Ber. Naturhist. Ges. Hannover	138	7–35	Hannover 1996

Das Devon des nordwestlichen Oberharzes

von

PETER BUCHHOLZ, ENDRES TRAPP und HORST WACHENDORF

mit 9 Abbildungen

Zusammenfassung. Das Devon des nordwestlichen Oberharzes wird unter Einbeziehung des Acker-Bruchberg-Zuges lithostratigraphisch – faziell ausgewertet und paläogeographisch interpretiert. Die Faziesreihe dokumentiert den Übergang von der rheinischen Entwicklung des Unterdevons zur herzynischen Ausbildung des Mittel- und Oberdevons. Das jüngste Unterdevon (Ober-Emsium) ist durch deltaische Sedimente charakterisiert, die von einem nördlich gelegenen Festland geschüttet wurden. Während der Eifel- und Givet-Stufe erfolgte eine lithofaziell markante Gliederung des herzynischen Faziesbereichs in Schwellen mit karbonatischer und Becken mit pelitischer Sedimentation. Das Erzlager des Rammelsberges (älteres Eifelium) ist schichtgebunden dem Wissenbach-Schiefer eingelagert. Die Reliefunterschiede zwischen Becken und Schwellen werden entlang der Schwellenränder durch Resedimente markiert. Weit verbreitete Metabasalte sind Produkte des initialen Vulkanismus, der während der jüngeren Eifel-Stufe einsetzte und lokal bis in das älteste Oberdevon andauerte. Im Oberdevon sind vulkanische Aschenlagen saurer Zusammensetzung als geringmächtige Einschaltungen in kondensierten Schwellenkarbonaten nachgewiesen. Eine abweichende Faziesentwicklung erfolgte im Bereich des Iberg-Winterberg-Atolls, dessen Riffwachstum in der jüngeren Frasne-Stufe endete. Eine Sonderfazies ist darüberhinaus im Bereich des Acker-Bruchberg-Zuges ausgebildet; diese resultiert aus der Schüttung von Sandsteinkörpern während des jüngeren Oberdevons, die Vorläufer des unterkarbonischen Kamm-Quarzits darstellen. Das Unterkarbon lagert zumeist lückenlos im konkordanten Verband der devonischen Abfolge auf.

Summary: The Devonian strata of the Upper Harz Mountains. – The Devonian strata of the northwestern Upper Harz Mountains including the Acker-Bruchberg zone have been described on the base of lithostratigraphic and facies relationships and is in turn palaeogeographically evaluated. The lithotypes are evidence of the transition from the neritic Rhenish facies to the pelagic Hercynian facies. The late Lower Devonian (Upper Emsian) is characterizied by a deltaic sequence derived from a source area, which can be interpreted as a Caledonian molasse. From the early Givetian to the Upper Devonian, the Hercynian realm is typified by the contrast of limestone deposition on swells and pelitic sedimentation in basins. The famous polymetallic Rammelsberg ore deposit (Early Eifelian) is of stratiform origin. Resediments are distributed along the slope of the swells. Metabasalts of predominantly Late Eifelian to locally early Upper Devonian age are evidence of the initial magmatism of within-plate character. However, in the Late Devonian sequence, only thin tuffaceous layers of acid composition are microscopally proven. A different facies is connected with the reef evolution of the Iberg-Winterberg atoll, which lasted from the Givetian to the Frasnian stage and formed a submarine rise during the late

Upper Devonian. Furthermore, sandstones of late Upper Devonian age characterize the Acker-Bruchberg zone and represent a coarse clastic precursor of the Lower Carboniferous Kamm-Quartzite. The Late Devonian is conformably overlain by the Early Carboniferous.

Inhaltsverzeichnis

Seite

Das Devon des nordwestlichen Oberharzes ... 7
Zusammenfassung ... 7
Summary ... 7
1. Einleitung ... 8
2. Unterdevon ... 9
2.1 Ems-Stufe ... 9
Lithostratigraphie und Fossilführung ... 13
Petrographie ... 17
Erzführung ... 17
Fazies ... 18
3. Mitteldevon ... 18
3.1 Eifel-Stufe ... 19
3.1.1 *Calceola*-Schiefer ... 19
Datierung ... 19
Paläogeographie und Fazies ... 19
3.1.2 Wissenbach-Schiefer ... 20
Lithologie ... 20
Sandbandschiefer ... 20
Unterer Bereich des Wissenbach-Schiefers ... 20
Metabasalte ... 21
Oberer Bereich des Wissenbach-Schiefers ... 21
Wissenbach-Schiefer (Oberharzer Diabas-Zug, Acker-Bruchberg-Zug) ... 22
Paläogeographie und Erzbildung ... 22
3.2 Givet-Stufe ... 23
Riff-Fazies ... 23
Paläogeographie und Erzbildung ... 24
4. Oberdevon ... 24
4.1 Frasne-Stufe ... 24
Paläogeographie ... 27
4.2 Famenne-Stufe ... 28
Paläogeographie ... 30
5. Danksagung ... 30
6. Literaturverzeichnis ... 32

1. Einleitung

In der klassischen Periode der geologischen Landesaufnahme wurde das Devon des nordwestlichen Oberharzes u. a. durch F. A. ROEMER (u. a. 1843, 1850) und BEUSHAUSEN (1900) monographisch dargestellt. Als überregional gültiger Befund ergab sich die lithostratigraphisch-fazielle Übereinstimmung der Devon-Folgen des Oberharzes mit denen des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. Auf die isopischen Zusammenhänge zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge hat später Herm. SCHMIDT (1931) verwiesen. Danach stellt der Oberharzer Diabas-Zug die streichende Fortsetzung der Lahn-Mulde dar bzw. der Acker-Bruchberg-Zug liegt als markanter Härtling im Fortstreichen des Hörre-Kellerwald-Quarzits. Das Devon des Oberharzes bildet das stratigraphisch-paläogeographische Bindeglied zu den devonischen Serien in Thüringen sowie in den Sudeten und erschließt die nordöstlichsten Devon-Vorkommen

des Rhenoherzynikums. Letzteres grenzte im Norden an das kaledonisch deformierte Old-Red-Festland, das als Liefergebiet für das Devon des rhenoherzynischen Troges wirksam war. Für die paläogeographische Analyse des Rhenoherzynikums ist die Unterscheidung der rheinischen Flachwasserfazies, die vom Old-Red-Kontinent abzuleiten ist und der nach dem Harz benannten, landfernen herzynischen Fazies wesentlich (u.a. Herm. SCHMIDT 1926). Die herzynische Fazies läßt weiterhin die Unterscheidung der eigentlichen Beckenfazies von der karbonatischen Ausbildung der Tiefschwellen-Fazies zu.

Im Verband mit dem konkordant auflagernden Unterkarbon wurde das Devon des NW' Oberharzes variscisch deformiert. Ein Nordwest-vergenter Falten- und Schuppenbau sowie eine ausgeprägte Transversalschieferung, in vornehmlich mitteldevonischen Tonschiefern, sind die charakteristischen Merkmale einer insgesamt flachgründigen orogenen Beanspruchung (thin-skinned tectonics), die im Oberkarbon erfolgte (WACHENDORF et al. 1995). Das Ergebnis dieser Deformation im Zusammenhang mit der paläogeographischen Entwicklung ist die Anlage folgender Struktureinheiten (Abb. 1):

- Oberharzer Devonsattel,
- Clausthaler Kulmfaltenzone einschließlich des Iberger Riffkomplexes,
- Oberharzer Diabas-Zug,
- Söse-Mulde,
- Acker-Bruchberg-Zug.

Während der Oberharzer Devonsattel ein geschlossenes Areal mit unter- bis oberdevonischen Serien bildet, bleibt in den übrigen Struktureinheiten die Verbreitung des Devons auf isolierte, z. T. kleinräumige Vorkommen beschränkt.

Die lithostratigraphische Gliederung der Struktureinheiten des nordwestlichen Oberharzes einschließlich des Acker-Bruchberg-Zuges ist in Übereinstimmung mit der auf den Geologischen Spezialkarten üblichen Devon-Gliederung zusammenfassed in Abb. 2 dargestellt. Vergleichend und ergänzend ist in Abb. 3 die Conodonten-chronologische Gliederung (u. a. ZIEGLER & SANDBERG 1990) als Zeitskala für die Darstellung der eustatischen Meeresspiegelschwankungen im Bereich der euramerikanischen Platte abgebildet. Der generelle Meeresspiegelanstieg erreicht sein Maximum mit dem Kellwasser-Event im jüngsten Frasnium. Anschließend erfolgt eine Meeresspiegelabsenkung, wobei der Tiefststand etwa mit der Devon-/Karbon-Grenze zusammenfällt (Hangenberg-Event).

2. Unterdevon

Das ältere Unterdevon (Lochkovium, Pragium bzw. Gedinnium, Siegenium) ist nur im Unterharz (Blankenburger-, Harzgeröder Zone) fossilbelegt nachgewiesen. Die dortigen Profile sind überwiegend geringmächtig und lückenhaft ausgebildet. Als Lithotypen sind Karbonate (Herzynkalke) und feinklastische Sedimente zu unterscheiden. Geringmächtige gröberklastische Konglomeratlagen des Emsium enthalten z. T. silurische Komponenten und dokumentieren Phasen der Resedimentation bzw. Aufarbeitung älterer Profilanteile, wobei die Erosion mit einer Krustendehnung einherging. Resedimentierte ordovizische Conodonten in einem unterdevonischen Hercynkalk sind ein weiterer Beweis dieses durch Extension ausgezeichneten geodynamischen Stadiums (TRAPP 1994).

Im Oberharz ist hingegen bislang nur jüngeres Emsium nachgewiesen.

2.1 Ems-Stufe

Das Unterdevon ist im Kern des Oberharzer Devonsattels aufgeschlossen und streicht über ein 10 x 5 km großes Areal zutage. In die überwiegend fein- bis mittelsandige, nach ZSCHEKED

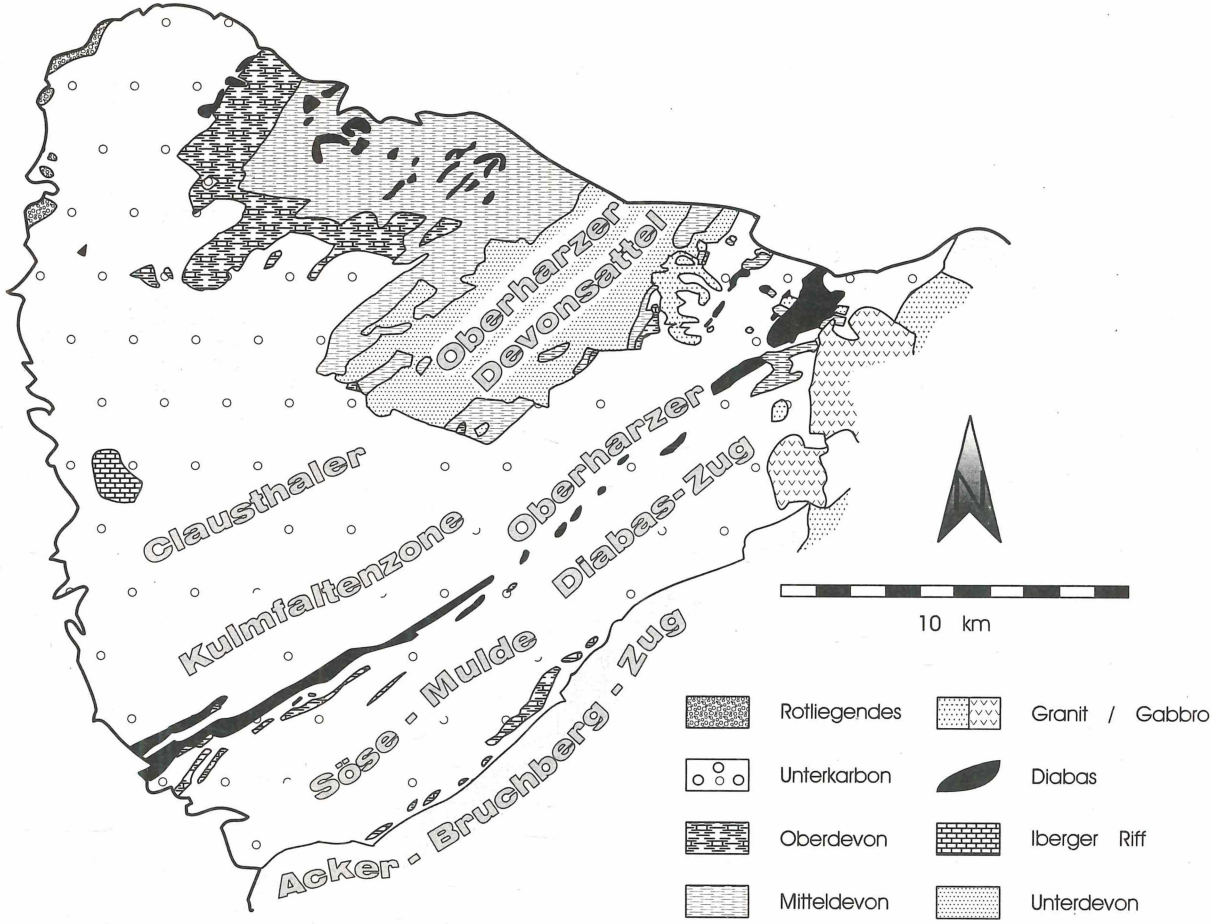


Abb. 1: Struktureinheiten und stratigraphische Gliederung des Oberharzes.

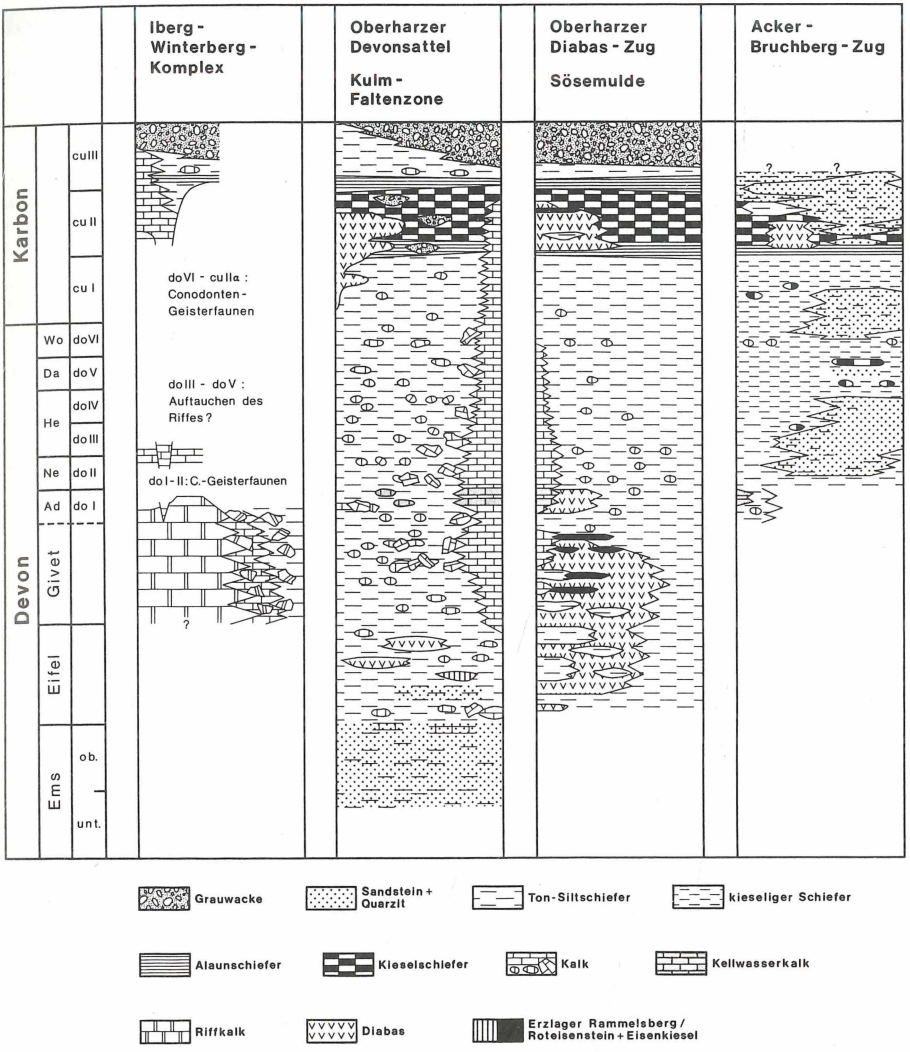


Abb. 2: Lithostratigraphische Gliederung der Struktureinheiten des Oberharzes und des Acker-Bruchberg-Zuges. Zusammengestellt nach BRINCKMANN et al. (1986), FRANKE (1973), FRÜH (1960), FUHRMANN (1954), HINZE (1971), JORDAN (1976), KOCHMANN (1968), MEISCHNER & SCHNEIDER (1970), MOHR (1962), PUTTRICH (1972), RIBBERT (1975), SCHWAN (1991), STOPPEL & ZSCHEKED (1971), WALLISER (1960) und eigenen Beobachtungen.

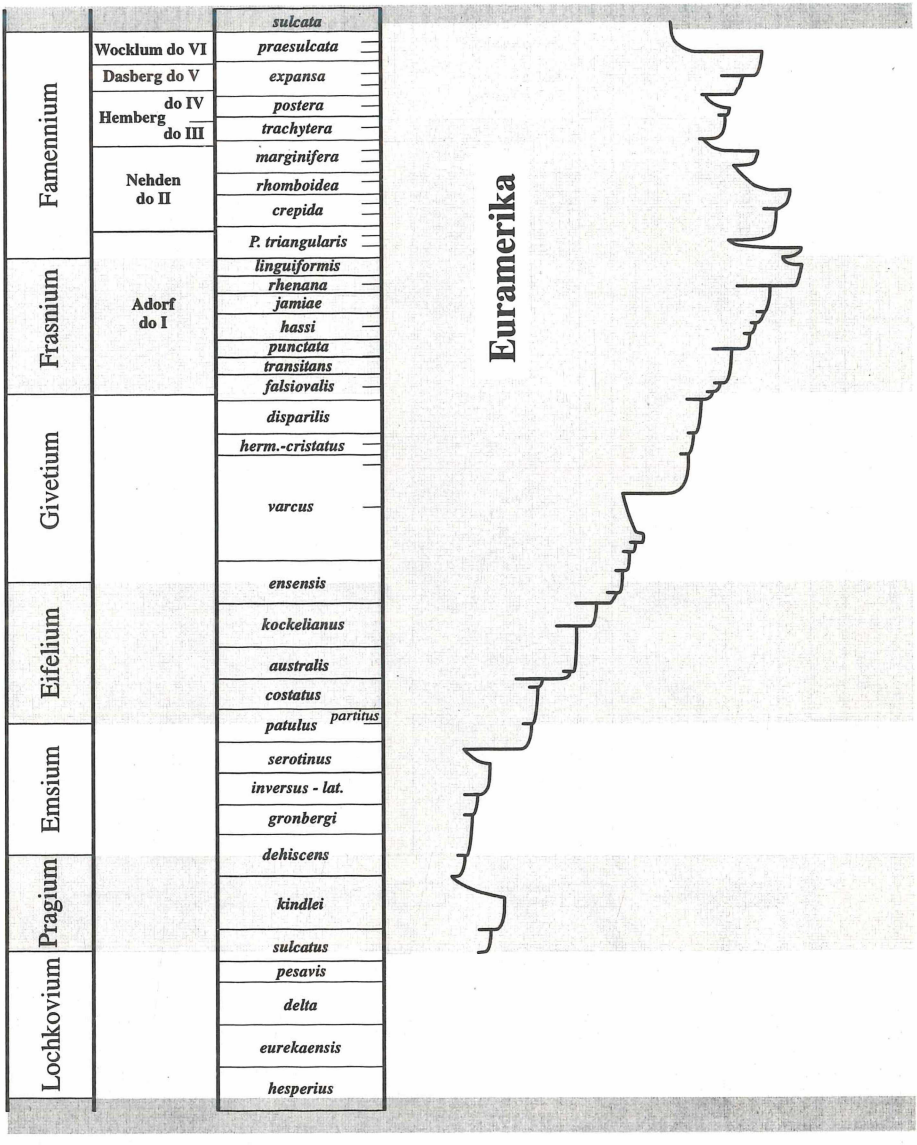


Abb. 3: Conodonten-chronologische Gliederung des Devons und eustatische Meeresspiegelschwankungen für die euramerikanische Platte nach JOHNSON et al. (1985, 1986).

(1955) 500–1000 m mächtige Abfolge sind zwei stratigraphische Niveaus mit tuffitischem Charakter eingeschaltet. Die Folge aus z. T. quarzitischen Sandsteinen, untergeordneten Kalksandsteinen und Tonschiefern, deren Anteile zum Hangenden zunehmen, wurde während der Erstaufnahme der Geologischen Karte Bl. Zellerfeld (BODE 1907) durch die Preuß. Geol. Landesanstalt undifferenziert als „Kahleberg-Sandstein" zusammengefaßt. Die stratigraphische Aufnahme erfolgte zunächst auf der Grundlage eingehender faunistischer Bearbeitungen (u. a. DAHMER 1922, 1946), die einen biostratigraphisch gliederbaren oberen und einen nur lokal faunistisch belegten unteren Profilabschnitt ergaben. Eine differenzierte lithostratigraphische Abfolge beschrieb ZSCHEKED (1955). Der gleiche Autor erweiterte diese Gliederung im Zusammenhang mit der Neuaufnahme der GK 4128 Bl. Clausthal-Zellerfeld (HINZE 1971). Eine sedimentpetrographische Analyse erfolgte durch GÖRZ (1962). Weder über die in einigen Horizonten bzw. lokal arten- und individuenreiche Fauna noch zur Faziesinterpretation liegen moderne Untersuchungen vor.

Lithostratigraphie und Fossilführung

ZSCHEKED (1955, 1959 cit. HINZE 1971) unterscheidet auf der Grundlage von Richtprofilen elf lithostratigraphische Abschnitte (Abb. 4):

- „Liegendes" (> 100 m):
  Wechsellagerung von sandigen Tonschiefern mit maximal Dezimeter-mächtigen, quarzitischen Sandsteinbänken (aufgeschlossen nur im Oker-Grane-Stollen).
- Kinderbrunnenquarzit (ca. 20 m; nur lokal aufgeschlossen):
  Feinkörnige, glimmerreiche, massige Quarzite mit wenigen dünnen Tonschieferzwischenlagen.
- Rauhflaser-Schiefer (ca. 75 m; nur lokal aufgeschlossen):
  Flaserige Schiefer und dünnbankige Quarzite.
  Fossilführung: Gastropoden, Lamellibranchiaten, Brachiopoden, Tentakuliten, Crinoiden, Trilobiten.
- Pfeifenweg-Quarzit (ca. 80 m):
  Blaugraue Quarzite mit Flaserschichtung und Rippelmarken.
  Fossilführung: Gastropoden, u.a. *„Holopea"* in einem Vorkommen gesteinsbildend.
  ? Tiefes Oberemsium.
- Pfeifenweg-Schiefer (ca. 30–100 m):
  Feinflaserige, sandige Tonschiefer mit quarzitischen Sandsteinen. Letztere enthalten Tongerölle.
  Fossilführung: ausschließlich *Chonetes*.
- Heiligenberger „Grauwacke" (30–70 m):
  Helle Sandsteine und Quarzite mit gradierter Schichtung und Tonschiefer-Flatschen. An der Basis ist ein ca. 5 m mächtiger, fossilführender Horizont mit tuffitischem Charakter (? Keratophyr-Tuff) ausgebildet.
  Fossilführung: Kleinwüchsige Brachiopoden, Gastropoden, Lamellibranchiaten, Tentakuliten, Crinoiden, Fischreste, Pflanzenhäcksel.
- Giengelsberger Schichten (50 - ca. 150 m):
  Feinkörnige Sandsteine und sandige Tonschiefer mit Rippelfeldern. Eingelagerte dickbankige (40–50 cm) Quarzite und einzelne Grobsand-Lagen mit ausgeprägter Flaserschichtung und lagenweise angeordneten Pyritkonkretionen; darin eingeschaltet der Giengelsberger Tuff, der in einer grobklastischen Grundmasse Effusivfragmente (? Bims) enthält.
  Fossilführung: Brachiopoden, Gastropoden, Orthoceren, Lamellibranchiaten, Tentakuliten, Ostracoden, Crinoiden-Stielglieder.
  Die Fauna läßt nach DAHMER (1922, 1946) enge Beziehungen zu den Remscheider Schichten des Rheinischen Schiefergebirges (tiefes Oberemsium) erkennen.

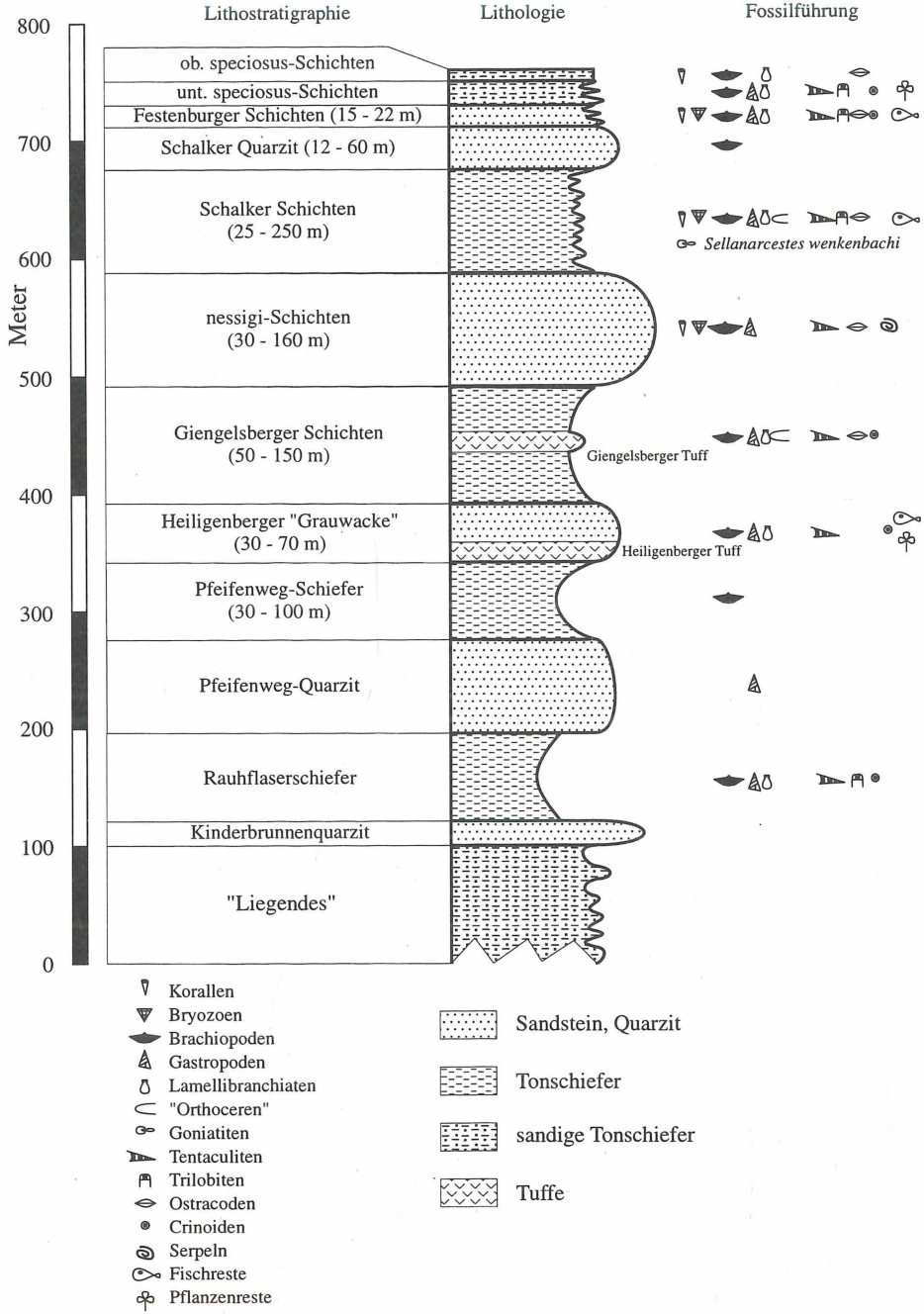


Abb. 4: Lithostratigraphische Gliederung des Kahleberg-Sandsteins (Oberemsium) auf der Grundlage der von ZSCHEKED (1955, 1959 cit. HINZE 1971) aufgenommenen Richtprofile.

- *nessigi*-Schichten (ca. 30–160 m):
  Reine Sandsteine und Quarzitbänke, stets glimmerführend.
  Fossilführung: Korallen, Bryozoen, Brachiopoden, Muscheln, Tentakuliten, Ostracoden, Serpuliden.
  Die außerordentlich artenreiche Fauna ist durch das häufige Vorkommen von *Murchisonia nessigi* charakterisiert und stimmt gleichfalls mit jener der Remscheider Schichten überein (älteres Oberemsium).

- Schalker Schichten (ca. 25–200 m):
  Sandsteine und helle Quarzitbänke (20 cm) mit vermehrten Tonschiefer-Einschaltungen. Das Bindemittel der Sandsteinbänke ist schwach kalkig.
  Fossilführung: Korallen, Bryozoen, Brachiopoden, Gastropoden, Orthoceren, eine sehr reiche Muschelfauna, Tentakuliten, Trilobiten, Ostracoden, Fischreste.
  Wesentlich ist der Nachweis von *Sellanarcestes wenkenbachi* durch Herm. SCHMIDT (1926), der eine Einstufung in das jüngere Oberemsium ergibt.

- Schalker Quarzit (ca. 12–60 m):
  Hellglimmer-führender, feinkörnig-massiger Quarzit mit reinen Tonschieferlagen.
  Fossilführung: nahezu fossilleer, nur vereinzelt Brachiopoden.

- Festenburger Schichten (15–22 m):
  Sandstein-/Tonschiefer-Wechselfolge, aus dm- bis cm-dicken karbonatischen Sandsteinlagen bis Kalksteinen mit cm-dicken Tonschiefern. Als charakteristische Sedimentgefüge sind nach SPERLING (1986) in den Festenburger Schichten und den auflagernden Unteren *speciosus*-Schichten Schleifspuren, Belastungsmarken, Schrägschichtung und gradierte Schichtung entwickelt. Die gradierte Schichtung ist neben der generellen Korngrößenabnahme durch eine ausgeprägte Sortierung des Fossildetritus ausgezeichnet. Im basalen Bereich ist jeweils neben Tonschiefergeröllen ausschließlich dickschalige Fauna (gewölbt oben) vorhanden. Der zentrale Bankbereich wird durch dünnschalige Organismen bzw. Crinoiden dominiert. Der laminierte Topbereich der Bänke ist feinsandig bzw. grobsiltig und enthält keinen makroskopisch sichtbaren Fossildetritus. Synsedimentär gestörte Profilabschnitte in Sandstein-/Siltstein-Folgen sind insbesondere durch Ballen-Strukturen gekennzeichnet, deren Bildung auf eine synsedimentäre Deformation unter geringer Auflast infolge Entwässerung zurückzuführen ist.
  Fossilführung: Korallen, Bryozoen, Brachiopoden, Gastropoden, Muscheln, Tentakuliten, Trilobiten, Ostracoden, Crinoiden, Fischreste.
  Die z. T. reiche Brachiopoden-Fauna beweist enge Beziehungen zum mittelrheinischen oberen Oberemsium.

- Untere *speciosus*-Schichten (ca. 20 m):
  Wechsellagerung aus unreinen, Glimmer-führenden Sandsteinen, hellen Quarziten (60 cm) mit Rippelfeldern, lokal fossilreichen Kalksandsteinen mit Pflanzenhäcksel-führenden Tonschieferzwischenlagen, die 1–2 m mächtig werden.
  Fossilführung: Brachiopoden, Gastropoden, Muscheln, Tentakuliten, Trilobiten, Crinoiden. Jüngstes Oberemsium.

- Obere *speciosus*-Schichten (ca. 10 m):
  Diese ähneln lithologisch den unteren *speciosus*-Schichten, weisen jedoch höhere Kalkgehalte auf und dokumentieren nach HINZE (1971) den Übergang zu den tonig-mergeligen *Calceola*-Schiefern.
  Fossilführung: Brachiopoden, Muscheln, Korallen, Stromatoporen, Ostracoden (u. a. *corbis*-Bank).
  Datierung: Eine biostratigraphisch begründete Abtrennung der vermeintlich mitteldevonischen Oberen *speciosus*-Schichten von den unterdevonischen Unteren *speciosus*-Schichten wird seit SIMON & DAHMER (1954) versucht. Die kalkig-tonige *corbis*-Bank diente dabei als lithologisch leicht identifizierbarer, lokaler Leithorizont. Die Fauna wird durch

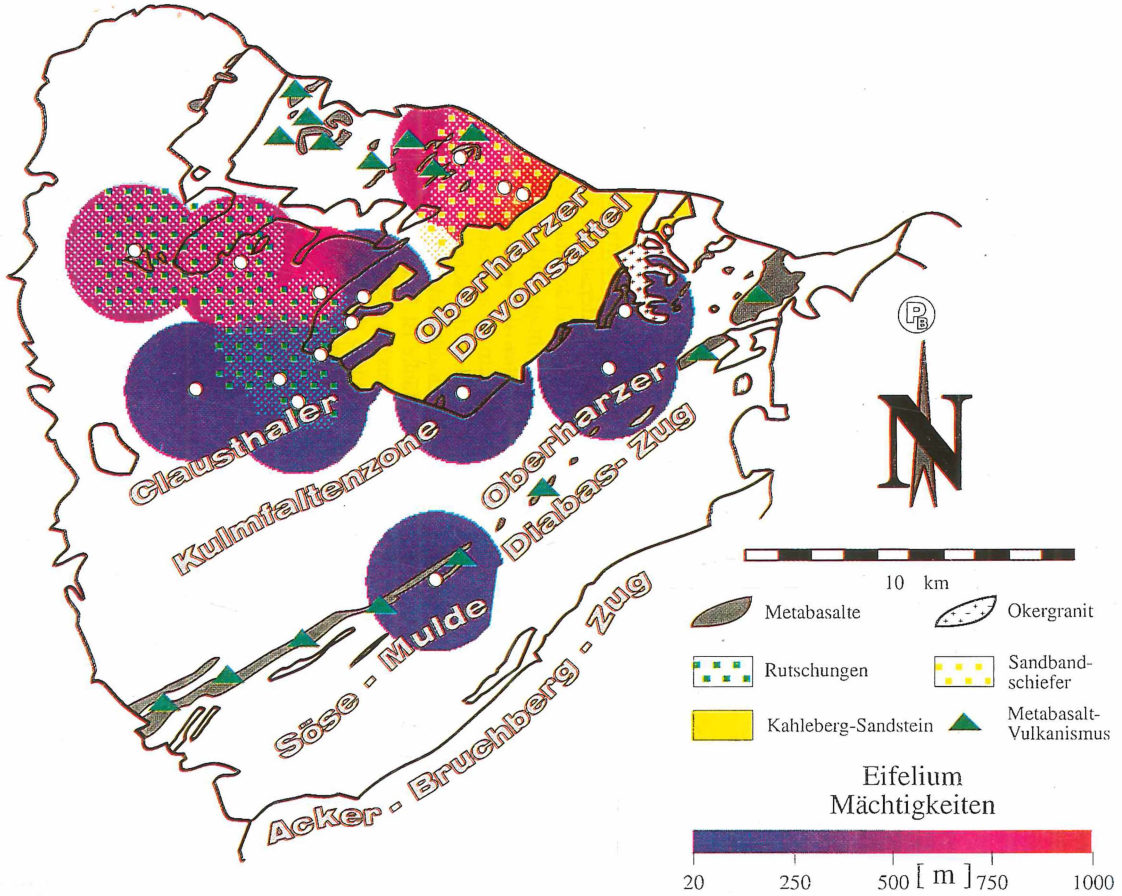


Abb. 5: Faziesverteilung und Mächtigkeit der Eifel-Stufe (Wissenbach-Schiefer). Zusammengestellt nach BRINCKMANN et al. (1986), FRÜH (1960), FUHRMANN (1954), JORDAN (1976), MOHR (1962), SPERLING (1986) und eigenen Beobachtungen.

die Ostracode *Koslowskiella corbis* gekennzeichnet . Außerdem wurde *Calceola sandalina*, die früher als ausschließlich mitteldevonisches Leitfossil galt, in dieser Bank (Zone 2b des Profils HALFAR; cit. in BEUSHAUSEN 1900) gefunden. In dem in der Eifel gelegenen Wetteldorfer Richtschnitt (Internat. Stratotyp für die Basis des Eifeliums) wurden jedoch sowohl *Koslowskiella corbis* (GROOS-UFFENORDE 1982) als auch *Calceola sandalina* (WERNER 1968) schon inmitten der Heisdorf Schichten (hohes Oberemsium) nachgewiesen. Damit können diese Taxa keine Abgrenzung von Unter- und Mitteldevon gewährleisten. Die übrigen Taxa in der Fossilliste der Oberen *speciosus*-Schichten (HINZE 1971, S. 33ff) erlauben bei moderner Interpretation, solange eine Revision der Faunen aussteht, nach freundlicher Mitteilung unseres Kollegen P. CARLS keine Bestätigung eines Eifelium-Alters. In diesem Zusammenhang ist darauf zu verweisen, daß in Kalkbänken an der Hohekehl, wenige Meter über der Basis der *Calceola*-Schiefer, *Icriodus corniger rectirostratus* BULTYNCK gefunden wurde (KAHMANN & KALNISCHKIES 1984); diese Conodonten-Subspecies reicht aus dem Oberemsium in das Eifelium hinein (Basis der Lauch-Schichten in der Eifel; WEDDIGE 1982). Damit ergibt sich, daß für ein Hinaufreichen der sandigen Schüttungen in das Mitteldevon allenfalls eine sehr kurze Zeitspanne in Frage kommt. Entsprechend fällt der Sedimentationsbeginn der *Calceola*-Schiefer sehr eng mit der Wende Unter-/Mitteldevon zusammen, an der weltweit eine transgressive Tendenz festgestellt wird, so z. B. in Übereinstimmung mit dem Chotec-Event im Barrandium Böhmens (CHLUPAC & KUKAL 1988).

Petrographie

Die Abfolge des Kahleberg-Sandsteins besteht überwiegend aus Grobsilt- bis Feinsandsteinen. Die maximalen Korngrößen erreichen den Grobsandbereich. Vereinzelt eingelagerte Tongerölle haben Durchmesser bis zu einigen Zentimetern. Neben diesen Sandsteinen bis Quarziten und kalkigen Sandsteinen sind untergeordnet sandige Tonschiefer und selten unreine Kalke, die nach GÖRZ (1962) lokal mehr als 70 % $CaCO_3$ enthalten, Bestandteil dieser Abfolge.

Die gröberklastischen Anteile der Sandsteine bestehen überwiegend aus eckigen bis schlecht gerundeten Quarzkörnern, die durch diagenetisch gebildete Anwachssäume charakterisiert sind (GÖRZ 1962; STEDINGK 1986). Schichtsilikate werden vornehmlich durch Muskovit und Chlorit vertreten. Der Feldspatgehalt ist sehr unterschiedlich. Dieser beträgt für die Festenburger- und *speciosus*-Schichten nach STEDINGK (1986) lediglich 1–2 %, während GÖRZ (1962) sehr variable Gehalte ermittelte, die bis zu 16 % Kalifeldspat (z. T. Mikroklin) und bis zu 33 % Plagioklas (An_{5-15}) erreichen können. Der Karbonatgehalt resultiert überwiegend aus dem Biogenanteil. Als Schwerminerale wurden von GÖRZ (1962), PAUL (1975) und STEDINGK (1986) Zirkon, Rutil sowie untergeordnet Apatit, Turmalin, Monazit, Chromit und Pyroxen bestimmt. Der in einzelnen Proben vermehrt vorhandene Anatas stellt eine authigene Bildung dar. Die Horizonte mit tuffitischem Charakter sind von den übrigen Profilanteilen lithologisch deutlich verschieden und nach GÖRZ (1962) durch einen fehlenden Feldspatgehalt ausgewiesen. Neubildungen von einem Gemenge aus Chlorit, Muskovit, Calcit und Limonit lassen die Umrisse ehemaliger Komponenten erkennen. Neben resedimentierten Komponenten (Tonschiefer, Sandsteine) sind ein hoher Anatas-Anteil sowie zumeist idiomorphe Zirkone charakteristisch.

Erzführung

GUNDLACH & HANNAK (1968) beschreiben eine in den *speciosus*-Schichten des Communion-Steinbruchs (Rammelsberg) aufgeschlossene 13 cm mächtige, über 35 m ausstreichende Sulfidvererzung (u.a. Zinkblende, Kupferkies), deren syngenetische Bildung strittig ist (SPERLING & WALCHER 1990).

Fazies

Lithologie und Fauna des Kahleberg-Sandsteins weisen alle Merkmale der als neritisch zu charakterisierenden rheinischen Fazies auf. Diese Lithofazies wird während des Emsium bestimmt durch den Wechsel gut sortierter Sandsteine und Quarzite mit tonigen Siltschiefern sowie unreinen Kalken. Die Sandsteine wurden während einer insgesamt relativ kurzen Zeitspanne bei räumlich stark wechselnden Mächtigkeiten geschüttet. Die Sedimentgefüge dokumentieren einerseits einen hoch-energetischen, turbulenten Transport sowie andererseits gravitative Ausgleichsbewegungen infolge eines lokal übersteilten Reliefs. Die lagenweise gut sortierten, z.T. gradierten Bänke mit einer aus dem flachmarinen Bereich stammenden Fauna resultierten bei hoher Akkumulationsrate aus einem turbiditischen Transport. Der Sortierungsgrad ist sowohl für die einzelnen Bänke als auch für die gesamte Abfolge sehr gut. Der Reifegrad ist deutlich unterschiedlich. Reine Quarzite kontrastieren mit unreinen Sandsteinen, deren z.T. sehr hoher Feldspaltgehalt (> 30 %) trotz fehlender Gesteinsbruchstücke auf einen geringen Reifegrad verweist. Offenbar waren im Liefergebiet Ausgangsgesteine unterschiedlicher Zusammensetzung exponiert.

Flaserschichtung, Rippelmarken und Schrägschichtung kennzeichnen einen Bewegtwasserbereich. Belastungsmarken resultierten aus einer raschen Sedimentakkumulation und gravitativen Ausgleichsbewegungen. Die gradierte Schichtung einzelner Bänke ist auf episodische Schüttungen im Verlauf eines turbulenten Sedimenttransportes zurückzuführen, der durch Sturmfluten induziert wurde (Tempestite).

Die Faunen sind ganz überwiegend dem Benthos zuzuordnen. Vorrangig sind dickschalige Muscheln mit kräftigem Schloßapparat oder eine grabende Fauna sowie gerippte Brachiopoden mit langer Area nachgewiesen. Die Schalen sind stets einklappig eingebettet. Crinoidenstielglieder sind außerordentlich häufig und bedecken Schichtflächen. Die allochthone Fauna ist insgesamt horizontgebunden bis linsenförmig verbreitet. Neben arten- und individuenreichen Vorkommen sind andere ebenfalls individuenreich, jedoch artenarm zusammengesetzt.

Zwar fehlt eine moderne Faziesanalyse, doch dokumentieren die lithologischen und faunistischen Merkmale insgesamt eine Deltafront, deren Sedimentzufuhr auf Grund der überregionalen paläogeographischen Zusammenhänge – insbesondere in Korrelation mit dem Rheinischen Schiefergebirge – aus nördlicher Richtung vom Old-Red-Kontinent, etwa aus dem Bereich der zentralen Nordsee, erfolgte. Der Kahleberg-Sandstein entspricht demnach, wie altersgleiche Anteile des rheinischen Unterdevons, einer kaledonischen Außenmolasse. Aus den stark wechselnden Sedimentmächtigkeiten der jeweiligen Lithotypen ergeben sich linsenförmige Schüttungskörper, die vermutlich in südöstlicher Richtung vorgebaut wurden. Der im fluviatilen und litoralen Faziesbereich aufbereitete Detritus gelangte über eine Deltafront bis in den Prodelta-Bereich.

Der Deltakörper wurde in einer relativ kurzen Zeitspanne von weniger als 4 Mio. Jahren in N-S Richtung vorgebaut. In Relation zur Mächtigkeit des Kahleberg-Sandsteins resultiert eine durchschnittliche Sedimentationsrate von > 140 m / Ma.

3. Mitteldevon

Der aus dem Kahleberg-Sandstein gebildete Kern des Oberharzer Devonsattels wird auf seiner NW-Flanke von mächtigen mitteldevonischen Serien begleitet, die großflächig ausstreichen, während deren Ausstrichbreite auf der SE-Flanke nur gering ist. Diese unterschiedliche Verteilung ist das Ergebnis erheblicher Mächtigkeitsunterschiede, die eine Gliederung des Sedimentationsraumes in Becken und Schwellen erkennen lassen. Kleinräumige, streng erzgebirgisch streichende Mitteldevon-Aufbrüche bilden die ältesten zutage tretenden Serien des Oberharzer Diabas-Zuges und des Acker-Bruchberg-Zuges. Die charakteristische Gesteinsassoziation des Mitteldevons besteht aus Peliten, die mit initialen Magmatiten vergesellschaftet sind. Eingeschaltet sind Karbonate sowie untergeordnet sandige Anteile. Das höhere Mitteldevon ist durch

eine erhöhte Karbonatführung ausgezeichnet, mit der u.a. die Entstehung des Iberger Riffkomplexes verknüpft war.

3.1 Eifel-Stufe

3.1.1 *Calceola*-Schiefer

Der *Calceola*-Schiefer ist ein sandiger und karbonatischer, relativ fossilreicher Tonschiefer mit lokal verbreiteten Kalkstein- sowie Kalksandsteinbänken. Insbesondere auf der SE-Flanke des Devonsattels sind bis zu 1 m mächtige Kalkmergel-Linsen mit reicher Fauna ausgebildet. Lediglich auf der NW-Flanke ist eine maximal 1,5 m mächtige Kalksandsteinbank („*Calceola*-Sandstein" nach HALFAR 1887) verbreitet, die massenhaft Fossilbruchstücke und schichtparallel eingeregelte Tonschiefergerölle enthält. Mehrere Horizonte mit vermeintlich tuffitischem Habitus sind insbesondere in der Umgebung des Rammelsberger Erzlagers verbreitet. HINZE (1971: 38) diskutiert deren vulkanogene Natur.

Fossilführung: Algen (LANGENSTRASSEN 1993), Conularien, Korallen, Stromatoporen, Bryozoen, Brachiopoden, Gastropoden, Cephalopoden, Muscheln, Trilobiten, Ostracoden, Crinoiden, Fischreste.

Neben eindeutigem Fossildetritus (Schillkalk) verweisen doppelklappig erhaltene Brachiopoden sowie Korallen in Lebendstellung auf eine lokal autochthone Einbettung. KIRCHMAYER et al. (1964) leiten ein Korallenvorkommen im Okertal von fleckenhaft ausgebildeten Riffstotzen (patch reefs) ab.

Datierung

Der Nachweis von *Calceola sandalina* L. war Anlaß, den *Calceola*-Schiefer ins ältere Eifelium einzuordnen. Der kontinuierliche lithofazielle Übergang vom Kahleberg-Sandstein zu dem *Calceola*-Schiefern ist mehrfach aufgeschlossen. Die durch SIMON & DAHMER (1954) vorgeschlagene Grenzziehung Unter-/Mitteldevon bedarf weiterer Untersuchungen (s. S. 15 ff.).

Die Abgrenzung gegenüber dem auflagernden Wissenbach-Schiefer ist durch die Conodontenstratigraphische Einstufung des *Calceola*-Schiefers in den ältesten Teil der *partitus*-Zone (basales Eifelium) gegeben (LUPPOLD & BUCHHOLZ 1993). Der Beginn der Sedimentation des Wissenbach-Schiefers erfolgte vermutlich diachron (BRINCKMANN et al. 1986).

Paläogeographie und Fazies

Während die Mächtigkeit der gesamten Eifel-Stufe in nördlich Clausthal-Zellerfeld abgeteuften Bohrungen (Brinckmann et al. 1986) lediglich 22,5 m beträgt, erreicht der *Calceola*-Schiefer auf der NW-Flanke des Oberharzer Devonsattels mehr als 100 m Mächtigkeit. Die Mächtigkeitsminima sind das Ergebnis einer ausschließlich karbonatischen Sedimentation bei fehlendem klastischen Eintrag. Flachwasserbedingungen der photischen Zone sind u.a. durch Korallen und Stromatoporen angezeigt. Diesen Schwellenregionen stehen Beckenbereiche mit vorrangig pelitischer Sedimentation gegenüber. In den Übergangsbereichen erfolgten vereinzelt kleinräumige, gravitativ bedingte Umlagerungen, die durch resedimentierte Korallenstöcke und Stromatoporen-Stotzen dokumentiert werden.

Die Beckenfazies des *Calceola*-Schiefers ist durch karbonatführende Tonschiefer mit vereinzelten sandigen Lagen charakterisiert. Insgesamt vermitteln die Faunen des *Calceola*-Schiefers zwischen der rheinischen Fazies des Kahleberg-Sandsteins und der herzynischen Fazies des Wissenbach-Schiefers.

3.1.2 Wissenbach-Schiefer

Der Lithotyp des Wissenbach-Schiefers charakterisiert die herzynische Fazies des Rhenoherzynikums. Der großflächige Ausstrich des Wissenbach-Schiefers auf der NW-Flanke des Oberharzer Devonsattels zusammen mit einer ausgeprägten Transversalschieferung und einer zumeist homogenen Zusammensetzung war seit dem 13. Jahrhundert bis in die nahe Gegenwart (Schließung ca. 1970) Grundlage der Dachschiefergewinnung. Von überragender bergwirtschaftlicher Bedeutung war die über 1000 Jahre bis Mitte 1988 im Abbau befindliche, ungewöhnlich erzreiche Lagerstätte Rammelsberg, die unter dem Schutz der UNESCO als Welt-Kulturdenkmal ausgewiesen wurde.

Lithologie

Der charakteristische Lithotyp des Wissenbach-Schiefers ist ein sehr feinkörniger, dunkelgrauer bis schwarzer Tonschiefer. Nur selten ist eine Feinschichtung zu erkennen. Gesteinsbildende Minerale sind nach RENNER (1983) Illit (> 52 %), Quarz (29 %), Chlorit (14 %), Calcit (2 %) sowie Albit (2 %) und Pyrit (< 1 %). Tonschiefer aus dem Lagerstättenbereich enthalten maximal 1,7 % Corg (SPERLING 1986). Die Schichtung ist mikroskopisch meist nicht erkennbar. Hingegen ist die Transversalschieferung deutlich sichtbar und erweist sich unter dem Mikroskop als Einregelung der Phyllosilikate im Verlauf anastomosierender Bahnen, den Bereichen bevorzugter Drucklösung (PLESSMANN 1964).

Sandige Einschaltungen sowie Tuffe und Metabasalt-Lagen („Diabas") dienen der lithostratigraphischen Gliederung der mächtigen Tonschieferfolge. HINZE (1971) unterscheidet auf Blatt Clausthal-Zellerfeld den unteren Bereich des Wissenbach-Schiefers, der durch schichtparallel eingelagerte Metabasalte vom oberen Bereich getrennt wird.

Sandbandschiefer

Im Hangenden des *Calceola*-Schiefers folgt der lediglich auf der NW-Flanke des Oberharzer Devonsattels ausgebildete Sandbandschiefer, bestehend aus wenige cm bis maximal 1 m mächtigen Sandsteinbänken mit lokal ausgebildeten Rutschungsgefügen. Die Häufigkeit der sandigen Einschaltungen nimmt zum Hangenden ab und geht kontinuierlich in die normale Ausbildung des Wissenbach-Schiefers über. In der Umgebung des Lagerhorizonts sind nach Sperling (1986) geringmächtige Tufflagen in die Sandbandschiefer eingeschaltet. Im höheren Anteil des Sandbandschiefers sind bis zu mehrere dm messende Kalklinsen vorhanden. Die Mächtigkeit des Sandbandschiefers variiert zwischen 0 - (?) 800 m.

Unterer Bereich des Wissenbach-Schiefers

Dieser Bereich des Wissenbach-Schiefers enthält bis zu 30 cm dicke Karbonatlinsen und -lagen, die im Liegenden der Lagerstätte bzw. im Bereich des Lagerhorizontes z.T. verkieselt sind bzw. aus Fe-Dolomit bestehen. Weiterhin sind in der Umgebung der Lagerstätte zahlreiche, wenige cm bis 60 cm mächtige Tufflagen sowie eine charakteristische Doppeltuffbank ausgebildet. Die vorwiegend grünlichen Tuffe bestehen nach KRAUME & JASMUND (1951) aus Kalifeldspat, Quarz, Biotit sowie Chlorit und werden als keratophyrisch beschrieben. RENNER (1977) bestimmte aus Proben der Doppeltuffbank Karbonat (55 %), Illit (34 %), Chlorit (4 %) und Quarz (7 %).

Die intensiv deformierte, stratiforme Lagerstätte des Rammelsberges erstreckt sich über einen Bereich von nur 0,5 km^2 (HANNAK 1981) und besteht aus zwei größeren Sulfid-Erzkörpern sowie aus dem sulfidarmen Schwerspatlager (Grauerzkörper). Die praeorogene Ausdehnung der Lagerstätte umfaßte nach SPERLING & WALCHER (1990) insgesamt etwa 1,2 * 0,6–0,8 km bei einer Mächtigkeit von ca. 30–40 m. Die häufigsten Sulfiderze sind Pyrit, Bleiglanz,

Zinkblende und Kupferkies; diese bilden zwei Lithotypen: Das Lagererz ist ein massiges, hochprozentiges Sulfiderz, hingegen besteht das Banderz aus einer feinlaminierten Wechsellagerung aus Sulfiderz mit Tonschiefern. Das Grauerz, welches in einem räumlich von den sulfidischen Erzkörpern getrennten Bereich entstand, bildet eine Wechsellagerung aus feinkörnigem Baryt mit wenig Pyrit und Tonschieferlagen. WALCHER (1986) beschreibt in Bereichen mit Erzmächtigkeiten > 4 m Rutschungsgefüge, Belastungsmarken und Brekzien. Listrisch geformte Störungen im Liegenden des Neuen Lagers sind nach SPERLING (1986) synsedimentär infolge der Auflast des spezifisch schweren Erzes entstanden. Im Lagerstättenbereich wurden im Tonschiefer neben Algenresten (STOPPEL in SPERLING & WALCHER 1990) Kümmerfaunen aus Brachiopoden, Orthoceren und Goniatiten sowie Styliolinen bestimmt. In der Umgebung der Lagerstätte ist der Lagerhorizont über 3 km nachgewiesen und maximal 28 m mächtig. Dieser besteht nach SPERLING & WALCHER (1990) aus karbonatreichen Tonschiefern mit cm-dicken, schwarzen Karbonatknollen. Schwermetalle sind im Lagerhorizont gegenüber der Normalfazies des Wissenbach- Schiefers angereichert, wobei lediglich 40 % der Buntmetalle Bestandteil der eigentlichen Lagerstätte sind. Die übrigen Metallgehalte sind an den Lagerhorizont gebunden.

In der Lagerstätte Rammelsberg war ein Erzanteil von ursprünglich mindestens 28 Mio. t, entsprechend 1,6 Mio t Blei, 3,7 Mio t Zink sowie 0,3 Mio t Kupfer konzentriert.

Datierung: Conodonten-Datierungen liegen aus dem unteren Wissenbach-Schiefer nicht vor. OPPERMANN (1964) vermutet eine Einstufung des Lagerhorizontes in das Liegende der *kockelianus*- (bzw. oberen *australis*-) Zone. LUPPOLD & BUCHHOLZ (1993) gelang der Nachweis von *Nowakia sulcata sulcata* im Lagerhorizont; dementsprechend erfolgte die schichtgebundene Ausfällung des Erzes während der *partitus*- oder *costatus*-Zone (älteres Eifelium).

Metabasalte

Im Hangenden des Lagerhorizontes folgt nach SPERLING (1986) eine ca. 200 m mächtige Serie des Wissenbach-Schiefers, bestehend aus Tonschiefern, karbonatischen Tonschiefern und mehreren Tufflagen, die von zwei bis zu 30 m mächtigen Metabasaltdecken überlagert werden. Die Metabasalt-Vorkommen bleiben auf das Areal westlich Goslar beschränkt. Die effusiven bis subeffusiven Metabasalte sind infolge einer „Ozeanboden"- und/oder hydrothermalen Metamorphose alteriert und bestehen nach DAUBE (1960) überwiegend aus Albit, untergeordnet Oligoklas, Chlorit, Calcit, Augit, Titanit, Ilmenit, Skapolith und Akzessorien. Das Gefüge ist vorwiegend ophitisch. Die Textur charakterisiert grobkörnige Varietäten bis hin zu „Diabas"-Mandelsteinen; Pillow-Strukturen sind verbreitet. Nach WEDEPOHL et al. (1983) entspricht das Spurenelementspektrum der Metabasalte des nordwestlichen Oberharzes modernen Abkömmlingen eines Tholeiit-basaltischen Intraplatten-Vulkanismus im Bereich einer kontinentalen Kruste.

Datierung: Die Metabasalte werden von OPPERMANN (1964) überwiegend der *kockelianus*-Zone (Eifel-Stufe) zugeordnet. Lediglich für das westliche Verbreitungsgebiet (Wolfshagen) wird eine Einstufung an der Eifelium/Givetium-Grenze diskutiert.

Oberer Bereich des Wissenbach-Schiefers

Die lithologische Ausbildung ist wenig verschieden von dem unteren Bereich des Wissenbach-Schiefers. Charakteristische Einlagerungen sind Tuffe sowie ein zum Hangenden zunehmender Karbonatgehalt, der z.T. in Linsen und Dezimeter-dicken Lagen angereichert ist. Lokal ist eine Feinschichtung ausgebildet. Von SPERLING (1986) wurden Rutschungsgefüge im Meterbereich beobachtet.

Datierung: Aus Karbonatknollen des oberen Wissenbach-Schiefers separierte OPPERMANN (1964) Conodonten, die einerseits eine Einstufung in die *kockelianus*-Zone ergaben sowie an-

dererseits ein Hinaufreichen des jüngsten Anteils des Wissenbach-Schiefers bis in das älteste Givetium vermuten lassen.

Wissenbach-Schiefer (Oberharzer Diabas-Zug, Acker-Bruchberg-Zug)

Außerhalb des Oberharzer Devonsattels streicht der Wissenbach-Schiefer sowohl im Oberharzer Diabas-Zug als auch auf den Flanken des Acker-Bruchberg-Zuges aus. Die dunkelgrauen oder graugrünen, z.T. Glimmer-reichen Tonschiefer führen lagenweise massenhaft Styliolinen und Tentakuliten. Eingelagert sind darüberhinaus Kalkknollen. Vereinzelt sind cm- bis dm-mächtige, z.T. schräggeschichtete Sandsteinbänke mit Fossildetritus vorhanden, bestehend aus Trilobiten-, Echinodermen- und Brachiopoden-Schutt sowie Conodonten. Im Bereich des Oberharzer Diabas-Zuges bildet der Wissenbach-Schiefer zwei stratigraphische Niveaus, die durch einen 30–50 m mächtigen effusiven Metabasalt getrennt werden (JORDAN 1976).

Fossilführung: Lagenweise Tentakuliten, Styliolinen und Ostracoden sowie Conodonten; außerdem Trilobiten, Muscheln, Brachiopoden, Cephalopoden.

Datierung: Das tiefere Niveau des Wissenbach-Schiefers im Bereich des Oberharzer Diabas-Zuges ist nach VAN STRAATEN (1969) in die untere Eifel-Stufe, das höhere Niveau ist nach SAEED (1969) in die mittlere Eifel-Stufe einzuordnen.

Paläogeographie und Erzbildung

Die karbonatisch-pelitische Sedimentation des *Calceola*-Schiefers bleibt auf den Oberharzer Devonsattel beschränkt. Die Fossilführung, insbesondere Korallen und Stromatoporen, kennzeichnet lokale Flachwasserbedingungen. Geringe Mächtigkeitsunterschiede (1:2) verweisen auf ein insgesamt nur wenig gegliedertes Relief (Abb. 5). Allerdings markieren kondensierte Profile in karbonatischer Ausbildung sowie eine Abnahme des Karbonatgehaltes in nördlicher Richtung die Lage der Westharzschwelle und des Goslarer Troges. Im Verlauf der jüngeren Eifel-Stufe erfolgte die verstärkte Absenkung des Goslarer Troges gegenüber der Westharzschwelle. Das Mächtigkeitsverhältnis übersteigt 1:20. Die Verbreitung des Sandbandschiefers, einer Lokalfazies am NE-Rand des Goslarer Troges, bleibt auf die NW-Flanke des Oberharzer Devonsattels beschränkt. Nach WALCHER (1986) resultiert der Sandbandschiefer aus turbiditischen Schüttungen, wobei das Liefergebiet in nördlicher Richtung vermutet wird (HANNAK 1981).

Der Wissenbach-Schiefer gilt auf Grund der Dominanz pelagischer bzw. pseudoplanktonischer Faunen als typisches Beckensediment (herzynische Fazies), das bei relativer Sauerstoffarmut und fehlendem Lichteinfluß entstand. Hingegen ist der Wissenbach-Schiefer des Oberharzer Diabas-Zuges („Westharzschwelle") durch eine artenreiche benthische bzw. nektobenthonische Fauna gekennzeichnet, die nach WALLISER (1977) der photischen Zone zuzuordnen ist und den Übergangsbereich zwischen Schelf und Becken charakterisiert.

Das Erzlager des Rammelsberges stellt eine hydrothermale, exhalativ-sedimentäre Sulfidlagerstätte dar, die im Randbereich des rasch einsinkenden Goslarer Troges entstand. Im stratigraphisch Liegenden sind Teilbereiche intensiv verkieselt („Kniest"); diese werden als Aufstiegswege der Hydrothermen interpretiert. Die Erzfällung war an lokale Senken und Wannen gebunden. Nach Walcher (1986) erfolgte deren Eintiefung unter gravitativer Eigendynamik der Erzschlämme. Die Sedimentation des *Calceola*- und Wissenbach-Schiefers wurde durch die Bildung von Pyroklastika begleitet. Für diese Tuffe wurde ein keratophyrischer bis rhyolithischer Magmencharakter ermittelt. Die submarinen Spalten-Effusionen markieren den Verlauf der Westharzschwelle sowie den westlichen Teil des Goslarer Troges.

Der während der Eifel-Stufe geförderte Vulkanit-Anteil wird auf etwa 1 Vol.% geschätzt. In einigen Profilen sind zwar bis zu 80 m mächtige Metabasalt-Folgen nachgewiesen, jedoch bleibt

der Gesamtanteil der Karbonate und Pyroklastika relativ zur Gesamtmächtigkeit gering. Größere Metabasalt-Anteile wurden für den Bereich des Oberharzer Diabas-Zuges mit max. 45 Vol.% ermittelt.

Die mittlere Sedimentationsrate während der Eifel-Stufe beträgt ca. 65 m/Ma. Auf Grund der Gliederung in rasch absinkende Tröge und relativ stabile Schwellen ergeben sich für den Bereich der Untiefen Sedimentationsraten von ca. 5 m /Ma, während in den Becken maximal 150 m/Ma sedimentiert wurden (Abb. 9).

3.2 Givet-Stufe

Die Givet-Stufe ist gegenüber der Eifel-Stufe durch eine vermehrte Karbonatbildung ausgezeichnet. Der „Stringocephalenkalk" (BEUSHAUSEN 1894) entwickelt sich im unteren Teil der *ensensis*-Zone (LOTTMANN et al. in ZIEGLER 1988) örtlich ohne markante Grenze aus dem Wissenbach-Schiefer infolge der zunehmenden Einschaltung von Kalkbänkchen und -knollen. Über diesen wenige Meter mächtigen Übergangsschichten (jüngeres Eifelium) folgt ein ca. 9 m mächtiger massiger Kalk. Im höheren „Stringocephalenkalk" der mittleren *varcus*-Zone ist „*Terebratula*" *pumilio* A. ROEMER bankbildend vorhanden (LOTTMANN et al. in ZIEGLER 1988; BRINCKMANN et al. 1986). Von dem namengebenden *Stringocephalus burtini* DEFRANCE wurde dagegen im Oberharz bislang nur ein Exemplar nachgewiesen.

Dieser karbonatischen Entwicklung steht die ca. 100–200 m mächtige pelitische Ausbildung gegenüber. Die lagenweise massenhaft Tentakuliten und Styliolinen führenden, laminierten, z.T. kalkigen Tonschiefer bis Mergelsteine sind pyritreich und enthalten einen höheren Anteil an Corg. Zwischen der rein pelitischen und der karbonatischen Ausbildung vermittelt eine Wechsellagerung von Kalkbänken und -knollen mit Tonschiefern. Dieser Faziesübergang ist sedimentologisch durch gravitative Sedimentumlagerungen („Sedifluktionen" nach STOPPEL & ZSCHEKED 1963 u.a.) gekennzeichnet, die bei fortschreitender Auflösung des Schichtverbandes von sedimentären Gleitfalten bis zu isolierten Geröllen und maximal 1 m^3 großen Blöcken alle Übergänge aufweist.

Im Bereich des Oberharzer Diabas-Zuges folgen nach JORDAN (1976) über einem mitteldevonischen Metabasalt, der vermutlich dem Grenzbereich Eifel-/Givet-Stufe zuzuordnen ist bzw. in das Givetium hinaufreicht, geringmächtige graue oder bunte Tonschiefer, oft im Verband mit Roteisenstein. Das Roteisenstein-Grenzlager (ca. 1,5 m) lagert unmittelbar einem Metabasalt auf, darüber folgen Tonschiefer und Tuffe. Das jüngere Givetium (untere bis mittlere *varcus*-Zone nach VAN STRAATEN 1969) ist vorherrschend karbonatisch ausgebildet. Im Hangenden der Givetium-Kalksteine folgen gebänderte, z.T. feinsandige und glimmerreiche Tonschiefer mit lagenweise angereicherten Dacryoconariden sowie Tuffitlagen.

Riff-Fazies

Der mittel- bis tiefoberdevonische Riffkomplex des Iberg-Winterberges wird von unterkarbonischen Grauwacken umgeben. Die Riff-Fazies ist über 1,5 km^2 aufgeschlossen. Darüberhinaus sind mehrere, zumeist aus Riff-Detritus bestehende untertägige Vorkommen bis in ca. 6 km Entfernung bekannt. Die Mindestmächtigkeit der Riffkarbonate beträgt 500 m, davon entfallen 160 m auf die Givet-Stufe. Die Basis des Riffkörpers wurde nicht erbohrt, älteste Conodontenfaunen belegen die *varcus*-Zone (FRANKE 1973). Riffbildende Organismen des tieferen Givetium bzw. des oberen Eifelium wurden jedoch in Bohrungen nachgewiesen (BRINCKMANN et al. 1986). Die Riffentwicklung dürfte im oberen Eifelium mit Stromatoporen und Korallen-führenden Kalken einer Bankfazies begonnen haben. Möglicherweise könnte die Riffbildung analog zum Elbingeröder Komplex über einem vulkanischen Sockel entstanden sein. In Elbingerode begann die Hauptphase des Riff-Wachstums während der mittleren *varcus*-Zone (WELLER 1989). Die zumeist Zentimeter bis Dezimeter dicken Riffdetrituslagen der Givet-Stufe markieren den Zeitraum maximaler Ausbreitung des Riffschutts.

Paläogeographie und Erzbildung

Während der Givet-Stufe ist die Sedimentationsrate gegenüber der Eifel-Stufe geringer (Abb. 9). Das Mächtigkeitsverhältnis zwischen der Karbonatfazies und der Pelitfazies beträgt analog zum Eifelium ca. 1 : 20. Die geringermächtigen Karbonatvorkommen markieren kleinräumige Schwellen, während die Beckenareale durch eine monotone Schieferfolge ausgezeichnet sind (Abb. 6). Der Übergangsbereich zwischen Becken und Schwellen wird durch Brekzien, Gleitschollen und dachziegelförmig angeordnete Konglomerate abgebildet, die aus einer synsedimentären Bruchtektonik resultieren.

Die Schwellenbereiche der Eifel-Stufe persistieren während der Givet-Stufe. Darüberhinaus wurden kleinere Beckenanteile der Eifel-Stufe während des Givetium in Schwellen umgestaltet. Der Bereich des Oberharzer Diabas-Zuges wird auch in der Givet-Stufe durch eine vulkanische Schwelle markiert. In einigen Profilen erreichen die Metabasalte einen Volumenanteil von maximal 90 %. Während der Ruhepausen des submarinen Vulkanismus entstanden Roteisensteinlager vom Lahn-Dill-Typ als Abscheidungen niedrigthermaler Kohlensäuerlinge.

Eine Tiefenzonierung der Karbonatschwellen ist durch die Faunenzusammensetzungen dokumentiert. Schwellen relativ geringer Wassertiefe sind durch vereinzelt vorkommende Stromatoporen und Korallen ausgezeichnet, während Schwellen größerer Wassertiefe durch eine ausschließlich pelagische Fauna charakterisiert sind. Lediglich im Bereich des Iberg-Winterbergs entwickelt sich spätestens seit dem unteren Givetium (*varcus*-Zone) ein Atoll-artiges Bioherm, welches das Mitteldevon überdauert.

Während der Givet-Stufe variiert die Sedimentationsrate in Abhängigkeit vom Pelit-Anteil (Abb. 9). So ergeben sich für die Karbonatschwellen Sedimenationsraten von ca. 1 m/Ma, hingegen resultieren für die Beckenareale max. 30 m/Ma. Für die Flachwasser-Fazies des Iberger Riffes ergeben sich auf der Grundlage der von GISCHLER (1992) angegebenen Mächtigkeiten maximale Beträge von 110 m/Ma.

4. Oberdevon

Oberdevonische Serien sind auf den Flanken des Oberharzer Devonsattels, als lokale Aufbrüche im Bereich der Clausthaler Kulmfaltenzone sowie im Oberharzer Diabas-Zug und Acker-Bruchberg-Zug aufgeschlossen. Das Oberdevon des nordwestlichen Oberharz ist pelitisch oder karbonatisch ausgebildet. Das Hinaufreichen des metabasaltischen Vulkanismus bis in das jüngere Frasnium wurde lediglich in einer Lokalität (Huttaler Widerwaage) durch MEISCHNER & SCHNEIDER (1970) nachgewiesen. Andererseits sind Anzeichen einer pyroklastischen Förderung durch mm-dünne Aschenlagen saurer Zusammensetzung in kondensierten Schwellenbereichen dokumentiert (TRAPP, dieser Band). Die Karbonatschwellen weisen gegenüber der Beckenfazies vergleichsweise geringe Mächtigkeiten auf. Hingegen erreicht die Karbonatproduktion während des Frasnium im Bereich der Riffentwicklung des Iberg-Winterberg-Komplexes maximale Beträge (Abb. 9). Eine fazielle Sonderstellung nehmen die kieselig-sandigen Serien des Acker-Bruchberg-Zuges ein. Während die Kieselschiefer-Fazies zur Entwicklung des Südharzes überleitet, bleiben die gröberklastischen Einschaltungen auf den Acker-Bruchberg-Zug beschränkt.

4.1 Frasne-Stufe

Das basale Frasnium der Pelit-Fazies besteht aus graugrün-schwarz gebänderten Tonschiefern, die bis zu cm-große Pyritkristalle (SPERLING 1966) sowie dunkle Karbonatknollen und vereinzelte Karbonatlagen enthalten. Charakteristische Faunenelemente sind Styliolinen und Tentakuliten. Die jüngere Frasne-Stufe wird durch graue, Glimmer-führende, schwach karbonatische Tonschiefer mit Kalkknollen vertreten, in denen z.T. massenhaft Ostracoden vorkommen. Die maximale Mächtigkeit der Tonschieferausbildung beträgt nach STOPPEL &

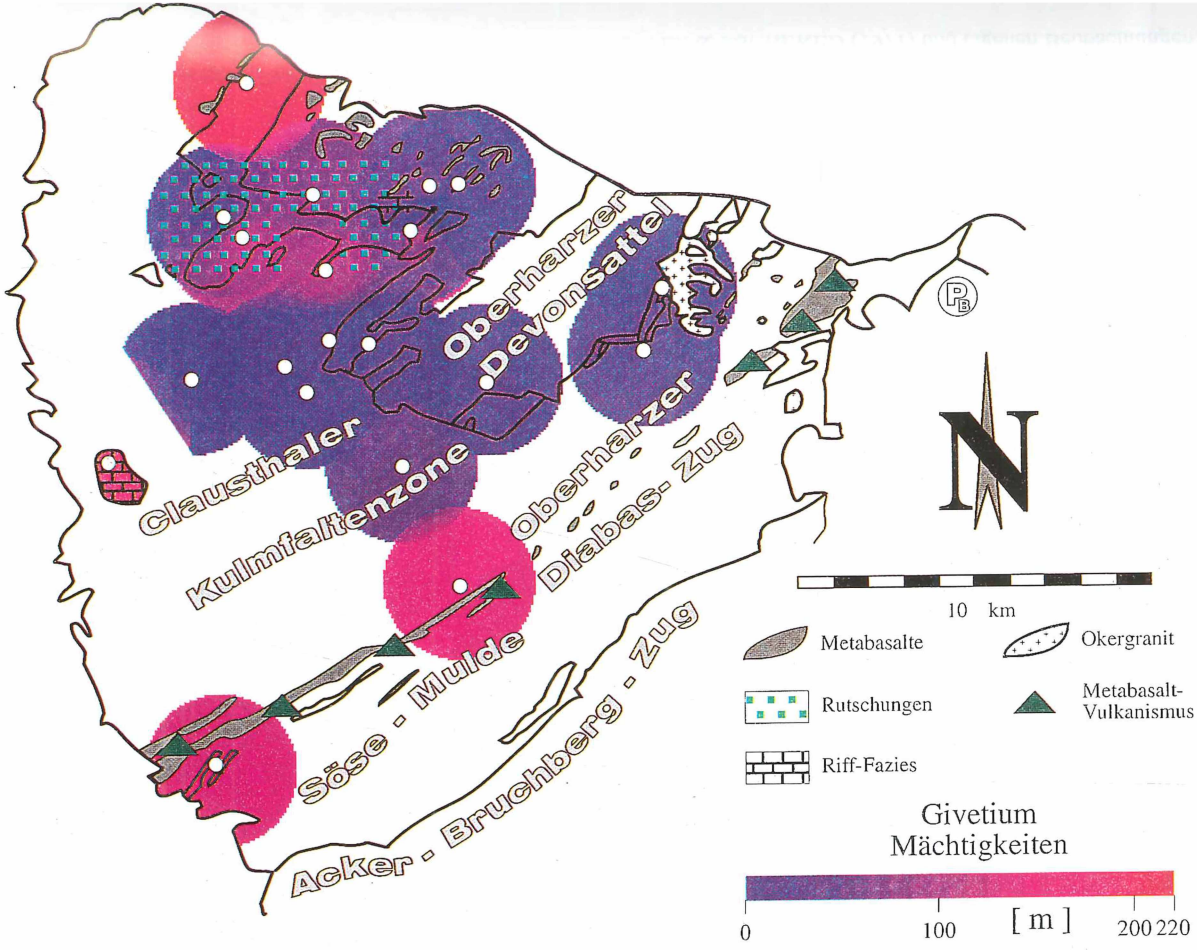


Abb. 6: Faziesverteilung und Mächtigkeit der Givet-Stufe. Zusammengestellt nach FRANKE (1973), FRÜH (1960), FUHRMANN (1954), JORDAN (1976), MEISCHNER & SCHNEIDER (1970), MOHR (1962), STOPPEL & ZSCHEKED (1971) und eigenen Beobachtungen.

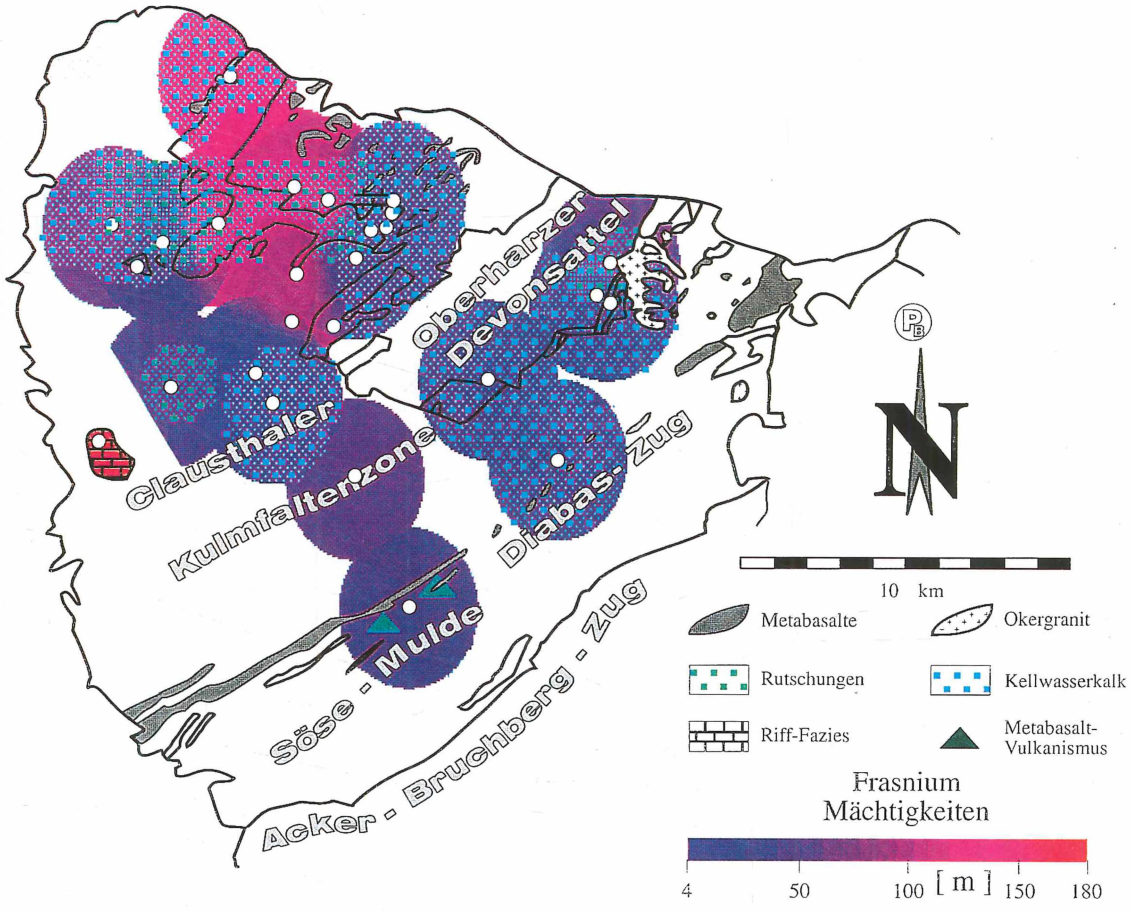


Abb. 7: Faziesverteilung und Mächtigkeit des Frasnium. Zusamengestellt nach FRANKE (1973), FRÜH (1960), FUHRMANN (1954), JORDAN (1976), MEISCHNER & SCHNEIDER (1970), MOHR (1962), STOPPEL & ZSCHEKED (1971) und eigenen Beobachtungen.

ZSCHEKED (1971) 140 m, örtlich sind jedoch nur wenige Meter vorhanden (Abb. 7). In mehreren Profilen ist das basale Frasnium tonig-schiefrig ausgebildet, während das jüngere Frasnium durch hellgraue, dickbankige, mehrere Meter mächtige Kalke vertreten wird. Markante Einlagerungen stellen zumeist zwei schwarze, bituminöse, wenige Dezimeter mächtige Kalk-Mergel Wechsellagen dar, die nach dem Fundpunkt im Kellwassertal bei Altenau als Kellwasserkalk (F. A. ROEMER 1850) bezeichnet werden. Dieser enthält eine typische pelagische Fauna aus Lamellibranchiaten (*Buchiola*), Goniatiten, Orthoceren und Brachiopoden. Nach SCHINDLER (1990) ist der Topbereich des Oberen Kellwasserhorizontes eine isochrone Bildung an der Grenze *linguiformis-* / frühe *triangularis*-Zone, während der untere Kellwasserhorizont mit der oberen *rhenana*-Zone gleichzusetzen ist. Der Kellwasserkalk ist sowohl in karbonatisch als auch in tonig ausgebildeten Profilen nachgewiesen.

Die Gesamtmächtigkeit des Frasnium in rein karbonatischer Ausbildung als „Cephalopodenkalk" beträgt maximal 10 Meter. Der Übergangsbereich von der pelitischen zur karbonatischen Ausbildung ist durch Kalkknoten-Schiefer ausgezeichnet, deren Gefüge örtlich durch gravitative Umlagerungen überprägt wurde. Im Vergleich zur Givet-Stufe bleiben diese intraformationalen Resedimente geringmächtig.

Der Riffkomplex des Iberg-Winterberges besteht obertägig vollständig aus einem massigen bis dickbankigen, sehr reinen Kalk der Frasne-Stufe (ca. 400 m). Nach FRANKE (1973) wird eine zentrale Lagune ringförmig von einem Vorriff-Gürtel umgeben. Der eigentliche Riffkern wurde nur lokal nachgewiesen. Riffbildende Organismen sind Stromatoporen unterschiedlicher Wuchsformen, tabulate und rugose Korallen sowie kalkabscheidende Algen (u.a. *Renalcis*). Die jüngste, im Riffkomplex nachgewiesene Conodontenzone ist die jüngere *rhenana*-Zone. Offenbar steht das in etwa zeitgleiche Absterben der Riffe im Harz, im Rheinischen Schiefergebirge, in Polen, Canada und in Australien in einem Zusammenhang mit dem ebenfalls überregional verbreiteten Kellwasser-Event (SCHINDLER 1990; GISCHLER 1992). Ein kleines, isoliertes Vorkommen von Iberger Korallenkalk, das in Tonschiefern der Frasne-Stufe eingelagert ist, beschreiben PLESSMANN & WUNDERLICH (1959) sowie STOPPEL (in SCHRIEL 1961).

Im Bereich des Oberharzer Diabas-Zuges besteht das ältere Frasnium ebenfalls aus gebänderten, feinsandigen, Glimmer-reichen Tonschiefern mit eingeschalteten Tuffitlagen. Darüber folgen wenige Dezimeter mächtige Kalkbänke und Tonschieferlagen. Nach MEISCHNER & SCHNEIDER (1970) ist im Bereich der Huttaler Widerwaage ein ca. 30 m mächtiger effusiver Metabasalt ausgebildet.

Im Fortstreichen des Acker-Bruchberg-Zuges wurde während des Frasnium auf der NW-Seite ein Bänderschiefer (ca. 90 m Mächtigkeit) mit örtlich eingelagerten Karbonatknollen und -bänken gebildet. MEMPEL (1933) beschreibt den Kellwasserkalk als 25 cm mächtige Bank, die hellen Kalken zwischengelagert ist. Auf der SE-Seite des Acker-Bruchberg-Zuges wird die Frasne-Stufe hingegen durch Kieselschiefer und kieselige Tonschiefer vertreten.

Paläogeographie

Die paläogeographische Konfiguration während der Frasne-Stufe ist nur wenig von jener der Givet-Stufe verschieden (Abb. 7). Der nordwestliche Oberharz ist durch persistierende Schwellen-Areale ausgezeichnet, die durch Beckenbereiche getrennt wurden. Die Becken nahmen gegenüber den Schwellen eine ca. 30fach höhere Sedimentmächtigkeit auf (Abb. 9). „Cephalopodenkalke" der Schwellenfazies stellen vorwiegend mikritische bis mikrosparitische Kalksteine dar, in denen pelagische Faunen dominieren (Styliolinen, Tentakuliten, Cephalopoden, Muscheln). Eine bathymetrische Einordnung dieser „Tiefschwellen" ist fraglich, jedoch sind Flachwasserbedingungen für die Mehrzahl der Vorkommen auszuschließen. Ein örtlich ausgebildeter Paläokarst (MOHR 1962) in Kalken der Frasne-Stufe ist vermutlich auf submarine Lösung zurückzuführen. Gefügemerkmale submariner Gleitungen sind vergleichsweise weniger häufig

in den Schwellen/Becken-Übergangsbereichen der Frasne-Stufe ausgebildet; diese beweisen jedoch auch für das tiefere Oberdevon ein ausgeprägtes Paläorelief. Gegenüber den zumeist hellgrauen Kalken der Schwellenfazies sind die Pelite der Beckenfazies deutlich gebändert und dunkel gefärbt. Letztere gelten als Ablagerungen eines wenig durchlüfteten Meeres im hemipelagischen Bereich. Der regional weit verbreitete Obere Kellwasserhorizont markiert einen Faunenschnitt im Grenzbereich Frasnium/Famennium. Die Kellwasserkalke entstanden nach SCHINDLER (1990) unter anaeroben Bedingungen auf den Schwellen. Der äquivalente Horizont ist in den Beckenarealen nur selten nachzuweisen. Die Sonderfazies der Kellwasserkalke markiert nach SCHINDLER (1990) Höhepunkte einer längerfristigen, schrittweisen Beeinflussung der Biosphäre. Die Riffkalke der Frasne-Stufe entwickelten sich kontinuierlich aus dem givetischen Anteil. Das Ende der Riffentwicklung erfolgte nach GISCHLER et al. (1990) schrittweise und war mit Auftauchphasen verknüpft.

Die Entwicklung des Oberharzer Diabas-Zuges während der Frasne-Stufe entspricht lithofaziell jener des Oberharzer Devonsattels. Lediglich der submarine Vulkanismus scheint im Bereich des Oberharzer Diabas-Zuges in das ältere Oberdevon hinaufzureichen. Auf der Südseite des Acker-Bruchberg-Zuges wird im älteren Oberdevon eine markante Faziesgrenze wirksam, die während des Frasnium durch eine Kieselschiefer-Sedimentation angezeigt ist. Letztere stellt die dominierende Fazies im angrenzenden SE-Harz dar.

4.2 Famenne-Stufe

Das Faziesmuster des jüngeren Oberdevons ist mit Ausnahme des Acker-Bruchberg-Zuges nur wenig verschieden von dem des Frasnium. Relativ mächtige, pelitisch geprägte Serien („Cypridinenschiefer") der Beckenfazies stehen geringmächtigen Karbonatfolgen („Cephalopodenkalke") der Schwellenfazies gegenüber (Abb. 8). Die Beckensedimente stellen vorwiegend grün-graue, z.T. rote Tonschiefer dar, die häufig Einschaltungen von Kalkknollen und einzelnen Karbonatlagen enthalten. Die charakteristische Rotfärbung setzt nach STOPPEL & ZSCHEKED (1971) in der jüngeren *marginifera*-Zone ein (oberste Nehden-Stufe der alten Gliederung), wobei die Tonschiefer der älteren *postera*-Zone (höhere Hemberg-Stufe der älteren Gliederung) wiederum grün-grau gefärbt sind. Charakteristische Faunenelemente sind entomozoide Ostracoden; seltener sind Posidonien sowie Trilobitenreste. Die maximalen Mächtigkeiten betragen ca. 250 m.

Die Karbonate der Schwellenfazies stellen gebankte, in den höheren Anteilen zunehmend knollig ausgebildete graue Kalke dar, denen dünne Tonschieferlagen zwischengeschaltet sind. Die Karbonate bestehen zu mehr als 90 % aus diagenetisch gebildetem Mikrosparit. Die Grenzflächen zwischen den Kalkknollen und dem umhüllenden pelitischen Material wurden durch Drucklösung überprägt. Der Tonschieferanteil enthält bei wechselnden Gehalten Quarzkörner bis maximal der Feinsandfraktion. Charakteristische Sedimentstrukturen sind neben stylolithischen Nähten Hartgründe, bioturbate Gefüge, horizontal und vertikal angeordnete Spalten mit Internsedimenten und intraformationale Konglomeratlagen (TRAPP 1995). Häufigste Faunenelemente sind Conodonten und Ostracoden. Außerdem wurden Cephalopoden, Lamellibranchiaten, Brachiopoden, Gastropoden, Trilobiten und Crinoiden sowie vereinzelt solitäre Korallen nachgewiesen. Agglutinierende Foraminiferen sind Hartgründen aufgewachsen oder bilden gemeinsam mit Algen knollenförmige Aggregate. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Karbonate des höheren Oberdevons beträgt ca. 15–20 m. Häufig sind die Profile infolge von Schichtlücken oder Kondensationen geringermächtig ausgebildet. So beschreiben MEISCHNER & SCHNEIDER (1970) aus dem Bereich des Oberharzer Diabas-Zuges eine extrem kondensierte und lückenhafte Abfolge von der frühen *crepida*-Zone bis in den Grenzbereich Späte *expansa* bis späte *praesulcata*-Zone (basales Nehden bis älteres Wocklum der alten Gliederung), deren Mächtigkeit insgesamt lediglich 30 cm beträgt.

Zwischen den Karbonaten der Schwellenfazies und den Tonschiefern der Beckenfazies vermitteln Übergangsprofile, die im Gegensatz zur Frasne-Stufe seltener durch Umlagerungen ge-

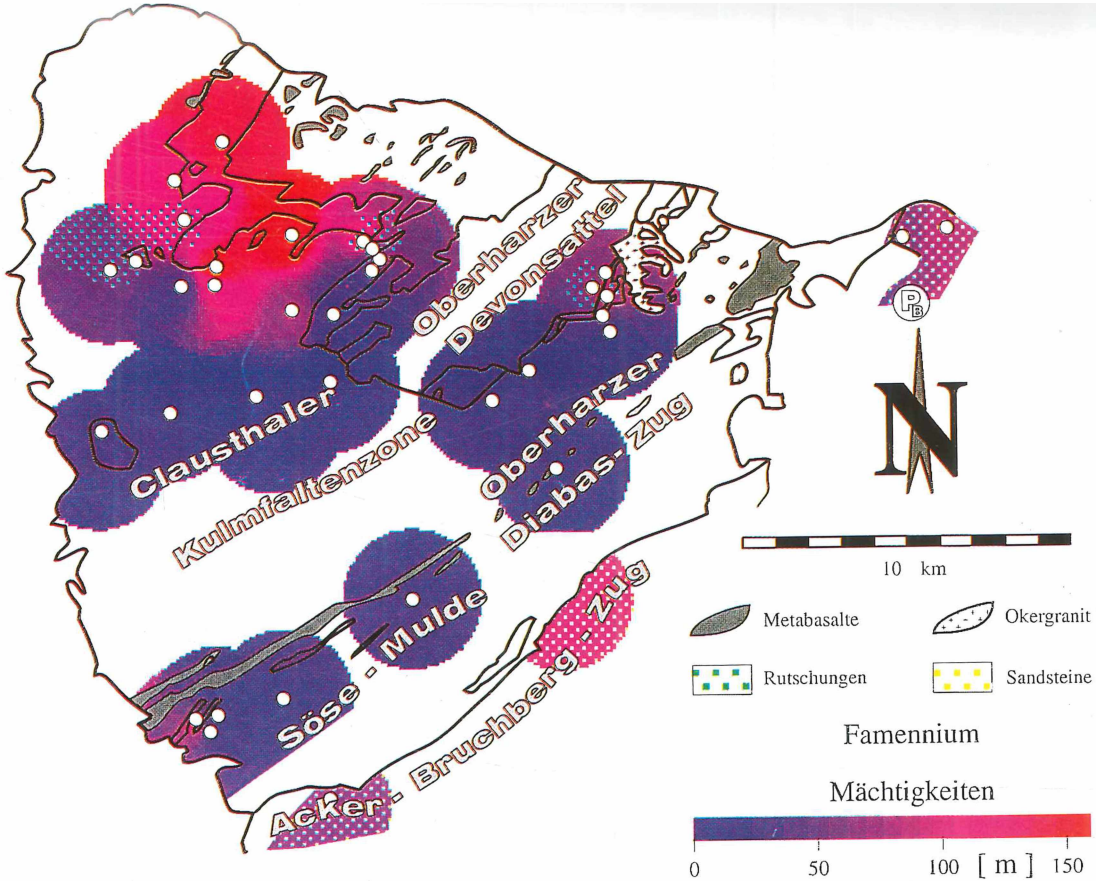


Abb. 8: Faziesverteilung und Mächtigkeit des Famennium. Zusammengestellt nach FRANKE (1973), FRÜH (1960), FUHRMANN (1954), JORDAN (1976), MEISCHNER & SCHNEIDER (1970), MOHR (1962), PUTTRICH (1972), STOPPEL & ZSCHEKED (1971) und eigenen Beobachtungen.

kennzeichnet sind. Der Fazieskontrast zwischen Becken und Schwellen ist für den gesamten Oberharz bis einschließlich Oberharzer Diabas-Zug gültig. Eine spezifische Schwellenfazies ist im höheren Oberdevon im Bereich des abgestorbenen Iberger Riffkomplexes entwickelt: Die Sedimentation von Crinoidenkalken als Spaltenfüllungen im Riffgestein der Frasne-Stufe ist nur für die frühe *marginifera*-Zone belegt (u.a. FRANKE 1973). Conodonten des gesamten Famennium sind als Geisterfaunen in unterkarbonischen Karbonaten vorhanden (KREBS 1964; GISCHLER 1992).

Abweichend vom höheren Oberdevon des Oberharzes ist die Fazies des Acker-Bruchberg-Zuges ausgebildet. Zwar sind auch im Bereich des Acker-Bruchberg-Zuges Rotschiefer der Famenne-Stufe ausgebildet, charakteristische Faziestypen sind jedoch Glimmer-führende Sandsteine und Kieselschiefer. Nach PUTTRICH & SCHWAN (1975) erfolgt mit Beginn der Famenne-Stufe innerhalb des Acker-Bruchberg-Zuges eine laterale Faziesdifferenzierung in NW–SE-Richtung. Die Tonschieferentwicklung des Nordwestteils des Acker-Bruchberg-Zuges leitet zum nordwestlichen Oberharz über, während der zentrale Teil durch eine im mittleren Famennium beginnende und lokal bis in das höhere Famennium hinaufreichende gröberklastische Sedimentation (Ortberg-Sandstein) geprägt ist. Charakteristisch ist ein karbonatischer, auffallend Glimmer-reicher Sandstein aus eckigen Quarzkörnern, der linsenförmig Rot- und Kieselschiefern eingeschaltet ist. Auf der SE-Seite des Acker-Bruchberg-Zuges dominieren dunkle Kiesel- und Tonschiefer mit lokal eingelagerten Flinzkalken, die an die Faziesentwicklung des SE-Harzes anknüpfen (BUCHHOLZ et al. 1991).

Paläogeographie

Die Paläogeographie des jüngeren Oberdevons ist für den nordwestlichen Oberharz durch den Fortbestand einer karbonatisch-pelitischen Sedimentation charakterisiert. Eine besondere Ausprägung erfährt die Beckenfazies durch die Bildung von Rotschiefern. Diese entstanden nach FRANKE & PAUL (1982) bei hinreichendem O_2-Angebot und verminderter Corg-Sedimentation sowie bei relativ geringer Sedimentationsrate. Einen deutlichen Fazieskontrast markieren die oberdevonischen Sandsteine des Acker-Bruchberg-Zuges, die mit Kieselschiefern und Flinzkalken vergesellschaftet sind. Die faziell ausgeprägte Trennung tiefoberdevonischer Schwellen- und Beckenbereiche wird im Verlauf des höheren Oberdevons auf Grund abnehmender Reliefunterschiede undeutlicher. So ist bereits in der *trachytera*-Zone (Hemberg-Stufe der alten Gliederung), vermehrt jedoch im jüngsten Oberdevon, die Karbonatverbreitung eingeschränkt, wobei die Pelitfazies auf die Karbonatareale übergreift. Für persistierende Schwellenbereiche sind kondensierte Profile charakteristisch. Die Verbandsverhältnisse zum Unterkarbon sind sowohl in den Becken- als auch in den Schwellenbereichen konkordant.

Die Sedimentationsrate der während des Famennium gebildeten „Cephalopodenkalke" betrug 0.7m / Ma, jene der Tonschiefer in den Beckenbereichen erreichte maximal 16 m / Ma (Abb. 9).

Das Atoll des Iberg-Winterberg-Komplexes bildete im jüngeren Oberdevon eine bis in das Viséum persistierende Untiefe, auf der keine Sedimentation erfolgte; letztere blieb auf Spalten beschränkt.

Die gröberklastischen Schüttungen im Verlauf des Acker-Bruchberg-Zuges stellen Vorläufer des unterkarbonischen Acker-Bruchberg-Quarzits dar und wurden wie dieser trogparallel aus einem nordöstlich gelegenen Liefergebiet geschüttet.

5. Danksagung

Herrn Prof. Dr. P. CARLS, Braunschweig, verdanken wir unveröffentlichte Daten zur stratigraphischen Stellung der *Calceola*-Schiefer sowie Hinweise zur Ems/Eifel-Grenzziehung im Bereich des Oberharzes. Herrn Dr. D. STOPPEL, Hannover, danken wir für die kritische Durchsicht des Manuskriptes sowie für inhaltliche Anmerkungen zur Conodonten-Stratigraphie.

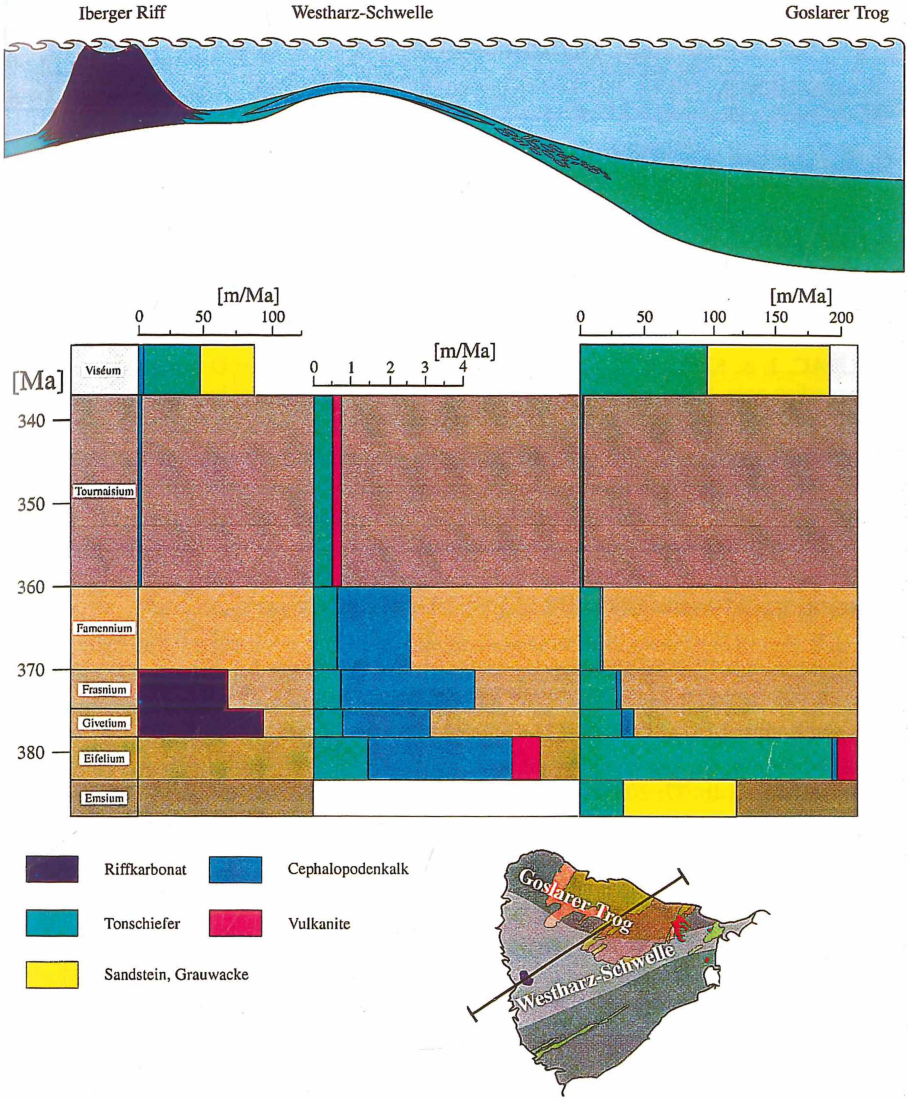


Abb. 9: Entwicklung der Sedimentationsraten im Oberharz für die Zeitspanne Emsium-Viséum auf der Grundlage der von BUCHHOLZ & WACHENDORF (1993) zusammengestellten Daten.

6. Literaturverzeichnis

BEUSHAUSEN, A. (1894): Über Alter und Gliederung des sogenannten Kramenzelkalkes im Oberharze. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anstalt Bergakad. f. 1893, **14**: 83–92.

BEUSHAUSEN, A. (1900): Das Devon des nördlichen Oberharzes. – Abh. kgl. preuß. Geol. L.-A., N. F., **30**: 1–383.

BODE, A. (1907): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Bl. Zellerfeld. – 60 S.

BRINCKMANN, J., BRÜNING, U., HINZE, C. & STOPPEL, D. (1986): Das Bundesbohrprogramm im West-Harz – Paläogeographische Ergebnisse. – Geol. Jb., **D 78**: 5–57.

BUCHHOLZ, P. WACHENDORF, H. & ZELLMER, H. (1991): Die Flinzfazies im Harz – eine Charakteristik mitteldevonisch – unterkarbonischer Hungerbeckensedimente. – Geol. Jb. Hessen, **119**: 5–44.

CHLUPAC, J. & KUKAL, Z. (1988): Reflection of possible global Devonian events in the Barrandian area, C.S.S.R. – In: WALLISER, O. H. (Hrsg.): Global bioevents. – Lect. notes Earth Sci., **8**: 169–179. Springer. Berlin, Heidelberg etc.

DAHMER, G. (1922): Studien über die Fauna des Oberharzer Kahlebergsandsteines II. – Jb. preuß. geol. L.-A., **48**: 215–224.

DAHMER, G. (1946): Revidiertes Verzeichnis der Versteinerungen des Oberharzer Kahleberg-Sandsteins (Unter-Devon). – Senckenbergiana, **27**: 167–187.

DAUBE, F. (1960): Die Bildung von Erzparagenesen im Zusammenhang mit dem initialen herzynischen Magmatismus. – 159 S. unveröffentl. Diss. Clausthal-Zellerfeld.

FRANKE, W. (1973): Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mitteldevon bis Unterkarbon III, NW-Harz, W-Deutschland). – Geol. Jb., **A 11**: 3–127.

FRANKE, W. & PAUL, J. (1982): Über den Ursprung der Rotfärbung in Sedimentgesteinen aus der Bohrung Schwarzbachtal 1. – Senckenbergiana lethaea, **63**: 285–292.

FRÜH, W. (1960): Becken und Schwellen im Westharz-Abschnitt des Mittel- und Oberdevonmeeres. – Geol. Jb. **77**: 205–240.

FUHRMANN, A. (1954): Schichtenfolge und Fauna des Oberharzer Diabaszuges an der Huttaler Widerwaage (Blatt Riefensbeek). – Roemeriana **1**: 95–102.

GISCHLER, E. (1992): Das devonische Atoll von Iberg und Winterberg im Harz nach Ende des Riffwachstums. – Geol. Jb., **A 129**: 5–193.

GISCHLER, E., FRISCH, H. J. & SCHNEIDER, S. (1990): Die Sedimentationsgeschichte des Iberg/Winterbergs (NW-Harz) nach Ende des Riffwachstums (Oberdevon I bis Unterkarbon III). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1990**: 359–360.

GÖRZ, H. (1962): Zur Petrographie des Unterdevons im Westharz. – Beitr. Mineral. Petrogr., **8**: 232–266.

GROOS-UFFENORDE, H. (1982): Ostracode faunas of the Heisdorf Formation. – In: WERNER, R. & ZIEGLER, W. (Hrsg.): Proposal of a Boundary Stratotype for the Lower/Middle Devonian Boundary (*partitus*-Boundary). – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 60–62.

GUNDLACH, H. & HANNAK, W. (1968): Ein synsedimentäres, submarin-exhalatives Buntmetallerz-Vorkommen im Unterdevon bei Goslar. – Geol. Jb., **85**: 193–226.

HALFAR, A. (1887): Einige Notizen über im Jahre 1886 ausgeführte geognostische Untersuchungen auf dem nordwestlichen Oberharz. – Jb. Kgl. preuß. geol. L.-A. v. 1886: 295–306.

HANNAK, W. (1981): Genesis of the Rammelsberg ore deposit near Goslar/Upper Harz. – In: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, **9**: 551–642.

HINZE, C. (1971): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erläuterungen Blatt Clausthal-Zellerfeld Nr. 4128. – 166 S.

JOHNSON, J. G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C. A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – Bull. Geol. Soc. Amer. **96**: 567–587.

JOHNSON, J. G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C. A. (1986): Late Devonian eustatic cycles around margin of Old Red continent. – In: BLESS, M. J. M. & STREEL, M. (Hrsg.): Late Devonian events around the Old Red continent. – Société Géologique de Belgique Annales, **109**, 1, Special volume „Aachen 1986": 141–147.

JORDAN, H. (1976): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erläuterungen Blatt Osterode Nr. 4227. – 148 S.

KAHMANN, G. & KALNISCHKIES, T. (1984): Stratigraphische Untersuchungen von Kalken aus dem Bereich Kahlebergsandstein/Calceola-Schiefer am Kehlweg bei Goslar. – Unveröff. Einzelaufgabe, 8 S.

KIRCHMAYER, M., KLARR, K. & STREHL, E. (1964): Sedimentologische Untersuchungen an umgelagerten Korallenstöcken des Mitteldevons an der Birkenburg im Oker-Tal (Harz). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **119**: 1–11.

KOCHMANN, G. (1968): Die oberdevonische Schichtfolge und der Schuppenbau im NW-Bereich des mittleren Acker-Bruchberg-Zuges (Oberharz). – Diss. Univ. Erlangen, Auszug, 41 S.

KRAUME, E. & JASMUND, K. (1951): Die Tufflagen des Rammelsberges bei Goslar. – Heidelberg. Beitr. Miner. Petrogr., **2**: 443–454.

KREBS, W. (1964): Zur faziellen Deutung von Conodonten-Mischfaunen. – Senckenbergiana lethaea, **45**: 245–284.

LANGENSTRASSEN, F. (1993): Lanciculide Chlorophyten aus der Eifel-Stufe (kalkige Grünalgen. Devon. W-Harz). – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **58**: 97–106.

LOTTMANN, J., SCHINDLER, E. & WALLISER, O. H. (1988): Stop B11 Hühnertal. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **102**: 207–210.

LUPPOLD, F. W. & BUCHHOLZ, P. (1993): Biostratigraphische Stellung des Rammelsberger Erzlagers (Goslar, Oberharz). – [Poster] In: SCHWAB, M. (Hrsg.): 9. Rundgespr. „Geodynamik des Europäischen Variszikums", Wernigerode/Harz, 15./16.10.1993, Abstract: 54.

MEISCHNER, D. & SCHNEIDER, J. (1970): Ober-Devon und älteres Unterkarbon zwischen Acker und Diabas-Zug im Oberharz. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **135**: 42–81.

MEMPEL, G. (1933): Die Gliederung des Kulms in der Sösemulde und die Kulm-Konglomerate im Oberharz. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **153**: 1–65.

MOHR, K. (1962): Der Devonaufbruch im Langes-Tal/Oberharz. – Roemeriana, **6**: 103–146.

OPPERMANN, H.-U. (1964): Stratigraphische Untersuchungen im Mitteldevon des Harzes bei Goslar. – Unveröffentl. Diss., 41 S.

PAUL, D. J. (1975): Sedimentologische und geologische Untersuchungen zur Rekonstruktion des Ablagerungsraumes vor und nach der Bildung der Rammelsberger Pb-Zn-Lager. – Geol. Jb., **D 12**: 3–93.

PLESSMANN, W. (1964): Gesteinslösung, ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozeß. – Geol. Mitt., **4**: 69–82.

PLESSMANN, W. & WUNDERLICH, H. G. (1959): Ein neues Vorkommen von Iberger Kalk im Oberharz südwestlich Goslar. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1959**: 433–436.

PUTTRICH, I. (1972): Der nordöstliche Acker-Bruchberg-Zug, speziell bei Bad Harzburg (Oberharz). – 224 S. Unveröffentl. Diss. Erlangen.

PUTTRICH, I. & SCHWAN, W. (1975): Die Probleme der Paläogeographie und Faziesbildung in der Hörre-Gommern-Zone, speziell am Acker-Bruchberg (Harz). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **146**: 347–384.

RENNER, T. (1983): Tonmineralneubildungen in den synsedimentär-hydrothermalen Lagerstätten Rammelsberg, Meggen und Eisen. – Diss. Univ. Göttingen, 128 S.

RIBBERT, K.-H. (1975): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon nördlich des Oberharzer Diabaszuges (NW-Harz). – Gött. Arb. Geol. Paläont., **18**: 1–58.

ROEMER, F. A. (1843): Die Versteinerungen des Harzgebirges. – 40 S. Hahn'sche Hofbuchhandlung. Hannover.

ROEMER, F. A. (1850): Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. III. – Palaeontographica, **3** (1. Lfg.): 1–67.

SAEED, M. (1969): Devon und Karbon des Oberharzer Diabaszuges zwischen Osterode und Lerbach. – 55 S. Unveröffentl. Dipl.-Arb. Göttingen.

SCHINDLER, E. (1990): Die Kellwasser-Krise (hohe Frasne-Stufe, Ober-Devon). – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **46**: 115 S.

SCHMIDT, H. (1926): Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. – Z. dt. geol. Ges., **77**: 226–234.

SCHMIDT, H. (1931): Die ursprünglichen Zusammenhänge zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. – Naturwiss., **19**: 911–916.

SCHRIEL, W. (1961): Fazies, Paläogeographie und Tektonik im Mittel- und Oberdevon des Harzes. – Geol. Jb., **78**: 719–760.

SCHWAN, W. (1991): Geologie des Acker-Bruchberg-Ilsenburg-Zuges (Oberharz) – Derzeitiger Forschungsstand und Diskussion der Probleme. – Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **7**: 787–850.

SIMON, W. & DAHMER, G. (1954): *Zygobolba corbis* (Ostr.), Leitmarke für den Beginn des Mittel-Devons im Oberharz. – Senckenbergiana, **34**: 235–245.

SPERLING, H. (1966): Beitrag zur Geologie im Raum Lautenthal/Harz. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1966**: 535–549.

SPERLING, H. (1986): Das Neue Lager der Blei-Zink-Erzlagerstätte Rammelsberg. – Geol. Jb., **D 85**: 5–177.

SPERLING, H. & WALCHER, E. (1990): Die Blei-Zink-Erzlagerstätte Rammelsberg (ausgenommen Neues Lager). – Geol. Jb., **D 91**: 3–153.

STEDINGK, K. (1986): Der Kahlebergsandstein in den Bohrungen Adlersberg, Spiegeltal und Eselsberg (West-Harz). – Geol. Jb., **D 78**: 79–93.

STOPPEL, D. & ZSCHEKED, J.G. (1963): Frühdiagenetische Sedifluktionen im Mittel- und Oberdevon des Westharzes. – Ber. Naturhist. Ges., **107**: 5–18.

STOPPEL, D. (1971): Zur Biostratigraphie und Fazies des höheren Mitteldevons und Oberdevons im Westharz mit Hilfe der Conodonten- und Ostracodenchronologie. – Beih. Geol. Jb., **108**: 84 S.

STRAATEN, H.-P. VAN (1969): Geologie des Oberharzer Diabaszuges zwischen Lerbach und dem Polsterberg (Mtbl. 4227 Osterode, 4228 Riefensbeek). – Unveröff. Dipl.-Arbeit, 95 S.

TRAPP, E. (1995): Phosphatische Mikrostromatolithen in oberdevonischen Herzynkalken der westlichen Harzgeröder Zone (Harz). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1993**: 1161–1171.

TRAPP, E. (in Vorb.): Die Mikrofazies der Herzyn- und Cephalopodenkalke des Westharzes.

WACHENDORF, H., BUCHHOLZ, P. & ZELLMER, H. (1995): Fakten zum Harz-Paläozoikum. – Nova Acta Leopoldina, 71, **129**: 119–150.

WALCHER, E. (1986): Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen am Zeitäquivalent (Lagerhorizont) der Lagerstätte Rammelsberg. – Diss. TU Clausthal, 84 S.

WALLISER, O. H. (1960): Zum Alter des jüngsten Diabas-Vulkanismus in der Lahn- und Dill-Mulde. – Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **3**: 229–242.

WALLISER, O. H. (1977): Aufschluß 4: Huttaler Widerwaage. – In: Geotagung '77: Exkursions-Führer I: 186–191.

WEDDIGE, K. (1982): The Wetteldorf Richtschnitt as boundary stratotype from the view point of conodont stratigraphy. – In: WERNER, R. & ZIEGLER, W. (Hrsg.): Proposal of a Boundary Stratotype for the Lower/Middle Devonian Boundary (*partitus*-Boundary). – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 26–37.

WEDEPOHL, K. H., MEYER, K. & MUECKE, G. K. (1983): Chemical composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental fold belts: 231–256. Springer. Berlin, Heidelberg, New York, Tokio.

WELLER, H. (1989): Das Rübeländer Mud Mound im Riffkomplex von Elbingerode (Harz) und seine sedimentologischen Eigenschaften – Hercynia N. F., **26**: 321–337.

WERNER, R. (1968): *Calceola sandalina* aus den Heisdorf-Schichten (Unter-Devon) der Eifel. – Senckenbergiana lethaea, **49**: 575–580.

ZIEGLER, W. (1988): 1st International Senckenberg Conference and 5th European Conodont Symposium (ECOS V). 1. Guide to Field Trips. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **102**.

ZIEGLER, W. & SANDBERG, C. A. (1990): The Late Devonian Standard Conodont Zonation. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **121**: 115 S.

ZSCHEKED, J. G. (1955): Zur Stratigraphie und Tektonik des Unterdevons im Westharz. – 142 S. Unveröffentl. Diss. Berlin.

Manuskript eingegangen am: 5. August 1996

Anschrift der Verfasser:
Dr. Peter Buchholz
Dipl.-Geol. Endres Trapp
Prof. Dr. Horst Wachendorf
Institut für Geowissenschaften
Technische Universität Braunschweig
Pockelsstr. 3
38023 Braunschweig

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover

Jahr/Year: 1996

Band/Volume: 138

Autor(en)/Author(s): Buchholz Peter, Trapp Endres, Wachendorf Horst

Artikel/Article: Das Devon des nordwestlichen Oberharzes 7-35