

Das Oberbergische Land — eine Erd- und Landschaftsgeschichte. Teil 1

HELLMUT GRABERT

Mit 21 Abbildungen und 3 Tabellen

Dieser erste Teil eines Beitrags über die Erd- und Landschaftsgeschichte des Oberbergischen Landes behandelt die Stratigraphie und die Fazies der vordevonischen und devonischen Gesteine. Der zweite Teil ist vorgesehen für Band **44** dieser Zeitschriftenreihe; er wird die Tektonik und die Mineralisation sowie Themen der Angewandten Geologie (Bergbau, Steinindustrie, Talsperren) umfassen. Der dritte Teil wird sich schließlich mit Fragen des Umweltschutzes und mit den Naturdenkmälern auseinandersetzen und das Schriftenverzeichnis für alle drei Teile enthalten; er soll in Band **45** erscheinen.

Inhalt

Vorwort

Einleitung

1. Das Oberbergische Land

1.1 Geologische Entwicklung

2. Erdgeschichte: Was einst geschah

2.1 Wie sah es aus im rheinischen Devonmeer? — Ein Überblick

2.2 Stratigraphie und Fazies: Was die Gesteine erzählen

2.2.1 Das Vordevon

2.2.1.1 Das Ordoviz

2.2.1.2 Das Silur

2.2.1.3 Die Grenze Silur/Devon und das Problem der kaledonischen Orogenese

2.2.2 Das Devon

2.2.2.1 Die Gedinne-Stufe

2.2.2.2 Die Siegen-Stufe

2.2.2.3 Die Ems-Stufe

2.2.2.4 Das Mitteldevon

2.2.2.4.1 Die Eifel-Stufe

2.2.2.4.2 Die Givet-Stufe

(In Teil 2:)

2.3 Tektonik: Faltung, Störung, Mineralisation. — Was dann geschah

2.3.1 Faltung und Orogenese

2.3.2 Störungen und Schieferung

2.3.3 Erzbildung und Mineralisation

3.1 Die jüngere geologische Geschichte: Erdmittelalter bis Eiszeit

3.1.1 Das Erdmittelalter

3.1.2 Die Tertiärzeit

3.1.3 Die Eiszeit

3.2 Historie und Gegenwart: der Einfluß des Menschen

3.2.1 Von der Vorgeschichte zur Industrialisierung

3.2.2 Bergbau und Steinindustrie

3.2.2.1 Das Eisenerz

3.2.2.2 Die Buntmetallerze

3.2.2.3 Die Steinindustrie

3.2.3 Wasser und Mensch: Talsperren

(In Teil 3:)

4. Geologische Naturdenkmale und bemerkenswerte Aufschlüsse

5. Literaturverzeichnis

Vorwort

„Geologie ist Musik der Erde“ — schreibt einer der wohl bedeutendsten Geologen dieses Jahrhunderts, HANS CLOOS, weiland Ordinarius in Bonn, in seinem „Gespräch mit der Erde“.

Diese Metapher hat mich bei meinen Feldarbeiten, bei den Exkursionen mit Studenten und interessierten Laien, auch bei der Alltagsarbeit als beratender Geologe für Kommunen und Industrie und bei den wissenschaftlichen Spezialuntersuchungen im Gelände und Labor stets begleitet, nie verlassen.

Auch das Oberbergische Land besitzt eine Melodie, auch dort musiziert die Erde. Diese Melodie dem Leser zu vermitteln, ist heute mein Anliegen — sie soll in ihm widerklingen, wenn er durch das schöne Oberbergische Land streift.

Einleitung

Wenn man ein Geologendasein als kartierender, als Geländegeologe in einer Region verbracht hat — für mich im Oberbergischen Land summiert sich das auf ein Vierteljahrhundert —, dann findet man auch ein persönliches Verhältnis zu ihr, selbst wenn man nicht in sie hineingeboren wurde. Jeder Weg und Steg ist einem vertraut und mehrfach abgeschrieben, jeder Steinbruch und Straßenanschnitt, jede Klippe oder Böschung öfters mit dem Hammer durchmustert. Doch bleiben Augen und Sinne nicht nur auf die für manche doch recht tote Materie haften, denn Busch und Baum, Regen und Sonne, Getier und Geziefer gehören mit dazu und natürlich besonders auch der Mensch. All dies prägt die Landschaft, beeinflusst das Gestein und damit auch das geologische Geschehen. So ist es verständlich, daß bei meiner Beschreibung auch andere Beobachtungen erwähnt werden und andere Wissenschaften zu Wort kommen, denn erst das macht aus einer Erdgeschichte eine Landschaftsgeschichte.

So habe ich dieses Vierteljahrhundert in dieser schönen und doch vielen so unbekanntem Landschaft zwischen Wupper und Sieg verbracht und sie mir dabei erwandert, erarbeitet — erschlossen. Es ist nun an der Zeit, die Ergebnisse zusammenzufassen und eine Inventur vorzulegen. Das soll mit der „Erd- und Landschaftsgeschichte des Oberbergischen Landes“ hiermit geschehen.

1. Das Oberbergische Land

Das Oberbergische Land ist Teil des Rheinischen Gebirges und liegt im Zentrum seines rechtsrheinischen Anteils. Es umfaßt die Landschaft zwischen der Wupper im Norden und der Sieg im Süden; im Westen wird es vom Rhein und im Osten von der Wasserscheide zum Ruhr-Einzugsgebiet begrenzt, die gleichermaßen auch die politische Grenze zwischen dem Rheinland und dem westfälischen Sauerland darstellt. Die Grenze zum Niederbergischen, um Düsseldorf, Solingen und Wuppertal herum, ist fließend (Abb. 1).

Politisch ist das Oberbergische Land der südliche Teil des alten, vergangenen Herzogtums Berg.

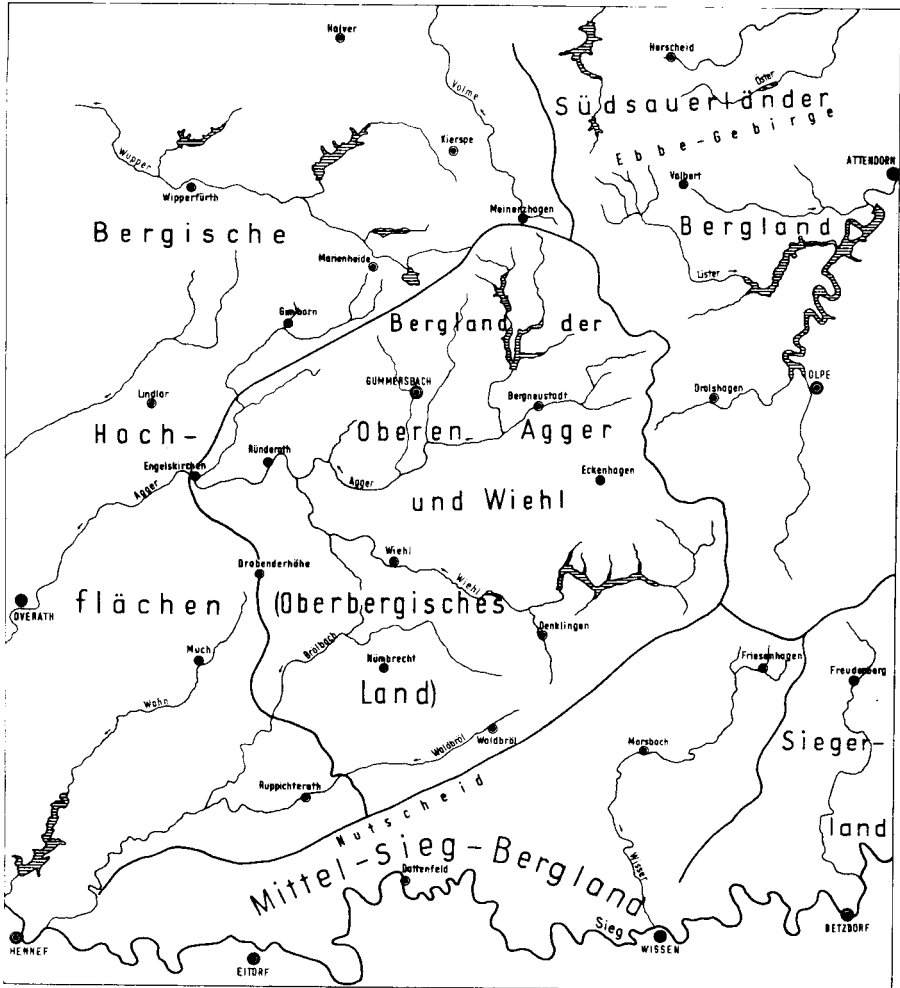


Abb. 1: Die naturräumliche Gliederung des Oberbergischen Landes und seiner Nebengebiete (aus GRABERT 1980, Abb. 2).

Keine der geographischen wie auch politischen Grenzen ist durch geologische Erscheinungen vorgezeichnet, und so müssen bei der „Erd- und Landschaftsgeschichte des Oberbergischen Landes“ zur Verdeutlichung seines geologischen Geschehens auch Nachbarregionen mitbetrachtet werden: das westliche Sauerland mit dem Ebbe-Gebirge, auch das Olper und das Siegerland, die untere Sieg und das Gebiet um Bensberg mit seinem Erzreichtum und der geologisch so hochberühmten Paffrather Kalkmulde.

Das Schwergewicht der Betrachtung liegt natürlich auf dem, was ein Geologe für wichtig hält: auf der Stratigraphie, das heißt auf der Beschreibung der einzelnen Schichten. Das ist insofern

N a m u r (Oberkarbon)	Flözleeres mit Eumorphoceras pseudobilingue BISAT
K u l m (Unterkarbon)	Posidonienschiefer / Kiesel-schiefer
F a m e n n e / F r a s n e (Oberdevon)	Dasberg / Hemberg / Nehden - Adorf (oberer Massenkalk)
G i v e t (oberes Mitteldevon)	(unterer) Massenkalk mit Schwelmer und Dorper Kalk / Bücheler Schichten / Torringer Schichten (Paffrather Mulde) Rensselandia-Schichten (Sandsteine) Grevensteiner Schichten Wiedenester Schichten Odershäuser Schichten
E i f e l (unteres Mitteldevon)	Freilinger Schichten Selscheider Schiefer Unnenberg-Schichten (Sandsteine) Ohler und Wiehler Schichten Mühlenberg-Schichten (Sandsteine) Hobräcker Schichten Laucher Gruppe Hohenhöfer / Cultrijugatus-Schichten
E m s (oberes Unterdevon)	Heisdorfer Gruppe Remscheider Schichten Hauptkeratophyr Bensberger / Külbacher / Sieseler Schichten
S i e g e n (oberes Unterdevon)	Odenspieler Schichten (Sandsteine) Wahnbach-Schichten / Klafelder / Paseler / Siegener Schichten
G e d i n n e (unteres Unterdevon)	Bunte Ebbe-Schichten Bredeneck-Schichten Hüinghäuser Schichten Himmelmert-Schichten / Ockrige Kalke
S i l u r	Köbbinghäuser Dayia-Schichten
O r d o v i z	Herscheider Schichten

Tab. 1: Die Gliederung der altpaläozoischen Schichten im Oberbergischen Land und im benachbarten Ebbe-Gebirge.

so wichtig, weil nur die genaue Kenntnis der Lagerung der jeweiligen Schichten zueinander Ordnung und System in die so vielfältigen, oft veränderten und gestörten Verhältnisse der geologischen Ereignisse bringen kann. Die Lage einer Schicht zu einer anderen, ob über oder unter jener gelegen, ermöglicht eine Altersaussage — denn die überlagernde Schicht ist immer jünger als die darunter liegende — und damit ist ein natürliches Gliederungsschema gegeben. Da in vielen Schichten wirtschaftlich interessante Einlagerungen vorhanden sind — es sei hier nur an Kohle, aber auch an Sand- und Kalkstein erinnert —, ist eine genaue Lagebezeichnung zur anderen Schicht schon sehr wichtig.

Das wichtigste Hilfsmittel bei der stratigraphischen Zuordnung sind die enthaltenen Versteinerungen. Sie sind an die Zeit und das Ablagerungsmilieu gebunden, in denen sie gelebt haben. So werden hier viele Versteinerungen auch namentlich zu nennen sein, und es sollte darum den Leser nicht verdrießen, diese lateinischen, nur so international verständlichen Namen vorgesetzt zu bekommen. Sie sind nun einmal für das genannte Gliederungsschema wichtig. Der Leser kann aber, ohne den Inhalt zu verfehlen, auch darüber hinweggleiten. Für den Geologen haben sie aber eine starke Beweiskraft, zumal eine absolute Altersbestimmung — z. B. auf der Basis der Halbwertszeiten beim Zerfall eingebetteter radioaktiver Minerale — in den allermeisten Fällen (noch) nicht möglich ist.

1.1 Geologische Entwicklung

Geologisch wird das Oberbergische Land durch devonische Gesteine (vgl. Tab. 1) bestimmt. Diese sind in eine relativ große Zahl von (schmalen) Sätteln und (breiten) Mulden gegliedert, wobei in den Sätteln vorwiegend unterdevonische, in den Mulden weitgehend mitteldevonische Schichten erhalten geblieben sind. Diese wegen ihres Reichtumes an Versteinerungen schon recht früh bekannten und beschriebenen Mulden sind als „Oberbergisches Muldenvorland“ (SPRIESTERSBACH 1942) benannt und untersucht worden. Schließlich wird, wenn auch nur randlich, das Oberbergische Land beeinflusst durch die beiden großen Erzreviere, durch das Buntmetall-Erzrevier von Bensberg im Westen und das Siegerländer Spateisenstein-Revier im Osten.

Das Oberbergische Land selbst ist erstaunlicherweise arm an wirtschaftlich bedeutenden Erzvorkommen — geologische Gründe sind anscheinend für die Erzarmut maßgebend, nicht etwa mangelndes Bergbau-Interesse!

Die Landschaft des späten Oberbergischen Landes taucht nach einer viele Millionen Jahre dauernden, oft unterbrochenen Bedeckung durch jüngere Schichten erst in der mittleren Tertiärzeit ans Tageslicht; denn erst dann formte es sich zu dem Mittelgebirge heraus, wie es uns heute entgegentritt. Es mag zwar schon in früheren geologischen Epochen das Oberbergische Land einmal Festland und damit Abtragungsgebiet gewesen sein, doch sind dafür keine Zeugen mehr vorhanden, und diese geologischen Epochen lassen daher auch ihre Geschichte nur indirekt durchblicken. Zu einem richtigen Gebirge mit Bergen und Tälern wurde das Oberbergische Land aber erst in geologisch recht junger Zeit — das wurde eben angedeutet. Seinen Mittelgebirgscharakter trägt es vielleicht erst seit rund zwei Millionen Jahren — das Devon, in denen die Gesteine entstanden sind, liegt hingegen mehr als 360 Millionen Jahre zurück.

So ist der Kalender des Oberbergischen Landes auch nur ein recht zufälliger, durch morphologische Prozesse und auch durch politische Ereignisse entstandener Abschnitt aus der größeren Einheit des Rheinischen Gebirges.

2. Erdgeschichte: Was einst geschah

Die Urkunden vergangener Zeiten und Zustände sind die Gesteine, die das Grundgebirge zusammensetzen. Findet man einen Kalkstein, der die versteinerten Reste von Meerestieren — z. B. Korallen — enthält, und liegt über diesem — z. B. — ein roter Sandstein mit den Kennzeichen, wie sie Dünen heutiger Wüsten aufweisen, so entnimmt der Geologe daraus, daß der-

einst — z. B. in der Devonzeit — an dieser Stelle ein Meer stand, dem dann später — z. B. in der Trias-Zeit — eine rote Sandwüste des Festlandes folgte. Unser Beispiel stammt aus der Söthenicher Mulde der Nordeifel, wo mitteldevonische Korallenkalke von roten Sandsteinfolgen und Konglomeraten des triadischen Buntsandsteins überlagert werden. Darin dokumentiert sich eine zeitliche Abfolge — und das ist schon Erdgeschichte. Und eine weitere Aussage wird gemacht durch den Hinweis auf das Ablagerungsmilieu: einst, im Devon, ist das Sediment im Meer abgelagert worden, das andere Mal, in der Trias, unter festländischen Bedingungen.

Die frühere Erde hat wie auch heute unterschiedliche „Gesichter“: marine, festländische, fluviatile, lagunäre, und daher bezeichnet man die zur gleichen Zeit, aber in verschiedenen Bereichen gebildeten Schichten mit dem lateinischen Namen für Gesicht als eine geologische „Fazies“. So gibt es gleichzeitig eine marine und fluviatile, eine brackische Fazies, eine Korallen-, eine Sandfazies. Wiederum geben hier die in ihnen enthaltenen Versteinerungen die wichtigsten und wertvollsten Hinweise.

Doch Versteinerungen sind nicht überall vorhanden. Was der Geologe also meist sieht und zu beurteilen hat, was auch der Interessent in seinem Steinbruch aufgeschlossen findet und gewinnen will, sind Gesteine, sind Schichten, abgelagerte, versteinerte Sedimente. Und so definiert man diese Schichten nach ihren äußeren Kennzeichen, ob es sich nun um Sand- oder Kalkstein, Schluff- oder Tonstein handelt, wohl wissend, daß zur gleichen Zeit die unterschiedlichsten Sedimente abgesetzt werden konnten. Ein Blick in die Ablagerungen unserer derzeitigen Meere genügt, um dieses zu verstehen: in den Tropen werden an der Küste Korallenriffe gebildet, die zu Kalkstein werden, während zur gleichen Zeit in der Tiefsee Ton, der rote Tiefseeton, zum Absatz gelangte.

Manche Lebewesen können in unterschiedlichen Ablagerungsräumen vorkommen, und wenn sie dann noch relativ kurzlebig sind, stellen sie für den Geologen die idealen Zeitanzeiger dar: es sind unsere Leitfossilien. Doch wie schon gesagt: Versteinerungen gibt es nicht überall. Darum muß sich der Geologe den Gesteinen besonders annehmen, sie so genau wie nur irgend möglich beschreiben und sie dann zeitlich einordnen. Diese Gesteine benennt er dann nach wichtigen Lokalitäten, wo sie besonders gut und typisch aufgeschlossen sind: Siegener Schichten z. B. oder Wiedenester, Unnenberg-Schichten.

Geologie ist also ihrem Wesen nach eine Geschichtsforschung der vergangenen irdischen Ereignisse und in deren Dienst auch eine Urkundenforschung, sie ist eine „Kenntnis der Gegenwart zum Verständnis der Vergangenheit“.

So, und was nun erzählen uns die Gesteine des Oberbergischen Landes?

Die in den Gesteinen des Oberbergischen Landes enthaltenen Versteinerungen beweisen, daß sie einmal als Sediment im Meer abgelagert wurden. Durch Vergleiche wissen wir, daß es sich um solche der Devon-Zeit — nach der englischen Grafschaft Devonshire benannt — handelt, und sie sind in einem strandnahen Küstenbereich abgesetzt worden. Diese Sedimente sind heute verfestigt (zu Stein geworden) und schräggestellt, also aus ihrer ursprünglich flachen Lagerung herausgeholt und über das Meeresspiegel-Niveau gehoben worden; sie sind gestört und von jungen Ereignissen ergriffen. Die Gesteine sind das Grundgebirge des Oberbergischen Landes.

2.1 Wie sah es aus im rheinischen Devonmeer? — Ein Überblick

Das in den letzten Jahrzehnten für das Rheinische Gebirge entwickelte Bild des devonischen Ablagerungsraumes (H. SCHMIDT 1962, ERBEN 1962, JUX 1971, LANGENSTRASSEN 1982) zeigt eine breite, flache, küstennahe Zone, die wechselnd beeinflusst wird von großen, vorgelagerten Wattenflächen, von einem reichlich Sediment liefernden Delta eines oder mehrerer Flußmündungen, von Verlandungen (bis hin zur Besiedlung durch Pflanzen) und Überflutungen durch Süßwasser aus den Flüssen oder durch Übergreifen des Meeres (Transgressionen),

so daß wieder marine Ablagerungen und Besiedlungen (bis zu Korallenriffen) möglich wurden. Es beginnt — hier und im Unterdevon — mit fluviatilen und brackischen Absätzen, es folgen — noch im unteren Mitteldevon — marine, küstennahe Bildungen (mit Riffkalken) und endet im Oberdevon, nachdem im oberen Mitteldevon schon Hochsee-Bewohner in die Strandzonen eingedriftyt worden waren, mit vollmarinen Absätzen des herzynischen Faziesbereiches. Diese Tendenz hält noch bis in das Karbon hinein an. Die vorangegangenen strandnahen Absätze gehören der rheinischen Fazies an (Abb. 2).

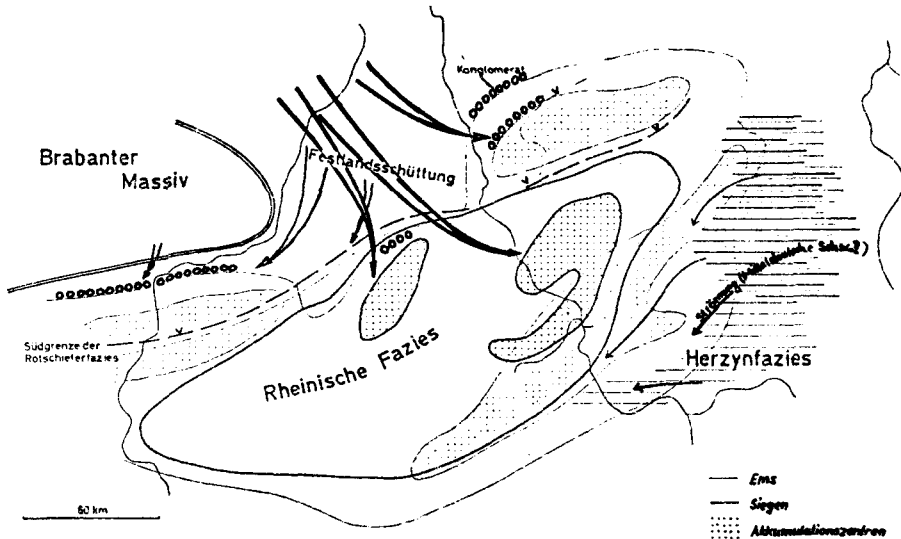


Abb. 2: Die Sedimentationsverhältnisse im Oberbergischen Land während der Siegen- und der Ems-Stufe (Unterdevon) (aus JUX 1971).

Man gewinnt den Eindruck, als hätte sich ein fluviatil-brackischer Deltakörper eines oder mehrerer Flüsse als riesiger, gelegentlich auch trockenfallender Schuttfächer in den an sich marinen Küstenbereich hineingeschoben. Je nach den örtlichen Gegebenheiten überwog die fluviatil-brackische oder die litoral-marine Fazies. So erklärt sich z. B. das plötzliche Auftreten mariner Faunen (*Spirifer primaevus*) in den delta-geprägten Wahnbach-Schichten (Steinbruch an der Unkelmühle im Siegtal; vgl. DAHMER 1936, TILLMANN 1978). Dem Deltakörper meerwärts vorgeschaltet liegen ausgedehnte Wattflächen.

In diesen Flachwasser-Gebieten breitete — vereinzelt nur, doch sehr auffällig — ein saurer Vulkanismus seine Aschen und Laven, vermischte sie mit den dortigen tonig-sandigen Delta- und Watt-Absätzen zu Tuffiten und stapelte Auswurfmaterial (Schmelztuffe) so hoch, daß dieses als „Inseln“ aus dem Niedrigwasser-Bereich herausragte und so für längere Zeit dem bedeckenden und sedimentliefernden Wasser entzogen blieb.

Hinweise für eine watt-ähnliche Sedimentation stellen Rippelmarken dar; sie sind im rheinischen Devon, besonders im Unterdevon, häufig. Ein eindeutiger Beweis sind sie jedoch nicht, nachdem solche Erscheinungen auch im rezenten Tiefwasser festgestellt worden sind. Auch eingeschwemmte Landpflanzen können nicht als Indiz für Küstennähe gelten, nachdem man z. B. im Tiefwasser des Golfes von Neapel Platanen-Blätter, also Blätter von landwurzelnenden Bäumen, gefunden hat (beobachtet von H. SCHMIDT und mitgeteilt von REMY 1980: 45).

Erst der Nachweis von Schmelztuffen (SCHERP 1983) und Lapilli (NELKE & PAETZOLD 1981), die beide nur subaerisch und ohne Wasser abgelagert werden können, erlaubt die Annahme größeren und vor allem wohl auch längerdauernden Trockenfallens, das also unabhängig vom kurzzeitigen Gezeitenwechsel war. Einen weiteren Beweis stärkeren Trockenfallens scheinen jetzt Untersuchungen an *Sciadophyton*-Beständen zu bringen (REMY 1980, REMY et al. 1980). Diese Pflanzen werden als Erstbesiedler trockengefallener Rohböden aufgefaßt, die sogar Trockenrisse aufweisen, in die Sproßteile hineingewandert sind. Eine spätere (jahreszeitlich bedingte?) Überflutung sorgte für die Einbettung und Erhaltung (Abb. 3).



Abb. 3: *Sciadophyton steinmanni* KRÄUSEL & WEYLAND 1930 = *Sc. laxum* (DAWSON 1871) STEINMANN 1929. — Wahnbach-Schichten (obere Siegen-Stufe, Unterdevon) bei Büchel im Bröltal, TK 25 Ruppichteroth 5110, R 98 620, H 34 020 (aus CLAUSEN & RISTEDT & WENDT 1965).

Ein besonderes Wort sei den unterdevonischen Pflanzen gewidmet. Es gehört nämlich das Bergische Land mit zu den bedeutendsten frühen Pflanzenfundstätten der Erde. Darüber hinaus erhalten diese Vorkommen auch dadurch eine herausragende Bedeutung, weil mit dem höheren Unterdevon, also der Siegen- und der Ems-Stufe, die bisher marin bis brackisch lebenden Pflanzen es erstmalig verstanden, die Besiedlung des Festlandes vorzunehmen. Die ersten echten Landpflanzen treten auf.

Die vom Festland angelieferten Sedimentmassen werden damals zeitweilig und barrenartig den Deltakörper verbaut und die Strömungsverhältnisse beeinflusst haben. So können schon kleinere Schwankungen des Meeresspiegels, geringfügige Hebungen, z. T. durch inselartig aufgesetzte Vulkanite, sowie ein zeitweiliges Überangebot an Sedimenten zur Bildung von Untiefen oder gar Inseln geführt haben. Schließlich bedingten auf dem landfest gewordenen Küstenstreifen die reichlich vorhandenen wasserstauenden Feinsedimente hohe Grundwasserstände. Vom Meer zum Land bestand damit eine Vielfalt kontinuierlicher Übergänge unterschiedlichster Biotope, die den damals schon weit entwickelten marinen Pflanzen nun landfeste Standorte mit den unterschiedlichsten ökologischen Ansprüchen Lebensmöglichkeiten anboten (KAISER & MEYER & SCHWEITZER 1977: 2).

Eine Besonderheit der damaligen Pflanzenwelt stellt das sternförmige *Sciadophyton* (Abb. 3) dar. Diese Pflanze wird als Gametophyt, als Keimling, angesehen, die, anscheinend noch auf dem Originalboden wurzelnd (REMY et al. 1980), eingebettet und so erhalten geblieben ist.

Das oft massenweise Vorkommen von *Sciadophyton* (vgl. CLAUSEN et al. 1965) zeigt also eine Erstbesiedlung trockengefallener Areale an, die sich längere Zeit, mindestens bis zur Besiedlung durch *Sciadophyton* halten konnte. Trockenrisse, in die sich sogar Wurzeln dieser Erstbesiedler hineingezogen haben, deuten sogar auf längeres Trockenfallen hin.

In den stets vom Wasser bedeckten, wenn vielleicht auch flachen Meeresräumen siedelten mächtige Algen-, „Wälder“ aus *Prototaxites*-Arten (SCHWEITZER 1980a) (vgl. Abb. 4). Es sind Stammstücke bis 4 m Länge (bis 35 cm Durchmesser) gefunden worden. Etwas landnäher liegt der Bereich mit *Taeniocrada*-Arten (SCHWEITZER 1980c), die oft vergesellschaftet sind mit großen Mengen von *Zosterophyllum rhenanum* KRÄUSEL & WEYLAND (vgl. SCHWEITZER 1980b).



Abb. 4: *Prototaxites* sp. — Wahnbach-Schichten (obere Siegen-Stufe, Unterdevon), Klippe im ehemaligen Steinbruch an der Bröl (heute abgetragen), TK 25 Ruppichteroth 5110, R 94 110, H 30 330.

Echte Landpflanzen sind *Psilophyton burnnotense* (GILKINET) KRÄUSEL & WEYLAND und besonders *Drepanophycus spinaeformis* (GÖPPERT) KRÄUSEL & WEYLAND (vgl. SCHWEITZER 1980c). Die phytologische Entwicklung des damaligen Unterdevon-Meeres schildern KAISER & MEYER & SCHWEITZER (1977).

KRÄUSEL & WEYLAND (1930, 1935, 1948) haben die bergischen Mitteldevon-Floren gesammelt, bearbeitet und international bekannt gemacht, SCHWEITZER (1979, 1980a, b, c, d) zuerst ebenfalls noch die Mitteldevon-Flora von Lindlar, später aber dann besonders die des Unterdevon. Noch immer können bei günstigen Aufschlußverhältnissen, aber auch zufällig, noch Funde gemacht werden, die bisher unbekannt und unbeschrieben sind. So wurde erst in den 60er Jahren bei der Erstaufnahme zur GK 25 Eckenhagen (neuer Name: Reichshof) in einer ca. 1,5 m mächtigen Tonsteinlinse eine reiche Flora mit *Dawsonites arcuatus* HALLE, *Bucheria mucronata* (MÄGDEFRAU) und *Psilophyton goldschmidti* HALLE gefunden, aber auch eine weitere, bisher unbekannte Psilophyton-Art, die SCHWEITZER (in: GRABERT & HILDEN 1972: 46) ohne verbindliche Diagnose provisorisch als *Dawsonophyton graberti* bezeichnete, die dann aber nach weiteren Funden, insbesondere aus dem Ems der Gaspé-Halbinsel in Kanada, in *Renalia graberti* (Abb. 5) umbenannt werden mußte (SCHWEITZER 1980). *Renalia* ist eine echte Landpflanze. Das Vorkommen in diesen wattähnlichen, küstennahen Sedimenten zeigt nur an, daß sie eingeschwemmt sein müßten; die Wurzelregionen wurden nämlich niemals gefunden, sie sind wohl beim flutenden Meere, welches die Landpflanzen losriß, zerstört

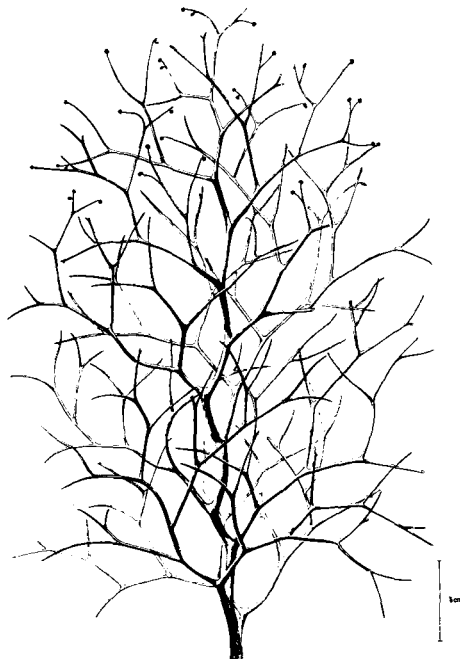


Abb. 5: *Renalia graberti* SCHWEITZER 1980 (Rekonstruktion, aus SCHWEITZER 1980). — Külbacher Schichten (untere Ems-Stufe, Unterdevon), ehemaliger Steinbruch bei Ufersmühle an der heutigen Wiehl-Talsperre (heute in den Stauraum einbezogen), TK 25 Reichshof (ex Eckenhagen) 5012, R 06 550, H 45 560.

worden. Dennoch kann der Standort der Pflanzen wegen des guten Erhaltungszustandes der Pflanzen, deren empfindliche Teile keinen weiten Transport zulassen, nicht weit entfernt gelegen haben.

Entsprechend reich ist dadurch auch die Sporenführung. Mit ihr wird die genaue stratigraphische Einordnung und Untergliederung der sonst so schwer datierbaren unterdevonischen Sedimente des Rheinischen Gebirges gelingen. Die Schwierigkeit liegt bisher in der schlechten Erhaltung der Sporen, die durch den oftmals erfolgten Umlagerungsprozeß sehr gelitten haben; außerdem sind sie durch die späte Inkohlung zusätzlich verändert worden. Die bisherigen Untersuchungen (EDALAT 1974, HAMID 1974, TILMANN 1978, VOLKMER 1984) sind aber erfolgversprechend.

Ungefähr an der Grenze vom Unter- zum Mitteldevon macht sich nicht nur ein lithofazieller, also gesteinsmäßiger, sondern auch ein biostratigraphischer, die Lebewelt betreffender Umschlag bemerkbar. Es wechseln die Gesteine von den unterdevonischen kalkfreien und fossilarmen brackischen Delta-Absätzen zu den mitteldevonischen, kalk- und fossilreichen, marinen Ablagerungen rheinischer Prägung. Dieser Umschlag ist Ausdruck einer raschen Veränderung innerhalb des Sedimentationsraumes. Der bisher sehr strandnahe, vom Flußwasser beeinflusste Deltabereich macht einer dem offenen Ozean mehr zugängigen Schelfplattform platz, auf der Korallen einzeln, in Rasen und schließlich als Riffe aufwachsen konnten (Abb. 6, 7 u. 20). Das Meer war warm, lichtdurchflutet und gut bewegt, so daß es einer vielfältigen Fauna Lebensraum bieten konnte, mehr als zuvor in dem von ständigen Umlagerungen und stärkeren Süßwasser-Zuflüssen beeinflussten Deltagebiet.

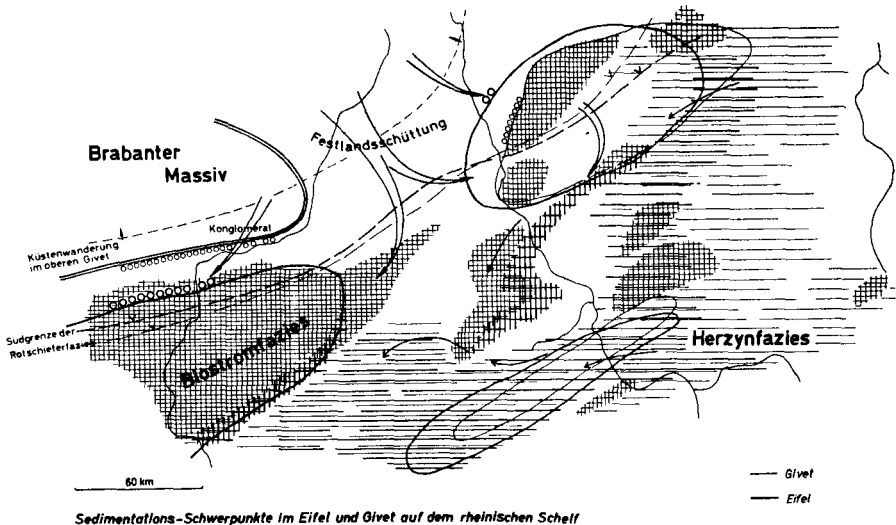


Abb. 6: Die Sedimentationsverhältnisse im Oberbergischen Land während der Eifel- und der Givet-Stufe (Mitteldevon) (aus JUX 1971).

Dementsprechend groß ist auch der Versteinerungsreichtum der nun beginnenden Eifel-Zeit. Ob sich an der Wende vom Unter- zum Mitteldevon, also von der Ems- zur Eifel-Stufe, nur das Mündungsgebiet des großen Oldred-Flußsystems verlagert hatte, oder ob stärkere endogene, innerirdische Prozesse (Vulkanismus!) zu einem Umbau dieses Schelfgebietes geführt haben, ist nicht eindeutig genug zu erkennen. Für letztere Deutung spricht jedoch das Auftreten des mächtigen Keratophyr-Vulkanismus, dessen Produkte eigentlich ohne stärkere tektonische Aktivitäten nicht aus der Tiefe entlassen werden können.

Es wird nicht unbedingt an ein orogenes, also gebirgsbildendes Ereignis gedacht derart, daß eine Plattenkollision zu einem Zerbrechen des Kontinentalrandes und damit zu einem Aufreißen von größeren Spalten geführt habe. Aber eine Mobilisierung aufgeschmolzenen älteren Sedimentmaterials — der keratophyrische Vulkanismus ist relativ sauer (MÜGGE 1893, RIPPEL 1953) und spricht für einen oberflächennahen Herd — läßt eine stärkere Aktivität geologischer Prozesse in diesem Teil des Rheinischen Gebirges annehmen. Noch immer ist die Frage nach einer Transgression des korallenreichen oberen Teils der Ems-Schichten (Heisdorfer Kalk) nicht verstimmt: In der Eifel deutet einiges darauf hin, daß der Heisdorfer Kalk (mit seinen eisenschüssigen Lagen) den Klerfer Schichten transgressiv auflage (vgl. KNAPP 1978: 42; RIBBERT 1985: 24). Wenn man nun diese Klerfer Schichten den ebenfalls rotschieferführenden Bensberger bzw. Sieseler Schichten des Bergischen bzw. des Sauerlandes gleichsetzt, dann „fehlen“ in der Eifel die Äquivalente der Remscheider Schichten, es sei denn, sie lägen in einer Klerfer Fazies vor. Nur: in der Eifel ist eine vulkanische Ablagerung wie der Hauptkeratophyr nicht vorhanden, vermutete „Transgressionen“ und flach wurzelnder Vulkanismus treten nicht zusammen auf, scheinen aber dennoch irgendwie zusammenzuhängen.

Mit Schichtlücken muß aber in diesem küsten- und deltag geprägten Ablagerungsraum anhand der Absätze und der Fazies gerechnet werden, es fragt sich nur, welche Zeitspanne sich in diesen Lücken verbergen: sind es nur Gezeiten oder Jahreszeiten oder liegen längere Epochen dazwischen? Eine Schichtlücke liegt schon dann vor, wenn das Sedimentationsgebiet nicht mehr kontinuierlich mit Material versorgt wurde — solche Zufuhr kann aber nur unter ständiger Wasserbedeckung erfolgen; denn schließlich braucht es dafür eines Transportmediums. Fallen also einmal größere Areale trocken, wobei hier nicht an Gezeiten gedacht wird, die sicher, weil der Mond schon vorhanden, wirksam waren, so wird es sich schon um ein längerfristiges Auftauchen und Trockenfallen gehandelt haben. Gerade der Keratophyr-Vulkanismus kann Untiefen geschaffen haben, die für längere Zeit aus dem Niedrigwasser-Bereich herausgeragt haben werden.

So kann man sich den damaligen Ablagerungsraum vorstellen: Großrippeln und Untiefen, Becken und Lagunen wechselten in der Fläche und in der Zeit rasch miteinander ab, auch kann es zu größeren, bei den möglichen vulkanischen Ergüssen sicher um mehrere Meter hohe Erhebungen kommen, auf denen dann natürlich keine Absätze erfolgten, während benachbart die Sedimentation in den flachen Küstenregionen weiterging. Solche Erhebungen bezeichnet man auch als Schwellen.

Mit dem Mitteldevon — präzise schon etwas früher (Heisdorf) — bereitet sich im Oberbergischen Gebiet nun langfristig eine flache, jetzt aber weitgehend vom Meer („vollmarin“) beherrschte Schelfplattform aus. Sie ist, wahrscheinlich durch Gezeiten und Strömungen, ein bewegter, warmer Lebensraum, der nun endlich auch Korallen und anderen riffbildenden Organismen einen zusagenden Lebensraum bot. Diese Riff-Ablagerungen sind uns in den vielen Kalksteinlagen des oberbergischen Mitteldevon erhalten geblieben.

Die einzelnen Korallenriffe waren eng begrenzte Biotope, sie bestehen vorwiegend aus Stromatoporen und/oder Crinoiden und erreichen selten mehr als 20 m Mächtigkeit; in ihrer Längs-erstreckung gehen sie auch kaum über 100 m hinaus. Keineswegs sind diese Riffkalke nur in bestimmten Zeiten gewachsen, wenn auch einzelne Zeitabschnitte besonders reich an Riffkalcken waren (z. B. Basis- und Grenzkalk in den Hobräcker Schichten: M. RICHTER 1921 u. 1922;

SCHEIBE 1965; GRABERT 1968b u. 1970). Es ist eher daraus zu folgern, daß diese riffkalkreichen Abschnitte in ihrer Sedimentation eben riff-freundlicher waren, also die Zufuhr klastischen, „trüben“ Materials vermindert war. Waren die Verhältnisse für ein Riffwachstum günstig, setzte es sich immer durch: Das zeigt eindrucksvoll das in der sandsteinreichen Folge der Mühlenberg-Schichten eingeschaltete Korallenriff, in dem jetzt die Wiehler Tropfsteinhöhle liegt (HOLZ 1960).

So „sauber“, so trübefrei oder -arm war nämlich in der Eifel-Stufe die Sedimentzufuhr noch nicht, daß sich das kalkhaltige Riffwachstum nun sogleich überall durchsetzen konnte. Immer wieder werden die Kalksteinbänke von Ton- und Sandsteinfolgen abgelöst, diese oft mit einer scharfen Begrenzung nach unten, die anzeigt, daß plötzlich und rasch wieder klastisches, also sandig-toniges Material antransportiert worden ist. Gerade in der Eifel-Stufe ist das Wechselspiel von kalkigen Riff-Absätzen mit tonig-sandigen Sedimentkörpern auffällig, ja charakteristisch. Das spiegelt sich auch in der Fauna wider, die sich damit aber auch als sehr faziesabhängig erweist.

Besonders bezeichnend für eine solche, z. B. an Sandschüttungen gebundene Fauna ist das Auftreten von *Rensselandia amygdala*, die sowohl in den Sandsteinen der Mühlenberg- und der Unnenberg-Schichten auftritt und dann besonders in denen der Finnentropfer Schichten („*Rensselandia*-Sandstein“) namengebend häufig ist, während sie in den zwischengeschalteten Tonsteinen (Ohler, Selscheider bis Grevensteiner Schichten) äußerst selten ist. Dagegen zeigt die an ein toniges Milieu gebundene *Calceola sandalina* ein umgekehrtes Verhalten; diese Einzelkoralle tritt nur in tonigen Ablagerungen auf („*Calceola*-Schiefer“), und zwar in den Ohler und den Selscheider Schichten, nicht aber in den eingeschalteten Sandsteinen. Diese Sandschüttungen (Mühlenberg-, Unnenberg-, *Rensselandia*-Schichten) sind „Vorstöße der Brandenburg-Fazies“ (SPRIESTERSBACH 1942: 107), die als eine gröberklastische, auf das nördlich gelegene Festland (Oldred-Kontinent) zu beziehende Einschüttung terrigenen Materials aufzufassen ist, die, von Flüssen und Strömen herbeitransportiert und als große Schuttkörper im tonig-kalkigen Ablagerungsraum des Küstenbereiches, der „Lenneschiefer-Fazies“, abgesetzt wurde. Hier macht sich noch das Mündungsgebiet des aus dem Unterdevon schon bekannten, den Deltakörper produzierenden Flußsystems bemerkbar. Daraus ist zu schließen, daß im Oberbergischen Land auch zur mitteldevonischen Zeit keine wesentlich anders gelagerte Land/Wasser-Verteilung herrschte, nur daß wohl die Küste etwas weiter nach Norden gerückt war — oder die Mündung mit dem Delta hat sich in ihrer geographischen Position seitlich verschoben. Der keratophyrische Vulkanismus ist daher nicht das Zeichen eines grundlegend umgebauten Ablagerungsraumes, obwohl natürlich hinter der Küstenverlagerung nach Norden und dem Vulkanismus etwas mehr steckt, als nur Veränderungen beim Transport des Sedimentalmaterials.

Die kleinen Kalkriffe im Mitteldevon bezeugen zusammen mit den reichen Faunen der umgebenden Tonsteinfolgen einen warmen, gut durchlüfteten und durchlichteten Flachwasserbereich im Schelfgebiet. An der Grenze vom Mittel- zum Oberdevon ist dann im Oberbergischen und im Sauerland der Höhepunkt des Riffwachstums erreicht; die folgende Absenkung kann durch Sedimentnachschiebung nicht mehr ausgeglichen werden. Die Küstenlinie des Oldred-Kontinentes verlagert sich noch weiter nach Norden (bzw. Nordwesten), so daß das Oberbergische Land in den Bereich gering sedimentierender Tiefwasser-Gebiete gelangt; die bisher herrschende rheinische Fazies wird durch die herzynische abgelöst. In der oberen Adorf-Stufe des Oberdevon erlischt dann das Riffwachstum ganz, und die Stillwasser-Fazies des Herzyn greift über den submarin zerbrochenen, abgesunkenen Riffkalk hinweg (Abb. 7).

Während dann im höheren Oberdevon im Norden des Oberbergischen Landes eine ruhige Sedimentation durch vom Norden kommende Suspensionsströme aus glimmerhaltigen Sanden und Schluffen platzgreift, macht sich im Bereich der späteren Attendorner Mulde durch das vereinzelte Auftreten gröberklastischer Sedimente (Kalk-Konglomerate und Kalk-Brekzien)

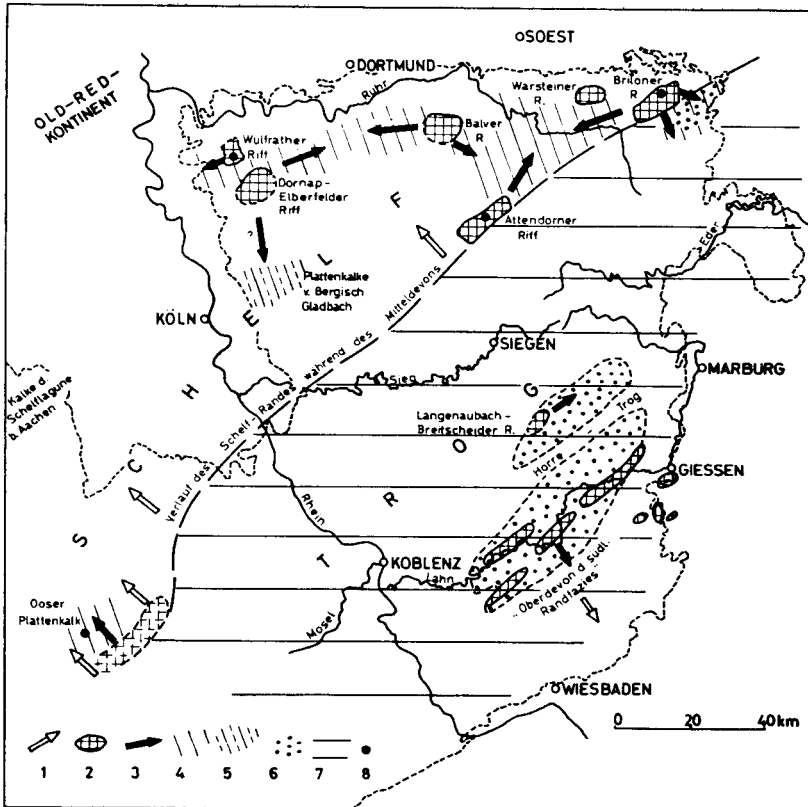


Abb. 7: Paläogeographie der Givet (oberes Mitteldevon) und der Adorf-Stufe (Frasne, unteres Oberdevon) im Rheinischen Gebirge, insbesondere mit den Riffen aus der Schelf-Plattform (aus KREBS 1969).

und durch gelegentliche Schichtlücken eine frühe Bodenunruhe bemerkbar. Sie deutet eine Vorphase der kommenden variszischen Orogenese an. Zwar ist die Faltung damit eingeläutet, aber noch nicht endgültig eingangegesen. Im Gegenteil vertieft sich noch einmal der hiesige Ablagerungsraum und bringt in größerer Mächtigkeit und Verbreitung die unterkarbonische Kulm-Fazies zum Absatz; versteinerte, die Hochsee bewohnende Goniatiten beweisen dies. Diese Stillwasser-Fazies reicht in der gleichen Gesteinsaubildung noch bis in das tiefe Namur und damit in das tiefste Oberkarbon hinein. Wie und wann sich das Meer dann endgültig aus unserem zentralen Teil des Rheinischen Gebirges herauszieht, um sich in der nördlich gelegenen Subvariszischen Vortiefe zu sammeln, ist wegen Mangels jeglicher Ablagerungen nicht zu erkennen.

Weiter im Norden wird dann die Subvariszische Vortiefe im höheren Oberkarbon gefaltet und daher landfest, die sich vom Ruhrgebiet über Aachen weit nach Westen erstreckt und zur großen Saumtiefe gehört, die von Oberschlesien bis nach Mittelengland reicht. In diesem Trog bilden sich zunächst noch marine, flyschähnliche Stillwasser-Sedimente, die dann nach oben all-

mählich in eine marine, später in eine Süßwasser-Molasse mit mächtigen, kohleführenden Schichten übergehen (Ruhr-Karbon). Zeitweise drang zwar das Meer von Westen kommend noch in die Saumsenke ein und hinterließ geringmächtige Tonsteinlagen mit Goniatiten, doch wird die Saumsenke im höheren Oberkarbon endgültig ausgefaltet. Von da ab ist das Oberbergische Land mit Sicherheit auch landfest und wird damit Abtragungsgebiet für die nachfolgenden geologischen Epochen.

2.2 Stratigraphie und Fazies: Was die Steine erzählen

Die Gesteine des Oberbergischen Landes werden weitgehend aus Schichten der Devonzeit gebildet und von dieser besonders die des unteren und des mittleren Abschnittes. Nur im Ebbe-Antiklinorium des südsauerländischen Berglandes streichen auch ältere, vordevonische, meist ordovizische Schichten, aus, während oberdevonische oder gar karbonische nur in den großen Muldensystemen der Attendörner und der Paffrather Mulde erhalten geblieben sind. Darum werden diese Gebiete hier noch behandelt.

2.2.1 Das Vordevon (Prädevon)

Unter Vordevon (Prädevon) werden altpaläozoische Ablagerungen des Kambriums, Ordoviz und des Silurs verstanden. Von diesen sind die ältesten, die kambrischen Schichten, nur im linksrheinischen Venn aufgeschlossen, ordovizische und silurische, wenn auch nicht vollständig, dort im Venn-Sattel und in den Sattelstrukturen von Remscheid und der Ebbe. Die weit im Süden gelegenen Vorkommen des Taunus und des Hunsrücks bleiben außer Betrachtung.

Im Ebbe-Antiklinorium sind im Herscheider Teilsattel bei Plettenberg, Hüinghausen und bei Herscheid sowie im südlich anschließenden Kiesbert-Sattel prädevonische Schichten aufgeschlossen. Das jüngere Unterdevon liegt in diesen Teilsätteln transgredierend und/oder (vgl. weiter unten) mit einem tektonischen Kontakt über den älteren Schichten. An der Grenze zum auflagernden Devon ist ein recht markanter Gesteinswechsel zu bemerken: Das Prädevon besteht vorwiegend aus milden Tongesteinen, das transgredierende Unterdevon indes aus harten Sand-, Schluff- und Tongesteinen — dennoch scheint ein stratigraphischer Übergang vorhanden zu sein. Dieser Gesteinsgegensatz hat bei der variszischen Faltung zu einer unterschiedlichen Deformation dieser mechanisch unterschiedlich reagierenden Gesteine geführt, so daß es zu einem lokalen, auf das Ebbe-Antiklinorium beschränkten Abscherungs- und Schuppenbau gekommen ist (WONG & DEGENS 1981).

Bei der ersten geologischen Erforschung des Ebbe-Antiklinoriums zu Beginn der zwanziger Jahre wurde das Prädevon zwar als solches schon erkannt und als „Liegende Schichten des Unterdevon“ bezeichnet (FUCHS 1922), doch war das genaue Alter dieser vorerst als Verse-Schichten bezeichneten Folge nicht bekannt. Erst nach den ersten Graptolithen-Funden durch SCHRIEL & RICHTER (1937) konnten dann die Schichten so gegliedert werden, wie es noch heute gültig ist. Demnach verbergen sich in den Verse-Schichten die ordovizischen Herscheider Schichten, die silurischen Köbbinghäuser *Dayia*-Schichten und die Hüinghäuser Schichten der unteren Gedinne-Stufe (tiefes Unterdevon). Diese Hüinghäuser Schichten gehen konkordant in die Bredeneck- und weiter in die Bunten Ebbe-Schichten (R. & E. RICHTER 1954) über; alle drei Schichtfolgen gehören in die Gedinne-Stufe.

2.2.1.1 Das Ordoviz

Im rechtsrheinischen Gebirge sind die Herscheider Schichten die ältesten, sie werden in das Ordoviz gestellt (Abb. 8). Sie bestehen aus sehr feinkörnigen, dunkelblaugrauen Ton- und Sandsteinen und sind frei von Kalksteinen. Vermutlich sind sie unter wechselnden, schwach oxidierenden bzw. reduzierenden Bedingungen entstanden: Es handelt sich um Absätze eines flachen Wassers. Das Fehlen von Karbonaten steht wohl in ursächlichem Zusammenhang mit einer im damaligen Meer vorhandenen, wahrscheinlich recht dauerhaften „Sprungschicht“,

die unterhalb von ihr zu einer vollkommenen Karbonat-Lösung führte (DEGENS et al. 1981: 7). Hierbei muß aber auch eine geringe oder fast nicht vorhandene Wasserbewegung — horizontal wie besonders vertikal — vorhanden gewesen sein. Gelegentlich ist in diesen Schichten ein geringer Sandgehalt zu verzeichnen. Dieser ist meist in 1—2 mm dünnen Bändern und Linsen angeordnet und hat den Plettenberger Bänderschiefern den Namen gegeben. Ein diesen Schiefer eingeschalteter Grauwackenschiefer-Horizont bezeugt eine weitere, etwas stärkere Sandführung. Dieser Sandgehalt läßt sich durch kurzfristig veränderbare meteorologische Einflüsse mit einer häufig wechselnden Transportkraft des Wassers erklären (TIMM 1981: 151). Schubweise wurde aus dem Küstenbereich oder dem Hinterland gröberes Material aufgenommen und in bestimmten Schelfbereichen als Plattformsedimente abgelagert oder in vorgeschalteten Becken abgesetzt. Das Vorhandensein von Totwasser-Gebieten mit reduzierendem Sedimentationscharakter unterhalb der erwähnten Sprungschicht wird nach oben zum oxidierenden Belebwasser-Bereich nicht berührt. Die sandfreien Schichten, insbesondere der untere Tonschiefer-Horizont der Plettenberger Bänderschiefer, zeigen jedoch an, daß auch größere Zeitabschnitte mit eitgehend stabilisierten Strömungsverhältnissen existierten.

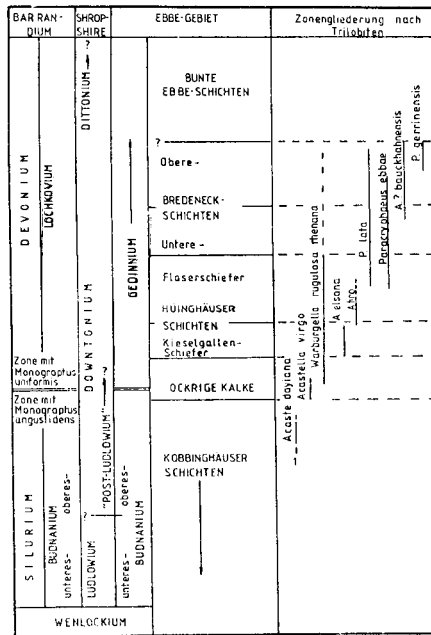


Abb. 8: Gliederung der silurischen und der unterdevonischen Schichten im Ebbe-Antiklinorium (aus TIMM 1981).

Aufgrund der Fauna aus Graptoliten und Trilobiten sind die Herscheider Schichten in das Llanvirn bis Caradoc der englischen (internationalen) Gliederung zu stellen, mithin liegen ordovizische Schichten vom Alter der (internationalen) Graptoliten-Zonen 6—13, vielleicht noch 14, vor (Tab. 2).

4. Oberer Tonschiefer-Horizont, ca. 150 m mächtig
= Caradoc (und ? Ashgill), Zone 11 bis 13, bis ? 14
3. Grauwackenschiefer-Horizont, ca. 350 m mächtig
= Llandeilo, Zone 8 - 10
2. Unterer Tonschiefer-Horizont, ca. 150 m mächtig
= oberes Llanvirn, Zone 7
1. Plettenberger Bänderschiefer, 20 bis 100 m mächtig
= unteres Llanvirn, Zone 6

Tab. 2: Die Gliederung der vordevonischen Herscheider Schichten im Ebbe-Gebirge.

Die Plettenberger Bänderschiefer sind also die ältesten bekannten Schichten des rechtsrheinischen Gebirges, ihr Leitfossil ist der Graptolith *Didymograptus bifidus* HALL (nach BEYER 1941: 219).

Bisher waren die Plettenberger Bänderschiefer nur bei Plettenberg selbst, und zwar in den nicht mehr tätigen Ziegeleien LOOS und WIRTH am Osthange des Else-Tales (BEYER 1941) aufgeschlossen. Die Ende der 70er Jahre beim Ausbau der Umgehungsstraße nördlich von Herscheid (R 11450, H 72450) angeschnittenen Tonsteine sollen nach den sie enthaltenden Graptolithen zwar auch noch dem Llanvirn zuzuordnen sein, doch ist eine Bearbeitung der schlecht erhaltenen Fauna bisher nicht erfolgt (TIMM 1979: mdl. Mitt.). Das vom Kiesbert-Sattel bekannte Ordoviz der Stufe 6 (JENTSCH & STEIN 1961) dürfte stratigraphisch doch noch etwas höher einzustufen sein.

Die Plettenberger Bänderschiefer besitzen bei Plettenberg ein hohes Quellvermögen. Diese starke Wasseraufnahmefähigkeit hat zu „stolzstockartigen Aufpressungen“ und „Durchspießungen“ (BEYER 1941) geführt, so daß ein normaler Verband weder nach unten, zum Liegenden, noch nach oben, zum Hangenden, aufgeschlossen ist. Ihre Gesamtmächtigkeit ist somit nicht anzugeben, Schätzungen (ZIEGLER 1970) schwanken zwischen 20 und 100 m, wobei der letztere Betrag wohl den Verhältnissen nahe kommt.

Das Quellvermögen der Tonsteine wird auf den hohen Pyrophyllit-Gehalt [$Al_2(OH)_2Si_4O_{10}$] (maximal 20 Vol.-% nach SCHERP & STADLER & W. SCHMIDT 1968) zurückgeführt, der neben Sericit [$K Al(OH)_2AlSi_3O_{10}$] und Chlorit [Mischkristall, z. B.; $Mg_6Al(Si_3Al O_{10})(OH)_2 Mg_3(OH)_2$] in den Sedimenten vorhanden ist. Vermutlich ist Pyrophyllit aus Kaolin entstanden, der als Verwitterungsprodukt eines nicht fernen Festlandes in das ordovizische Flachmeer eingebracht worden ist. Da aber nicht alle diese Tonsteine Pyrophyllit führen, weder bei Herscheid noch im Kiesbert-Sattel, muß der Kaolin-Gehalt faziell gedeutet werden — darüber wird spekuliert. Schließlich braucht man noch zur Bildung des Pyrophyllit eine Temperatur von etwas mehr als 300 °C, und die will man mit einer kurzfristigen Wärmezufuhr, möglicherweise durch einen tiefliegenden Pluton bei der kaledonischen Gebirgsbildung (s. weiter unten) im Bereich des alten Kontinentes erklären.

Mehrfach wurde schon das Ordoviz-Vorkommen des Kiesbert-Sattels erwähnt. Dort wurde von JENTSCH & STEIN (1961) eine reiche Graptolithen-Fauna [mehrere *Didymograptus*- und *Diplograptus*-Arten sowie *Azygograptus fasciculatus* (NICH.), zusammen mit Trilobiten: *Cyclopyge* cf. *umbonata* (ANG.)] gefunden; diese deutet auf die Zone 6 der englischen Ordoviz-Gliederung hin.

Außer der schon genannten Graptolithen, den wenigen Trilobiten und einigen Spurenfossilien wie der „Kotpillenschnur“ *Tomaculum* sind dann noch einige sandschalige Foraminiferen gefunden worden (ZIEGLER 1970, TIMM 1981).

Es ist auffällig, daß bei allen bisher gefundenen Körperfossilien keine Karbonate beteiligt sind. Daraus kann man schließen, daß die überwiegend aus Chitin bestehende Fauna der Herscheider Schichten aus einer reichhaltigeren, z. T. auch karbonatbildenden Fauna „herausgefiltert“ worden ist (TIMM 1981: 153). Dies mag auf einen im Ablagerungsraum vorherrschenden hohen CO₂-Gehalt zurückzuführen sein, was auf eine Ablagerung in tieferem Wasser hindeuten würde. Große Teile der Herscheider Schichten haben sich so unter weitgehend lebensfeindlichen hydrochemischen Bedingungen gebildet. Strömungsschübe sorgten jedoch für eine kurzfristige bessere Durchmischung mit Sauerstoff, so daß sich Benthos ansiedeln konnte, bei dem das *Tomaculum* (Kotpillen!) produzierende Tier fast schon invasionsartig ausbreitete. Eine isolierte Beckensedimentation kann damit nicht angenommen werden, denn ein Faunenaustausch hat es mit anderen europäischen Ordoviz-Räumen (England!) immer gegeben, sonst könnten ja die Graptolithen nicht auf die englische Gliederung bezogen werden. Tiefsee-Ablagerungen sind die Herscheider Schichten damit also nicht.

2.2.1.2 Das Silur

Außer den ordovizischen Herscheider Schichten sind noch — wenige — silurische Ablagerungen vorhanden; diese scheinen ohne größere Unterbrechungen in die unterdevonische Sequenz (Hüinghäuser Schichten der Gedinne-Stufe) überzugehen.

Die Gliederung der silurischen Schichten des Ebbe-Antiklinoriums konnte durch die Hamburger Arbeitsgruppe (TIMM 1978, 1981) verfeinert werden.

Die neue Gliederung silurischer Schichten zeigt, daß zwischen den silurischen Köbbinghäuser *Dayia*-Schichten und den gedinnischen Hüinghäuser Schichten keine — oder nur eine geringfügige, stratigraphisch unbedeutende — Lücke vorhanden ist. Solche wurde als größere noch von BEYER (1952), W. SCHMIDT (1960) und SHIRLEY (1962) — wenn dort auch schon mit Fragezeichen — angenommen. Die damals festgestellte und immer wieder als eine stratigraphische Lücke aufgefaßte Unterbrechung scheint durch ein späteres tektonisches Ereignis hervorgerufen worden zu sein. Faunistisch nicht belegt sind die oberen Köbbinghäuser Schichten; hier könnte vielleicht doch eine Lücke vorhanden sein, sie läge dann aber im obersten Silur.

Als Himmelmert-Schichten werden von der Hamburger Arbeitsgruppe (TIMM 1981: 155) die Ockrigen Kalke mit den (älteren) Köbbinghäuser *Dayia*-Schichten zusammengefaßt und in das (obere) Silur bis in das untere Unterdevon (Ludlow bis Pridol der internationalen Gliederung) gestellt; starke fazielle Übereinstimmungen sprächen für diese Zusammenfassung. In diesen — neuen — Himmelmert-Schichten dominieren zwar noch die Tonsteine, doch fehlen ihnen die in anderen silurischen Verbreitungsräumen noch häufigen Graptolithen. Auffallend sind nun kalkige Lagen, insbesondere die Ockrigen Kalke. Diese Kalksteine sind im frischen Zustand von blaugrauer Farbe, verwittern aber relativ rasch und nehmen dann eine deutliche ockergelbe Farbe an, die diesen Gesteinen den Namen gab.

Die unteren, 110 m mächtigen Köbbinghäuser *Dayia*-Schichten bestehend weitgehend aus fossilarmen, milden Tonsteinen, die nach oben immer mehr karbonatische Einschaltungen (Kalksteine) enthalten. Sind die Tonsteine sandig, führen sie — meist in Lagen angereichert — Versteinerungen, insbesondere *Dayia navicula*, zu denen noch Trilobiten und Brachiopoden treten. Zusammengeschwemmte Krinoiden-Lagen sind im höheren Teil häufig.

Offensichtlich liegt hier eine küstennahe Flachwasser-Ablagerung vor. Eine beckenrandferne Schwarzschiefer-Fazies wie in den Herscheider Schichten fehlt hier.

2.2.1.3 Die Grenze Silur/Devon und das Problem der kaledonischen Orogenese

Zwischen dem Ordoviz und dem Silur einerseits und dem Silur und dem Devon andererseits ist in anderen, gut aufgeschlossenen Gebieten der Erde die kaledonische Gebirgsbildung (Orogenese) in unterschiedlicher Intensität nachzuweisen. Nun liegen hier im Ebbe-Antiklinorium

auch vergleichbare Schichten vor, und es drängt sich die Frage auf, ob nicht die kaledonische Gebirgsbildung auch hier nachzuweisen wäre. Es fehlen aber die für die Beantwortung dieser Frage so wichtigen älteren, graptolithen-führenden silurischen Schichten, und so ist es keineswegs klar, ob diese Schichten einstmals überhaupt abgelagert worden sind, und wenn ja, ob sie nicht durch spätere, jungkaledonische Prozesse wieder entfernt worden sind, ob also diese Schichten primär fehlen. Daraus wäre nämlich zu schließen, ob hier die altkaledonische, also die zwischen Ordoviz und Silur gelegene Orogenese, vorhanden war, die das Gebiet der Ebbe zu einem Hoch- und Abtragungsgebiet umgestaltete, so daß silurische Schichten erst gar nicht abgesetzt werden konnten. Was sagen hierzu die Schichten an der Grenze vom Silur zum Devon im Ebbe-Gebirge?

Die silurischen Köbbinghäuser *Dayia*-Schichten schließen sich eng an die unterdevonischen Hüinghäuser Schichten und sind mit den eigentlichen, graptolithen-führenden silurischen Schichten nicht verwandt — das sah schon SHIRLEY (1962). Die Köbbinghäuser *Dayia*-Schichten treten in allen Teilsätteln des Ebbe-Antiklinoriums auf. Die besten Aufschlüsse sind noch immer die klassische Lokalität gegenüber dem alten Bahnhof von Hüinghausen sowie bei Köbbinghausen selbst. Die mit ihnen neuerdings verbundenen Ockrigen Kalke haben nun — ausweislich einer Conodonten-Fauna aus den gleichen Schichten des Remscheider Sattels (ZIEGLER 1962) — wiederum ein unterdevonisches (Gedinne-)Alter, im Ebbe-Antiklinorium wurde bisher eine nur wenig aussagekräftige Muschelfauna gefunden (TIMM 1981, WIESNER 1981). Seit langem ist aber zwischen beiden Schichten eine Lücke bekannt, wobei bisher offen blieb, ob es sich dabei um eine stratigraphische oder eine tektonische handelt — diese Lücke könne aber auch die jungkaledonische Orogenese dokumentieren. Im Ebbe-Antiklinorium war bisher nur bekannt, daß die „ockrigen Kalke und Mergel“ mit einer Störung an die „liegenden Köbbinghäuser *Dayia*-Schichten“ stießen (BEYER 1952: 12). In dieser Störung kann sich einerseits eine bedeutende, die kaledonische, aber auch eine unbedeutende, variszische Lücke verbergen. Da TIMM (1981: 171) zwischen der Fazies der (silurischen) Köbbinghäuser *Dayia*-Schichten und der der (Gedinne) Ockrigen Kalke keine prinzipiellen Gegensätze sieht und sie deshalb auch zu den Himmelert-Schichten zusammenzog, dürfte die Lücke wohl kaum eine größere, orogen bedingte Sedimentationsunterbrechung beinhalten.

Faziell anders liegen jedoch die Verhältnisse, vergleicht man die silurisch-unterdevonischen Himmelert-Schichten mit den ordovizischen Herscheider Schichten. Zwar vermutet Timm (1981), daß es auch hier keine wesentlichen Gegensätze in der geographischen Land/Wasser-Verteilung und damit in der Sedimentation zwischen den ordovizischen Herscheider Schichten und den silurisch-unterdevonischen Himmelert-Schichten gäbe, ja die Verhältnisse bis in das späte Mitteldevon hinein auch recht ähnlich blieben, doch sprechen einige Indizien für eine spezifische Differenzierung des silurisch-unterdevonischen Ablagerungsraumes, die dann im weiteren Unterdevon sich stärker veränderte. Hierzu lassen sich Hinweise aus Untersuchungen an unterdevonischen Geröllen der Nordhelle (Ebbe-Gebirge) ablesen: Man muß mit einem kristallin-führenden Abtragungsgebiet rechnen (GRABERT & STADLER 1981).

In diesen Konglomeraten wurden Metamorphite und Vulkanite sowie Spat- und Roteisenstein (FeCO_3 bzw. Fe_2O_3) nachgewiesen, die im Rheinischen Gebirge bisher unbekannt waren. Einerseits fordern die relativ harten Metamorphite und Quarze einen weiten Transport, vielleicht von der Mitteldeutschen Schwelle (BRINKMANN 1948) oder dem Brabanter Massiv her, andererseits können die beigemischten Hämatite (Fe_2O_3) sowie die als Weichgerölle transportierten Vulkanite keinen weiten Transport vertragen, müßten also aus der Umgebung stammen. Ein aufgefaltetes Kristallin mit einem hämatitischen Eisenerz und Vulkaniten deute auf eine kaledonische Gebirgsbildung. Dafür sprächen noch andere Beobachtungen:

— Im nördlichen Teilsattel des Ebbe-Antiklinoriums ist im Bereich der TK 25 Herscheid ein um etwa 20 von der variszischen Richtung abweichendes Achsenstreichen festzustellen. Die statistischen Maxima der Faltungsrichtungen sind relativ scharf ausgebildet. Dies entspräch-

che den Verhältnissen im Hohen Venn (RICHTER 1961). Dort zeigt das kaledonische Stockwerk ein Ostwest-Streichen, während das variszische eine SW-NE-Richtung aufweist. Als eindeutig und daher beweisend gilt diese Beobachtung jedoch auch wiederum nicht.

- Aufgearbeitete Gangquarze bilden in den Paseler bzw. in den ehemaligen Rimmert-Schichten Konglomerate mit zum Teil sehr schlecht gerundeten Komponenten. Ein weiter Transport dieser Gerölle wäre demnach ebenfalls auszuschließen. Möglicherweise kommt dafür als Liefergebiet der kaledonisch gefaltete Ebbe-Sattel in Frage. Doch zwingend ist dieser Schluß keineswegs. Die Gangquarze können auch im Zusammenhang mit dem starken unterdevonischen (sauren, quarzreichen) Keratophyr-Vulkanismus gesehen werden.
- Der unterdevonische Keratophyr-Vulkanismus könnte als subsequenter Magmatismus einer vorangegangenen, stärkeren, also kaledonischen Orogenese aufgefaßt werden.

Gegen eine besonders starke Faltung im Ebbe-Gebirge sprechen andererseits beachtenswerte Beobachtungen: Nirgends sind nämlich dort größere Winkeldiskordanzen oder sichere Anzeichen einer Transgression im entscheidenden Profilschnitt zwischen dem ordovizischen Oberen Tonschiefer-Horizont (Caradoc, vielleicht noch Ashgill) und den basalen Hüinghäuser Schichten aufgefunden worden. Allerdings muß berücksichtigt werden, daß sowohl in den Köbbinghäuser Schichten als auch in den Ockrigen Kalken Schwarzschiefer verbreitet sind; die Mehrzahl aller Transgressionen erfolgt nämlich als Schwarzschiefer (DEGENS et al. 1981: 10—11). Ein Transgressionskonglomerat, wie an der Basis der Gedinne-Abfolge im Hohen Venn, ist im Ebbe-Antiklinorium nicht vorhanden.

So hat es vielmehr den Eindruck, als hätten die im Norden ablaufenden gebirgsbildenden Kräfte der kaledonischen Orogenese im Ebbe-Gebirge zwar die Sedimentation durch gelegentliche Unterbrechungen und Fazies-Veränderungen beeinflußt, aber keine nennenswerte Verschiebung in der damaligen Land/Wasser-Verteilung veranlaßt. Das Ebbe-Gebirge war und blieb in einem küstennahen Ablagerungsraum.

2.2.2 Das Devon

Mit den Hüinghäuser Schichten der Gedinne-Stufe (Unteres Unterdevon) sind im Ebbe-Antiklinorium die tiefsten unterdevonischen Schichten des Rheinischen Gebirges aufgeschlossen. Auch diese sind, wie die ordovizischen, durch Flachwasser-Absätze geprägt, nur gewinnen zunehmend ständige Umlagerungsvorgänge längs der im Norden gelegenen Küste des kaledonisch entstandenen, nahe gelegenen Oldred-Kontinentes an Bedeutung, die ihre typische „rheinische“ Entwicklung (Kap. 2.1) dann im Unter- und Mitteldevon erreicht.

Für die kommende Devon-Zeit ist nun hier im zentralen Teil des rheinischen Gebirges ein breiter Deltafächer eines oder mehrerer größerer Flußsysteme nachzuweisen (JUX 1971). Diese geographische Situation hat relativ lange, bis in die höhere Givet-Stufe hinein bestanden. Dabei hat die Einschüttung terrigenen Materials über den Deltakörper die Absenkung des Schelfbodens wieder ausgeglichen. Auf der einen Seite wurde so eine enorme Mächtigkeit — mehrere hundert, vielleicht sogar tausend Meter — gleichförmiger, aber auch sich rasch ändernder toniger bis sandiger Sedimente aufgehäuft, während auf der anderen Seite die Ablagerung ständig im Flachwasser-Bereich erfolgte.

2.2.2.1 Die Gedinne-Stufe

An der Basis des rheinischen Unterdevon steht die Gedinne-Stufe. Im Ebbe-Antiklinorium und im Remscheider Sattel beginnt sie mit den **Hüinghäuser Schichten**. Nachdem ihnen im Ebbe-Antiklinorium die tieferen Lagen, die Ockrigen Kalke, abgetrennt und mit den obersilurischen Köbbinghäuser Schichten zu den Himmelmert-Schichten zusammengeschlossen worden sind (TIMM 1981), bestehen die eigentlichen Hüinghäuser Schichten jetzt nur noch aus Ton- und Schluffsteinen; kalkige Einlagerungen fehlen. Diese führen eine reiche Fauna aus Brachiopo-

den, Muscheln, Orthoceraten und Ostracoden (DAHMER 1951; STOLTIDIS 1971) sowie auch Trilobiten (ALBERTI 1962; TIMM 1978, 1981).

Unmittelbar über den Ockrigen Kalken der Himmelert-Schichten folgen Tonsteine und Kieselgallen, in denen häufig der Trilobit *Acastella elsana* (R. & E. RICHTER) vorkommt. Ungefähr 15 m über den Lagen mit diesem Trilobit tritt eine weitere Art, *Acastella tiro* (R. & E. RICHTER), auf, welche die jüngeren, die Flaserschiefer der Hüinghäuser Schichten charakterisiert.

Die Flaserschiefer sind relativ sandig und kündigen die nachfolgenden Sandschüttungen der Bredeneck-Schichten an.

Die **Bredeneck-Schichten** sind eine neuere Bezeichnung für den Ebbe-Sandstein; sie lassen sich in eine untere und in eine obere Abteilung gliedern (siehe ZIEGLER 1970: 36 in den Erläuterungen zur GK 25 Plettenberg). Häufig tritt *Digonus roemeri* (DE KONINCK) auf, ein unterdevonischer Trilobit, doch ist ein *Digonus*-Pygidium auch schon in den Hüinghäuser Schichten (Zone der *Acastella elsana*) gefunden worden.

Die Bredeneck-Schichten verwittern meist „rostig“. Nur vereinzelt treten im oberen Teil noch Tonsteine auf, die dann gelegentlich eine „Brackwasser“-Fauna aus *Modiolopsis ekpempusa* FUCHS (vgl. SEMERAK 1981: Abb. 4) und *Pannaequina* führen. Damit nehmen die Bredeneck-Schichten eine Übergangstellung in der faziellen Entwicklung ein insofern, als sich in ihnen der Wechsel aus der marinen (*Digonus*) zur brackischen (*Modiolopsis*) Fazies vollzieht. Zusammen mit den Rotschiefer-Einschaltungen nimmt sie die ähnliche Fazies der in die untere Ems-Stufe zu stellenden Sieseler Schichten (ähnlich: Bensberger Schichten, Rimmert-Schichten partim) vorweg, für die die Muschel *Modiolopsis ekpempusa* typisch ist (HILDEN 1978). Die bemerkenswerteste Einlagerung in den Bredeneck-Schichten ist jedoch der subaquatisch abgelagerte saure Vulkanit, der meist als ein keratophyrischer Tuff abgesetzte sogenannte K₁-Keratophyr; er wird seitlich durch ein vulkanische Asche führendes Quarzkonglomerat vertreten. Die nachfolgenden **Bunten Ebbe-Schichten** entwickeln sich aus den Bredeneck-Schichten durch die Aufnahme roter Ton- und Schluffsteine. Grüne, gelegentlich auch graue und gelbbraune Tonsteine nehmen weitere Teile dieser Schichtenfolge ein. Mit dem Auftreten rotgefärbter Sedimente geht aber auch die Fossilführung zurück, und dies zeigt damit deutlich den von nun an beherrschenden Einfluß des nordwärts gelegenen Oldred-Kontinentes an. Die Bunten Ebbe-Schichten können als fast fossilleer gelten, und nur einige Pteraspiden-Reste [*Belgicaspis crouchi* (LANKASTER)] weisen auf brackisch-fluviatile Ablagerungsbedingungen hin. Durch diesen Fischrest ist aber auch das höhere, Ober-Gedinne-Alter nachgewiesen. Die bunten Ebbe-Schichten sind auch im Remscheider Satten (W. SCHMIDT 1954), bekannt, haben aber im Ebbe-Antiklinorium bei Plettenberg (ZIEGLER 1970) ihre wichtigsten Aufschlüsse.

2.2.2.2 Die Siegen-Stufe

Mit den Bunten Ebbe-Schichten setzt eine verstärkte Sandschüttung ein, die zu den Paseler Schichten der Siegen-Stufe überleitet. Paläontologisch ist diese Zuweisung nicht vollkommen gesichert, auch im Süden des Oberbergischen Landes, wo die äquivalenten Serien als Wahnbach-Schichten auftreten, ist die stratigraphische Gliederung (noch) nicht eindeutig genug. Während im Ebbe-Gebirge überhaupt oder fast gar keine Versteinerungen in den Paseler Schichten gefunden worden sind, sind die Wahnbach-Schichten wenigstens reich an Pflanzen (SCHWEIZER 1980), so daß die Hoffnung besteht, mit den in ihnen in Mengen enthaltenen Pflanzen-Sporen eine Gliederung durchführen zu können; erfolgversprechende Anfänge sind gemacht. Marine Versteigerungen, die eine weitergehende Parallelisierung erlauben würden, sind aber äußerst rar; das ergibt sich erst sehr weit im Süden, im klassischen Land der Siegerner Schichten, im Siegerland selbst, jedoch außerhalb des eigentlichen Oberbergischen Landes. Die Paseler Schichten des Ebbe-Antiklinoiriums sind Teil der früher als Rimmert-Schichten bezeichneten Folge (Vgl. ZIEGLER & HILDEN & LEUTERITZ 1968). Abgrenzung und Gliederung

der „Rimmert-Schichten“ war nämlich seit langem unbefriedigend, da zwar die Obergrenze mit der Überlagerung durch den Hauptkeratophyr stratigraphisch einigermaßen festgelegte, die Untergrenze hingegen niemals genau definiert war. Dadurch konnte es zu der längere Zeit vertretenen Auffassung einer „Rimmert-Transgression“ kommen (SCHRIEL 1936). Bei der Revisionskartierung im Bereich der Attendorner Mulde (ZIEGLER & HILDEN & LEUTERITZ 1968; ZIEGLER 1978) und des Ebbe-Antiklinoriums (DEGENS et al. 1981) stellte es sich jedoch heraus, daß eine deutliche Schichtlücke mit nachfolgender Transgression nicht vorhanden sei und andererseits dieser ehemalige Rimmert-Komplex auch gegliedert werden kann. Über den als Bunte Ebbe-Schichten bezeichneten rotschieferreichen Schichten der oberen Gedinne-Stufe ist dieser Rimmert-Komplex nun in eine untere Abteilung, die Paseler Schichten, und in eine obere, die Sieseler Schichten, zu gliedern. Wenn auch bisher beweiskräftige Fossilien nur in geringem Maße gefunden worden sind, so läßt sich, zusammen mit der in dieser Folge erkennbaren Konkordanz, feststellen, daß in den „Rimmert-Schichten“ Anteile an Siegen- und Ems-Ablagerungen stecken und keine Schichtlücke oder gar Transgression vorhanden ist. Dadurch wurde aber auch eine Neubenennung der Rimmert-Schichten notwendig.

Die **Paseler Schichten** liegen nach einem relativ raschen Sedimentationswechsel, jedoch ohne Sedimentations-Unterbrechung, auf den roten Ablagerungen der Bunten Ebbe-Schichten. Sie setzen sich aus einigen hundert Metern mächtiger graubrauner, klastischer Gesteine zusammen, wobei eine Vorherrschaft bestimmter Korngrößen nicht zu erkennen ist. Schluff- und Sandsteine fallen auf, doch ist der überwiegende Teil der Paseler Schichten als Tonstein entwickelt; grüngraue, gelegentlich auch lederbraun verwitternde Tonsteine sind häufig. Konglomeratische Einschaltungen sind hingegen selten, rote und grüne Tonsteine, wie in den Bunten Ebbe-Schichten oder in den nachfolgenden Sieseler Schichten, fehlen ganz. Die Paseler Schichten stellen sich somit als eine stark sandige Fazies zwischen zwei Rotschiefer-führenden Ablagerungen dar. Da eine solche Ausbildung anscheinend die Siegener Schichten (Siegen-Stufe) des Rheinischen Gebirges kennzeichnen, werden auch die Paseler Schichten in diese Stufe gestellt; ein paläontologischer Beweis steht noch aus. Im Bergischen Land werden die Paseler Schichten ungefähr durch die Wahnbach-Schichten vertreten.

Die **Wahnbach-Schichten** wurden von STEINMANN & ELBERSKIRCH (1929) erstmals beschrieben und ihre reiche Fauna und besonders ihre Flora vorgestellt. Sie sind gekennzeichnet durch einen raschen horizontalen wie auch vertikalen Wechsel von fein- bis mittelkörnigen, vielfach schräggeschichteten Sandsteinbänken und -linsen mit dunkelgrauen, olivbraun verwitternden Tonsteinen (Abb. 9). Flaserschichtung, die im Siegerland für die Rauhfäser der mittleren Siegener Schichten charakteristisch sind, fehlen meist in den Wahnbach-Schichten. Entsprächen die Flaserschiefer im Aueler Sattel bei Eitorf den mittleren Siegener Schichten, was E. SCHRÖDER (1969) vermutet, dann ergeben sich für die Wahnbach-Schichten eine Mächtigkeit von mehr als 3 000 m; darin sind noch nicht einmal die bis 100 m mächtigen Odenspieler Schichten einbezogen (GRIGO 1989).

Lithologische Kriterien sind aber noch niemals gute Beweise für stratigraphische Zuordnungen. So ist keineswegs geklärt, ob die Flaserschiefer im Aueler Sattel wirklich ein Mittelsiegen-Alter besitzen, und damit erhebt sich erneut die Frage, ob die Wahnbach-Schichten nicht auch noch tiefere Siegener Schichten vertreten und nicht nur auf das Obersiegen beschränkt sind. Man erhofft sich daher von den in ihnen enthaltenen Pflanzenresten, insbesondere von den vielen Sporen, eine deutliche Altersaussage.

Die Wahnbach-Schichten enthalten, besonders in ihrem westlichen Verbreitungsgebiet, sehr viele Reste oft gut erhaltener Pflanzen, z. B. *Zosterophyllum* (SCHWEITZER 1979) im Steinbruch nördlich von Algert im Jabachtal (TK 25 Lohmar R 88 980, H 34 930) und *Sciadophyton* STEINMANN am Schloß Herrenstein im Waldbröltal (CLAUSEN et al. 1965). Im östlichen Verbreitungsgebiet hingegen, im Oberbergischen Land nördlich der Sieg, ist eine brackische Fauna mit Modiolopsiden, *Rhenorenselaeria crassicoستا* (KOCH) und *Rh. demerathia* SIMPSON



Abb. 9: Sediment-Strukturen (Schrägschichtungen) in den Wahnbach-Schichten (obere Siegen-Stufe, Unterdevon) im Westert-Tal südlich von Waldbröl, TK 25 Waldbröl 5111, R 01 700, H 32 970.

häufiger, und Pflanzen treten zurück. Nur einmal, im Steinbruch an der Unkelmühle im Siegtal, ist ein auf marine Verhältnisse hindeutender Spiriferid (*Acrospirifer primaevus*) nachgewiesen worden (DAHMER 1952), ein Rest im Steinbruch südlich von Dellingen bei Morsbach. Damit nähert man sich aber schon im Osten dem marinen Faziesraum der Herdorfer Schichten.

Rhenorenselaeria crassicoستا (KOCH) ist rund 100 m unter der gesteinsmäßig zu fixierenden Grenze zwischen den rotschieferfreien Wahnbach- bzw. Odenspieler Schichten (der Oberen Siegen-Stufe) und den rotschieferführenden Külbacher bzw. Bensberger Schichten (der Unteren Ems-Stufe) nachgewiesen worden. Damit ist jedoch noch nicht die Grenze zwischen der Siegen- und der Ems-Stufe paläontologisch festgelegt, da Flora und besonders Fauna im delta-geprägten Ablagerungsraum begreiflicherweise stark auf Umwelteinflüsse (marine, brackische oder gar fluviatile Einschläge) reagieren.

Die **Odenspieler Schichten** sind der obere Teil der Wahnbach-Schichten; sie sind nicht immer entwickelt und stellen nur eine Sandstein-Abfolge an der Grenze zu den überlagernden Unterems-Schichten dar. Gelegentlich wurden sie auch als Liegendarkose bezeichnet und dann schon zu den unteremsischen Bensberger Schichten gestellt. Das genaue Alter wird erst durch sporologische Untersuchungen zu klären sein (VOLKMER 1984, 1985, 1988).

Es handelt sich bei den Odenspieler Schichten um meist dickbankige, selten plattige, dunkelgraue und vielfach kreuzgeschichtete Fein- bis Mittelsandsteine. Die eingeschalteten Ton- und Schluffsteine sind feinstreifig, dunkelgrau und von dünnen Sandstein-Bänken unterbrochen. Bunte Tonsteine, wie sie in den überlagernden Ems-Schichten charakteristisch sind, fehlen.

Die Fauna der Odenspieler Schichten ist spärlich und meist nur als Bruchstücke von Pteraspiden erhalten. Eine reiche Fundstelle ist aber — je nach der Abbausituation — im Steinbruch JÄGER bei Odenspiel (TK 25 Reichshof, ex Eckenhagen, R 10 640, H 45 600), übrigens der Typlokalität für die Odenspieler Schichten, aufgeschlossen. Von sog. kieferlosen (agnaten) Fischen sind bisher nachgewiesen worden: *Rhinopteraspis dunensis* (F. ROEMER), *Pteraspis rostrata* (AGASSIZ), *Drepanaspis gemundenensis* SCHLÜTER, *Hemicyclaspis purchisoni* (EGERTON) und *Cephalaspis* sp. An moderneren Fischtypen treten *Tiaraspis* sp., *Coccosteus cuspidatus* MILLER und *Porolepis* sp. auf; außerdem ist *Jaekelopterus* („*Pterygotus*“) *rhenaniae* JAEKEL, ein Eurypterid, gefunden worden.

Ziemlich unvermittelt setzen dann im Oberbergischen Land erneut Rotschiefer-führende Sedimente ein, mit denen das Unter-Ems beginnt. Die im Sauerland und dem Ebbe-Gebirge als Siegeler Schichten und im Bergischen Land als Bensberger bzw. Külbacher Schichten bezeichne-

te Gesteinsfolge wird wegen ihrer Überlagerung durch den Hauptkeratophyr weitgehend in die untere Ems-Stufe gestellt.

2.2.2.3 Die Ems-Stufe

Die Sieseler Schichten der unteren Ems-Stufe enthalten eine wechselhaft bunte Gesteinsfolge aus dunkelgrauen, gelegentlich sogar schwarzen, dann wiederum auch roten, grünen und grauen Tonsteinen, denen mittelkörnige, arkoseartige (also schlecht aufbereitete), lokal sogar konglomeratische Sandsteine eingeschaltet sind. Quarzite sind relativ häufig, auf sie gehen die „Rimmert-Quarzite“ des älteren Schrifttums zurück. Die gröberklastischen Einlagerungen sind niemals rotgefärbt. Im Streichen der Schichten tritt ein lebhafter Gesteinswechsel auf: Schichten keilen rasch aus und setzen ebenso rasch wieder ein.

Die auffälligsten Gesteine in den Sieseler Schichten sind — im Sauerland — die Keratophyr-Vulkanite, die jedoch in der Bergischen Fazies-Provinz der Bensberger bzw. Külbacher Schichten nicht auftreten bzw. durch keratophyrhaltige Konglomerate vertreten werden. In der Sandstein-Zone der Külbacher Schichten war ein derartiges Konglomerat bei Ufersmühle (heute in den Stauraum der Wiehl-Talsperre einbezogen) aufgeschlossen (GRABERT & HILDEN 1972: 44). Diese Vulkanite bzw. Konglomerate entsprechen dem k_3 -Vulkanismus des Sauerlandes.

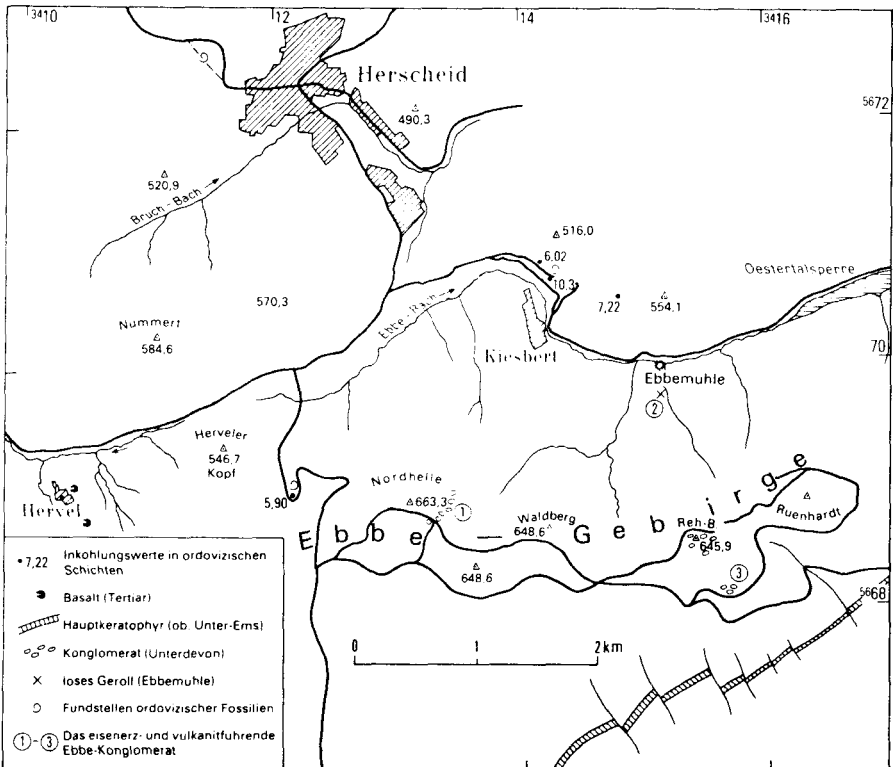


Abb. 10: Die Lage der Eisenerz führenden Konglomerate in den Sieseler Schichten (untere Ems-Stufe, Unterdevon) des Ebbe-Antiklinorium (aus GRABERT & STADLER 1981).

Sehr verbreitet sind solche Konglomerate im Ebbe-Gebirge; sie gruppieren sich dort um die Nordhelle (NN + 663,3) und den Rehberg (NN + 646,9) (Abb. 10). Sie sind stets keratophyrtalig, gelegentlich sehr grobkörnig, wenn auch meist gut gradiert, und anschließend nur sehr lokal ausgebildet. Sie zeigen gelegentlich eine ungewöhnliche, fast exotische Geröllführung.

Das Nordhelle-Konglomerat wurde bei Kabelverlegungen zwischen den beiden Fernsehmasten Nordhelle und Rehberg aufgeschürft. Es ist heute noch, wenn auch nicht mehr in so schöner Ausbildung, im Entwässerungsgraben des nach Norden herunterziehenden Weges östlich der Nordhelle anstehend.

Die konglomeratischen Schichten enthalten kanten- bis gutgerundete, jedoch meist schlecht sortierte Quarz- und Quarzit-Gerölle, doch führen sie an der Nordhelle zusätzlich noch eine exotische Fracht: hell- bis dunkelrote Eisenkiesel, Hämatit-Gerölle sowie Vulkanite basischer bis saurer Herkunft. Im Vorkommen südlich des Rehberges fehlen zwar die Eisenkiesel- und die Hämatit-Gerölle, doch sind dafür ganze Lagen aus keratophyrischen Tuffiten eingeschaltet. In den Aufschlüssen unmittelbar an der Nordhelle führen die Konglomerate neben der auffälligen Konzentration hell- bis dunkelroter Eisenkieselgerölle durch hohe Chlorit-Anteile intensiv grün gefärbte Gesteinsarten, die dem Konglomerat eine lebhaft bunte Farbe verleihen.

Wie dann die mikroskopischen Untersuchungen zeigten, sind aber nicht nur Eisenkiesel-Varietäten vorhanden, sondern auch Hämatite (Fe_2O_3), die als relativ große Gerölle vorliegen und das Gestein zusätzlich rot färben. Dabei gibt es alle Übergänge zwischen reinen Hämatit-Geröllen bis hin zu hellrötlichen Eisenkiesel-Lagen und Hornsteinen, die Hämatit in feinverteilter Form enthalten. Hämatit und Eisenkiesel entstammen genetisch einer Bildungsreihe; sie sind das Produkt einer vulkano-sedimentären Eisenerz-Lagerstättenbildung vom sog. Lahn-Dill-Typ. In der klassischen Region des Lahn-Dill-Gebietes tritt diese Vererzung zwar erst im Mitteldevon auf, doch ist dieser Lagerstättentyp keineswegs nur auf diesen Formationsabschnitt beschränkt, sondern kann überall dort auftreten, wo ähnliche Sedimentationsverhältnisse geherrscht haben, also auch im älteren Paläozoikum (oder gar im Präkambrium) (FANDRICH 1964, RÖSLER 1964).

Das Nordhellen-Konglomerat ist stark verfestigt und wird von feinen, mit Quarz-~~Eisenspat~~ (FeCO_3), häufig auch mit schuppigem Chlorit ausgefüllten Haarrissen und Klüften durchsetzt, die sogar die Quarz-, Quarzit- und Hämatitgerölle durchschlagen. Infolge der starken tektonischen Beanspruchung weisen die beigemengten Hämatite stets eine intensive Druck-Zwillingslamellierung auf. Als weitere Besonderheit treten detritische Martitkörner auf; Martit ist — meist durch thermische Einwirkung — zu Hämatit umgewandelter Magnetit (Fe_3O_4). Diese ehemaligen Magnetite zeigen unter dem Mikroskop stets ein Gitterwerk aus Martit, wobei die Zwischenräume oft ausgelaugt und die entstandenen Hohlräume durch Quarz ausgefüllt sind. Häufig weisen die Erzkörner ungewöhnlich breite Martit-Lamellen auf, die als Folge einer starken Hitzeeinwirkung gedeutet werden, wie sie etwa an der Oberfläche von Lavaströmen oder in Auswurfmen gen anzutreffen sind, wo diese Magnetite einer nachträglichen Erhitzung in oxidierender Atmosphäre ausgesetzt waren.

Von weiteren Komponenten sind wegen ihrer Besonderheit und Bedeutung noch Turmalinfels-Gerölle zu erwähnen, die von einem metamorphen Kristallin herzuleiten sind. Sie bestehen aus idiomorphem Turmalin und Quarz und gleichen in Art und Struktur vollkommen denen, die aus Konglomeraten des Ober-Gedinne des Assmannshäuser Sattels (Taunus) und auch aus den Ardennen nachgewiesen worden sind. Die Turmalinfelse werden dort, im Taunus, von der Mitteldeutschen Schwelle hergeleitet (MEISL & EHRENBURG 1968). Ob die der Nordhelle auch von dort stammen, ist zu diskutieren; theoretisch können sie von jedem nahegelegenen Kristallin-Hoch stammen, so zum Beispiel auch vom Brabanter Massiv.

Turmalinfelse als Gerölle sind in den Konglomeraten des Rehberges ebenfalls nachgewiesen worden, außerdem ist hier ein stark siderithaltiges (Eisenspat) Konglomerat, das als loses

Stück am Fuße des Rehbergs gefunden wurde (2 in Abb. 10), bemerkenswert; es besteht aus unterschiedlich starken hämatisierten, gut gerundeten Siderit-Geröllen.

Die starke Konzentration der eisenoxid- und eisenkarbonathaltigen Gerölle der Nordhelle und des Rehberges, das Vorkommen wiederum erzfreier, jedoch stratigraphisch gleichalter Schichten in der Nachbarschaft, weist auf ein engbegrenztes, nicht weit entferntes Liefergebiet der klastischen, für einen weiten Transport aber zu empfindlichen Eisenerz-Bestandteil hin. Nun haben magnetische Messungen zur Abgrenzung des Siegerländer Spateisenstein-Revieres im Süden des Ebbe-Gebirges eine breite magnetische Anomalie (= magnetischer Störkörper) festgestellt, welche das normale magnetische Bild des rechtsrheinischen Gebirges stört (BOSUM et al. 1971). Da die Konglomerate neben Hämatit auch umgelagerte, zersetzte Magnetite, also magnetische Eisenverbindungen, enthalten, kann dieser in den paläozoischen Schichten in größerer Tiefe festgestellte magnetische Störkörper als Hinweis auf ein mögliches nähergelegenes Liefergebiet angesehen werden. Ob hier jedoch ein präkambri-sches Hoch oder ein altkaledonisch aufgefaltetes Altpaläozoikum vorliegt, bleibt offen — beide Annahmen können zutreffen.

Mit den Sieseler Schichten des westlichen Sauerlandes werden zeitlich die Bensberger Schichten des Bergischen Landes gleichgesetzt. Die von GRABERT & HILDEN (1969) im Oberbergischen Land aufgestellten Külbacher Schichten haben sich ebenfalls als gleichalt herausgestellt; sie bilden den Übergang von der westlichen (Bensberger Schichten) zur östlichen bzw. nördlichen (Sieseler Schichten) Entwicklung. Der Name „Külbacher Schichten“ könnte demnach entfallen.

Der Ems-Stufe des Bergischen wie des Sauerlandes sind die eingeschalteten Rotschiefer charakteristisch; mit diesen läßt sich sogar ein Vergleich mit den linksrheinischen Klerfer Schichten der Eifel wagen. Rotschiefer sind jedoch kein ausschließliches Kennzeichen für die untere Ems-Stufe, auch die Gedinne-Stufe führt, wie gesehen, solche in den Bunten Ebbe-Schichten. Und ähnliche Einschaltungen, wenn auch dann meist etwas karbonatisch, treten auch in der nachfolgenden Eifel-Stufe auf, z. B. in den Brandenburg-Schichten. Andererseits gibt es auch rotschieferfreie Schichten in der unteren Ems-Stufe. Generell kann daher nur gesagt werden, daß die Rotschiefer-Führung nach Norden, also in Annäherung an den sedimentliefernden Oldred-Kontinent, zunimmt, wie sich diese entsprechend nach Süden, also in Richtung auf das offene Meer hin, verliert und dann auch die Fossilführung zunimmt.

Im unteren Teil der rotgefärbten Schichtenfolge herrschen Ton- und Schluffsteine vor. Im oberen Teil nimmt dann das gröberklastische Korn zu und es verliert sich die Rotfärbung; ähnliches ist auch in den linksrheinischen Klerfer Schichten zu beobachten.

Die Bensberger Schichten lassen sich durch kompakte Sandstein-Bankfolgen in die durch einen 40–50 m mächtigen „Mittleren Sandstein“ getrennten unteren Rotschiefer von 110 m Mächtigkeit von dem oberen Rotschiefer (50 bis 100 m) gliedern (LEHMANN & PIETZNER 1979). Überlagert werden diese Schichten durch eine Sandstein-Folge, die Hangendarkose (JUX 1964), die ebenfalls den Bensberger Schichten zugerechnet wird und damit noch zur unteren Ems-Stufe zählt. Bisher waren alle unterdevonischen Schichten weitgehend frei von kaligen Absätzen [auf das Kalkstein-Geröll im Konglomerat von Ufersmühle (Külbacher Schichten) sei jedoch hingewiesen] (GRABERT & HILDEN 1972: Abb. 10). Das ändert sich jetzt relativ rasch, und diese Änderung wird begleitet von der beträchtlichen Aktivität des Hauptkeratophyr-Vulkanismus. Damit deutet sich ein Umbau des Ablagerungsraumes an insofern, als nun wieder ein stärkerer mariner Einfluß bemerkenswert wird: Das Deltagebiet zieht sich nach Norden zurück.

Der **Hauptkeratophyr** ist der bedeutendste Vulkanit des rechtsrheinischen Devon (hierzu auch BÖGER 1978, 1981; EISERHARDT & HEYKENDORF & THOMBANSEN 1981; FONSECA & FRIEDRICH 1986). Sein Ausbruchszentrum liegt im südlichen Sauerland, wo Mächtigkeit

ten dieses Vulkanites von über 250 m gemessen wurden (RIPPEL 1953: 420) (Abb. 11); er geht seitlich in Tuffe und Tuffite über und hat im Bergischen Land bei Overath mit einem lokalen Maximum seine westliche Verbreitung erreicht (SCHERP 1983). Das Verbreitungsgebiet umfaßt insgesamt mehr als 2 000 km². Quarz- und Felsitkeratophyre, Kristall- und Aschentuffe vertreten sich seitlich, kommen aber auch übereinander vor. Von einer zusammenhängenden vulkanischen Decke als Ausdruck einer einzigen Förderung kann aber nicht gesprochen werden. Der Vulkanit ist überwiegend untermeerisch abgesetzt worden und nur gelegentlich subaerisch (SCHERP 1983).

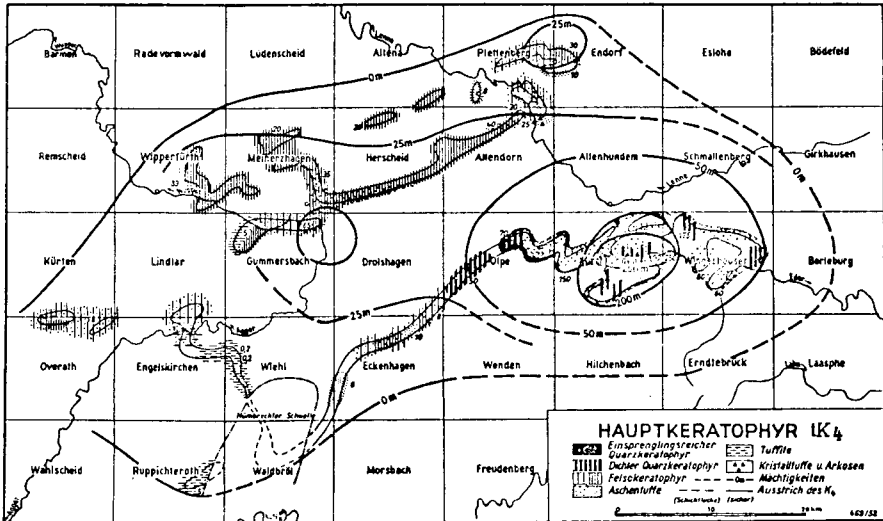


Abb. 11: Die Verbreitung und Mächtigkeit des Hauptkeratophyrs (k 4 = vierter keratophyrischer Vulkanit-Horizont) im rechtsrheinischen Gebirge (aus RIPPEL 1953).

Die Vorstellungen eines in einem Flachwassergebiet geförderten Vulkanismus ging nämlich bisher davon aus, daß dieser küstennahe Ablagerungsraum stets von Wasser bedeckt und niemals trockengefallen sei. In jüngerer Zeit mehren sich aber Untersuchungsergebnisse, die ein vorübergehendes, meist lokales Trockenfallen nicht mehr ausschließen: „Man kann nicht umhin, lagunäre wattartige Ablagerungsgebiete — sicherlich in der Nähe von Flußmündungen und Ästuare — anzunehmen“ (JUX 1971: 147). Auch im Ebbe-Sattel sind von NELKE & PÄTZOLD (1981) im Hauptkeratophyr Lagen mit konzentrisch-schaligen Lapilli gefunden worden, die nur beim Auswurf gebildet und dann subaerisch abgelagert worden sind. Schließlich weist auch die damalige Pflanzenwelt darauf hin, daß für längere Zeit ein Trockenfallen angenommen werden muß: Der Erstbesiedler *Sciadophyton*, der seine Wurzeln in Trockenrisse abgesenkt hatte, spricht eine deutliche Sprache für diese Vorstellung (REMY et al. 1980). Der Nachweis eines fossilen Trockenfallens ist aber in der Regel schwer zu führen und anhand der überlieferten Gesteine kaum festzustellen. WUNDERLICH (in: REINECK et al. 1970: 61 ff) weist darauf hin, daß eindeutig beweisende Erscheinungen in einem wattähnlichen Auftauchbereich kaum erhaltungsfähig sind.

Erst der Nachweis „felsitisch dichter Quarzkeratophyrtuffe mit pisolithischer Textur, die als Schmelztuffe mit sphärolithischer Ausbildung gedeutet“ werden können (SCHERP 1983: 47)

lassen jetzt, zumindest für den westlichen Teil des rechtsrheinischen Gebirges, für das Bergische Land, Trockenfallen zu.

Entsprechend der paläogeographischen Verteilung in der küstennahen Schelfregion kann im Bergischen Land nämlich am ehesten noch mit Schmelztuffen gerechnet werden; im Sauerland, wo eine Verbindung zur meeresoffenen herzynischen Fazies und damit auch zu größerer Wasserbedeckung vorhanden gewesen sein mag, wird man weniger mit subaerischen Vulkan-Ablagerungen rechnen können.

Das schließt jedoch nicht aus, daß auch dort bei der weit größeren Mächtigkeit des Hauptkeratophyres — z. T. über 100 m — die Vulkanite möglicherweise lokal über den Meeresspiegel herausgeragt haben.

Mit Hilfe des Hauptkeratophyres ist eine zeitorientierte Gliederung der unterdevonischen Schichten des rechtsrheinischen Gebirges möglich (ZYGOJANNIS 1971; HAAS & TIEDE 1970; BÖGER 1978, 1981); er trennt die rotschieferführenden Schichten der Bensberger bzw. Sieseler Schichten von den fossilreichen, karbonatischen Remscheider Schichten, und er markiert, jedenfalls für die lithostratigraphische Gliederung, auch die Grenze zwischen der unteren und der oberen Ems-Stufe. Daß diese Grenze nicht ganz mit dem Hauptkeratophyr zusammenfällt, zeigen Oberems-Fossilien, die noch wenige Meter unter ihm gefunden worden sind (ZYGOJANNIS 1971). Der dies anzeigende Aufschluß liegt im Eisenbahn-Einschnitt gegenüber vom Haus Ley bei Ränderoth (TK 25 Engelskirchen, R 012 50, H 50 490) (vgl. JUX 1983: 45; auch ZYGOJANNIS 1971 und Abb. 12).

Die **Remscheider Schichten** bestehen vorwiegend aus dunkelgrauen bis graubraunen, vielfach etwas sandigen und karbonathaltigen Tonsteinen; Toneisenstein-Einschaltungen sind meist lagenförmig eingebettet. Auch hier sind noch einige Rotschiefer-Packen vorhanden, die nach Süden und Osten ab-, nach Norden jedoch zunehmen. Eine weitere Tendenz ist auffällig: Im Bereich des Remscheider Sattels, also weit im Norden, sind die Remscheider Schichten über 3 200 m mächtig, in der Ruppichterother Mulde hingegen nur noch gut 10 m. Diese letzteren reichen aber aus, um die bisher vielfach angenommene Schichtlücke zwischen dem Unter- und dem Mitteldevon („Hobräcker Transgression“ im Bereich einer Nümbrechter Schwelle: LORENZ 1941) zu widerlegen.

Die eigentlichen Grenzschichten an der Wende vom Unter- zum Mitteldevon sind im Sauerland die *Cultrijugatus*-Schichten und im Bergischen Land die **Hohenhöfer Schichten**. Letztere werden im westlichen Verbreitungsgebiet, dem Bergischen Land, in den unterdevonischen Anteil der Heisdorfer Gruppe und den mitteldevonischen Anteil der Laucher Gruppe unterteilt (LORENZ 1941), während dies im Sauerland nicht so deutlich ist (CARLS et al. 1972: 134). Eine gewisse Bedeutung hat die Beobachtung, daß *Paraspirifer cultrijugatus* (F. ROEMER) im unterdevonischen Anteil des Oberbergischen Landes nicht auftritt, hingegen reichlich im mitteldevonischen (SOLLE 1971).

Für das Oberbergische Land gibt es nur sehr wenige Aufschlüsse, welche diese Grenzschichten aufschließen, da die entsprechenden Schichten, wie schon gesagt, eine sehr geringe (10 m bei Ruppichteroth!) Mächtigkeit aufweisen. Außerdem können die Remscheider und die Hohenhöfer Schichten wegen ihres geringen Gesteinsgegensatzes nur selten gegeneinander abgegrenzt werden. Nur beim Einschalten von fossilführenden Kalksteinen (Heisdorfer bzw. Laucher Kalk) ist eine Trennung möglich. Zum Glück ist der entsprechende Heisdorfer Kalk — wenn vorhanden — durch seinen Eisengehalt, der dem Gestein eine rötliche Farbe verleiht, ausgezeichnet. Dieser konnte, weil er — des Eisens wegen — bevorzugt abgebaut worden ist, in der Ruppichterother Mulde zur Gliederung herangezogen werden. An dem schon klassischen Aufschluß am Sportplatz Schönenberg (TK 25 Ruppichteroth, R 01 520, H 35 100) ist der Heisdorfer Kalk 1,2 m mächtig (ZYGOJANNIS 1971: 56). Er kann aber anderenorts im Oberbergischen Land bis auf 6 m anschwellen. Auch im Bahneinschnitt gegenüber Haus Ley bei Rün-

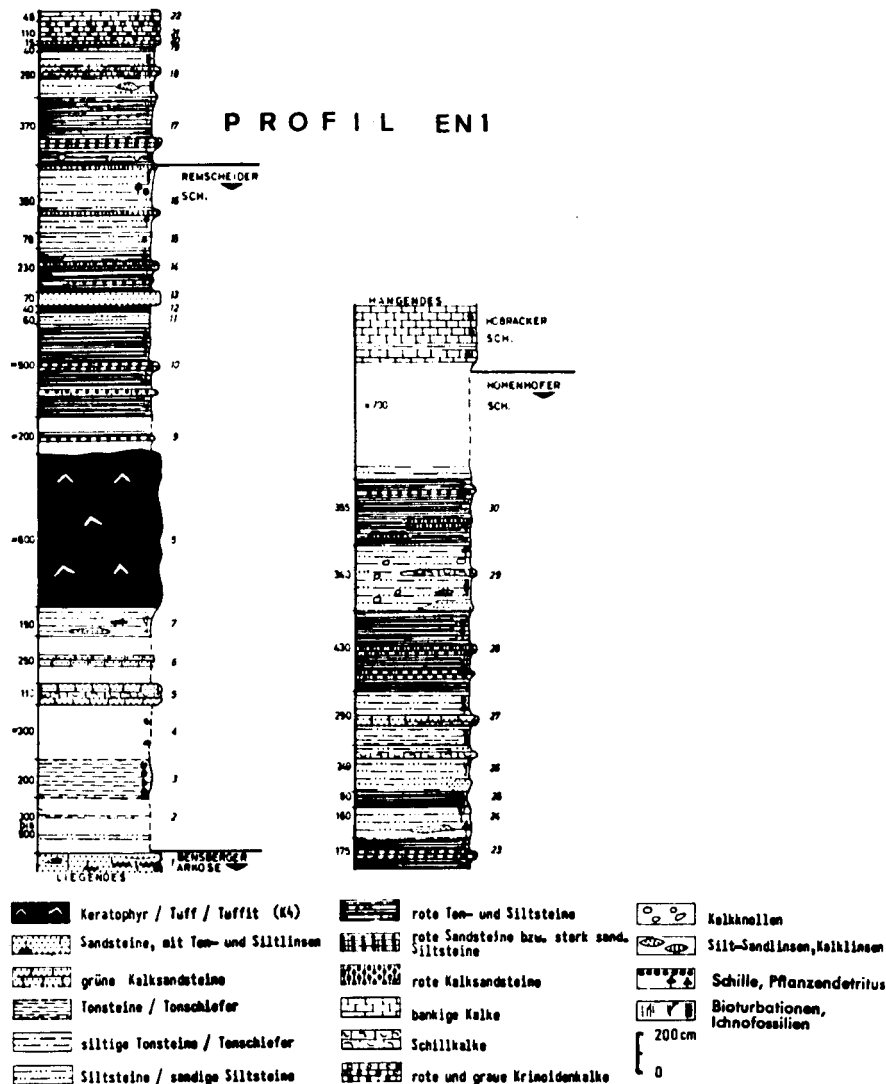


Abb. 12: Das Richtprofil EN 1 für die Remscheider Schichten und für den Hauptkeratophyr (Ems-Stufe, Unterdevon) im Bahneinschnitt gegenüber Haus Ley bei Runderoth, TK 25 Engelskirchen 5010, R 01 250, H 50 490 (aus ZYGOJANNIS 1971).

deroth (TK 25 Engelskirchen, R 01 250, H 50 490) wird eine geringmächtige Ton- und Schluffstein-Folge von 6,75 m durch einen 1,10 m mächtigen roten (eisenschüssigen), spätischen Kalkstein mit Krinoiden und wenigen anderen Versteinerungen abgeschlossen.

2.2.2.4 Das Mitteldevon

Das Mitteldevon gliedert sich in eine untere Abteilung, die Eifel-Stufe, und in eine obere, die Givet-Stufe. Es ist ausgezeichnet durch kalksteinhaltige, sehr karbonatreiche, sandig-tonige Sedimente mit eingeschalteten größeren Kalk- und Sandstein-Lagen. Das Mitteldevon ist, besonders in seinen Tonsteinen, örtlich oft sehr fossilreich.

Die Sedimente des Mitteldevons sind in einer küstennahen Lage abgesetzt worden, und man hat sie, bevor ihre Gliederung gelang, als „Lenneschiefer“ zusammengefaßt (SPRIESTERS-BACH 1942). Die — gesteinsbedingte — Gliederung gelang erst durch die — nicht immer — vorhandenen Sandstein-Einschaltungen, die gelegentlich und örtlich zu großer Mächtigkeit anschwellen (Mühlenberg- und Unnenberg-Schichten bzw. -Sandsteine), sowie durch die immer wieder neu auftretenden lokalen Sandsteinlagen geringerer Mächtigkeit, z. B. die Sandstein-Zone (M. RICHTER 1921, 1922a u. b; GRABERT 1970) in den überwiegend tonigen Horbräcker Schichten. In der Givet-Stufe wird die tonige Schichtenfolge (= „Lenneschiefer“) als Honselers Schichten bezeichnet.

Eine weitere, sehr karbonatreiche Entwicklung, wie sie besonders im linsrheinischen Ablagerungsraum der Eifel vorhanden ist („Eifeler Kalk“ der dortigen Kalkmulden) erreicht nur vereinzelt den oberbergischen Ablagerungsraum. Eine gesteinsbezogene („lithologische“) Parallelisierung zwischen Eifel und Oberbergischem Land ist nur selten möglich und bisher eigentlich nur für die Grenzschichten vom Unter- zum Mitteldevon (LORENZ 1941) sowie — weiter höher — für die Grenzschichten zwischen der Eifel- und der Givet-Stufe (SCHMIDT & TRUNKO 1965) durchgeführt worden. LORENZ (1941) gelang die Parallelisierung der *Cultrijugatus*-Schichten des Sauerlandes mit den Heisdorfer (unterer Teil) und den Laucher Schichten (oberer Teil) der Eifel. Da die Übereinstimmung jedoch nicht exakt genug festgelegt werden konnte, spricht LORENZ vorsichtigerweise von der Heisdorfer bzw. Laucher Gruppe statt von den (sicheren) Heisdorfer bzw. Laucher Schichten; dieser vorsichtigen Betrachtung wird nachfolgend stattgegeben.

Innerhalb der eigentlichen Eifel-Stufe des Oberbergischen Landes sind oft nur durch Zufallsfunde beweisfähiger Leitfossilien parallelisierungsgerechte Zeitmarken herzustellen. So ist der in den Wiehler Schiefer (Ohler Schichten) von Oberwiehl gefundene *Cyrtinopsis cf. brachyptera* (MAILLIEUX) typisch für die Ahrdorf- und Junkerberg-Schichten der Eifel. Einen Parallelisierungsversuch zeigt Tab. 3.

2.2.2.4.1 Die Eifel-Stufe

Die Eifel-Stufe ist im Norden des Oberbergischen Landes vorwiegend tonig ausgebildet und enthält ganz vereinzelt noch Rotschiefer-Einschaltungen. Nach Süden greifen zunehmend größere (und dann mit Namen belegte) Sandstein-Bankfolgen ein (Mühlenberg- und Unnenberg-Sandsteine bzw. -Schichten). Damit ist eine gesteinsbezogene, lithologische Gliederung möglich. Die Faunen sind von der Gesteinsausbildung abhängig und somit faziesgebunden.

Die **Laucher Gruppe** wurde von LORENZ (1941) nach Vergleichen mit äquivalenten Schichten der Eifel von dort in das Oberbergische Land übertragen und ersetzen — ungefähr — den oberen Teil der *Cultrijugatus*-Schichten, die sich wiederum im Sauerland ausscheiden lassen. Das Leitfossil *Paraspirifer cultrijugatus* (F. ROEMER) wurde bisher im unterdevonischen Anteil der Hohenhöfer Schichten, also in der Heisdorfer Gruppe, noch niemals gefunden, so daß ihr Auftreten für die Zuordnung zur Eifel-Stufe spricht (SOLLE 1971). Tritt dann als Glücksfall in einem *cultrijugatus*-führenden Aufschluß noch ein wichtiger Trilobit hinzu, der für die untere Hälfte der Laucher Schichten spricht, nämlich *Phacops (Pedinopariops) richterianus* STRUVE (Abb.

Stufe	E i f e l	Oberbergisches Land
G i v e t		Odershäuser Schichten
E i f e l	Freilinger Schichten Junkerberg-Schichten Ahrdorfer Schichten Laucher Schichten	Freilinger Schichten Selscheider Schiefer Unnenberg-Schichten Ohler / Wiehler Schichten Mühlenberg-Schichten Hobräcker Schichten Laucher Gruppe Hohenhöfer Schichten
E m s	Heisdorfer Schichten	Heisdorfer Gruppe

Tab. 3: Gegenüberstellung der Mitteldevon-Entwicklung in der Kalk-Eifel und im Oberbergischen Land.

13) — so geschehen bei der geologischen Landesaufnahme zur GK 25 Wiehl —, dann ist eine fast ideale Grenzziehung und Parallelisierung (vielleicht 10 m über der Grenze Unter- gegen Mitteldevon, innerhalb der kaum mehr als 15 m mächtigen Laucher Gruppe i. S. von LORENZ 1941) möglich (vgl. hierzu auch GRABERT 1975).



Abb. 13: *Phacops (Pedinopariops) richterianus* STRUVE 1970. — Laucher Gruppe (obere Hohenhöfer Schichten, Eifel-Stufe, unteres Mitteldevon), Straßengraben bei Stockheim, TK 25 Wiehl 5011, R 97 800, H 44 640.

Der Übergang zu den nachfolgenden **Hobräcker Schichten** vollzieht sich langsam, ist aber gekennzeichnet durch die Zunahme größerer Sandmaterials, das sich gelegentlich, so in der Sandstein-Zone (M. RICHTER 1921) anreichern kann (Abb. 14). In den Mitteldevon-Mulden des Oberbergischen Landes schalten sich linsen- bis lagenförmige Kalksteine ein. So liegt an der Basis der Hobräcker Schichten der weit zu verfolgende Basiskalk, auch innerhalb der Hobräcker Schichten schalten sich Kalksteinlagen ein: Hobräcker Kalk, und abgeschlossen wird die Kalkstein-Führung durch den Grenzalk, welcher die Hobräcker Schichten abschließt; über diesem Grenzalk folgt meist der massive Sandstein der Mühlenberg-Schichten.



Abb. 14: Muldenschluß im Schönenberger Sandstein (Hobräcker Schichten, Eifel-Stufe, unteres Mitteldevon), TK 25 Ruppichteroth 5110, R 01 800, H 34 950.

Die Tonsteine der Hobräcker Schichten enthalten nun viele Versteinerungen (SPRIESTERSBACH 1942); besonders reich sind sie in der Wiehler Mulde (Erl. GK 25 Wiehl und SCHMITZ 1974). Die Mächtigkeit der Hobräcker Schichten beträgt im Süden des Oberbergischen Landes 100—250 m und nimmt nach Norden auf 500 m zu.

Die Sandsteine der nun folgenden **Mühlenberg-Schichten** liegen mit einem relativ scharfen Kontakt auf den Tonsteinen — wenn der Grenzalk entwickelt ist, auf diesem — der Hobräcker Schichten. Diese gröbere Sandschüttung hält nun längere Zeit an, wird aber immer wieder von tonigen Einschaltungen, in denen sogar Kalksteine eingeschaltet sind, wie das Riffkalklager der Wiehler Tropfsteinhöhle; meist haben dann die Tonsteine eine Fauna, die in den tieferen Mühlenberg-Schichten noch an die Hobräcker, in den höheren an die nachfolgenden Ohler bzw. Wiehler Schiefer erinnern; sie bilden die Hauptmasse der „Lenneschiefer“ im Sinne von SPRIESTERSBACH (1942).

Die Mühlenberg-Schichten bestehen aus plattigen bis bankigen, teilweise recht massigen Sandsteinen, die, meist schräggeschichtet, nur selten größere Schluff- und Tonstein-Einschaltungen enthalten. Damit besitzen sie aber eine wirtschaftliche Bedeutung, da sie als Bruchsteine (Sockel- und Verblendsteine) früher in vielen Steinbrüchen gewonnen wurden und noch heute werden (Abb. 15). Im frischen Zustand zeigen sie eine hellblaugraue Farbe, die bei einer stärkeren Verwitterung einen graugrünlischen bis gelbbraunen Ton annimmt.

Die Sandsteine der Mühlenberg-Schichten sind im Norden des Oberbergischen Landes, z. B. in der Gegend von Lindlar (vgl. weiter unten) geringermächtig entwickelt, schwellen aber nach Süden und Osten auf mehrere hundert Meter an, wobei sie aber stets größere Einschaltungen toniger Sedimente enthalten. Bei Wiehl beobachtet man in der Mühlenberg-Folge dann schon eine untere Sandstein-Zone, in der übrigens die weitaus größere Zahl der tätigen bzw. stillgelegten Steinbrüche liegen (die bessere Sandstein-Qualität scheint auf diese Zone beschränkt zu sein, in der oberen Folge treten keine größeren Steinbrüche auf; ähnliche Beobachtungen sind auch aus anderen Sandstein-Revieren, z. B. gerade bei Lindlar, festzustellen). Über der



Abb. 15: Mühlenberg-Schichten (Eifel-Stufe, unteres Mitteldevon), Steinbruch bei Alperbrück im Wiehl-Tal, TK 25 Wiehl 5011, R 97 150, H 48 100.

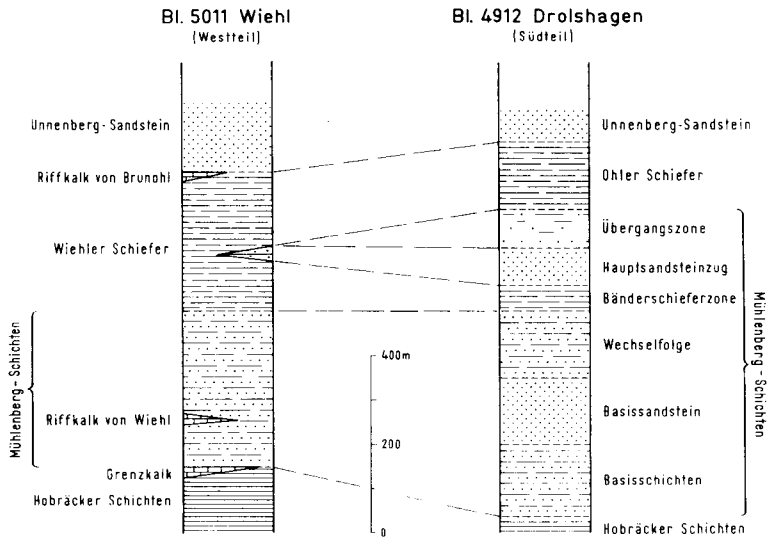


Abb. 16: Ein Vergleich der Mühlenberg-Schichten (Eifel-Stufe, unteres Mitteldevon) aus dem Gebiet von Wiehl mit dem von Drolshagen (aus GRABERT 1970).

unteren Sandstein-Folge tritt eine tonschieferreiche Lage auf, die wiederum von einer weiteren, der oberen, Sandstein-Folge überlagert wird. Die eingeschalteten Tonsteine führen recht häufig Fossilien, die sonst in den Ohler Schichten häufig sind. Im Gebiet von Drolshagen lassen sich die Mühlenberg-Schichten gar in mehrere sandstein- und tonsteinführende Partien untergliedern, deren Parallelisierung mit Profilen aus Wiehl zwar noch gelingt (Abb. 16), mit solchen aus der Lindlarer Gegend nur schwer.

Der wirtschaftlich interessante Hauptsandsteinzug an der Basis der Mühlenberg-Schichten kann — z. B. bei Drolshagen — bis zu 100 m mächtig werden (GRABERT 1969, VOGLER 1977: 41).

Außer einigen wenigen, nicht aussagekräftigen Brachiopoden — insbesondere Rensselaerien — und Krinoiden sind die Mühlenberg-Schichten fossilarm, nur bei Lindlar liegen die inzwischen weltberühmt gewordenen Pflanzenfundstätten aus dem SCHIFFARTHschen Steinbruch (SCHWEITZER 1966). Die weitaus meisten Pflanzenreste stammen aus einer 3 x 4 x 0,6 m mächtigen Linse tonigen Sandsteins. Wichtigste, jedoch nicht nur auf diese Linse beschränkte Pflanze ist *Duisbergia mirabilis* KRÄUSEL & WEYLAND; eine Rekonstruktion zeigt Abb. 17.

In diesem Vorkommen zeigt sich die paläogeographische Lage der einzelnen Mühlenberg-Reviere: Pflanzen im Norden, also nahe dem sedimentliefernden Oldred-Kontinent, marine Faunen (Brachiopoden, Krinoiden) im Süden.

Nach der sandigen Folge der Mühlenberg-Schichten setzt sich wieder die tonige „Lenneschiefer“-Fazies durch: Die Mühlenberg-Schichten waren nur eine unterschiedlich sich zusammensetzende Sandschüttung innerhalb einer vorwiegend tonigen Abfolge. Diese tonigen Schichten führen im Norden gelegentlich sogar Rotschiefer; sie werden dort als Brandenburg-Schiefer bezeichnet. Sie gelten als lagunäre Absätze. Im Süden herrschen dann als tonige Absätze die marinen Selscheider Schichten, die sich wiederum in den Unnenberg-Sandstein und die Selscheider Schiefer gliedern. Zuunters liegen die Ohler Schichten, sie folgen den Mühlenberg-Schichten.

Die **Ohler Schichten** sind nun die versteinierungsreichsten Ablagerungen innerhalb der Eifel-Stufe und der Prototyp der „Lenneschiefer“. Die Versteinierungen liegen meist regellos, also nicht eingeregelt, jedoch schichtweise eingebettet, innerhalb der wenig gegliederten tonigen Folge. Das weitgehende Fehlen von Sedimentstrukturen, von Umlagerungserscheinungen und Kreuzschichtungen sowie das Fehlen einer Sortierung nach Korn- und Schalengröße deutet, zusammen mit den fast noch in Lebensstellung überlieferten trichterförmigen Bryozoen-Kolonien (z. B. *Fenestella* sp.) auf ruhige Wasserverhältnisse, jedoch bei guter Durchlüftung und guten Lichtverhältnissen, während der Faunen-Einbettung hin. Fein verteilter Pyrit /FeS₂) in einzelnen Lagen oder wolkenförmig verteilt ist ein Hinweis auf Faulschlamm-Ablagerungen und läßt auf eine geringe örtliche Durchlüftung in bestimmten Bereichen schließen. Das Leben spielte sich anscheinend weitgehend auf und nur wenige Zentimeter im organisch reichen Meeresboden ab.

Die Fauna ist reich an Arten aus den Brachiopoden-Familien Strophomenidae und Stropheodontidae; insbesondere kommen vor: *Leptaena rhomboidalis* WAHL., *Xystostrophia umbraculum* (SCHLOTHEIM), *Stropheodonta palma* (KAYSER) und *Protodouvillina interstitialis* (PHIL.). Besonders zu erwähnen sind *Gypidula montana* SPRIESTERSBACH und *Cyrtinopsis cf. brachyptera* (MAILLIEUX); letzterer erlaubte, wie schon erwähnt, eine Parallelisierung mit den Ahrdorf- und den Junkerberg-Schichten der Eifel (hierzu STRUVE 1965: 42—43). Die Fossilien liegen meist noch in Kalkschalen-Erhaltung vor.

Schon in den Ohler Schichten treten vereinzelt Hochseebewohner auf, die die Tendenz des zunehmenden Herzyn-Einschlages, der hier einsetzt und besonders in der Givet-Stufe zu verzeichnen ist, vorwegnimmt: der Nachweis eines Cephalopoden. Cephalopoden sind frei-

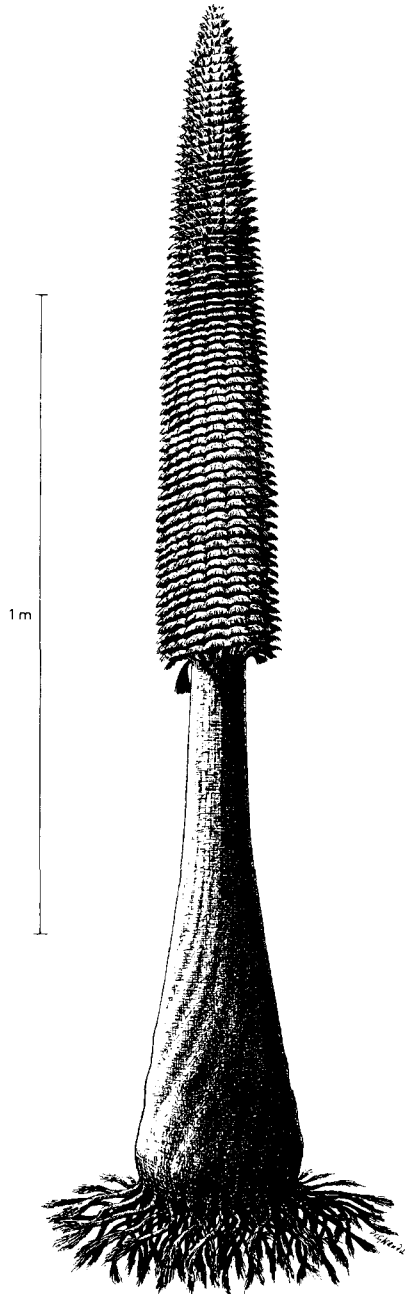


Abb. 17: *Duisbergia mirabilis* KRÄUSEL & WEYLAND 1929 (Rekonstruktion, aus SCHWEITZER 1966). — Mühlenberg-Schichten (Eifel-Stufe, unteres Mitteldevon), Steinbruch SCHIFFARTH am Brungert bei Lindlar.

schwimmende Hochseebewohner, welche die Küste meiden. Nur nach dem Absterben können sie, da mit Gas (Luft) gefüllt, durch Wind und Wellenschlag passiv verdriftet werden und dadurch auch im Uferbereich stranden; hier konnten sie dann eingebettet und erhalten werden. Die Mächtigkeit der Ohler Schichten schwankt, je nach den sandigen Einschaltungen, zwischen 250 m im Süden (Wiehler Schiefer) und 150 m im Norden (Ohler Schiefer). Mit einem scharfen Kontakt folgen über den Ohler Schichten die sandsteinreichen Unnenberg-Schichten.

Die **Unnenberg-Schichten** bilden den Kern der Wiehler Mulde und umrahmen die Gummersbacher Mulde. Sie bestehen aus dünnbankigen bis plattigen, dunkelgrauen Schluff- und Sandsteinen, die selten Einzelfossilien enthalten, auf Schichtflächen jedoch gehäuft Pflanzenhäcksel und Krinoidenstielglieder führen. In einzelnen Horizonten machen sich subaquatische Rutschmassen bemerkbar, die als „Slumpings“ angesprochen werden und typisch für den Unnenberg-Sandstein zu sein scheinen; auf sie soll besonders eingegangen werden.



Abb. 18: Subaquatische Rutschmassen in den Unnenberg-Schichten (Eifel-Stufe, unteres Mitteldevon), Steinbruch Unnenberg bei Gummersbach, TK 25 Gummersbach 4911, R 03 140, H 58 880 (aus JUX 1960).

Die Mächtigkeit der Unnenberg-Schichten beträgt um 200 m. Subaquatische Rutschmassen, Slumpings, Wickelstrukturen sind in besonders schöner Form im Steinbruch beim Ort Unnenberg (TK 25 Gummersbach, R 03 140, H 58 800) — übrigens der Typlokalität für die Unnenberg-Schichten — aufgeschlossen (Abb. 18). Es fällt auf, daß in dem lithologisch doch so ähnlichen Mühlenberg-Schichten bisher noch keine solcher Strukturen gefunden worden sind.

Die Bezeichnungen, mit denen diese Strukturen belegt werden, geben schon Hinweise auf ihre Entstehung. Als subaquatische Rutschungen werden sie als Zeugen einer untermeerischen Bodenunruhe gedeutet, wobei die Ursache offen bleibt. Sie sind jedenfalls während der Sedi-

mentation entstanden: Kaum verfestigte, sehr fein- und gleichkörnige Ablagerungen gerieten bei Wasserbedeckung ins Gleiten („Mass-gravity transport“), rissen bei schon geringer Hangneigung („gentle slope“) ab, rutschten („slumping“) und glitten dann, sich überholend und dabei sich einwickelnd (Wickelstrukturen) hangwärts, bis sie, zur Ruhe gekommen, sich als große Tropfen mit der Stirnseite in das unterlagernde Sediment eingruben.

Die Rutschkörper stellen mächtige, im Anschnitt elliptische Körper dar, die Fließwülste und -striemungen zeigen und in meist gestauchten und aufgebogenen Sedimenten des Unterlagers eingebettet sind. Die Körper sind meist langgestreckt und tropfenförmig (Abb. 19), die am Ende des Rutschkörpers mit einem Meter Dicke und bis zu zwei Meter Länge eine wesentlich größere Mächtigkeit aufweisen, als die normalen, oft nur wenige Zehner-Zentimeter starken Sedimentlagen, aus denen sie nach Abriß entstanden sind. Ist der Gleitvorgang zum Stillstand gekommen, legen sich über das eben entstandene, unruhige Sediment feinschichtige Ablagerungen, so daß diese Rutschkörper nur als eine unruhige, darüber hinaus auch seitlich geringermächtig werdende Schicht innerhalb einer ruhigen, durch Parallelschichtung gekennzeichneten Folge feiner Sandsteinlagen erscheint. So ist im Steinbruch bei Unnenberg zu erkennen, daß diese Folge noch innerhalb des Aufschlusses von maximal 3 m auf etwas mehr als 0,5 m zurückgeht (GRABERT 1971); der Steinbruch ist inzwischen teilverfüllt. Eine Auflösung dieser Rutschmassen in ein „brekziöses“ Gewirr („turbidite“) ist noch nicht beobachtet worden und anscheinend hier auch nicht erfolgt. Daraus kann auf eine geringe Hangneigung geschlossen werden.

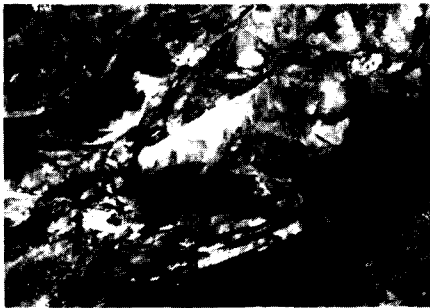


Abb. 19: Subaquatischer Rutschkörper (tropfenförmiger Gleitkörper) aus den Unnenberg-Schichten (Eifel-Studie, unteres Mitteldevon), TK 25 Gummersbach 4911, R 03 140, H 58 800.

Über die Ursachen solcher Strukturen kann nur spekuliert werden:

- Lokale Übersteilung eines an sich flachen, untermeerischen Hanges, bestehend aus sehr fein- und gleichkörnigem Sedimentmaterial, Abgleiten infolge Überlast (Schweregleitung = mass gravity transport),
- Unterschneidung eines untermeerischen Hanges durch Wasserströmung („Priele“),
- Erschütterungen der noch wassererfüllten, labilen Sedimente (hoher innerer Porenwasserdruck) an einem flachen Hang infolge geotektonischer Ereignisse (z. B. Seebeben, Vulkanismus).

Daß solche Ereignisse derartige Massenbewegungen auslösen können, zeigt das Erdbeben von 1929, das an den Gran Banks südlich von Neufundland soviel Sedimentmaterial in Bewegung setzte, daß die losgerissenen riesigen Trübströme („turbidity currents“) die Telegrafenkabel reißen ließ (vgl. HEEZEN & HOLISTER 1971, in: READING et al. 1978: 381—383).

Da innerhalb der Unnenberg-Schichten, vermutlich sogar auf einen Horizont beschränkt, solche Erscheinungen häufig auftreten, mithin zeitgebunden erscheinen, wird die letztere Deu-

tung für wahrscheinlich gehalten. Das ändert nichts an der Beobachtung, daß auch in anderen Schichten, z. B. in den *Rensselandia*-Schichten aus dem Lister-Tal, ähnliche Erscheinungen beobachtet worden sind — vielleicht haben sie eine ähnliche Ursache.

Im Bergischen Land werden die Unnenberg-Schichten mit den nachfolgenden **Selscheider Schiefer** zu den Selscheider Schichten zusammengefaßt; Selscheider Schiefer und Selscheider Schichten sind also nicht identisch. Erklärbar ist diese scheinbare Ungenauigkeit durch die Tatsache, daß die sandigen Unnenberg-Schichten — sie wurden daher auch früher als Unnenberg-Sandstein bezeichnet — ihren Sandgehalt so stark verlieren können, also diese Schichtenfolge ausfallen kann, daß sie ganz in die tonigen Selscheider Schiefer aufgehen und so zu den einheitlichen Selscheider Schichten werden. Im Oberbergischen Land sind aber die Unnenberg-Schichten stets vorhanden, ja sie erreichen hier ihre stärkste Entwicklung, so daß es hier zu dieser etwas unglücklichen Gliederung — Selscheider Schichten und Selscheider Schiefer — gekommen ist.

Die Selscheider Schiefer entwickeln sich im Oberbergischen Land ziemlich rasch aus den Unnenberg-Schichten, denn schon wenige Meter über den letzten Sandstein-Bänken treten die charakteristischen milden, lehm Braun verwitternden, dunkelgrauen Tonsteine auf. Diese sind sehr fossilreich und führen besonders häufig Bryozoen (Fenestelliden); im Gebiet von Gummersbach wurden sie daher von THIENHAUS (1940) als Crinoiden-Bryozoen-Schiefer ausgeschieden. Solche Gesteine sind bis in den Bereich der Lister-Talsperre nachgewiesen worden (GRABERT 1969). — Die Mächtigkeit der Selscheider Schiefer beträgt kaum mehr als 150 m. Noch zur Eifel-Stufe zu rechnen, aber von den nachfolgenden Odershäuser Schichten gemeinsam nicht abzutrennen sind die **Freilinger Schichten**; sie wurden paläontologisch von jenen abgetrennt (SCHMIDT & TRUNKO 1965).

2.2.2.4.2 Die Givet-Stufe

Mit dem Auftreten des Spiriferiden *Undispirifer undifer* (F. ROEMER) und — etwas später — mit dem Leitfossil für die Givet-Stufe, mit *Stringocephalus burtini* (DEFR.) wird im rheinischen Faziesbereich die Grenze zu den tieferen Schichten der Eifel-Stufe gezogen (SCHMIDT & TRUNKO 1965); bei dem relativ großen Fossilreichtum ist die Grenze im Oberbergischen Land eigentlich immer festzulegen. Dennoch hält man sich gern an gut sichtbare und erkennbare Gesteinsmerkmale, in denen Gegensätzliches gegeneinander steht, also z. B. mehr tonig-karbonatische Schichten gegen mehr sandige. Gerade dieses Gliederungsprinzip ist im Oberbergischen Land an der besagten Grenze von der Eifel- zur Givet-Stufe nicht deutlich genug durchzuführen, weil hier eine einheitliche tonige, schwach sandige Abfolge vorhanden ist, eben jene so indifferenten „Lenneschiefer“, deren Ausbildung beim Fehlen von Sandstein-Einschaltungen so ziemlich die ganze Eifel-Stufe umfassen kann.

Daraus ist zu schließen, daß sich keine wesentlichen Verschiebungen im System Festland — Küste — Meer ergeben haben. Nur regional schalten sich in diese tonigen Lenneschiefer große Sandschüttungen ein, die zu den Sandstein-Zonen (Mühlenberg- und Unnenberg-Schichten, später die Wiedenester und die *Rensselandia*-Schichten) werden. SPRIESTERSBACH (1942) hat dieses Gliederungsschema erstmalig erkannt. Es mag sein, daß der Karbonat-Gehalt in den Schichten der Givet-Stufe absolut etwas höher liegt als der in der Eifel-Stufe, denn die Kalkstein-Einschaltungen nehmen zu und finden dann im Massenkalk ihren Höhepunkt, aber das kann auch nur ein subjektiver Eindruck sein.

Trotz der noch als typisch angesprochenen rheinischen Fazies tauchen im Givet schon Faunenelemente auf, die dem herzynischen Faziesraum zuzuordnen sind. Diese aus der Hochsee stammenden Arten sind jedoch passive Eindringlinge, die infolge Winddrift und Wellenschlag passiv eingewandert sind und nach dem Absterben zur Küste hin, also in den rheinisch geprägten Ablagerungsraum hinein, transportiert wurden. Hierzu zählen die gekammerten, gasgefüllten Tentaculiten, eine die Hochsee bewohnende Schneckenart, und — wenn auch sehr selten

— die ebenfalls gekammerten und gasgefüllten Ammonoideen (THIENHAUS 1940, GRABERT 1980). Diese Einwanderer — oder besser gesagt: Eindriftenden — aus dem anscheinend nicht mehr so fernen Hochseebereich nehmen die Vorherrschaft jener Formen des nachfolgenden Oberdevon und Unterkarbon vorweg, wo die Hochsee mit ihrer Herzyn-Fazies weit über den bisher rheinisch geprägten Küstenbereich des Oldred-Kontinentes hinübergreift. Es handelt sich um eine Art der Transgression, des Vorgreifens des Meeres, wobei bei kontinuierlicher und konkordanter Sedimentation das Meer langsam in Richtung Küste vorgreift. Dieser Prozeß beginnt mit der Givet-Stufe.

Für das engere Oberbergische Land, also um das Gebiet um Gummersbach, sind die herzynisch beeinflussten Fintnetropfer Schichten die normale Entwicklung; sie lassen sich in einen unteren, einen mittleren und einen oberen Teil gliedern. Der untere Teil umfaßt die Odershäuser und die Wiedenester Schichten, der mittlere die Grevensteiner und die *Rensselandia*-Schichten, und der obere Teil bildet den unteren, mitteldevonischen Anteil des Massenkalkes.

Die **Odenhäuser Schichten**, deren namensgebender Ort im Herzynischen Faziesbereich bei Bad Wildungen liegt, wurden bei der Erstaufnahme des Blattgebietes von Gummersbach (FUCHS & W. E. SCHMIDT 1928) noch als Gummersbacher Mergelschiefer bezeichnet. THIENHAUS (1940) übernahm diese Bezeichnung und definierte die Schichtenfolge durch die sie enthaltenden Versteinerungen. SCHMIDT & TRUNKO (1965) trennten dann von dieser Folge einen unteren Teil ab, der wegen seiner Fauna als Freilinger Schichten bezeichnet wurde und in die Eifel-Stufe zurückgestuft wurde.

Diese Abtrennung mag richtig und erforderlich sein, verwirrt aber dennoch, weil es dadurch nämlich Odershäuser Schichten im älteren Sinne, also im Sinne von THIENHAUS (1940) und einschließlich der damals noch nicht bekannten und abgetrennten Freilinger Schichten gibt, und Odershäuser Schichten im moderneren Sinne, also im Sinne von SCHMIDT & TRUNKO (1965) und damit ohne Freilinger Schichten. Nur nach der jüngeren Auffassung gehören die Odershäuser Schichten ganz in die Givet-Stufe.

Diese Abtrennung ist aber nur paläontologisch möglich, also nach dem Fossilgehalt. Nicht immer sind die fraglichen Schichten so gut aufgeschlossen, daß sie faunistisch in die Freilinger (Eifel-Stufe) und die Odershäuser Schichten i. e. S. (Givet-Stufe) aufzuspalten sind; gesteinsmäßig ähneln sie einander zu sehr. Nur wenn ein Riffkalk eingeschaltet ist, zu dem das „Riff von Lantenbach“ gehört, dann besteht die Möglichkeit einer scharfen Grenzziehung, die deshalb auch so wichtig ist, weil sie das Mitteldevon in die beiden Stufen, die Eifel- und die Givet-Stufe, unterteilt.

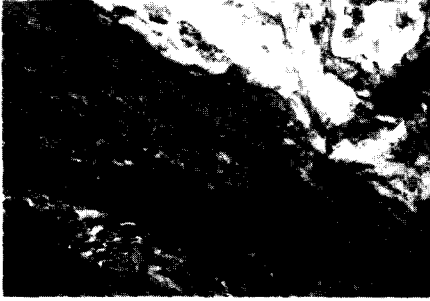
Die Untergrenze der Givet-Stufe wird markiert durch einen Riffkalk, das Riff von Lantenbach. Dieses (Abb. 20) ist schon lange Gegenstand wissenschaftlicher Forschungen (JUX 1980; JUX & MANZE 1978; GRABERT 1980; RÖDER 1984) und hat noch immer nicht seine Attraktion verloren. Die günstigen Aufschlußverhältnisse, auch bei hohem Wasserstand im Agger-Talsperrenbereich, lassen eine ganzjährige Betrachtung zu. Nicht umsonst gehört dieses „Riff von Lantenbach“ (TK 25 Gummersbach, R 04 500, H 59 000) zu den wertvollsten geologischen Naturdenkmälern des Oberbergischen Landes (s. Kap. 4 in Teil 3); es ist jedoch nicht ohne die Aufschlüsse im Straßenanschnitt von Bredenbruch (R 04 450, H 58 660) und den nach Norden anschließenden Hohlweg (R 04 350, H 59 150) zu verstehen.

In dem erwähnten Hohlweg ist die Grenze zu den unterlagernden Selscheider Schichten — und damit die Grenze Eifel/Givet — durch Fossilien einigermaßen deutlich und auch durch Gesteinsgegensätze lithologisch festzulegen (ROUSHAN 1986).

Die Fauna des Straßeneinschnittes von Bredenbruch setzt sich weitgehend aus Brachiopoden zusammen, zu denen noch — selten genug — Trilobiten, Muscheln, Schnecken und kleine Einzelkorallen hinzutreten. Diese Fauna hatte sich im Schatten des Riffkörpers angesiedelt und

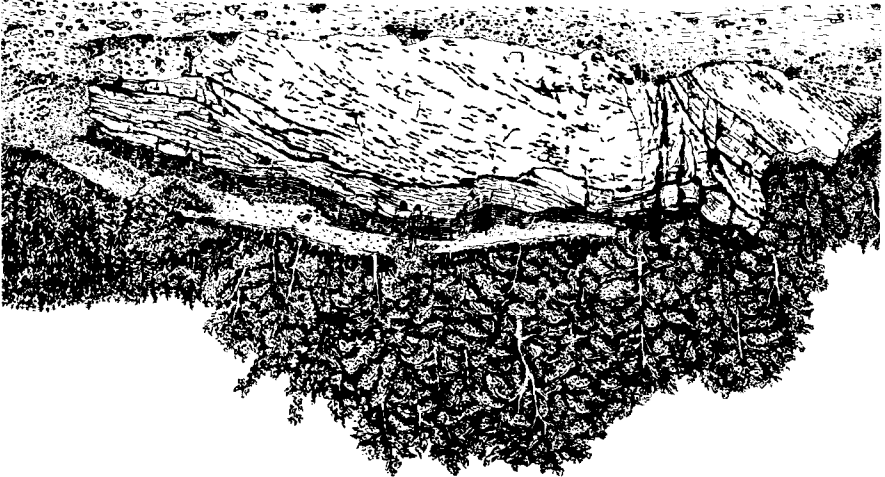
JUX & MANZE (1978: 328) begründen dieses Absterben mit der auch andernorts im unteren Givet einsetzenden Transgression. Das Riff ist also nicht in einem Flachmeer-Bereich durch erhöhte Sedimentzufuhr zugeschnitten worden und daher abgestorben, sondern vielmehr in zu großer, für die Korallen zu ungünstige Meerestiefen geraten — die spärliche Herzynfauna dieser transgredierenden Tonsteine beweist das.

Abb. 21: Das Auflager feinsandiger Tonsteine der Odershäuser Schichten (untere Givet-Stufe, oberes Mitteldevon) auf das Stromatoporen-Riff von Lantenbach, Beispiel der Givet-Transgression, TK 25 Gummersbach 4911, R 14 500, H 59 000.



der das Riffachsen abrupt beendete (Abb. 21). (STRUVE 1963a). Über dem Riffkörper folgt mit einer scharfen Grenze ein schluffiger Tonstein, es ist also der Lebensraum der im Schatten des Rifflandes lebenden Brachiopoden worden ist. Diesen Faunenbereich, das Riffschatten-Milieu, nennt STRUVE (1963b) Brachiopoda ist — nach STRUVE (1965) — die Gattung *Schizophoria*, die relativ häufig gefunden steht daher in enger Beziehung zum Korallenriff von Lantenbach. Typisch für diese Riffschatten-

Abb. 20: Das Stromatoporen-Riff von Bredenbruch bei Lantenbach an der Agger-Talsperre, Grenze Eifel-Givet-Stufe (Mitteldevon), TK 25 Gummersbach 4911, R 14 500, H 59 000.



Die Auswertung der Fauna aus dem Brachiopodetum des Bredenbrucher Straßeneinschnittes hat ein eindeutiges Untergivet-Alter ergeben (RÖDER 1984). Damit rückt das mit ihm verknüpfte „Riff von Lantenbach“ an die Basis der Givet-Stufe, markiert mithin die Basis der Odershäuser Schichten i. e. S., also nach Abtrennung der Freilinger Schichten (Eifel-Stufe). Die über dem Riffkörper mit scharfer Grenze einsetzenden tonigen Schluffsteine (Abb. 20, 21) führen als Transgressionssedimente herzynische Faunenelemente Odershäuser Prägung. THIENHAUS (1940) spricht sogar aufgrund der vorkommenden Tentakuliten und Goniatiten schon von Ablagerungen des neritischen Bereiches des weitgehend offenen Herzyn-Meeress. Dennoch ist dieser Einschlag nur vorübergehend und verliert sich sogar noch innerhalb der nachfolgenden Hauptmasse der Odershäuser Schichten; sie gehören also weiterhin noch zum rheinische geprägten, küstennahen Bereich.

Die **Wiedenester Schichten** stellte THIENHAUS (1940: 26) erstmals auf. Unter dieser Bezeichnung faßte er gebänderte Tonschiefer aus dem Blattgebiet von Attendorn (HENKE & W. E. SCHMIDT 1922) mit Bänderschiefern (LOTZE 1928: 18) und Grauwackenschiefern (FUCHS & W. E. SCHMIDT 1928: 29) aus der Gummersbacher Gegend zusammen. Die feinstreifig-flaserige, oft jedoch dünn-schichtige bis ebenflächige Bänderung aus dunklen und tonigen sowie helleren und karbonatisch-schluffigen Lagen ist das unverwechselbare Kennzeichen dieser Schichten, das auch in kleinen Bruchstücken und als Lesesteine stets gut auszumachen ist und somit zur Identifizierung beiträgt. Der Fossilgehalt ist nämlich allgemein nicht so groß, wie er den älteren Schichten eigen ist, genügt dennoch zur Einstufung. Einschaltungen von Sandsteinen (= Grauwacken im Sinne älterer Beschreibungen) haben gelegentlich zum Abbau von Plattensteinen geführt (z. B. in den Steinbrüchen auf der Halbsinsel im Agger-Stausee); Riffkalksteine (= „Breuner Kalk“ im Gebiet um Lindlar) dienten der Kalkbrennerei als Rohstoff. Die wenigen Versteinerungen charakterisieren aber doch eine größere Nähe zum offenen Meere und dokumentieren damit wiederum den zunehmend stärkeren Einfluß des herzynischen Milieus, wie er auch schon in den (unteren) Odershäuser Schichten zu beobachten war.

Neben den von FUCHS & W. E. SCHMIDT (1928: 30) und THIENHAUS (1940: 29) genannten Fossilien sind noch weitere herzynische Elemente nachgewiesen worden. Bei einer gemeinsamen Exkursion nämlich mit Professor Dr. H. SCHMIDT/Göttingen im Jahre 1962 wurden im Bahneinschnitt von Wiedenest (TK 25 Drolshagen, R 06 625, H 54 800) neben dem wichtigen *Microcyclus praecox* auch Bruchstücke von Goniatiten, u. a. *Maenioceras*, gefunden. Diese Goniatiten machen nun, wenn auch nur als Eindriftende, den Herzyn-Einschlag deutlich. Weiterhin wurden als Herzy-Elemente *Buchiola aquarum* und Tentakuliten nachgewiesen.

Damit sind aber die Wiedenester Schichten, wie die vorangegangenen Odershäuser Schichten, keineswegs schon Ablagerungen des herzynischen Faziesbereiches; sie gehören weiterhin noch dem rheinischen Bereich zu. Die eingedrifteten Faunenelemente deuten eben nur — mit den feinlamellaren Bänderschiefern — auf starke, gleichgerichtete, über längere Zeit auch gleichbleibende Strömungs- und Ablagerungsverhältnisse aus dem herzynischen Faziesbereich hin. Somit kann man annehmen, daß keine sperrenden Barren zwischen dem offenen Meer und der Küste vorhanden waren.

Die nachfolgenden **Grevensteiner Schichten** sind im Oberbergischen Land meist schlecht aufgeschlossen und dann auch noch recht unscheinbar entwickelt, so daß sie, hätten sie nicht im benachbarten Sauerland eine größere Verbreitung (LOTZE 1928), außer Betrachtung blieben.

Der in den Wiedenester Schichten (und schon in den Odershäuser Schichten beginnend) vorhandene Herzyn-Einschlag tritt in den Grevensteiner Schichten wieder zurück. Nur Krinoiden-Stielglieder und *Gypidula galeata* (DALM.) können gelegentlich, dann aber sogar bankbildend, auftreten (THIENHAUS 1940: 31). An Gesteinen herrschen sandsteinhaltige Tonsteine vor (Flaserschiefer: vgl. LOTZE 1928: 23, THIENHAUS 1940: 31), ihre Mächtigkeit ist im Oberber-

gischen Land mit 50 bis 80 m relativ gering. Sie wurden daher auch früher zusammen mit den Wiedenester Schichten zur „Liegendzone der unteren Finntroper Schichten“ zusammengefaßt (vgl. FUCHS & W. E. SCHMIDT 1928: 29). Gelegentlich sind kleinere Riffkalk-Vorkommen eingeschaltet; sie enthalten eine rheinisch geprägte Stromatoporen-Fauna.

Mit den Sandsteinen der **Rensselandia-Schichten** setzt nunmehr wieder eine markante und wegen ihrer besonderen Sandstein-Qualität wirtschaftlich auch interessante Schichtenfolge ein. Der tiefere Teil dieser Schichten besteht aus gebänderten Sandsteinen mit vielen Ton- und Schluffstein-Lagen. Schrägschichtungen, Rippelmarken und gelegentlich auch Wickelstrukturen nach Art der suaqatischen Rutschmassen aus den Unnenberg-Schichten sind häufig und zeugen von einer unruhigen, wieder in Küstennähe sich abspielenden Sedimentation. Ein weiterer Hinweis auf Küstennähe sind Kalksteinlinsen, die reich an Trümmern von Schalentieren sind; insbesondere treten Brachiopoden und Muscheln, dazu noch Krinoiden, auf. Vollständige Individuen sind selten. Häufig sind interessanterweise Trilobiten-Pygidien (GRABERT 1969: 34, Erl. Blatt Drolshagen).

Ein schmales, meist geringmächtiges Band aus Tonsteinen mit einzelnen Kalkstein-Einschaltungen bis hin zu echten Stromatoporen-Riffen — ein solches war einst bei Gummersbach-Bernberg aufgeschlossen, das heute überbaut ist, vgl. Erl. Blatt Gummersbach — trennt die unteren von den oberen **Rensselandia-Schichten**. Diese Zwischenschicht ist relativ reich an *Rensselandia caiqua* (ARCH. & VERN.), so daß ihr auch die Bezeichnung *caiqua*-Zone oder -Schichten gegeben worden ist. Die darüber nun folgenden weiteren Sandsteine der oberen **Rensselandia-Schichten** bestehen aus den wirtschaftlich begehrteren kompakten, oft sogar kaum geschichteten und feinkörnigen blaugrauen Sandsteinen mit sehr geringen Ton- und Schluffstein-Einschaltungen. In diesen Sandsteinen sind nun die vielen Steinbrüche des Lister- und des Aggertales angelegt. Noch heute haben sie ihre wirtschaftliche Bedeutung nicht verloren.

Ein besonderes Kennzeichen der Sandsteine aus den **Rensselandia-Schichten** ist die oft intensive, ziegel- bis kardinalrote, violette Durchfärbung, die von den Kluft- und Schichtflächen aus in das Gestein eindringt. Dadurch ist das Sandsteinmaterial auch noch in kleinen Bruchstücken als aus diesen Schichten stammend zu erkennen. Da aber nun diese Violett- bis Rotfärbung bei den anderen mitteldevonischen Sandsteinen (Mühlenberg-, Unnenberg-Schichten) nicht auftritt, alle drei Sandstein-Komplexe jedoch gelegentlich im Bereich der tertiärzeitlichen Verwitterung, die mit einer Rotfärbung einhergehen kann, liegen, muß die Verfärbung der **Rensselandia-Sandsteine** gesteinspezifisch sein, also aus dem Gestein selbst kommen. Die Ursache ist jedoch bisher noch nicht bekannt.

Die heutige Verwitterung läßt die aus Sandsteinen gebildeten Höhen meist als höchste Erhebungen des Oberbergischen und des Sauerlandes — vom Ebbe-Gebirge einmal abgesehen — als Härtlinge stehen, modelliert sie aber, vermutlich wegen des recht hohen Karbonatgehaltes, zu rundlichen Formen und verschafft ihnen flache Hänge mit recht tiefgründigen, braungefärbten Böden.

In der Paffrather Mulde des Bensberger Gebietes sind über den dort entwickelten Honselers Schichten (Givet-Stufe) die kalkstein- und sandsteinführenden **Torringer Schichten** ausgebildet. Sie enthalten besonders gern Korallen *Disphyllum quadrigeminum* (GOLDF.) und den für die Givet-Stufe leitende Brachiopoden *Stringocephalus burtini* (DEFR.). Damit entsprechen die Torringer Schichten ungefähr dem unteren Anteil der Finntroper Schichten (= Odershäuser, Wiedenester, Grevensteiner Schichten), sowie dem oberen Anteil mit den **Rensselandia-Schichten** des Oberbergischen Landes.

Über den Torringer Schichten folgen bei Paffrath die Riffkalke bis Massenkalk der **Bücheler Schichten**. Charakteristisch für diese sind die oft noch in Lebensstellung versteinerten *Amphipora*-Rasen (Stromatoporen). Weitere wichtige Gesteinsbildner sind die block- bis flachförmige

gen Stromatoporen-Polster. Leitend für diese Schichtenfolge ist der Brachiopode *Uncites gryphus* (SCHLOTH.).

In der Gummersbacher Mulde des Oberbergischen Landes ist mit den *Rensselandia*-Schichten das jüngste Glied der devonischen Abfolge erhalten geblieben; ob hier einstmals noch jüngere Schichten abgelagert worden sind, ist Spekulation. Es kann sich aber wie in der benachbarten Attendorner Mulde des westlichen Sauerlandes verhalten haben, wo noch jüngere Schichten aufgeschlossen sind: der mittel- bis oberdevonische Massenkalk, sodann — besonders in der Elspe Teilmulde — Ablagerungen des Unterkarbons und schließlich sogar noch solche, die das älteste Leitfossil des tiefsten Oberkarbon, den Goniatiden *Eumorphoceras pseudobilingue* BISAT, gebracht haben (HORN 1960).

Nach Conodonten-Bestimmungen durch ZIEGLER (in: KRONBERG et al. 1960) scheinen, was sonst nirgends beobachtet worden ist, in der Attendorner Mulde die Massenkalk-Ablagerungen noch bis in die oberdevonische Nehden-Stufe hinauszureichen (kleiner Steinbruch bei Trockenbrück, TK 25 Lennestadt). Neben dem mitteldevonischen Anteil (Givet-Stufe) umfaßt also der Massenkalk das gesamte tiefere Oberdevon mit der Frasn-Stufe.

Außerhalb des Attendorner Synklinoriums (= Attendorn-Elspe Doppelmulde) werden die *Rensselandia*-Schichten von einem geringmächtigen, grobkristallinen Kalkstein überlagert, der als *Actinocystis*-Kalk (W. F. SCHMIDT 1924) oder — moderner — als *Sparganophyllum*-Kalk (LOTZE 1928) bezeichnet wird. Er tritt zwar weitgehend horizontbeständig, doch meist nur in linsenförmigen Vorkommen auf.

An der Nordflanke des Remscheider Sattels, also schon recht weit vom Oberbergischen Land entfernt, ist der untere, noch mitteldevonische Anteil des Massenkalkes als **Schwelmer Kalk** (KREBS 1968) entwickelt und stellt einen 500 m mächtigen, bituminösen, dunklen, dickbankigen, teilweise sogar wulstig-flaserigen Kalkstein dar. Die Bildung solcher Sedimente fand während einer Phase langsamer und gleichmäßiger Absenkung statt. Dieser Schwelmer Kalk enthält riffbildende Stromatoporen sowie Korallenstöcke, die meist als Polster dem Untergrund aufsaßen. Andere Stromatoporen und Korallen, insbesondere *Amphipora ramosa* (PHILLIPS) bilden mit ihren verschlungenen Ästen ganze Bänke.

Während am Remscheider Sattel das Riffwachstum mit dem **Eskesberger Kalk** noch in die obere Givet-Stufe hineinreicht und sich sogar im **Dorper Kalk** des unteren Oberdevon (Aldorf-Stufe: Frasn) noch fortsetzt, hört die Riffbildung im westlichen Sauerland mit dem *Sparganophyllum*-Kalk auf. Nur einige wenige Riffbereiche werden noch zur oberen Givet-Zeit weitergebildet, die dann aber an der Grenze zum Oberdevon weitgehend absterben. Nur in der Elspe Teilmulde — Steinbruch von Trockenbrück — geht das Riffwachstum noch weiter und reicht in das Oberdevon hinein (Nehden-Stufe).

Nach KREBS (1968) umfaßt der Sammelname „Massenkalk“ faziell ganz verschiedene Einheiten, die ein Plattform-, ein Riff- und ein Kuppelstadium enthalten. Der Massenkalk des rechtsrheinischen Schiefergebirges kann daher in folgende Faziesseinheiten unterteilt werden (nach ZIEGLER 1978: 79):

Entwicklungsstadium	Faziesbezeichnung	alter stratigraphischer Name
Kuppe	Iberg-Fazies	Iberger Kalk
Riff	Dorp-Fazies	Dorper Kalk/Eskesberger Kalk
Plattform	Schwelm-Fazies	Schwelmer Kalk

Vorstehende Einheiten sind keine fest umrissenen biostratigraphischen Abfolgen, sondern Faziesseinheiten, die vom mittleren Mitteldevon bis zum tiefen Oberdevon in unterschiedlicher stratigraphischer Position, unterschiedlicher Ausdehnung und unterschiedlicher Mächtigkeit ausgebildet sind.

Seitlich wird der Massenkalk durch Flinzschiefer vertreten. Es handelt sich um eine fossilarme, dünne Kalksteinbänke führende Tonsteinfolge, die in einem ruhigen, tiefer gelegenen Meeresbereich abgelagert worden ist.

Die im Oberdevon dann abgestorbenen Riffkomplexe zerbrechen und werden untermeerisch aufgelöst. In den dadurch entstehenden Schlotten und Hohlräumen sammelt sich oberdevonischer Kalkschlamm der sog. *asymmetrica*-Zone (ZIEGLER 1965, 1970).

Anschrift des Verfassers:

Professor Dr. HELLMUT GRABERT, Haselbuschweg 5, D-4150 Krefeld

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahresberichte des Naturwissenschaftlichen Vereins Wuppertal](#)

Jahr/Year: 1989

Band/Volume: [42](#)

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

Artikel/Article: [Das Oberbergische Land - eine Erd- und Landschaftsgeschichte. Teil 1 119-162](#)