Tonguben erschlossen.
Hinweise auf besondere Formen der Fossilerhaltung in diesem Bereich (vergl. M. BÜCHNER, K. HOFFMANN & R. JORDAN, z.Zt. im Druck) gaben Veranlassung, auf Mineralneubildungen im Gefolge einer höheren Geothermik zu achten.
Zwei Tongruben bei Dehme sind heute im Ausstrichgebiet des Lias nicht mehr vorhanden, ein drittes Abbaugebiet (vergl. M. BÜCHNER, K. HOFFMANN & R. JORDAN, z.Zt. im Druck, Unterabschnitt 6.23) zeigt noch überprüfbare Haldenbestände:

Ortsteil Dehme, Bad Oeynhausen,
TK 25, Blatt 3718 Bad Oeynhausen,
150 m südl. Wöhrener Straße, 380 m ENE. Pkt 82,4 m NN
R = 34 88 480; H = 57 89 250

Es handelt sich um den westlichen Teil des bei W. DIENEMANN (1939) beschriebenen Aufschlusses "Tongrube der Wwe. Salomon dicht am Blattrande" unweit "einer alten Grube 200 m östlich von P. 82,4". W. DIENEMANN (1939, S. 19) erwähnt, daß E. STACH hier zahlreiche pyritisierte Ammoniten des unteren Unter – Pliensbachium gesammelt hat, die der *brevispina* – und *jamesoni* – Subzone entstammen.
W. DIENEMANN führt ferner an, daß hier "mit Schwefelkies durchaderte Toneisensteine den Mergeln eingelagert" seien.
Heute sind die anstehenden Schichten nicht mehr aufgeschlossen. Lediglich ehemalige Halden der Tongrube sind z.T. noch nicht überwachsen und zeigen

nach Regenfällen ausgewaschene Fossilreste u.a. Belemniten–Rostren sowie Treibholzreste.
Proben von den Halden wurden auf Mineralneubildungen und andere Anzeichen im Gefolge einer erhöhten Geothermik (Hydrothermalbildungen), verursacht durch das Vlothoer Glutflußmassiv, untersucht. Die Lage des Vorkommens in bezug auf das Vlothoer Aufheizungszentrum ist mit der des Rhät–Aufschlusses von Holtrup/Uffeln vergleichbar.
Deutliche Veränderungen im Mineralbestand zeigen Treibholz–Reste, die jedoch stark angewittert sind:

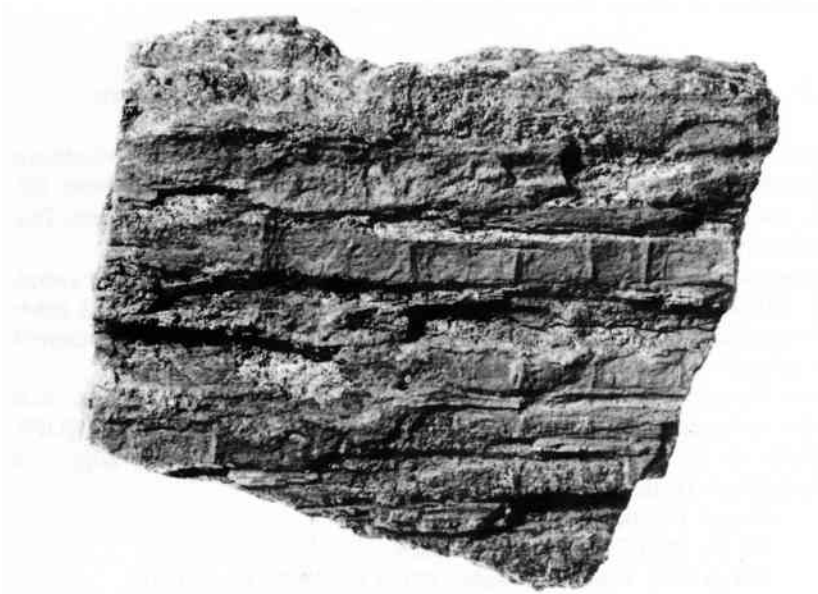


Abb. 9: Treibholz–Rest aus der *jamesoni*–Zone (Unter–Pliensbachium), alte Tongruben–Halde südlich Wöhrener Straße, Bad Oeynhausen, Ortsteil Dehme. Abmessungen: ca. 85 x 60 mm

Äußerlich ist die Struktur des Holzes noch gut sichtbar. Inkohlte Holzsubstanz ist von Eisensulfid (feinkörniger Pyrit oder Markasit) durchsetzt. Im Querschnitt werden aber ein anteilmäßig überwiegendes Eisenkarbonat–Eisenhydroxid–Gemenge festgestellt und bis 3 mm große, schwarze, strukturlose, scharfkantige Bröckchen von kohliger Substanz mit muscheligen

Bruchflächen von hohem Glanz. Zusätzlich wird im Querschnitt noch dünne, in Lagen angeordnete, inkohlte Holzsubstanz mit Eisensulfid – Imprägnation, ähnlich wie an den Oberflächen, erkannt.

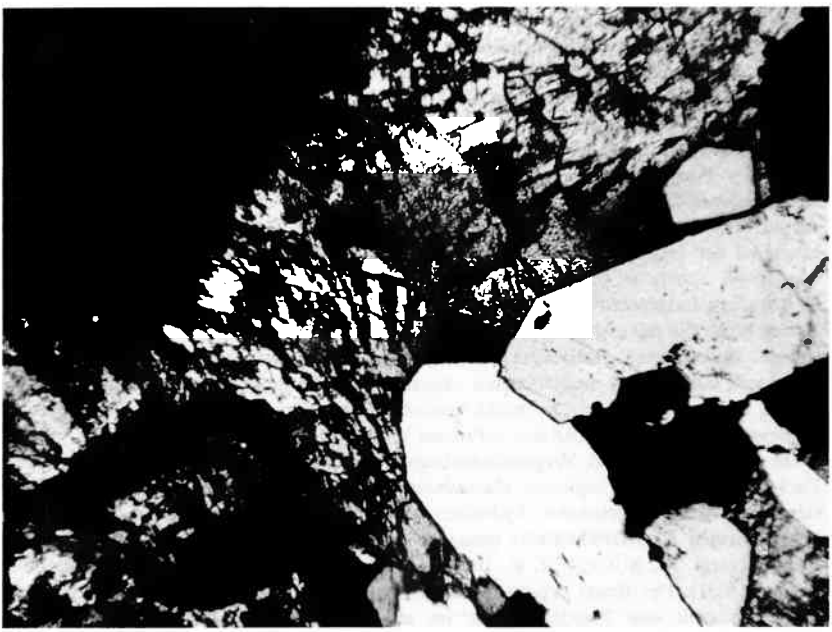


Abb. 10: Mikroskopische Aufnahme eine Dünnschliffs: Quarz – Neubildungen, Eisenkarbonat stark oxidiert, undurchsichtige organische Substanz (tief schwarz, links oben). Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren).
Bildausschnitt: 2,3 x 1,7 mm.

U.d.M. lassen sich zudem Neubildungen von Quarzen deutlich feststellen.
Die Längsachsen der Quarz – Individuen, die alle die Eigengestalt anstreben, weisen zueinander unregelmäßige Winkel auf. Trotzdem ist die Sprossung scheinbar gesetzmäßig an eine bestimmte Lage des Holzes geknüpft, die der ursprünglichen Anatomie entspricht und parallel zu den inkohlten und sulfidisierten Resten verläuft. Die Quarze erreichen Größen von 1,5 x 0,5 mm.
Die Eisenkarbonat – Substanz zeigt an Wachstumsgrenzen der Einzelindividuen und auf Spaltrissen dünne Bestege von Eisenhydroxid als Folge der Anwitterung.

Besonders interessant erscheinen die Relikte ursprünglichen Holzes u.d.M. im Auflicht. Hierzu hat Frau Dr. M. WOLF, Geologisches Landesamt Nordrhein–Westfalen, eine Beurteilung angefertigt (M. WOLF 1981):

"Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß das ehemalige Holz weitgehend durch Karbonat verdrängt wurde. Sofern die organische Substanz erhalten blieb, ist sie in strukturlosen Vitrinit umgewandelt worden. Der Vitrinit ist zum größten Teil noch frisch, obwohl die teilweise Umwandlung des Pyrits in Fe–Hydroxid auf Verwitterung hinweist. An einigen Stellen wurden die Holzzellen mit Pyrit gefüllt und auch die Zellwände durch Pyrit ersetzt. Durch diese Verkiesung blieben die primären Strukturen erhalten, so daß sich die Holz–Natur des Fundstückes eindeutig nachweisen läßt. Über die botanische Zuordnung des Holzes können keine Angaben gemacht werden.
An unverwittertem Vitrinit wurde durch die Messung des Reflexionsvermögens der Inkohlungsgrad der pflanzlichen Reste bestimmt. 25 Einzelmessungen ergaben einen Mittelwert von 2.84% Rm (s = 0.06). Dieses Ergebnis besagt, daß die Inkohlung bis zum Anthrazit–Stadium fortgeschritten ist."
Ferner ergab die mikroskopische Auswertung von Dünnschliffpräparaten: Die durch Gefäßbahnen strukturierten Holzrelikte sind zusätzlich im bereits verfestigten Sediment geschrumpft. Die hieraus resultierenden saumartigen Hohlraumbildungen von bis 0,03 mm Stärke, die u.d.M. nur im Durchlicht deutlich sichtbar werden, bestehen aus Quarzen, die Abmessungen von 0,1 x 0,03 mm aufweisen können.
Diese Erscheinungen und Vergesellschaftungen von Bestandteilen, sowie das weitgehende Zurücktreten der ursprünglichen Holzsubstanz verweisen auf Umbildungsvorgänge durch eine thermische, insbesondere hydrothermale Beeinflussung. Sie decken sich mit den Beobachtungen K. HOFFMANNs bezüglich gewisser Umbildungen einzelner Belemniten-Rostren (vergl. M. BÜCHNER, K. HOFFMANN & R. JORDAN, z.Zt. im Druck, Unterabschnitt 6.31). Der Ersatz organismischer Hartteile durch andere Minerale unter Erhaltung der Form stellt eine Pseudomorphose im mineralogischen Sinne dar. R. MOSEBACH (1952, S. 20–21) hat im speziellen Falle einer Pseudomorphose an tierischen Fossilien den von C.F. NAUMANN (1850) geprägten Begriff der "Zoomorphose" erneut benutzt. Eine entsprechende Begriffsbildung für pflanzliche Fossilien müßte "Phytomorphose" lauten.

Abb. 11: Mikroskopische Aufnahme eines Anschliffs (Auflicht): Verkieste Holzzellen (P), Vitrinit–Reste (V) und Karbonat (K). Das Karbonat scheint den Vitrinit verdrängt und dabei zerbrochen zu haben.
Übersichtsaufnahme, Vergrößerung 200 x.
Aufnahme mit ZEISS–Photomikroskop, Objektiv Epi 16/0.40 Pol Öl.
(Foto M. WOLF 1981)

Abb. 12: Mikroskopische Aufnahme eines Anschliffs (Auflicht): Verkieste Holzzellen. Vergrößerung 500x.
Aufnahme mit ZEISS–Photomikroskop, Objektiv Epi 40/0.85 Pol Öl.
(Foto M. WOLF 1981)

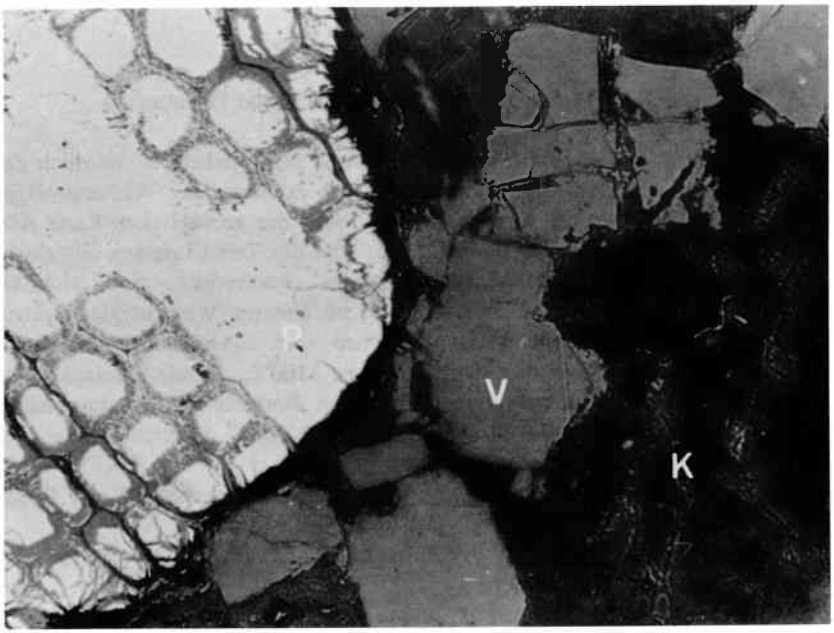


Abb. 11

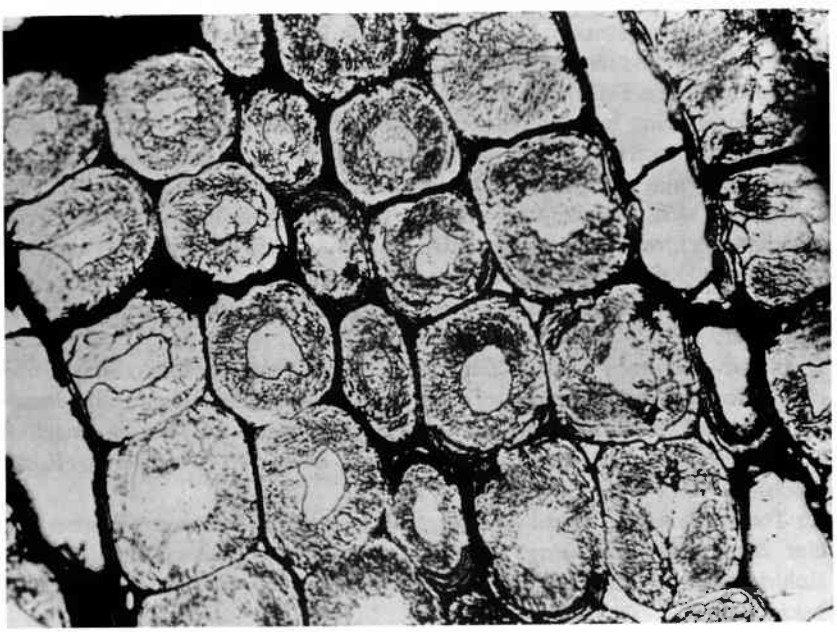


Abb. 12

2.4 Dogger (Ober–Aalenium) bei Dehme, Stadt Bad Oeynhausen

Bis vor kurzer Zeit ermöglichte eine Tongrube im "Fuchsloch" nördlich des Ortsteiles Dehme, Stadt Bad Oeynhausen, am Südhang des Wiehengebirges Einblicke in Schichten des unteren Dogger. Nach der geologischen Karte (GK 25, Blatt 3719 Minden, O. GRUPE 1933) sind die Tonsteinserien mit eingelagerten Geoden den "Polyplocus–Schichten" zuzuordnen, einer sich als praktisch erwiesenen Zusammenfassung der im Unteren Weserbergland petrographisch gleichartig ausgebildeten Schichten vom Aalenium bis Bajocium. Nach freundlicher Mitteilung von Matthias METZ, Bünde–Holsen, sind Leitfossilien der *concavum*–Zone und oberen Bereiche der *murchisonae*–Zone gefunden worden. Die Tonsteine des "Fuchsloch" nördlich Dehme sind somit ins Ober–Aalenium (Dogger beta) zu stellen.
Die Tongrube wurde zuletzt von der Tonindustrie Heisterholz, Ernst Rauch KG. (Petershagen), genutzt, heute soll sie verfüllt werden.

Tongrube im "Fuchsloch", nördlich Dehme, Stadt Bad Oeynhausen
TK 25, Blatt 3719 Minden
R = 34 88 860; H = 57 90 450

Frau Veronika LINDEMANN, Hiddenhausen 3, stellte dem Naturkunde–Museum Bielefeld Belegmaterial mit Mineralneubildungen zur Verfügung:
Häufig sind Fossilien in Geoden nur noch in Abdrücken und Steinkernen erhalten. Die ursprüngliche Fossilsubstanz ist gelöst worden. Die Wände können in diesen Fällen mit kleinen Kristallen – häufig von Eigengestalt – ausgekleidet sein. Im Hohlraum, bedingt durch die völlige Auflösung eines Belemniten–Rostrum, fanden sich beispielsweise Bleiglanz, ein bis 10 mm langer, 2,5 mm im Querschnitt messender Morion (schwarze Varietät des Quarzes), Calcit, kleinkörniger Ankerit. Grünliche kugelige Aggregate (1 mm Durchmesser), aufgebaut aus feinkristalliner Substanz, erwiesen sich als Chlorit–Büschelchen. U.d.M. ist an Geoden–Fossilresten auch Baryt als Neubildung nachgewiesen worden. Ferner tritt Zinkblende auf Geoden–Schwundrissen auf.
Die relativ schweren Geoden (feinverteilter Pyrit!) sind rundlich, weisen aber auch unregelmäßige Formen auf. Die feinkörnige, dunkelgraue Grundmasse ist manchmal von dünnschaligem, kreideweißem Muschel–Detritus (angelöste Schalenreste in chalcedonischer Erhaltung), auch von pyritisierten Resten durchsetzt.
Im Tonstein sind die Fossilien flachgepreßt. Selbst Belemniten–Rostren sind hier durch Lösungsvorgänge verändert worden und weisen Mineralien als Hohlraumfüllung auf, wie sie als Füllsubstanz der Geoden–Schwundrisse bekannt sind.

Im Jahre 1975 meldeten Presse und Rundfunk Funde von Manganknollen, die vom Sammlerehepaar Waas, Bad Oeynhausen, offensichtlich im Fuchsloch bei Dehme gefunden worden waren. Eine von uns brieflich geäußerte Kritik, die konkretionären, rundlichen, karbonatischen Gebilde innerhalb toniger Sedimente epikontinentaler Meere zu Tiefseeanzeigern zu machen, brachte bereits damals schon vom rührigen Sammlerehepaar Androhungen rechtlicher Schritte. Diese Vorgänge führten zu einer gutachterlichen Stellungnahme, die Mineralogie der schwärzlichen Karbonat – Geoden zu deuten; nun können diese Befunde die Rohstoffrage neolithischer Steinbeile klären helfen:
Die Geoden – Grundmasse ist feinkristallin karbonatisch. Pyrit von oktaedrischem Umriß kann eingesprengt erscheinen. Die Karbonat – Individuen sind kleiner als 0,01 mm. Phosphorit – Putzen von rundlicher bis elliptischer Gestalt – ohne scharfe Begrenzungen – erreichen Größen von 0,2 x 0,15 mm. Bemerkenswert sind Quarz – Neubildungen in den Phosphorit – Putzen. Die idiomorphen Quarze erreichen Abmessungen von etwa 0,01 mm im Durchmesser und Längen bis 0,025 mm. Opake Einschlüsse bestehen aus Eisensulfid (Pyrit oder Markasit).

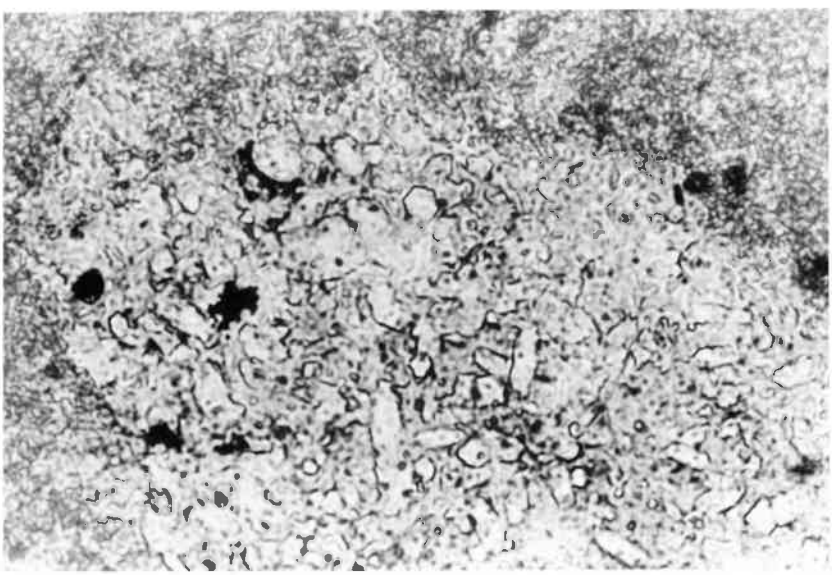


Abb. 13: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Idiomorphe Quarz – Neubildungen in einem Phosphorit – Putzen. Geode aus dem unteren Dogger, Tongrube "Fuchsloch", nördl. Dehme.
Polarisiertes Licht ohne Analysator.
Bildausschnitt: 0,18 x 0,12 mm

Fossilreste können, wie häufig u.d.M. zu erkennen ist, von einer Vielzahl winziger Eisensulfid – Individuen durchsetzt sein.
Immer wieder sind im Dünnschliff ehemalige Opal – Substanzen anzutreffen, die in Chalcedon "umgestanden" sind. Die Chalcedon – Fasern erweisen sich als Quarzin, d.h. das Faserwachstum liegt in der kristallographischen c – Achse des Quarzes und damit in seiner Längsachse vor (vergl. W. ADRIAN & M. BÜCHNER 1981, S. 301). Diese kieselige Substanz ist häufig an Fossilreste gebunden.
Der Grad der geothermisch bedingten Einwirkung in Dehme scheint Ansätze einer Verkieselung ermöglicht zu haben, die sich in den Kieselgeoden des Dogger im Bramscher Bereich wesentlich stärker ausgewirkt hat.

Abb. 14: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Kieselige Substanz (Quarzin – Fasern) – im Bilde weißlich – grau – ersetzen nur unvollständig und nur in mikroskopisch kleinen Bereichen die karbonatische Grundmasse (im Bilde: Partikel mit hohem Relief). Etwa in Bildmitte liegt ein schwärzlicher organischer Rest. – Geode aus dem unteren Dogger, Tongrube "Fuchsloch" nördlich Dehme.
Polarisiertes Licht ohne Analysator.
Bildausschnitt: 0,36 x 0,24 mm.

Abb. 15: Gleiche Aufnahme bei polarisiertem Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren): Die kieselige Substanz erscheint aufgrund der schwach wirkenden Doppelbrechung der Quarzin – Fasern dunkel. Die Karbonat – Individuen sind hell.

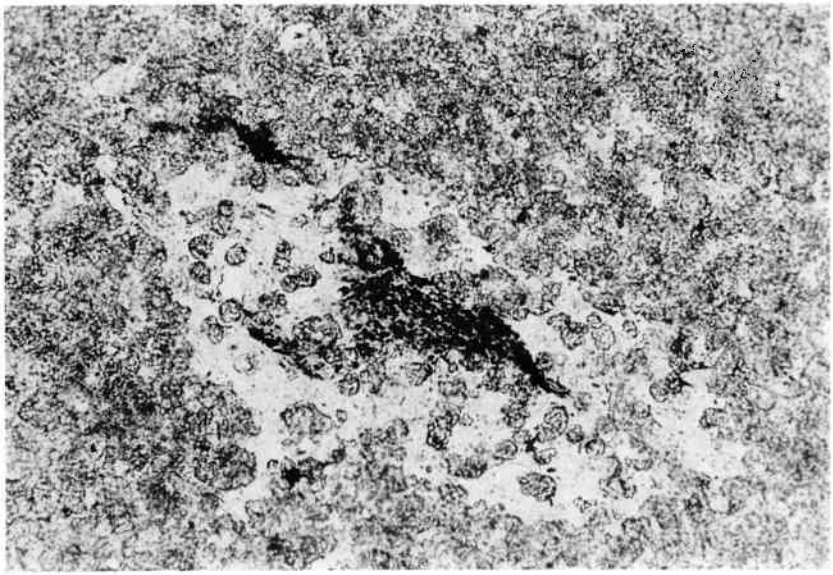


Abb. 14

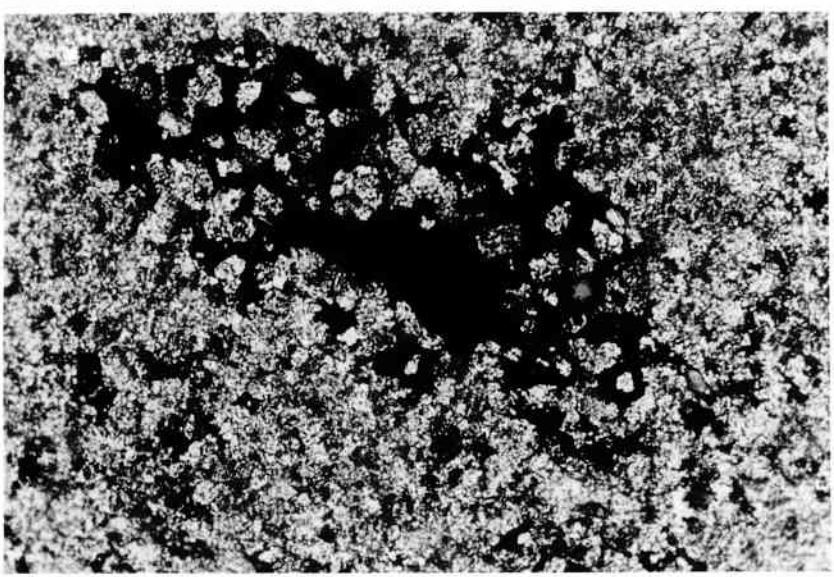


Abb. 15

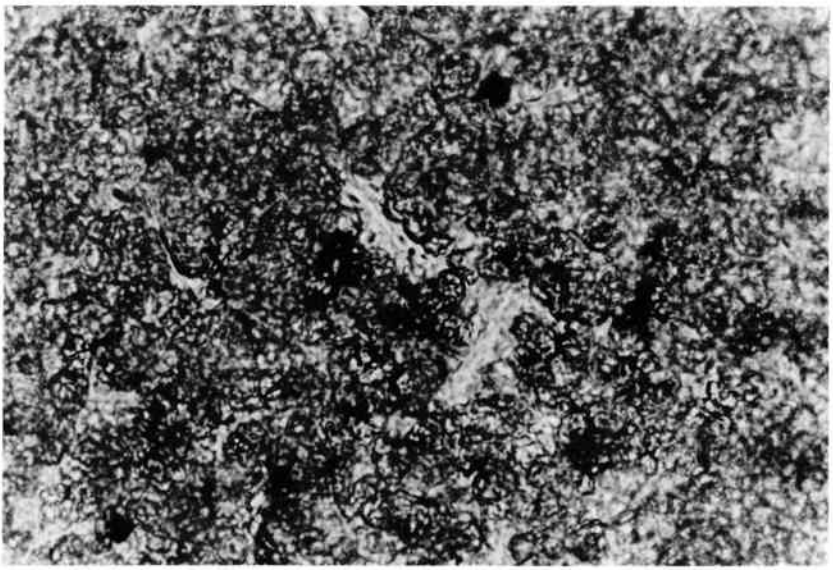


Abb. 16: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Weißliche Kieselsubstanz (Quarzin – Fasern) (in Bildmitte), umgeben von karbonatischer Substanz. – Geode aus dem unteren Dogger, Tongrube "Fuchsloch", nördlich Dehme.
Polarisiertes Licht ohne Analysator.
Bildausschnitt: 0,18 x 0,12 mm.

2.5 Dogger (Callovium) vom Jakobsberg an der Porta Westfalica

Die bis kopfgroßen Geoden mit ihren Mineralneubildungen auf Schwundrissen vom Aufschluß am "Porta – Profil", westlicher Steilhang des Jakobsbergs, sind ausführlich von M. BÜCHNER & E.TH. SERAPHIM (1975, S. 98 – 100) beschrieben worden. Sie sind noch heute im Hangbereich nachzuweisen. Ihr Vorkommen ist auf den Ornatenton (Callovium, oberer Dogger) beschränkt, der im vegetationsarmen Teil des Steilhang – Profils, deutlich von Westen her sichtbar, ausstreicht.

Westhang des Jakobsbergs, Porta Westfalica
TK 25, Blatt 3719 Minden
R = 34 94 800; H = 57 90 200

Calcit, Ankerit, Baryt, Bergkristall als hydrothermale Neubildungen auf den Geoden – Schwundrissen sind 1975 ausführlich beschrieben worden.

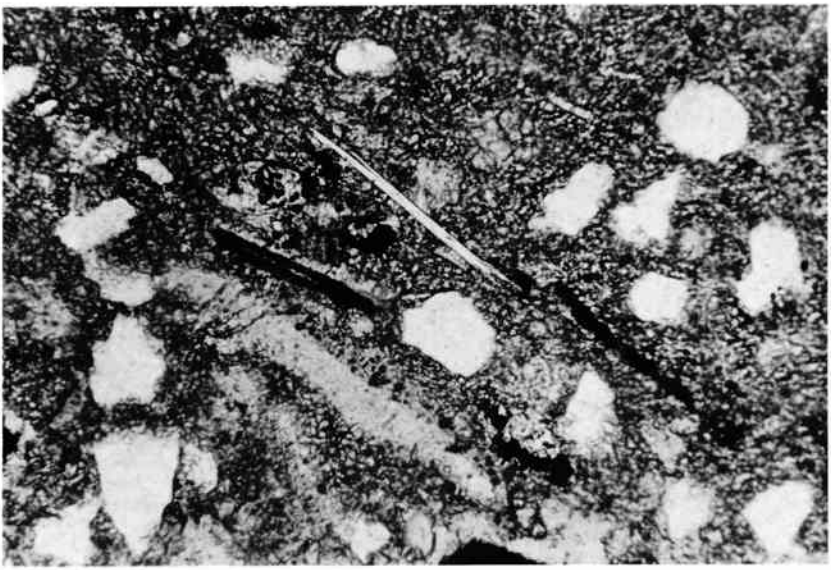


Abb. 17: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: In einer karbonatischen Grundmasse liegen Quarz–Sandkörner, Muskovit–Schuppen und undeutliche karbonatische Fossilreste. – Geode aus dem Callovium des Porta–Profils am Jakobsberg.
Polarisiertes Licht ohne Analysator.
Bildausschnitt: 0,9 x 0,6 mm.

Auch über die Zusammensetzung der Geoden–Grundmasse sind 1975 (S. 100) bereits Angaben gemacht worden, fußend auf einer Röntgenbeugungs-Analyse durch G. STADLER: "Calcit überwiegt, beigemengt sind Quarz, Glimmer–Mineralien (Illit) und Chlorit. Der Quarzanteil steigt in unmittelbarer Nachbarschaft der Schwundrisse". Eine für die Fragestellung bezüglich des Verkieselungsgrades vorgenommene mikroskopische Nachuntersuchung ergab folgenden Befund: Die Geoden sind karbonatisch, enthalten normalen karbonatischen Fossilgrus und sind relativ reich an Quarz–Sandkörnern. Ebenso wie die Sandkörner gehören gelegentlich sichtbare Muskovit–Schuppen, Plagioklas– und Zirkon–Körner zu den klastischen Gemengteilen. Der Verkieselungsgrad ist äußerst gering; der Fundpunkt liegt nahe über der 2%–Reflexionslinie (siehe Abb. 2, S. 115). Chalcedon–Höfe an Quarz–Körnern können gesehen werden, die karbonatische Erhaltung eines Fossilrestes kann plötzlich übergehen in eine kieselige in Form einer Quarz-Neubildung mit einem mono–achsial ausgerichteten Hof (= einheitliche kristallographische Ausbildung des Quarzes).

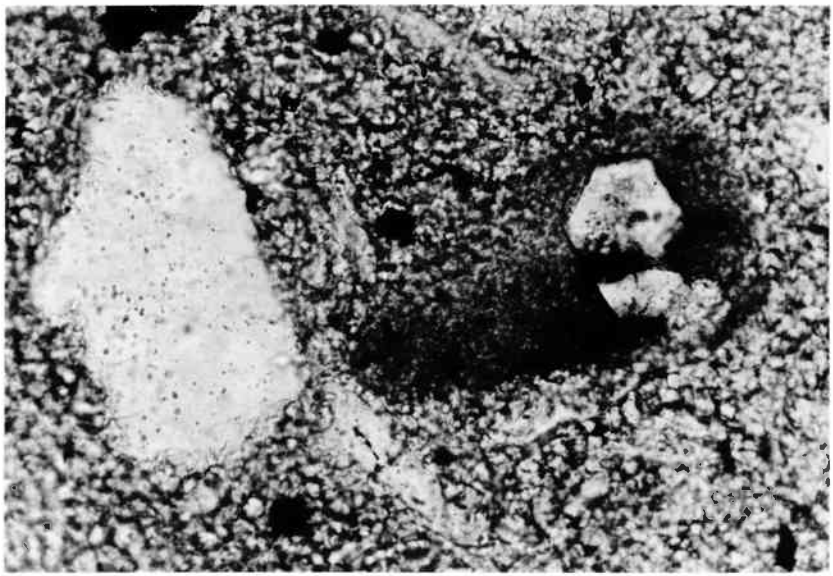


Abb. 18: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Grobes Quarz–Sandkorn und Quarz–Neubildungen mit hexagonalem Umriß in einem Intraklasten (Geröll). Geode aus dem Callovium des Porta–Profils am Jakobsberg. Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 0,36 x 0,24 mm.

Idiomorphe Quarze konnten sich in feinkörnigen Intraklasten (Geröllen aus nicht weit entfernt stammenden aufgearbeiteten Schichten) bilden.
Auch hier an der Porta stand dem steinzeitlichen Menschen kein Rohstoff für die von ihm gefertigten Flachbeile zur Verfügung. Der Verkieselungsgrad des Materials, aus dem er die Geräte herstellte, ist wesentlich höher.

2.6 Dogger (Callovium) vom Papenbrink nördlich Todenmann, Wesergebirge

Eine mit der beschriebenen Lagerstätte am Jakobsberg vergleichbare ist z.Zt. im großen Steinbruch der Firma Heinz Schiewe (Detmold) am Papenbrink, nördlich Todenmann und südlich Kleinenbremen, im Wesergebirge aufgeschlossen.

TK 25, Blatt 3720 Bückeburg
R = 35 03 000; H = 57 87 900

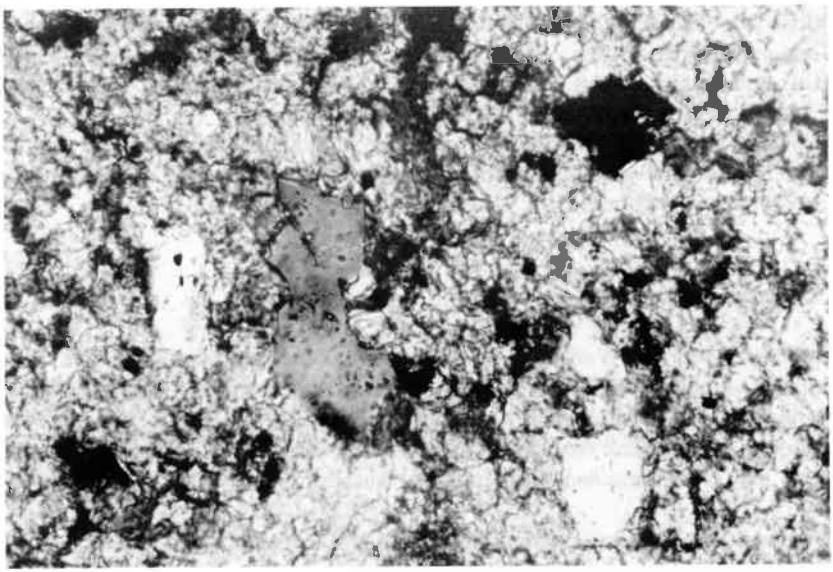


Abb. 19: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Karbonatische Grundmasse des Geoden – Gesteins mit bizarrem Quarz – Korn (in Bildmitte).
Dogger, Steinbruch am Papenbrink, Wesergebirge.
Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren).
Bildausschnitt: 0,36 x 0,24 mm

Sie liegt im gleichen stratigraphischen Niveau; die Tonstein – Serien des Callovium (oberer Dogger) sind auch hier erfüllt mit z.T. sehr großen Geoden, deren Schwundrisse die gleichen Mineralien aufweisen, wie sie an der Porta aufgefunden und beschrieben worden sind. Die Schwundrisse können hier zudem dicht besetzt sein mit bituminösen Calcit – Kriställchen, auf denen eine weiße Calcit – Überkrustung als Letztausscheidung erkannt werden kann. Im Gestein verläuft parallel zu den Schwundriss – Grenzen ein feiner Pyrit – Saum.
Die Grundmasse des dichten dunkelgrauen Geoden – Gesteins ist karbonatisch. Die Individuen sind in der Regel kleiner als 0,02 mm, partienweise ist eine Vergröberung bis zu Größen um 0,08 x 0,04 mm zu beobachten. Scharfkantige Quarz – Sandkörner erreichen Abmessungen um 0,1 mm, sie zeigen zwar keine Anzeichen einer Regeneration (SiO_2 – Anwachssäume), doch sprechen ihre bizarren Formen gegen eine Einschwemmung als klastische Gemengeteile.

Muskovit – Schuppen und Zirkon – Körner sind zu den feinklastischen Gemengteilen zu stellen. Feinkristalliner Pyrit in Belägen und Anhäufungen tritt anteilmäßig zurück. Chalcedon ist in Bereichen von 0,04 x 0,02 mm Größe (in Form von Zwickelfüllungen) festzustellen.
Die hier gewonnenen Befunde zeigen, daß Callovium – Geoden vom Papenbrink, Wesergebirge, nicht identisch sind mit dem Rohstoff der schwarzen neolithischen Flachbeile.

3. Zusammenfassung

In den Jahren seit Veröffentlichung des zusammenfassenden Berichtes über Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes (M. BÜCHNER & E.TH. SERAPHIM 1977) ist von anderen Autoren die Existenz eines Bramscher und eines Vlothoer Massivs (Intrusionen) mit geothermischen Auswirkungen auf das Deckgebirge bestätigt worden.
Neufunde von Mineralien im Raum um Bad Oeynhausen, im Wiehen – und Wesergebirge ergänzen bisherige Erkenntnisse.
Karbonat – Geoden im Rhät und Jura sowie entsprechende dunkle harte Karbonat – Schichtgesteine innerhalb der Wärmeanomalie von Vlotho zeigen nur sehr geringfügige VerkieselungserScheinungen. Die können n i c h t wie die Kieselgeoden im Dach des Bramscher Massivs (W. ADRIAN & M. BÜCHNER 1984; M. BÜCHNER 1986, dieser Berichtsband) als Rohstoff für steinzeitliche Werzeuge gedient haben.

4. Literatur

ADRIAN, W. & BÜCHNER, M. (1981): Eiszeitliche Geschiebe und andere Gesteine als Rohstoffe für paläolithische Artefakte im östlichen Westfalen. Teil 2: Konkretionäre kieselige Gesteine. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld u. Umgegend, 25: S. 281 – 362, 67 Abb.; Bielefeld.

ADRIAN, W. & BÜCHNER, M. (1984): Eiszeitliche Geschiebe und andere Gesteine als Rohstoffe für paläolithische Artefakte im östlichen Westfalen. Teil 3 (Schluß): Nachträge, schichtförmige kieselige, karbonatische und kristalline Gesteine. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld u. Umgegend, Sonderh. 4: 171 S., 134 Abb.; Bielefeld.

BININDA, R. (1986): Cornbrash–Sande im zentralen Teil des Niedersächsischen Beckens. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., 12: S. 7–45, 23 Abb.; Osnabrück.

BOIGK, H. (1968): Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. – Geol. Jb., 85: S. 861–900, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.

BROCKAMP, O. (1978): Vulkanische Fe–Zufuhr in Sedimente des Alb als Ursache für die Häufigkeit von Sideritgeoden, dem Ausgangsmaterial der Trümmereisenerze der Oberkreide in Norddeutschland. – N. Jb. Miner., Abh. 131,3: S. 240–253, 2 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.

BÜCHNER, M. (1967): Fossilerhaltung in rhätischen Bonebeds. Ein Vergleich zwischen württembergischen und ostwestfälischen Vorkommen. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld u. Umgegend, 18: S. 5–24, 9 Abb.; Bielefeld.

BÜCHNER, M. (1986): Kieselgeoden im Wiehengebirge als Rohstoff steinzeitlicher Artefakte ("Wiehengebirgs–Lydit"). – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld u. Umgegend, 28: S. 139–171, 20 Abb.; Bielefeld.

BÜCHNER, M., HOFFMANN, K. & JORDAN, R. (z.Zt. im Druck): Die Tongruben der Ziegeleien im Unter–Pliensbachium (Lias gamma) der weiteren Umgebung von Bielefeld, ihre Geologie und Betriebsgeschichte. – Veröff. Naturkunde–Mus. Bielefeld, 1; Bielefeld.

BÜCHNER, M. & SERAPHIM, E.TH. (1973): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes. Teil 1: Karbon bis Keuper. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld u. Umgegend, 21: S. 17–95, 36 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.

BÜCHNER, M. & SERAPHIM, E.TH. (1975): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes. Teil 2: Jura bis Tertiär und Altersfrage. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld u. Umgegend, 22: S. 59–146, 36 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.

BÜCHNER, M. & SERAPHIM, E.TH. (1977): Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes. Teil 3 (Schluß): Nachträge zu den Lagerstätten und Kausalfrage. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld u. Umgegend, 23: S. 9–89, 19 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.

DEUTLOFF, O., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WOLF, M. (1980): Inkohlungsuntersuchungen im Mesozoikum des Massivs von Vlotho (Niedersächsisches Tektogen). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1980,6: S. 321–341, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.

DIENEMANN, W., KOERT, W. (†) & STACH, E. (1938): Geol. Kt. Preußen 1 : 25 000, Blatt 3718 (2015) Oeynhausen (Lfg. 347).
– DIENEMANN, W. (1939): Erläuterungen zu den Blättern 3716 (2013) Melle, 3717 (2014) Quernheim, 3718 (2015) Oeynhausen: 145 S., 6 Abb., 13 Tab., 1 Beil.; Berlin.

GRUPE, O., KOERT, W. & STACH, E. (1933): Geol. Kt. Preußen 1 : 25 000, Blatt 3719 (2016) Minden (Lfg. 330). –
GRUPE, O. (1933): Erläuterungen zu Blatt Minden. – 67 S., 2 Taf.; Berlin.

MOSEBACH, R. (1952): Wässerige H_2S–Lösungen und das Verschwinden kalkiger tierischer Hartteile aus werdenden Sedimenten. – Senckenbergiana, 33,1/3: S. 13–22, 1 Abb., 2 Tab.; Frankfurt am Main.

NAUMANN, C.F. (1850): Lehrbuch der Geognosie, 1; Leipzig.

SCHÖNFELD, J. (1985): Ein neu aufgeschlossenes Vorkommen von "Emscher–Mergel" (Coniac) in Bielefeld–Brackwede. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld u. Umgegend, 27: S. 355–368, 7 Abb., 2 Tab.; Bielefeld.

STADLER, G. & TEICHMÜLLER, R. (1982): Kontaktmetamorphe Valendis–Sandsteine bei Sulingen am Nordrand des Niedersächsischen Beckens und ihre Bedeutung für das Alter der Erdölmigration. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1982,1: S. 50–63, 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illit–Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 27: S. 201–276, 31 Abb., 15 Tab.; Krefeld.

VOIGT, E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer Großgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid–Problems. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 31: S. 146–275, 34 Abb., 33 Taf.; Hamburg.

WOLF, M. (1981): Kohlenpetrographische Untersuchung eines Treibholz–Restes aus der Tongrube der Witwe Salomon in Dehme (Bad Oeynhausen). – Unveröff. Bericht im Archiv des Geol. L.–Amt Nordrhein–Westfalen, Az.: 23. 10/2802/81–Wf./Joa; Krefeld.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte des Naturwissenschaftlichen Verein für Bielefeld und Umgegend

Jahr/Year: 1986

Band/Volume: 28

Autor(en)/Author(s): Büchner Martin

Artikel/Article: Geothermisch bedingte Veränderungen in Rhät- und Jura-Gesteinen des Unteren Weserberglandes als Folge des Vlothoer Glutflußmassivs 109-138