

MITTEILUNG NR.13

EIN MAGMATITVORKOMMEN IN DER SCHWERSPATGRUBE EISEN

Im November 1972 wurde beim Auffahren der Hauptstrecke der 5.Sohle zum Ansatzpunkt des Bremsberges nach der 6.Sohle ein durch seine helle Farbe und massige Ausbildung auffallendes Gestein angefahren, das bislang im Grubengebäude unbekannt war. Als erste Deutung kamen entweder ein Magmatit oder ein stark zersetzter, feldspatreicher Sandstein infrage.

Da diesem Gestein für die Kenntnis des Devons und der Grube Eisen eine gewisse Bedeutung zukommt, sollen die bereits länger vorliegenden Ergebnisse wenigstens in gedrängter Form vorgelegt werden. Lediglich die Ergebnisse der tektonischen Untersuchungen halte ich für einen späteren Zusammenhang zurück.

Erläuterungen zu Tafel 2

Die bereits 1976 ausgedruckte und teilweise ausgelieferte Tafel 2 enthält zunächst eine Übersichtszeichnung der 5.Sohle nach der markscheiderischen Aufnahme von Herrn Dipl.-Ing. GIESEMANN.

Die zweite Zeichnung stellt den Bereich des Magmatits dar. Die eingezeichneten Punkte entsprechen einer Vermessung mit einem Kompaßzug. Die Punkte A und B gehören zum markscheiderischen Netz. An diese wurde der Kompaßzug angeschlossen. Die gerasterte Fläche stellt den Magmatit in der Sohle dar. Die gestrichelten Linien bezeichnen die Grenze des Magmatits in der Firste. Ein-gezeichnet sind ferner die Projektionen der Querschnitte 1 - 8.

Bei den Querschnitten 1 bis 8 fehlt versehentlich der Maßstab. Es entspricht 1 cm der Darstellung 0,70 m. Der Magmatit ist mit Punktraster dargestellt, ungestörte Parallelschraffur bedeutet mehr oder weniger ungestörte schiefrige Gesteine. Im Querschnitt 8 treten dazu noch deutlich stark zerrüttete schiefrige Gesteine.

Geologische Position

Der Körper tritt westlich der großen Diagonalstörung auf. Diese verwirft in der Horizontalebene gesehen die W-Scholle gegenüber der E-Scholle nach S. Da das Alter der Schichten von S nach N zu-



Abb.31 Blick von
Pkt. 12 auf das
SW-Ende des Mag-
matitkörpers. Das
Foto entspricht
dem Querschnitt 8
aus der umgekehr-
ten Blickrichtung.

Mineralogie , S.123

nimmt, liegen hier Schichten vor, die ins stratigraphische Liegende des Schwerspatkörpers gehören, also älter als diese sind. Senkrecht zum Streichen gemessen, liegt der Verwurfbetrag etwa bei 90 m (nach den Verhältnissen auf der 3. Sohle). Da die Schichten grob senkrecht stehen, wäre der Magmatit demnach entsprechend profilmäßig unter dem Schwerspatlager einzuordnen.

Dies trifft ganz sicherlich für die in der weiteren Umgebung des Magmatits anstehenden grauen Schiefer (Hunsrückschiefer) zu. Die genaue Beobachtung der am Magmatit direkt anliegenden Gesteine zeigt jedoch, daß diese ziemlich einheitlich wesentlich dunkler sind und in starkem Maße meist verkieselte Karbonatgesteine enthalten, wie sie in der Schieferfolge der Umgebung so nicht nachweisbar sind.

Es bleibt somit der Verdacht, daß eine schmale Scholle aus Magmatit und begleitenden Schiefern stratigraphisch nicht unbedingt in die umgebenden Gesteine vom Typ "Hunsrückschiefer" einzuordnen sein muß. Da die Störung wahrscheinlich sehr früh angelegt wurde, ist es nicht auszuschließen, daß es sich um eine kleine Partie handelt, die aus der anliegenden E-Scholle durch den Störungsbereich in die W-Scholle eingeschoben wurde. Stratigraphisch käme der Magmatit dann in Schichten, die nur noch wenig unter dem Schwerspatkörper liegen, wohin die Begleitgesteine am ehesten passen würden.

Die Form des Magmatitkörpers

Der Körper ist mit den umgebenden Schichten grob konkordant. Es ist wegen der Zerschering der festeren Bänke, die nur noch als Linsen vorkommen, kaum möglich Schichtung und Schieferung, die sich weitgehend entsprechen zu trennen. Die Sedimentpakete sind ihrerseits tektonisch mehr oder weniger verstellt, sodaß über die Konkordanz mehr als diese grobe Aussage nicht gemacht werden kann.

Die Mächtigkeit des Körpers ist gering.

Der Körper ist durch die Tektonik stark beeinflusst worden. Das wechselnde Einfallen der NW-Grenze (Liegendgrenze) könnte durch Störungen mitbedingt sein. An der Firste des SW-Aufschlusses ist der Körper eindeutig durch eine vergleichsweise junge Stö-



Abb.32 Hangende Begrenzung des Magmatits bei Pkt.1.Siehe dazu auch Querschnitt 8.Der Magmatit erscheint hell.Die dunklen Streifen im Magmatit sind zum Teil "Schiefer"-Einlagerungen,zum Teil aber nur Schatten.

rung unter Bildung einer Brekzie und späterer Mineralisation abgeschnitten. Die SE-Grenze (Hangendgrenze) erscheint einigermaßen als natürliche Grenze.

Das Gestein des Magmatitkörpers

Im Dünnschliff ist von der ursprünglichen Struktur eines Magmatitkörpers meist nichts zu erkennen. Nur in Ausnahmefällen lassen sich ehemalige Feldspat-xx mit ziemlicher Sicherheit ausmachen. Die Mikroaufnahmen zeigen die eindeutigsten Stellen der untersuchten Schliffe.

Auf einen ursprünglichen Magmatit weisen vor allem die recht zahlreichen Apatit-Nädelchen hin. Ein zunächst noch vermuteter feldspatreicher Sandstein scheidet aus, weil sich nirgends detritische Quarzkörner nachweisen lassen.

Röntgendiffraktometrisch erweist sich der heutige Mineralbestand als Quarz, Dolomit und Kaolinit. Die Mengenverhältnisse wechseln stark, vor allem zwischen Dolomit und Kaolinit.

Während Quarz und Kaolinit zu jeder Zeit aus der Zersetzung des Magmatits abzuleiten sind, gilt dies nicht genauso für den Dolomit. Die Umgebung des Magmatits zeigt sehr deutlich eine Verdrängung von Karbonaten während der Diagenese der Sedimente. Die Zersetzung des Magmatits und die Bildung des Dolomits ist daher mit großer Wahrscheinlichkeit bereits in die Bildungsphase von Magmatit und Sediment zu legen. Eine durchaus denkbare hydrothermale Dolomitisierung, die an anderen Stellen im Grubengebäude auftritt, liegt nach meiner Meinung hier nicht vor.

Die Apatitmenge ist letztlich gering, lässt sich aber nach Schwebretrennung auch diffraktometrisch eindeutig nachweisen. Dagegen bleibt auch nach Anreicherung Brookit (oder Anatas) noch unsicher.

An einer Stelle ließen sich Markasit-xx im Magmatit nachweisen (nicht als Kluftbildung). Dies ist insoweit bemerkenswert, als die übliche FeS_2 -Phase im Grubengebäude immer Pyrit ist.

Siderit, der sich röntgenographisch häufig nachweisen lässt, ist eindeutig hydrothermal und sitzt nur auf Klüftchen.

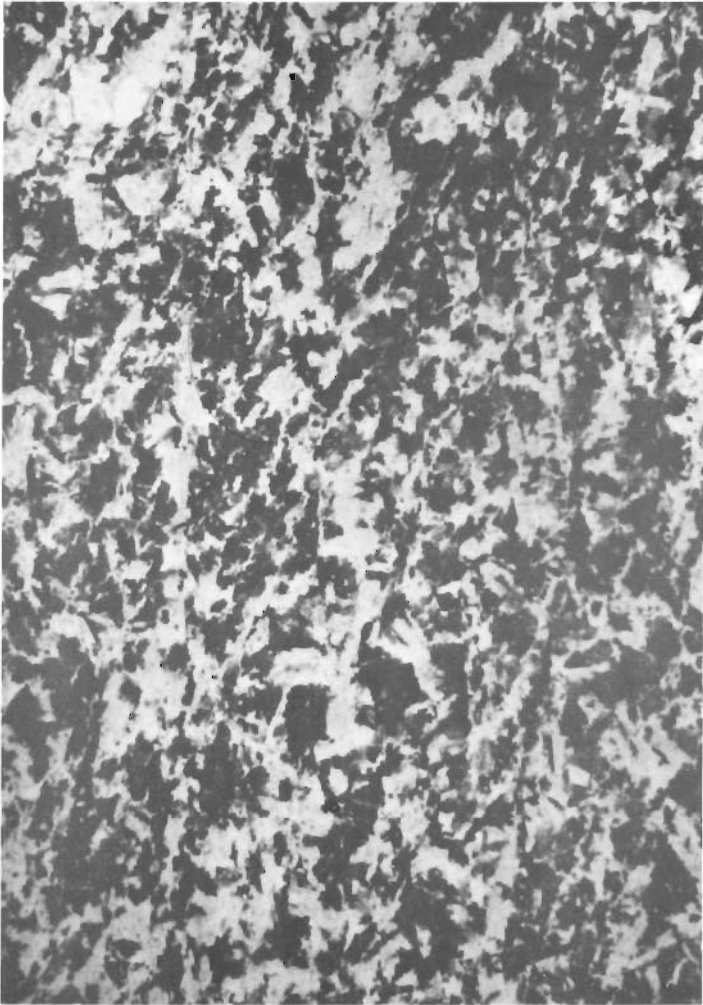


Abb.33 Magmatit
Die hellen Partien bestehen aus Quarz und Kaolinit, die dunklen Partien aus Dolomit.
Größte Bildlänge
4 mm , ON
Dünnschliff 198

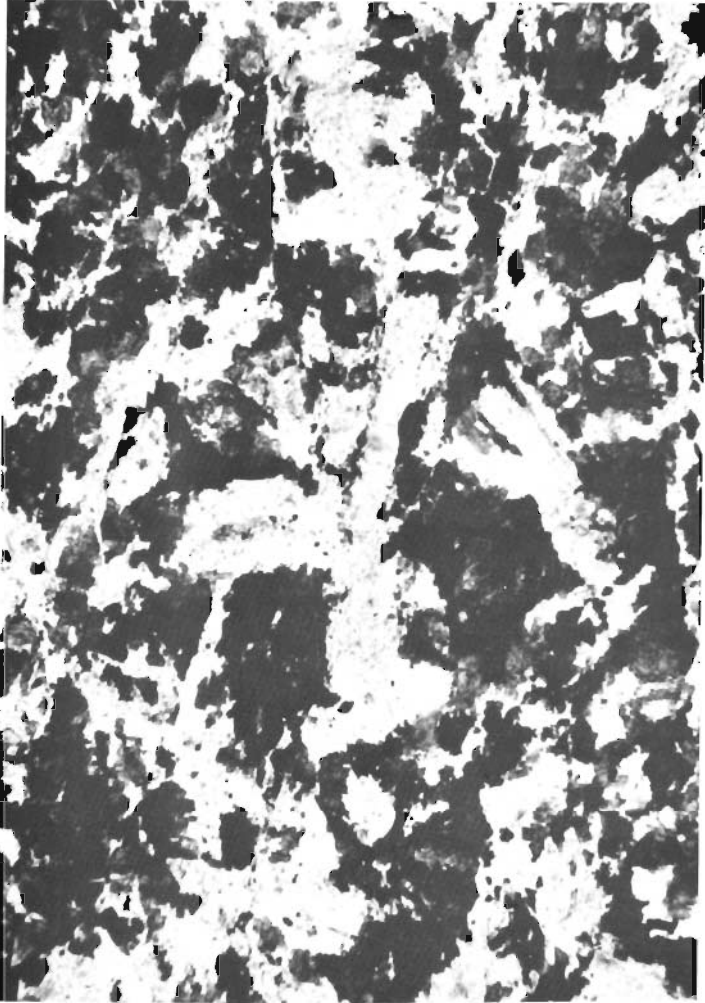


Abb.34 Magmatit
Ausschnitt aus
Abb.33.Ehemalige
Feldspat-xx sind
erkennbar.
Größte Bildlänge
1,6 mm , ON
Dünnschliff 198

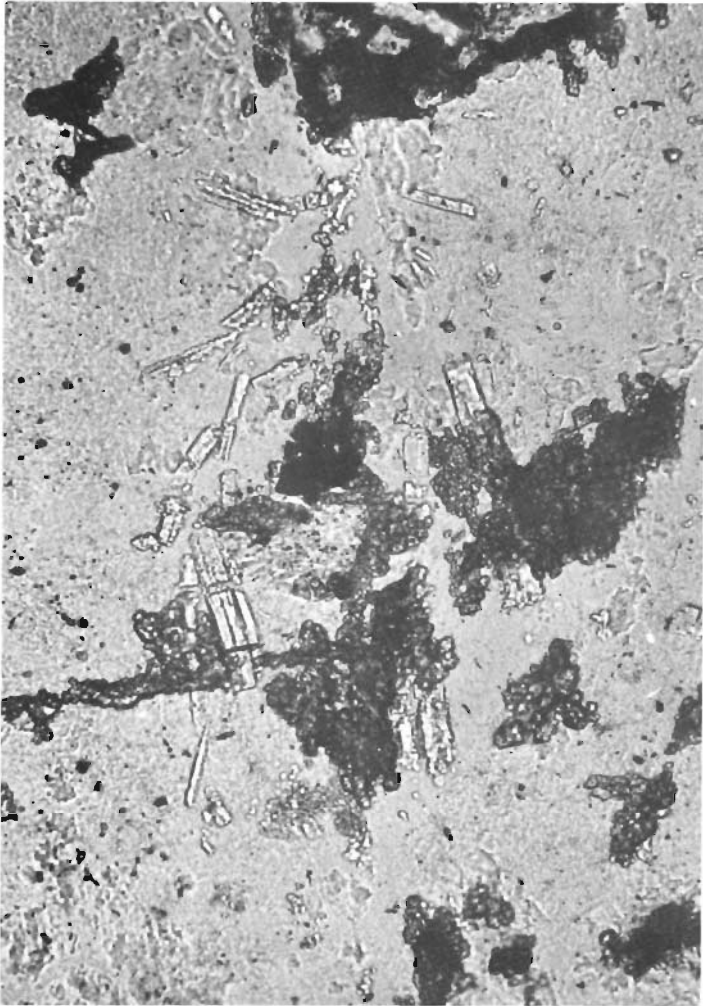


Abb.35 Magmatit
Zerbrochene Apatitnadeln und Dolomit (dunkel) in Grundmasse von Quarz und Kaolinit.
Größte Bildlänge 0,6 mm , oN
Dünnschliff 198

Begleitgesteine des Magmatits

Dunkle "schiefrige" Einlagerung im Magmatit bei Punkt 1

Siehe dazu Tafel 2, Querschnitt 8.

Der Mineralbestand entspricht völlig dem des Magmatits. Es fehlen vor allem jegliche Glimmer.

Dem Auftreten nach ist eine ursprünglich sedimentäre Einschaltung am wahrscheinlichsten.

Dolomitlagen im Hangenden des Magmatits bei Pkt.15

Siehe dazu Abb.36 (Gesteinsverband 3).

Der Dolomit ist mit $d_{10T4} = 2,897 \text{ A}^\circ$, entsprechend einer Zusammensetzung von $\text{Ca}_{0,54}\text{Mg}_{0,46}\text{CO}_3$, als Ca-Dolomit anzusprechen. Ursprünglich vorhandene Fossilreste lassen sich noch erkennen. Das Gestein hat einen hohen Quarzgehalt. Es war daher unmöglich, trotz mehrwöchiger Behandlung mit heißer Essigsäure das Gestein zur Isolierung von Conodonten aufzuschließen.

Ein geringer Kaolinitgehalt ist vor allem auf jüngere Klüftchen zurückzuführen.

"Schiefrige" Einlagerung mit Apatit im Magmatit bei Punkt 15

Siehe dazu Abb.36 (Gesteinsverband 5).

Innerhalb dieser Einlagerung war eine geringmächtige Lage durch ihre schwache rötliche Färbung aufgefallen. Die diffraktometrische Untersuchung ergab einen reinen Apatit.

Dieser lagig vorkommende Apatit ist nicht vergleichbar mit organogenen Phosphoritknollen, wie ich eine solche aus dem "Hunsrück-schiefer" von Heubweiler bei Birkenfeld untersucht habe. Diese ergibt zwar ein gleiches Diffraktogramm, lässt jedoch im Dünnschliff deutlich noch die ursprüngliche Gelnatur erkennen. Hier jedoch liegt ein gleichmäßig körniges Material vor.

Ein reines Conodonten-Bonebed liegt ebenfalls nicht vor.

Das Gestein, in das der Apatit eingebettet ist, besteht aus viel Kaolinit und weniger Quarz. Dolomit fehlt jedoch. Siderit tritt auch hier nur sekundär auf.

"Quarzit" aus dem Liegenden des Magmatits

Bei allen nachfolgend aus dem Liegenden des Magmatits zu be-

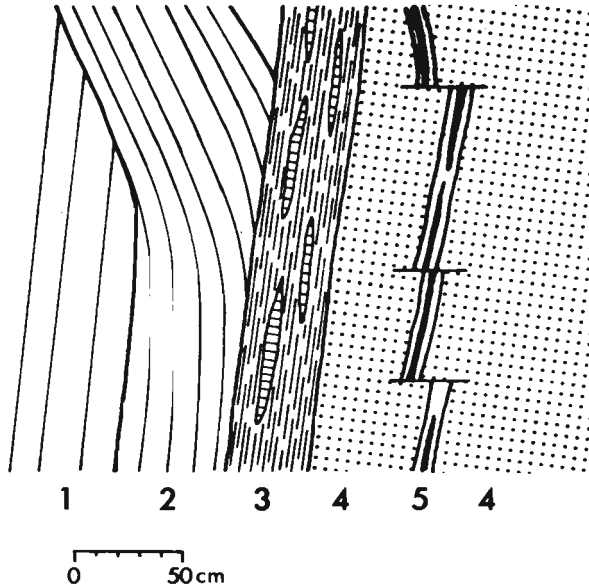


Abb.36 Hangendgrenze des Magmatits bei Pkt.15, Blick nach W.

Die Schnittenebene ist nicht genau senkrecht zum Streichen, sondern etwas in die E - W - Richtung gedreht.

1 = dickgebankte graue Schiefer mit hellen, gebleichten Partien

2 = schwarze Schiefer mit hellen, gebleichten Partien

3 = schwarze Schiefer mit Ca-Dolomitbänken

4 = Magmatit 5 = "Schiefer" mit Apatitlagen.

schreibenden Proben handelt es sich in keinem Falle mehr um durchgehende Lagen, sondern nur noch um zerscherte Einzelstücke, meist in Faustgröße.

Das Gestein zeigt noch Überreste von Karbonat, ist aber bereits zum größten Teil verkieselt. Bedeutsam ist eine starke Fossilführung.

Das Gestein ist ein ursprünglicher Riffschuttkalk und enthält Reste von Echinodermen, Brachiopoden, Bryozoen, Ostracoden und unbestimmbare Schalenfragmente vermutlich von Muscheln und Gastropoden. Es enthält ferner Calcisphären. (Freundliche Bestimmung durch Herrn Professor Dr. W. KREBS.)

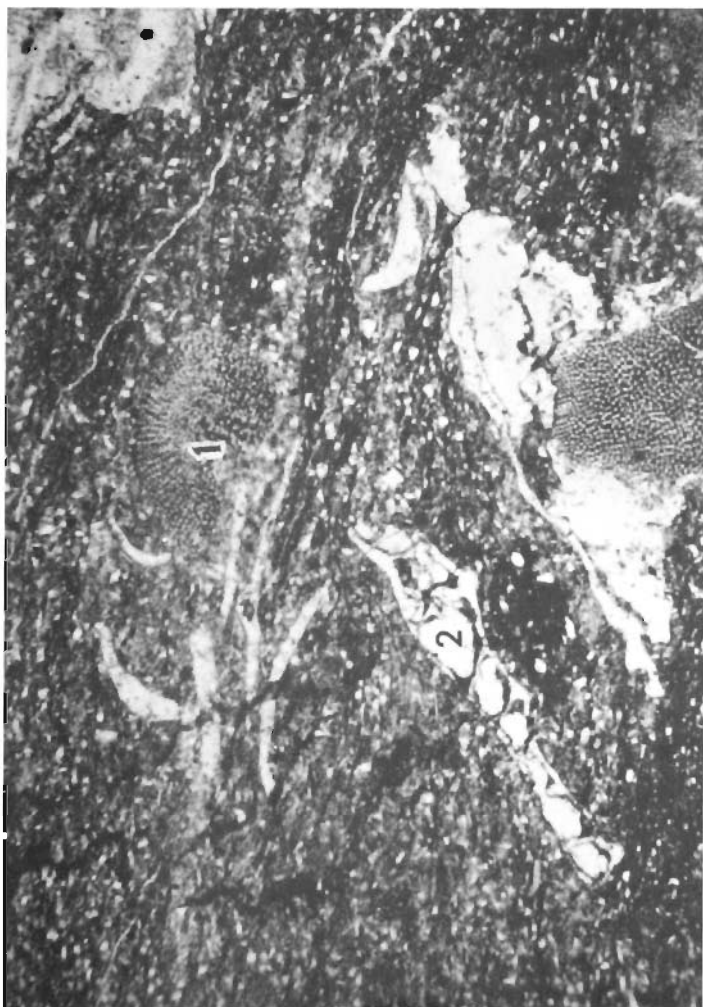


Abb.37 Teilweise
verkieselter Riff-
schuttkalk.

1 = Echinodermen-
reste , 2 = Bra-
chiopodenschalen.
Größte Bildlänge
4 mm , ON
Dünnschliff 288



Abb.38 Teilweise verkieselter Riffschuttkalk.

1 = Echinodermenrest , 2 = Brachiopodenschale , 3 = Bryozoenrest.

Größte Bildlänge 4 mm , ON
Dünnschliff 288



Abb.39 Teilweise
verkieselter Riff-
schuttkalk.
Großer Echinoder-
menrest.
Größte Bildlänge
4 mm , ON
Dünnschliff 288

Dieser Typ von Riffschuttkalken spielt besonders im direkten Hangenden des Schwerspatlagers eine sehr große Rolle. Aus dem Liegenden des Lagers wurde er bereits von W.KREBS (1970) beschrieben. Sofern der Magmatit mit diesen Schichten nicht aus der E - Scholle verschuppt worden ist und also noch seinen ursprünglichen Platz in der Schichtenfolge inne hat, würde damit dieser Typ von Riffschuttkalken beachtlich weit unter das Niveau des Schwerspatlagers in "Hunsrückschiefer" hinabreichen.

Weiterer "Quarzit" aus dem Liegenden des Magmatits

Im Dünnschliff erweist sich das Gestein zwar als aus Quarz bestehend, doch sind sehr deutlich tektonisch deformierte, ursprünglich kugelige Bildungen zu erkennen. "Vermutlich handelt es sich um Calcisphären. Allerdings ist mir kein Gestein aus dem Devon bekannt, das eine derartige Konzentration von Calcisphären zeigt" (Briefliche Mitteilung von Herrn Professor Dr. W. KREBS).

Pechschwarzer Schiefer aus dem Liegenden des Magmatits

Das Gestein ist absolut schwarz und deutlich geschiefert. Beim Erhitzen springen einzelne Lagen von mm-Dicke ab.

Unter dem Mikroskop ist die schwarze Färbung nicht auflösbar. Auch Herr Professor Dr. E. SCHNEIDER konnte bei einer Anschliffuntersuchung keine reflektierenden Partikel feststellen. Die färbende Substanz ist also submikroskopisch.

Röntgendiffraktometrisch erweist sich das Gestein überraschend fast ganz aus Quarz bestehend, daneben lassen sich nur noch wenig Glimmer und Kaolinit feststellen, sowie etwas Pyrit (der neben Dolomit auf Rissen auch mikroskopisch deutlich nachweisbar ist).

Das Gestein wäre demnach als Siltschiefer zu bezeichnen.

Eine Analyse ergab nach Trocknen bei 105°C

C	4,08 %
H	0,32 %
S	2,59 %
CaO	0,4 %
MgO	0,3 %

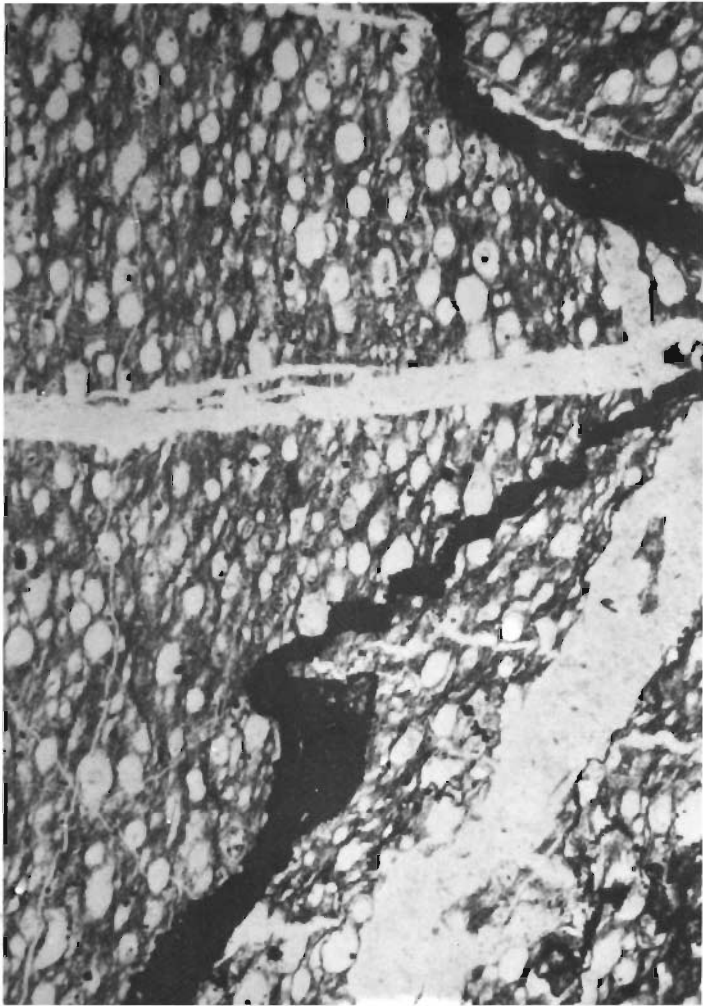


Abb.40 Verkiesel-
te Calcisphären,
Hell Quarzklüfte,
schwarz Pyrit-
kluft.
Gröste Bildlänge
4 mm , ON
Dünnschliff 287

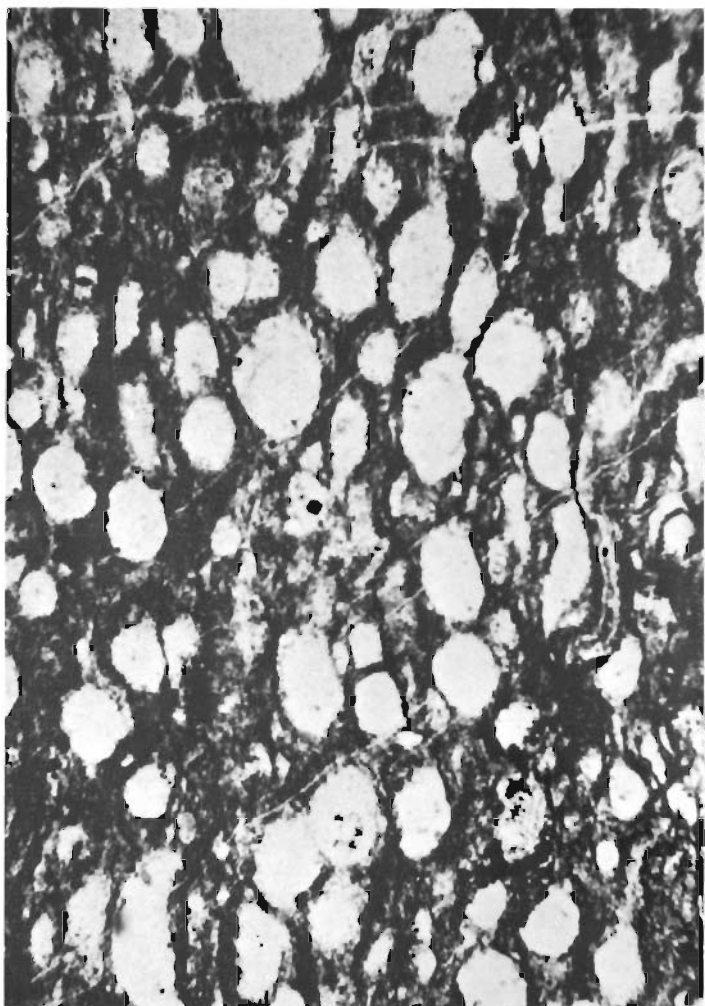


Abb.41 Verkieselte
Calcisphären.
Größte Bildlänge
1,6 mm , oN.
Dünnschliff 287

Der Schwefel ist nur auf den Pyrit zu beziehen.

Verrechnet man CaO und MgO als Dolomit, so entsprechen den angegebenen Mengen 0,17 % C. Demnach verbleiben als organischer Kohlenstoff noch 3,91 %. Das Atomverhältnis von Wasserstoff:Kohlenstoff beträgt dann ziemlich genau 1:1. Dieser Wert ist etwas kleiner als er üblicherweise für Kerogene (organische Substanz der Ölschiefer) zutrifft. Dies könnte mit stärkerer Diagenese bzw. schwacher Metamorphose erklärlich sein.

Ich darf anmerken, daß an anderen Stellen des Grubengebäudes Asphalt auf Klüften (in vergleichsweise alten Mineralisationen) vorkommt.

Die Genese des Magmatitkörpers

Theoretisch ergeben sich folgende Möglichkeiten:

- permische Intrusion,
- devonische Intrusion,
- devonischer Lavastrom,
- devonischer Tuffhorizont.

Permische Intrusion: Die geringe Mächtigkeit bei größerer streichender Ausdehnung spricht durchaus für ein Gangvorkommen. Die Nachbarschaft zur Störung ist ein Moment, das für eine Intrusion als Folge tektonischer Ereignisse herangezogen werden könnte.

Es ist mir aber bislang kein permischer Magmatit begegnet, der in entsprechender Weise so verändert vorgelegen hätte. Zudem sind die umgebenden Gesteine keineswegs mehr beansprucht oder verändert, als es ihrer Lage in der Nähe der Störung entspricht.

Mit dem Magmatit sind die Karbonatgesteine verknüpft, die nach bisheriger Kenntnis den darunter und darüber liegenden Hunsrückschiefern fremd sind. Wenn zwischen Magmatit und Begleitgesteinen ein Zusammenhang besteht, muß eine permische Intrusion ausscheiden.

Im Magmatit finden sich im hangenden Teil eindeutig sedimentäre Lagen eingeschlossen. Diese sind weitgehend konkordant mit der Hangendgrenze, meist ziemlich dünn und zudem sehr eigenartig (Apatit). Eine Einbeziehung in den Magmatitkörper durch eine Intrusion erscheint daher kaum glaublich.

Devonische Intrusion: Die aus dem näheren Hunsrück bekannten devonischen Magmatite haben völlig anderes Erscheinungsbild. Es gibt keine Parallelen. Ansonsten gilt das bereits zu der permischen Intrusion gesagte.

Devonischer Lavastrom: Gegen einen devonischen Lavastrom spricht die geringe Mächtigkeit, die nicht nur zufällig tektonisch reduziert sein dürfte.

Der fast völlige Mangel an eindeutig magmatischen Strukturen sowie an Einsprenglingen im Dünnschliff ist ein Merkmal, das zu einem guten Teil auf eine starke hydrothermale Zersetzung des Gesteins zurückgeführt werden könnte. Bei Vergleichen mit sehr stark zersetzten permischen Gesteinen (devonische Analoga kenne ich aus dem Arbeitsgebiet nicht), sind diese aber bei weitem noch recht gut als Magmatite zu erkennen. Das Fehlen eindeutiger magmatischer Strukturen erscheint mir daher unter Umständen auch als primäres Merkmal.

Devonischer Tuffhorizont: Damit verbleibt als einzige Möglichkeit, die allen Merkmalen in etwa gerecht werden könnte, die Ansprache des Gesteins als devonischer Tuff, der wahrscheinlich schon bei der Ablagerung stark zersetzt wurde.

Danksagung

Herr Professor Dr. W. KREBS, Braunschweig hat freundlicherweise einige meiner Dünnschliffe durchgesehen und die darin enthaltenen Fossilien bestimmt. Herr Professor Dr. E. SCHNEIDER, Saarbrücken hat vom pechschwarzen Schiefer einen Anschliff gefertigt und untersucht. Herr H. HEMMER, Hostenbach hat die Analyse des Schiefers angefertigt. Bei den Genannten bedanke ich mich sehr herzlich, ebenso bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft für Sachbeihilfen.

MITTEILUNG NR. 14

UNTERSUCHUNGEN AN NEBENGESTEINEN DER SCHWERSPATGRUBE EISEN

Die in den letzten Jahren gemachten Aufschlüsse liegen fast ausschließlich im stratigraphischen Hangenden des Schwerspatkörpers. Daher beziehen sich die folgenden Aussagen nur auf diese hangende Folge.

Altersstellung

Die erste paläontologisch fundierte Datierung des Schwerspatvorkommens stammt von KREBS (1970). Zwei Conodontenproben wurden als mittleres Oberdevon I und als höchstes Oberdevon I bis tiefstes Oberdevon II angesprochen. Da die beiden Proben aus dem Liegenden des Schwerspatkörpers stammten, vermutete W. KREBS ein Nehden-Alter (Oberdevon II).

W. GWOSDZ (1974) stellte die Schichten im Liegenden des Schwerspatlagers ins Mitteldevon (höchste Partien ins obere Givet), während die Schichten im Hangenden des Schwerspats vom obersten Givet bis in die untere Hemberg-Stufe reichen sollen.

Diese, in der Veröffentlichung nicht näher belegte Datierung, weicht von der durch W. KREBS (1970) ab.

Beim Auffahren der ersten Teilsohle oberhalb der 6. Sohle wurde im März 1976 eine tektonische Störungszone am E-Ende des Schwerspatkörpers angefahren. In dieser Störungszone befand sich auch ein Paket schwarzer Schiefer mit stark zerscherten Kalklagen. Zwei kleinere Stücke aus diesem Paket enthielten körperlich erhaltene Fossilien, die vor allem auch glatte Ablösung vom Gestein zeigten. Es handelte sich, soweit mir grob erkenntlich, um Reste von Cephalopoden, Schnecken, Muscheln oder Brachiopoden, Trochiten und Trilobiten.

Herr Professor Dr. W. KREBS, dem ich das Material zur Bestimmung überließ, identifizierte die Stücke als Kellwasserkalk (briefliche Mitteilung). Die genaue Bestimmung der Fossilien steht noch aus.

Da diese Schieferfolge sich an einer tektonisch stark beanspruchten Stelle befindet, ist die Einordnung nicht ganz einfach. Ich war ursprünglich der Meinung, daß diese Folge aus dem Liegenden

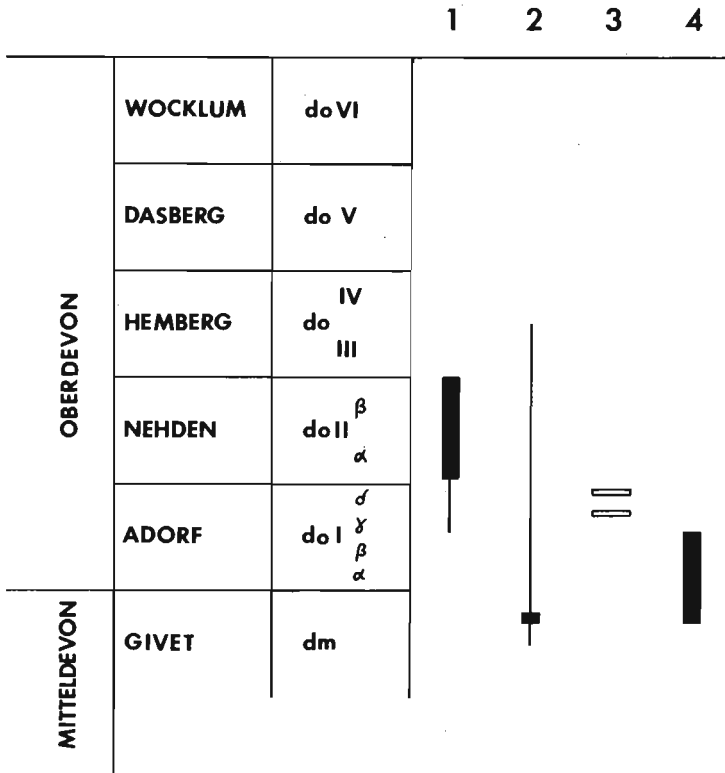


Abb.42 Schematisierte Übersicht über die Einstufung des Schwerspatkörpers (breiter Strich) und der mit ihm verbundenen Schichten im Liegenden und Hangenden.
 1 nach W.KREBS (1970) 2 nach W.GWOSDZ (1974)
 3 Lage der beiden Kellwasserhorizonte nach W.BUG-GISCH (1972) 4 Bereich, in den das Schwerspatlager wahrscheinlich einzustufen ist, soweit die Ansprache als Kellwasserkalk durch die genaue Fossilbestimmung bestätigt wird.

des Schwerspatkörpers stammen könnte, da im Hangenden mächtigere Schieferpakete dem Augenschein nach selten sind. Nach neuer-

Mineralogie , S.141

ren Erkenntnissen bin ich mir mittlerweile ziemlich sicher, daß diese Schieferpartie ins Hangende des Schwerspatlagers zu stellen ist.

Nach W.BUGGISCH (1972) existieren zwei Kellwasserkalkhorizonte, die in doI_7 bzw. doI_6 einzustufen sind. Da der Schwerspatkörper älter sein müßte, würde dies der Datierung durch W.GWOSDZ (1974) entsprechen. Es bleibt jedoch zunächst die genaue Bestimmung der Fauna abzuwarten.

Gliederung der hangenden Schichtenfolge

Eine Gliederung der hangenden Schichtenfolge stößt aus zwei Gründen auf Schwierigkeiten.

Zunächst läßt sich vermuten, daß innerhalb gleichaltriger Schichten seitliche fazielle Änderungen vorhanden sein können. In den Fällen jedoch, wo ein solcher Fazieswechsel wahrscheinlich ist, wird eine gesicherte Aussage durch die Tektonik vereitelt. Dies gilt ganz speziell für die Vertaubung des Schwerspatlagers nach E hin. Ohne jeden Zweifel treten innerhalb der Lagerstätte nach E hin zunehmend kalkreichere Sedimente auf. Da dieses Auftreten aber immer mit stärkerer Tektonik verknüpft ist, läßt sich nicht endgültig entscheiden, ob ein echter Fazieswechsel vorliegt oder nur, durch die Tektonik bedingt hangende, kalkreiche Partien des Körpers neben liegende mit höherem Schwerspatgehalt gestellt wurden.

Die gleiche Fragestellung ergibt sich bei den stellenweise auftretenden intensiv rotbraun gefärbten Sedimenten, wo es noch unklar ist, ob sie seitlich durch grau gefärbte Sedimente vertreten werden oder nur tektonisch auskeilen.

Die zweite Schwierigkeit, die ja schon deutlich geworden ist, ist die intensive Tektonik. Die genaue Aufnahme der neueren Aufschlüsse deutet darauf hin, daß es möglich sein wird nachzuweisen, daß die hangende Grenze des Schwerspatkörpers je nach Ort durch Gesteine gebildet wird, die ursprünglich in recht unterschiedlichem Abstand den Schwerspatkörper überlagert haben.

Man darf entsprechend vermuten, daß solche tektonischen Aus-

fallerscheinungen nicht nur an dieser markanten Grenze, sondern auch innerhalb des gesamten Sedimentpakets vorliegen, wo sie nur schwerer nachzuweisen sind.

Die Vorbedingungen dieser tektonischen Schwierigkeiten sind im Aufbau der Gesteinsfolge zu suchen. Hier sind grob drei Typen unterscheidbar:

1. Mächtigerer Gesteinspartien mit nur geringen Tongehalten,
2. Mächtigerer Schieferpartien mit vergleichsweise nur geringem Anteil an Kalkbänken,
3. Wechselfolgen mit etwa gleichen Anteilen von Kalkbänken und Schiefen.

Durch starken Druck erfolgte eine Mächtigkeitsverringering des gesamten Schichtpakets unter Ausdehnung grob in der Ebene der ursprünglichen Schichtflächen. (Das gesamte Schichtpaket steht etwa senkrecht, damit fällt die tektonische bc-Ebene mit der Schichtung zusammen.) Dabei reagieren die genannten Typen unterschiedlich.

Typ 1 lässt keine nennenswerte Verformung durch kleinste Bewegungsbahnen (Schieferung) im Gestein zu oder wenigstens nicht ausreichend. Deshalb werden solche Gesteinspakete in größere Komplexe zerrissen, zwischen denen Lücken bleiben.

Typ 2 leistet der Verformung fast keinen Widerstand. Daher werden solche Pakete, die zwischen zwei Komplexen des Typs 1 liegen unter Umständen ganz ausgequetscht und das Material in die bei Typ 1 erwähnten Lücken hineinverlagert. Die darin enthaltenen Kalkbänke werden dabei völlig zerschert.

Typ 3 ist nicht so eindeutig zu charakterisieren. Hier treten, was eventuell auch nur lokal bedingt sein kann, teilweise Spezialfaltungen auf. Einzelne Gesteinsbänke lassen sich mitunter über größere Strecken verfolgen, ohne daß sie zerschert sind.

Diese Darstellung ist grob verallgemeinernd. Sie soll lediglich zeigen, daß durch unterschiedliches tektonisches Verhalten der einzelnen Glieder der Schichtenfolge die rein örtliche Abfolge

fast nie vollständig sein kann und daher Profilvergleiche sehr schwierig sind.

Ich möchte dennoch versuchen, einen groben Überblick über die Abfolge zu geben. Über dem Schwerspatlager kommt zunächst eine ziemlich mächtige Folge von Riffschuttkalken. Der Anteil an grobem Biodedritus erscheint in den liegenden Teilen besonders groß und nimmt nach oben hin ab. Den größten Anteil nehmen Echinodermenreste ein. Es können sich dabei regelrechte Trochitenkalke entwickeln. Korallen lassen sich in diesen Gesteinen immer wieder vereinzelt nachweisen. Zumindest in einem Falle kommt es dabei auch zur Ausbildung ausgesprochener Korallenkalke. Möglicherweise sind diese durchaus häufiger, wurden aber von mir früher nicht richtig erkannt, da in den meisten Fällen das Kalkskelett der Korallen durch Umkristallisation völlig verwischt worden ist.

Wo diese Schuttkalkfazies ihre größten Mächtigkeiten besitzt, ist sie in der Regel kräftig rotbraun (Schiefer mehr violett) gefärbt. Die Gesteine mit feinkörnigerem Dedritusanteil erscheinen merklich heller, aber doch noch deutlich bräunlich. Der Biodedritus selbst ist ungefärbt.

Stratigraphisch gehören in diese Folge wahrscheinlich zwei oder mehr Pakete mit schwarzen Schiefen, die stellenweise bis auf schmälste Reststreifen ausgequetscht sind. Diese sind bedeutsam durch die Führung von Ca-Dolomitlagen, die eindeutig als sedimentär bis frühdiagenetisch anzusehen sind.

Über dieser Riffschuttkalkfolge erscheint eine Serie vom Typ 3 aus Schiefen und dickeren Kalkbänken. Ihr Fossilinhalt besteht aus Styliolinen und teilweise außerordentlich zahlreichen Conodonten.

Darüber kommt eine ziemlich mächtige Wechselfolge aus dunklen Kalken und schwarzen Schiefen.

Durch eine sehr starke, groß streichende Störung abgetrennt erscheint weiter eine Folge aus violetten und grauen Schiefen. Wiewohl sie bislang nur unzulänglich untersucht sind und eine paläontologische Datierung nicht gegeben ist, erscheint mir eine Deutung als Oberdevon, wie sie erstmals W. KREBS (1970) ausgesprochen hat, als sinnvoll.

Detailuntersuchungen

Eine große Zahl von Gesteinsproben wurde röntgendiffraktometrisch untersucht, insbesondere auch alle Rückstandsfraktionen, die bei der Gewinnung von Conodonten anfielen.

An Mineralien sind in den Proben nachweisbar:

Calcit
Dolomit
Quarz
Glimmer (Muskovit)
Kaolinit
Chlorit
Hämatit
Ca-Rhodochrosit
Albit.

Calcit ist nach Messungen von $d_{10\overline{1}4}$ immer ziemlich rein und gibt damit keine Möglichkeiten für Unterscheidungen zu treffen.

Dolomit ist für die Charakterisierung der Sedimente sehr wichtig. Drei Faktoren lassen sich bei ihm diagnostisch verwenden, nämlich Kristallinität, Gitterkonstanten ($d_{10\overline{1}4}$) und Korngröße. Dadurch lassen sich zwei verschiedene Dolomitgesteine deutlich unterscheiden.

Ca-Dolomite haben schlechtere Kristallinität, höhere d-Werte (merklich höher als durch Fe-Einbau im Gitter verursacht werden kann) und in der Regel geringe Korngröße. Sie lassen vielfach noch den Fossilinhalt der ursprünglichen Kalke deutlich erkennen. Sie sind sedimentär bis frühdiagenetisch gebildet und sind wahrscheinlich als Leitgesteine brauchbar.

Die spät-diagenetischen oder hydrothermal bedingten Dolomite haben sehr gute Kristallinität, geringere d-Werte (im Bereich Dolomit - Ankerit) und gröberes Korn. Sie treten unabhängig von der Stratigraphie nur in lokalen Bereichen auf. Für die Klärung der Abfolge sind sie unbrauchbar.

Quarz ist ursprünglicher Sedimentbestandteil und tritt üblicherweise im Korngrößenbereich eines Silts auf. Die Anteile am Sediment können sehr unterschiedlich sein. In der erwähnten Conodonten-reichen Serie entspricht die Häufigkeit der Conodonten dem Quarzgehalt des Sediments. Je höher der Quarzgehalt, desto größer auch die Conodontenzahl.

Glimmer. Als Glimmer konnte ich bislang nur Muskovit identifi-

zieren. Ich bespreche hier nicht die tektonisch bedingten Phengite, die durch eine besonders geringe Kristallinität gekennzeichnet sind. Die diagenetisch gebildeten Muskovite besitzen Kristallinitäten, die über einen größeren Bereich schwanken. Eine erste Hoffnung, daraus unterschiedliche Metamorphosegrade ableiten zu können, erwies sich als irrig. Es ergibt sich vielmehr ein deutlicher Zusammenhang zwischen Farbe des Gesteins und Kristallinität (rote Gesteine beste Kristallinität - schwarze Gesteine schlechteste Kristallinität). Es entspricht dies dem bekannten Zusammenhang zwischen Kristallinität und dem Inhalt des Sediments an organischer Substanz.

Kaolinit ist ein Mineral, das in hydrothermalen Bildungen häufig auftritt. Kaolinit erscheint aber auch so häufig in Bereichen, die ersichtlich wenig hydrothermal beeinflusst wurden, daß Kaolinit auch als primärer Sedimentbestandteil gelten muß. Die Kristallinität des Kaolinites ist im Regelfalle immer etwas besser als die des gemeinsam damit vorkommenden Muskovits.

Hämatit ist in vielen Gesteinen sicherlich primär vorhanden, bzw. aus entsprechenden hydroxidischen oder oxidischen Phasen hervorgegangen. In den hier besprochenen Gesteinen sind die auftretenden Mengen gering.

Chlorit erscheint mir zum Teil schon sedimentär gebildet (Fe-Chlorite), doch kann ich auch eine metamorphe Bildung nicht ausschließen. Chlorit beschränkt sich bislang auf einen Teil der Riffschuttkalke und ist eventuell auch in dieser Folge örtlich begrenzt. Sofern dieser Chlorit erst durch Metamorphose entstanden ist, so doch nur aufgrund chemischer Voraussetzungen im Sediment, die auch die primäre Bildung ermöglicht haben. Die Kristallinität dieses Chlorits ist gut.

Albit wäre im Zusammenhang mit dem Chlorit sicherlich als metamorphe Bildung aufzufassen. Er beschränkt sich jedoch bislang auf wenige Stellen in enger Nachbarschaft zu tektonischen Störungen. Die nachgewiesenen Mengen sind sehr gering. Soweit Albit mikroskopisch zu beobachten war, sitzt er auf eindeutigen Klüften und nicht im Gestein. Man muß ihn also als hydrothermal ansehen, wobei ich über die Bildungsbedingungen nichts aussagen kann.

Ca-Rhodochrosit. An der Grenze der schwarzen Schiefer, die den Kellwasserkalk enthalten, kommt eine dichte Ca-Dolomitbank vor, die in einer untersuchten Probe einen Ca-Rhodochrosit mit sehr schlechter Kristallinität enthielt. Ein entsprechend hoher Mn-Gehalt wurde auch chemisch nachgewiesen. Ich zweifle nicht an einer sedimentären Bildung. Darauf weisen auch merkliche Mn-Gehalte in anderen untersuchten Karbonatgesteinen hin.

Das Mineralienverzeichnis aus Mitteilung Nr.11 ist zu ergänzen:

Ca-Rhodochrosit	s
Apatit	s
Röntgenamorphes Fe-Sulfat	v
Phengit	h
Albit	h
Asphalt	h

Danksagung

Ich bedanke mich sehr herzlich bei den Besitzern der Grube, den Gebrüdern Feldhäus, dem Betriebsleiter F.Hees und seinem Vertreter E.Prem für das stets gewährte Entgegenkommen. Die Herren Mecklenburg und Heylmann haben wieder an einigen Sonntagen ihre Zeit für die Ein- und Ausfahrt geopfert.

Bei Herrn Professor Dr.W.Krebs bedanke ich mich für die Ansprache des Kellwasserkalkes und Hinweise, bei Herrn H.Hemmer für verschiedene Analysen.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft bin ich für die gewährten Sachbeihilfen verpflichtet.

Literaturnachweis (Ergänzung zu Mitteilung Nr.3)

- BUGGISCH, W. - Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon), Abh.d.Hess.Landesamtes f.Bodenf., Heft 62, Wiesbaden 1972.
- GWOSDZ, W. u.a. - Die Liegendschichten der devonischen Pyrit- und Schwerspat-Lager von Eisen (Saarland), Meggen und des Rammelsberges, Geol.Rundschau, Band 63, Heft 1 (1974), S.74-93.
- KREBS, W. - Nachweis von Oberdevon in der Schwerspat-Grube Eisen (Saargebiet) und die Folgerungen für die Paläogeographie und Lagerstättenkunde des linksrheinischen Schiefergebirges, N.Jb.Geol.Paläont.Mh.(1970), H.8, S.465-480

Zweitveröffentlichung: Juli 2018 (www.geosaarmueller.de)