

Geochemische Untersuchungen der Wied-Gruppe (vormals „Hunsrückschiefer“; Unterdevon, Moselmulde, Rheinisches Schiefergebirge) im Hinblick auf die Rekonstruktion der Paläoredoxbedingungen und der Fossilagerstätten

JÜRGEN GAD

Kurzfassung: Mit Hilfe von geochemischen Indizes wird für die Schichten der Wied-Gruppe (Mayen Formation bis Rüscheid Formation) eine Rekonstruktion der Paläoredoxbedingungen vorgenommen. Es kann gezeigt werden, dass es, bezogen auf den Gesamtsedimentkörper, zu keinen reduzierenden Bedingungen gekommen ist. Reduzierende Bedingungen werden im Wesentlichen nur für Mikroenvironments in der Nähe von größeren Mengen von organischem Material angenommen.

Die Fossilvorkommen lassen sich in zwei unterschiedliche Fossilagerstätten gliedern: 1. Typisch rheinische brachiopodenreiche und disartikulierte Schille sowie 2. Konservatagerstätten mit zum Teil vollständig erhaltenen und pyritisierten Fossilien. Für diese beiden Lagerstättentypen wird unter anderem mit Hilfe von sedimentologischen Daten ein Modell ihrer Genese vorgeschlagen. Die Untersuchungen zeigen, dass die Wied-Gruppe eine gegenüber der Hunsrückschiefer-Gruppe eigenständige Entwicklung genommen hat und daher nicht mit dieser Einheit unter dem problematischen Namen „Hunsrückschiefer“ zusammengefasst werden kann.

Abstract: Geochemical indices were used to reconstruct the palaeoredox conditions of sedimentary layers of the Wied Group (former „Hunsrück slate“, Lower Devonian, Mosel syncline, Rhenish Massif). It could be shown that, in respect to the sedimentary body as a whole, there were no anoxic conditions. Anoxic conditions were supposed only in microenvironments around greater quantities of organic material.

The occurrence of fossils is subdivided into two fossil lagerstätten: 1. Typical rhenish shell beds with abundant brachiopods and disarticulated shells and 2. conservation deposits with to some extent wholly preserved and pyritized fossils. With the aid of sedimentological data a model of genesis is proposed for both fossil lagerstätten. The examinations show that the Wied Group has its own development, and it is therefore not recommend to include the Wied Group into the problematic name „Hunsrück slate“.

1. Einleitung

In der Osteifel und im westlichen Westerwald werden die Schichten im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung (siehe GAD 2006) zu den „Hunsrückschiefern“ gestellt. Bei der Neukartierung der GK 25, Blatt 5510 Neuwied durch den Autor, ergaben sich Zweifel an dieser Zuordnung (Mayen-Formation bis Rüscheid Formation). Diese Zweifel bezogen sich sowohl auf die biostratigraphische Einordnung der so genann-

ten „Hunsrückschiefer“ in die Ulmen-Unterstufe (SOLLE 1950), als auch auf die fazielle Zuordnung der verschiedenen Formationen zu der Hunsrückschiefer-Fazies (siehe u. a. MEYER 1965, 1994; STETS & SCHÄFER 2002). Die Frage der biostratigraphischen Zuordnung wurde ausführlich in GAD (2005, 2006) abgehandelt. Mit Hilfe von Sporen gelang es zu zeigen, dass die entsprechenden Formationen ein wesentlich höheres Alter, nämlich Ober-Gedinne/Unter-Siegen bis wahrscheinlich Ober-Siegen aufweisen, wie es bereits von MEYER (1965, 1994) vermutet wurde. Um die Gründe für die Zuordnung der einzelnen Formationen zur Hunsrückschiefer-Fazies bzw. dem „Hunsrückschiefer“ herauszuarbeiten, wurde eine umfangreiche Aufarbeitung der Literatur vorgenommen GAD (2006). Danach ergab sich im Wesentlichen, dass die Zuordnung, abgesehen von der zum Teil bestehenden petrographischen Ähnlichkeit, auf falschen bio- und lithostratigraphischen Korrelationen beruhte, als auch auf eine ungenaue Definition des Begriffes „Hunsrückschiefer“. Durch die Einordnung der gesamten Abfolge in das Ober-Gedinne/Unter-Siegen bis wahrscheinlich Ober-Siegen, ist ein wesentlicher Grund für die Zuordnung, der auf Blatt Neuwied anstehenden vorwiegend schiefrigen Einheiten im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung, zu den „Hunsrückschiefern“ weggefallen.

Um dem Zweifel nachzugehen, ob die beobachteten Formationen sinnvoll in die Hunsrückschiefer-Fazies gestellt werden können, wurde zusammen mit H. ELKHOLY (in diesem Band) die Sedimentologie der Schichten untersucht. Diese Untersuchung ergab, dass die Formationen aufgrund der von der Hunsrückschiefer-Fazies abweichenden Genese, nicht dort einzuordnen sind. Da somit weder die biostratigraphischen, noch die sedimentologischen Befunde einen Vergleich mit der Hunsrückschiefer-Gruppe (der Name Hunsrückschiefer-Gruppe wurde von GAD 2006 eingeführt) erlaubten, wurde in ELKHOLY & GAD (2006, in diesem Band) für diese Formationen der neue lithostratigraphische Name Wied-Gruppe aufgestellt.

Aus der Hunsrückschiefer-Gruppe als auch der Wied-Gruppe sind zumindest zum Teil vollständig erhaltene und pyritisierte Fossilien bekannt und auch berühmt geworden (Konservatlagerstätten). Dieser Umstand hat sicherlich in der Vergangenheit ebenfalls dazu beigetragen, die beiden lithostratigraphischen Einheiten unter einem gemeinsamen Namen „Hunsrückschiefer“ zu führen.

Der Umstand, dass ein Teil der Fossilien in der Wied-Gruppe vollständig erhalten und pyritisiert ist, veranlasste MEYER (1994) für die Dachschiefer der Leutesdorf-Formation zumindest vorübergehend euxinische Bedingungen zu postulieren, wie dies ja auch bei den Konservatlagerstätten der Hunsrückschiefer-Gruppe angenommen wurde.

Mit Hilfe von geochemischen Kriterien und taphonomischen Überlegungen soll daher in der hier vorliegenden Arbeit herausgearbeitet werden, in welcher Hinsicht sich die beiden Faziestypen und Fossilagerstätten ähneln, beziehungsweise unterscheiden.

Das Hauptaugenmerk liegt hierbei naturgemäß auf der Wied-Gruppe, für die Hunsrückschiefer-Gruppe wurde, bis auf die eigenen geochemischen Messungen, auf die Literatur zurückgegriffen.

Herrn Dr. DIETER HELM (Berlin) danke ich für die statistische Aufbereitung des Datenmaterials und für die Hilfestellung bei der Datenanalyse.

2. Material und Methode

Das Probenmaterial bestand aus Tonschiefer beziehungsweise Tonstein und wurde bis auf die Proben von Bundenbach aus Aufschlüssen gewonnen. Bei Bundenbach wurde auf eine Kernbohrung zurückgegriffen (SCHINDLER et. al. 2002: Bohrung 2).

SCHULZ-DOBRIK (1982) untersuchte, ob es zwischen Proben aus Aufschlüssen und Kernbohrungen zu signifikanten chemischen Unterschieden im Hinblick auf den unterschiedlichen Verwitterungsgrad kommt und konnte diese Frage verneinen. Aus diesem Grund wird hier ebenfalls davon ausgegangen, dass die Art der Probennahme keinen nennenswerten Einfluss auf die Ergebnisse hat.

Folgende Lokalitäten wurden beprobt:

1. Rheinbrohl: Untere Schwarzschiefer-Formation, R 2595240 H 5596380; 72 Proben.
2. Typuslokalität der Leutesdorf-Formation: R 2598880 H 5591390; 50 Proben.
3. Typuslokalität der Augustenthal-Formation: R 2604750 H 5594100; 45 Proben.
4. Bundenbach, Typuslokalität der Kaub-Formation: R 2598415 H 5522920; 68 Proben.

Die Schwarzschiefer-Formation wird nach MEYER & PAHL (1960), aufgrund der schon makroskopisch erkennbaren Pflanzenhäcksels als nichtmarine Ablagerung charakterisiert. Die Proben aus Bundenbach entstammen der Hunsrückschiefer-Gruppe. Sie sind allerdings nicht den eigentlichen Konservatlagern der Hunsrückschiefer-Gruppe gleichzusetzen, da sich diese nur auf wenige Horizonte beschränken, die nicht beprobt wurden.

Die Proben wurden auf Haupt- und Spurenelemente hin untersucht. Außerdem ist noch für zwei Lokalitäten (Leutesdorf, Bundenbach) der Gehalt an Kohlenstoff bestimmt worden. Die Wiedergabe der Gesamtanalyse sprengt allerdings den Rahmen der hier publizierten Betrachtung und so wird im Folgenden nur auf bestimmte Elemente eingegangen. Die Veröffentlichung der Gesamtanalyse ist an anderer Stelle (Erläuterungen zur GK 25, Blatt 5510 Neuwied) geplant.

Die geochemischen Analysen sind im Labor des Landesamtes für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz durchgeführt worden. Das Probenmaterial wurde gebrochen, geviertelt und auf kleiner 63 µm fein gemahlen. Danach erfolgte eine Trocknung bei 105 °C. Ein Aliquot wurde mit Spekromelt 1000 aufgeschlossen sowie eine Schmelztablette hergestellt. Die Messung der Elementgehalte geschah mit einem Röntgenfluoreszenzgerät (RFA) der Firma PANalytical. Der Kohlenstoffgehalt der Proben ist mit Hilfe des Elementaranalysator-Gerätes der Firma Elementar nach SCHEIBLER ermittelt worden.

Die in den Tab. 1 und 2 wiedergegebenen Werte stellen Mittelwerte (arithmetische Mittel) dar, zusätzlich wurde die Standardabweichung berechnet. Zur Feststellung von Korrelationen zwischen bestimmten Elementen wurde noch der SPAERMANSche Korrelationskoeffizient berechnet. Da die Element- und Oxidgehalte der Schieferproben häufig nicht normal verteilt, sondern stattdessen entweder links- oder rechtsschief waren, wurde für die Prüfung von Zusammenhängen der nichtparametrische Korrelationskoeffizient von SPEARMAN (SACHS 1984) berechnet. Dabei werden die Messwerte durch ihre Ränge ersetzt. Der Wertebereich des SPEARMANSchen Korrelationskoeffizienten liegt zwischen -1 und +1, wobei ein höherer Wert für einen stärkeren Zusammenhang zwischen den betrachteten Größen steht. Das Vorzeichen gibt die Richtung des Zusammenhangs an. Die statistischen Berechnungen wurden mit dem Programm SPSS für Windows, Version 9, durchgeführt.

3. Fauna und Flora der Wied-Gruppe

Der Fauneninhalt der Wied-Gruppe kann nur als spärlich bezeichnet werden. Bei der Neukartierung der GK 25, Blatt 5510 Neuwied, durch den Autor, konnten außer einigen Resten von Crinoidenstengeln keine Makrofossilien gefunden werden. Aus der Literatur ist die Fauna von Augustenthal (DAHMER 1931, QURING 1936) bekannt ge-

worden. Diese Fauna entstammt der Typuslokalität der Augustenthal-Formation, aus der auch die Proben für die geochemischen Untersuchungen gewonnen wurden.

Sie ist ausgesprochen reich an Brachiopoden und die Hartteile liegen in disartikulierter Form vor. Sie zeigt aufgrund ihrer Zusammensetzung und Erhaltung ein typisch rheinisches Gepräge. Auf Blatt 5609 Mayen wurde von AHRENS (1936) aus der Mayen-Formation bei Berresheim ebenfalls eine rheinisch geprägte Fauna beschrieben. Schon aufgrund ihres Brachiopodenreichtums und der Disartikulierung der Hartteile entsprechen diese Faunen nicht dem Bild einer Konservatlagerstätte, sondern den Faunen wie sie, allerdings in größerer Häufigkeit, im Unter- und Ober-Ems der Moselmulde zu finden sind (siehe GAD 2004). MEYER (1994) erwähnt hingegen eine Fauna aus der Dachschiefergrube am Katzenberg bei Mayen, die aufgrund ihrer Zusammensetzung und Erhaltung (wenige Brachiopoden und Muscheln, häufig vollständig erhaltene Crinoidenkelche sowie rugose und tabulate Einzelkorallen, Orthoceraten und Trilobiten), den Faunen der Typusregion der Hunsrückschiefer-Gruppe in Diversität und Erhaltung kaum nachstehen soll. Leider ist diese Fauna bis heute nicht bearbeitet und wissenschaftlich beschrieben worden.

BARTELS et al. (1998) bemerken, dass über die Fauna des Untersuchungsraumes bisher fast nichts publiziert wurde, aber umfangreiche Aufsammlungen stattgefunden haben. Diese Aufsammlungen hätten eine Fauna ergeben, die Exemplare enthalten, die im Hinblick auf ihre Überlieferung, denen der Konservatlagerstätten im Hunsrück vergleichbar wären, aber keine Weichteilerhaltung zeigen würden. Weiterhin erwähnen diese Autoren, dass Brachiopoden häufiger sind als im Hunsrück.

Außerdem fanden sich relativ oft Stacheln von Acanthodiern. Als zusammenfassende Aussage geben die Autoren an, dass generell die Fauna weniger divers und einheitlicher ist sowie eine größere Ähnlichkeit zu den Faunen der sandigen Normalfazies zeigt.

Zusammenfassend lassen sich also zwei verschiedene Fossilagerstätten charakterisieren:

1. Eine rheinische geprägte Fauna, die sich durch disartikulierte, unter anderem brachiopodenreiche Schalenelementen auszeichnet und
2. eine mehr vollständig erhaltene und zum Teil pyritisierte Fauna, die Anklänge an die berühmten Konservatlagerstätten bei Bundenbach im Hunsrück zeigt.

Weiterhin fällt auf, dass die Sedimente keine Bioturbation aufweisen.

Der Autor (GAD 2005) hat im Rahmen von Sporenuntersuchungen eine umfangreiche Beprobung von Schiefen im Untersuchungsgebiet vorgenommen. Außer Sporen, die zwar meist nachweisbar aber insgesamt selten waren, fanden sich in den Proben selten Acritarchen und vor allem in großer Häufigkeit Landpflanzendetritus. Dieser Pflanzendetritus war in den allermeisten Proben nachweisbar. Allerdings wechselte die Menge von Probe zu Probe stark. In vielen Proben gab es tausende von Landpflanzenbruchstücken und in anderen nur wenige Dutzende oder sie fehlten (selten) auch ganz. Dabei konnte festgestellt werden, dass die Häufigkeit der Landpflanzenbruchstücke bereits in einem Aufschluss stark variiert. Der Gehalt der untersuchten Proben an organischem Kohlenstoff dürfte daher im Wesentlichen auf diese Pflanzenbruchstücke zurückzuführen sein. Sporen und Acritarchen spielen quantitativ keinerlei Rolle.

4. Rekonstruktion der Paläoredoxbedingungen

Mit Hilfe der geochemischen Faziesanalyse soll es mit bestimmten Elementverhältnissen möglich sein, die Paläosauerstoffbedingungen zu rekonstruieren, da die sauerstofflosen und schwefelwasserstoffgesättigten Milieus ganz bestimmte Elemente ausfallen. JONES et al. (1994) nahmen eine kritische Untersuchung von geochemischen Indizes im Hinblick auf ihre Eignung für die Rekonstruktion der Paläoredoxbedingungen bei Tonsteinen vor. Dabei wurde mit Hilfe der Faktorenanalyse festgestellt, dass sich die folgenden fünf Methoden eignen den Paläosauerstoffgehalt zu rekonstruieren:

1. Degree of pyritization (DOP),
2. U/Th-Verhältnis,
3. Authigenes Uran,
4. V/Cr- und
5. Ni/Co-Verhältnis.

In einer jüngeren Arbeit (ROYCHOUDHURY et al. 2003) konnte an rezenten Sedimenten festgestellt werden, dass der DOP-Wert trotz sauerstoffreichen Bodenwassers, dysoxische bis euxinische Bedingungen anzeigte. Mit anderen Worten, der Grad der Pyritisierung stellt keine zuverlässige Methode zur Rekonstruktion der Paläoredoxbedingungen dar. Deswegen wird er im Folgenden auch nicht verwendet.

DAVID (1994) fand allerdings, dass auch der V/Cr-Wert kein zuverlässiger Indikator für die Paläosauerstoffverhältnisse darstellt. Die Unzuverlässigkeit begründet sich nach DAVID (1994) auf den Vergleich von unterschiedlichen Probenserien aus verschiedenen stratigraphischen Niveaus, mit jeweils unterschiedlichem organischem Ausgangsmaterial. Zwar stammen die hier untersuchten Proben aus verschiedenen stratigraphischen Niveaus, doch sind sie alle innerhalb eines Sedimentationsraumes abgelagert worden. Aufgrund der vorgenommenen Untersuchungen auf Sporen (s. Kap. 3.) kann festgestellt werden, dass das organische Material qualitativ homogen ist und im Wesentlichen aus Landpflanzendetritus besteht. Daher scheint es vertretbar den V/Cr-Wert für die Rekonstruktion der Paläoredoxbedingungen zu benutzen. JONES & MANNING (1994) unterteilten den Sauerstoffgehalt in drei Bereiche:

1. Suboxisch und anaerob,
2. Dysoxisch sowie
3. Oxisch.

Die Grenze Oxisch / Dysoxisch definierten sie wie folgt:

U/TH	AUTH. U	V/Cr	Ni/Co	
----0,75----	----5,0----	----2,0----	----5,0----	Dysoxisch
				Oxisch

In Tab. 1 sind die Messwerte von 3 Lokalitäten aus dem Untersuchungsraum und von der Typuslokalität der Hunsrückschiefer-Gruppe wiedergegeben. Aus der Wied-Gruppe stammen die Lokalitäten Augustenthal und Leutesdorf. Zu Vergleichszwecken wurden Proben aus Bundenbach (Hunsrück) und von Rheinbrohl (Siegener Normalfazies) gemessen.

Tab. 1: Geochemische Indizes zur Rekonstruktion der Paläoredoxbedingungen. Werte vor der Klammer = arithmetisches Mittel; in der Klammer = Standardabweichung.

	U/Th	Auth. U	V/Cr	Ni/ Co
Rheinbrohl	0,33 (0,03)	-0,11 (0,41)	1,0 (0,07)	3,46 (0,34)
Augustenthal	0,28 (0,04)	-0,62 (0,38)	0,97 (0,06)	3,77 (0,69)
Leutesdorf	0,3 (0,12)	-0,33 (0,98)	1,06 (0,06)	4,0 (1,13)
Bundenbach	0,3 (0,02)	-0,54 (0,36)	1,13 (0,09)	4,38 (0,69)

Wie Tabelle 1 zeigt befinden sich alle Indizes im oxischen Bereich.

KREJCI-GRAF (1966) unterscheidet beim V/Cr-Wert noch zwischen Gyttja, die sich im sauerstoffarmen, aber nicht sauerstofffreien Gewässer bildet und Sapropel, der sich in sauerstofffreiem Gewässer einstellt. Bei Gyttja liegen die Verhältnisse bei 1 und bei Sapropel zwischen 2 und 10. Da die hier untersuchten Proben alle bei 1 liegen, handelt es sich daher nach diesem Autor um Gyttja. GREWE (2000) untersuchte das V/Cr-Verhältnis in Tonsteinen aus dem Ober-Ems der Moselmulde bei Koblenz. Hier waren Minimalwerte von ca. 0,6 bis Maximalwerte von 1,47 zu verzeichnen. Interessanterweise zeigte sich bei diesen Untersuchungen eine deutliche Erhöhung des Quotienten beim Übergang von der Laubach-Formation zu der Flaserschiefer- und der Kieselgallenschiefer-Formation, also mit Beginn einer tonigen Sedimentation. Bei der Hohenrhein- und Laubach-Formation lagen die Werte im Mittel um 1 und bei der Flaser- und Kieselgallenschiefer-Formation um 1,25. Er deutete diese Veränderung als eine Verschlechterung der Sauerstoffversorgung. Die von Neuwied untersuchten Sedimente liegen nicht etwa im Bereich der Werte der weitgehend tonig beeinflussten Ablagerungen, sondern der Werte der sandig-tonigen Hohenrhein- und Laubach-Formationen. Sie liegen in einem Ablagerungsbereich der von ELKHOLI (1998) und AUGUSTIN (1992) als Bildung des tieferen Vorstrandes gedeutet wurden. Die Ober-Ems-Abfolge bei Koblenz zeigt nach eigenen Untersuchungen als organischen Inhalt in der Hauptsache ebenfalls Landpflanzendetritus, so dass von hier keine Verfälschung der Messwerte zu erwarten ist.

CALVERT & PEDERSEN (1993) untersuchten die Anreicherung von bestimmten Neben- und Spurenelementen in rezenten anoxischen Becken, im Hinblick auf eine Interpretation der geologischen Vergangenheit. Diese Elemente (Ni, Zn, Cr, V, Mo, Cu) reichern sich je nach An- oder Abwesenheit von Sauerstoff in Form von Sulfiden an oder auch nicht. Wobei zwei Bildungsbedingungen unterschieden werden:

1. Die Wassersäule oberhalb des Sediments enthält Schwefelwasserstoff, wie zum Beispiel im Schwarzen Meer oder in bestimmten Norwegischen Fjorden.
2. Die Grenze Schwefelwasserstoff/ Sauerstoff befindet sich im Sediment selbst.

Das Sediment kann an seiner Oberfläche mit Sauerstoff gesättigt sein und die Wassersäule darüber ebenfalls. Das Sediment wird aufgrund der Tätigkeit von Mikroben in einer variablen Tiefe anoxisch. Sie zersetzen organisches Material, wobei Schwefelwasserstoff entsteht. Dies geschieht wenn die Menge des organischen Materials so groß ist, dass nicht mehr genügend Sauerstoff nach diffundieren kann.

Daraus folgerten die Autoren, dass nur bei Abwesenheit von Metallanreicherungen auf sauerstoffreiches Bodenwasser geschlossen werden kann. Die von diesen Auto-

ren in vier rezenten anoxischen Becken gemessenen Werte sind in Tab. 2 wiedergegeben. Außerdem sind als Vergleich durchschnittliche Werte für Tonstein nach TUREKIAN & WEDEPOL (1961) für nicht angereichertes Gestein angegeben. Von CALVERT & PEDERSEN (1993) wurde noch eine Normierung auf Aluminium vorgenommen, zum Beispiel $Ni/Al \times (10^4)$, die für die hier untersuchten Proben übernommen wurde.

Tab. 2: Metallanreicherungen in den untersuchten Aufschlüssen im Vergleich zu rezenten anoxischen Becken. u. N. = unter Nachweisgrenze. Werte vor der Klammer = arithmetisches Mittel, in der Klammer = Standardabweichung; sonst arithm. Mittel.

	Ni/Al	Zn/Al	Cr/Al	V/Al	Mo/Al	Cu/Al
Rheinbrohl (Siegener Normalfazies)	6,7(0,32)	7,7(0,82)	11,4(1,26)	11,3(0,62)	u. N.	0,16(0,01)
Augustenthal (Wied-Gruppe)	6,4(0,7)	7,0(0,47)	11,8(1,28)	11,4(0,99)	u. N.	86,1(63,08)
Leutesdorf (Wied-Gruppe)	5,7(0,63)	9,1(1,64)	9,5(0,57)	10,1(0,68)	16,7(6,01)	0,18(0,21)
Bundenbach (Hunsrück)	7,4(1,05)	10,2(1,58)	11,2(1,32)	12,6(1,29)	20,0(3,09)	0,14(0,04)
Schwarzes Meer	19,8	11,6	28,2	28,8	4,3	7,1
Saamich	7,4	35,7	15,5	27,6	18,0	12,3
Framvaren	90,6	1090	8,1	26,9	100	37,5
Cariaco	5,8	16,2	13,4	35,8	11,1	5,3
durchschnittlicher Tonstein	7,7	10,8	10,2	14,8	0,3	5,1

Betrachtet man zunächst nur die Werte aus rezenten anoxischen Becken, fällt auf, dass nicht alle Werte im Vergleich zum durchschnittlichen Tonstein angereichert sind. Es fällt weiterhin auf, dass die einzelnen Werte untereinander stark schwanken, zum Beispiel Ni/Al bei Cariaco = 5,8 und bei Framvaren = 90,6. Sieht man sich die Werte der hier gemessenen Sedimente an, so ist zu bemerken, dass die Werte, bis auf drei Ausnahmen, recht homogen sind. Die Ausnahmen sind der Cu/Al-Wert von Augustenthal und die Mo/Al-Werte von Leutesdorf sowie Bundenbach. Vergleicht man die hier gemessenen Werte mit den Werten des durchschnittlichen Tonsteins nach TUREKIAN & WEDEPOL (1961), so sieht man, dass sie, bis auf die drei Ausnahmen, in diesem Bereich oder hauptsächlich darunter liegen. Das heißt, eine Anreicherung hat es bis auf die Ausnahmen nicht gegeben.

Am markantesten ist die Kupferanreicherung bei Augustenthal auch im Vergleich zu den rezenten anoxischen Becken. Wie im Kap. 2. beschrieben, stammen diese Proben aus der Typuslokalität der Augustenthal-Formation. Dieser Aufschluss zeichnet sich durch das Überwiegen von dickbankigen Sandsteinen aus. Die Schieferlagen da-

zwischen sind nur wenige Zentimeter mächtig. Unter diesen Umständen erscheint eine Kupferanreicherung aufgrund von anoxischen Bedingungen sehr unwahrscheinlich. Daher wird eher eine sekundäre Anreicherung in Folge einer nachträglichen Vererzung angenommen, zumal ja die Quotienten in Tab. 1 ebenfalls sauerstoffreiches Wasser anzeigen.

Anders verhält es sich mit den Molybdänwerten von Leutesdorf und Bundenbach. Sie liegen weit oberhalb der Werte des durchschnittlichen Tonsteins und im Mittelbereich der Werte aus den anoxischen Becken.

Nach CALVERT et al. (1993) und BRUMSACK (1989) wird Molybdän bei der Abwesenheit von Sauerstoff als Sulfid gefällt. Nach DAVID (1994) ist es kein detritisches Element und wird daher nicht vom Festland angeliefert, sondern an Ort und Stelle zum Beispiel in organischem Material angereichert. Es ist mehr oder wenig gleichförmig im Meerwasser von verschiedenen Ozeanen gelöst. Es scheint daher ideal geeignet zu sein, reduzierende Bedingungen anzuzeigen.

Molybdän kann getrennt in Form von Molybdänsulfid oder auch zusammen mit Eisensulfid vorliegen. Weiterhin ist aus der Literatur bekannt, dass es aufgrund seines Ionenradius in verschiedenen Verbindungen Eisen und Titan diadoch ersetzen kann, wie zum Beispiel in Ilmenit, Titanomagnetit und Biotit. Um zu berechnen, ob zwischen Molybdän und Eisen oder Titan eine Korrelation besteht, kann man den SPEARMANSchen Korrelationskoeffizienten bestimmen, da die Daten keine Normalverteilung zeigen. (r = Korrelationskoeffizient, p = Irrtumswahrscheinlichkeit).

Leutesdorf: $\text{Mo} \times \text{Fe}$: $r = 0,99$, $p = \text{kleiner } 0,001$

Bundenbach: $\text{Mo} \times \text{Fe}$: $r = 0,85$, $p = \text{kleiner } 0,001$

Sowohl bei Leutesdorf als auch bei Bundenbach liegt eine hochgradige Korrelation zwischen Eisen und Molybdän vor.

Überprüft man mit Hilfe des Koeffizienten die Korrelation zwischen Titan und Molybdän, dann ergibt sich nur für Leutesdorf eine relativ schwache Korrelation.

Leutesdorf: $\text{Ti} \times \text{Mo}$: $r = 0,354$, $p = 0,01$

Da aus den stratigraphischen Einheiten von Bundenbach und Leutesdorf pyritisierte Fossilien bekannt sind, kann man annehmen, dass zumindest ein Teil des Molybdäns zusammen mit Eisensulfid gefällt wurde. Die Korrelation zwischen Molybdän und Titan kann wahrscheinlich als diadocher Ersatz der Elemente interpretiert werden. Die Molybdänanreicherung spricht also im Gegensatz zu den Fundstellen Augustenthal und Rheinbrohl ebenfalls dafür, dass in diesen stratigraphischen Einheiten zumindest zum Teil reduzierende Bedingungen geherrscht haben könnten. Andererseits sprechen die geochemischen Indizes der Tab. 1 in allen Fundstellen für oxische Verhältnisse.

DAVID (1994) und ZIMMERLE & STRIBRNY (1992) weisen auf die Möglichkeit hin, dass es trotz völlig oxischer Bedingungen zu einer Schwarzschieferbildung kommen kann.

Voraussetzung dafür ist, dass die Anreicherung von organischem Material und die Sedimentationsrate hoch genug sind. ZIMMERLE & STRIBRNY (1992) schlagen zwei alternative Modelle vor:

1. „Open Sea“-Modell: in Upwelling-Gebieten nahe der Küste.
2. „Continental Shelf“-Modell.

Das „Continental Schelf“-Modell unterscheidet sich vom „Open sea“-Modell durch die geringere Wassertiefe des Schelfes. Da alle sedimentologischen Untersuchungen auf eine geringe Wassertiefe hindeuten, wird dieses Modell im Folgenden benutzt um die Schwarzschieferbildung und die Erhaltung der Fossilien zu erklären.

Die photische Zone erreicht in diesem Modell den Meeresboden. Die geringe Wassertiefe erlaubt das schnelle Absinken von organischem Material, zum Beispiel von Landpflanzendetritus, bevor es zersetzt wird. Das organische Material wird zum Teil durch den Eintrag von Flüssen angeliefert (Delta des Old Red-Kontinentes). In Folge der Anlieferung von großen Sedimentmengen durch das vor gelagerte Delta (entspricht der Siegener Normalfazies, siehe STETS & SCHÄFER 2002), kommt es zu einer hohen Sedimentationsrate und damit zu einer schnellen Bedeckung des abgestorbenen organischen Materials.

DAVID (1994) weist noch auf die Möglichkeit hin, dass die Pyritisierung in Folge der Sulfatreduktion durch Bakterien nicht überall im Sedimentkörper abläuft, sondern in Mikroenvironments in der Nähe von größeren Mengen von abgestorbenem organischem Material. Wird der durch die bakterielle Tätigkeit gebildete Schwefelwasserstoff langsam gebildet, bleibt er größten Teils im Sediment gebunden und entweicht nicht in die darüber liegende Wassersäule. Nur wenn die Anreicherung von organischem Material sehr hoch ist, dehnt sich die reduzierende Zone durch Diffusion des Schwefelwasserstoffs in die darüber liegende Wassersäule aus. Die Messungen des Kohlenstoffs ergaben aber, dass die hier untersuchten Sedimente nur einen geringen Anteil an organischem Kohlenstoff aufweisen, wodurch es dann nur zu einer Pyritbildung in der Nähe von größeren Mengen von organischem Material kommt. Der Gesamtkohlenstoffgehalt beträgt im Mittel für Leutesdorf 0,2 % (N= 53) und für Bundenbach 0,46 % (N = 28). Da ein Teil des Gesamtkohlenstoffs noch in anorganischer Form vorliegen kann, muss dieser schon geringe Wert nochmals reduziert werden. Damit ist der scheinbare Widerspruch zwischen sauerstoffreicher Wassersäule sowie Porenwasser einerseits und Pyritbildung andererseits geklärt.

BRIGGS et al. (1996) machen bei geochemischen Untersuchungen an Fossilien der Hunsrückschiefer-Gruppe ebenfalls auf diesen Umstand aufmerksam. Der geringe Anteil von organischem Kohlenstoff im Sediment, in Verbindung mit einem hohen Prozentsatz von Eisen, bewirkt, dass im Sediment selbst kein Pyrit (oder zumindest kaum) entsteht, sondern dass sich der Pyrit nur in Mikroenvironments in Gegenwart von größeren Leichen bildet. Bei der Sulfatreduktion durch die Bakterientätigkeit wird aus dem umgebenden Porenwasser das Eisen entzogen, das sich dann als Pyrit auf den Leichen niederschlägt.

Sowohl Bundenbach als auch Leutesdorf besitzen nach eigenen Messungen gegenüber einem durchschnittlichen Tonstein nach TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) einen erhöhten Eisengehalt (% - Fe_2O_3), Bundenbach = 8,2 und Leutesdorf = 7,7 %, gegenüber nur 6,8 % bei dem durchschnittlichen Tonstein.

Bei den untersuchten Proben waren aber im umgebenden Sediment keine größeren Leichen (= Makrofossilien) zu erkennen. Die Fundstelle Rheinbrohl wird zur Siegener Normalfazies gerechnet. Aufgrund der hier zu erwartenden geringen Wassertiefe kann man davon ausgehen, dass es hier nicht zu reduzierenden Bedingungen und damit zu Molybdän- bzw. Pyritanreicherungen kommen konnte.

Augustenthal wurde im Rahmen der Blattkartierung intensiv auf Sporen beprobt. Dabei stellte sich heraus, dass diese Fundstelle im Gegensatz zu allen anderen Probenmestellen praktisch keinerlei Anreicherung von Landpflanzendetritus zeigt. Daraus kann gefolgert werden, dass der fehlende Anteil von organischem Material in Verbindung mit der geringen Wassertiefe (s. ELKHOLY & GAD in diesem Band) reduzierende Bedingungen verhinderte, womit die fehlende Molybdänanreicherung, im Gegensatz zu Leutesdorf und Bundenbach, erklärt ist. Die untersuchten Sporenproben zeigen, dass auch in Bundenbach und Leutesdorf der Gehalt an organischem Koh-

lenstoff im Wesentlichen durch Landpflanzendetritus gebildet wird. Im Gegensatz zu BRIGGS et al. (1996) ist daher anzunehmen, dass es nicht nur im Umkreis von größeren Leichen, sondern auch im Sediment selbst, bei Anwesenheit von größeren Mengen von Landpflanzendetritus, zu reduzierenden Bedingungen und damit zu einer Molybdänanreicherung kommen kann. Da die Menge des Landpflanzendetritus von Probe zu Probe stark variiert, kommt es aber, auf den gesamten Sedimentkörper bezogen, nur lokal zu reduzierenden Bedingungen, während der Rest des Sedimentes und auch die darüber liegende Wassersäule mit Sauerstoff versorgt war.

Der Überlegung von MEYER (1994), dass in der Leutesdorf-Formation „euxinisches“ Bodenwasser temporär das artenreiche Benthos vergiftet und somit für die ungewöhnlich gute Überlieferung gesorgt haben soll, ist also nicht zu zustimmen.

Die Fossilien der Wied-Gruppe zeichnen sich aber nicht nur durch eine teilweise Pyritisierung, sondern auch durch eine mehr oder weniger vollständige Erhaltung aus. Wie im Kap. 3. beschrieben, bezieht sich dies aber nur auf bestimmte Bereiche und ist nicht die Regel. So sind die sehr empfindlichen Multiskelettelemente von Seelilien teilweise vollständig erhalten. Diese als Konservatlagerstätte beschriebene Erhaltung steht natürlich unmittelbar in Beziehung mit den Entstehungsbedingungen der Wied- und der Hunsrückschiefer-Gruppe.

Diese Entstehungsbedingungen wurden aber in der Typusregion der Hunsrückschiefer-Gruppe durchaus unterschiedlich rekonstruiert. Sie reichen von Flachwasserbedingungen bis zu Tiefseeverhältnissen. Ohne auf die historische Entwicklung der verschiedenen Modellvorstellungen eingehen zu wollen (siehe hierzu die zusammenfassenden Arbeiten von BARTELS & BRASSEL 1990 und BARTELS et al. 1998), wird im Folgenden auf einige mit modernen Methoden ausgeführte Untersuchungen verwiesen, die die sehr gute Erhaltung erklären. Auch bei der Hunsrückschiefer-Gruppe stellt die außergewöhnliche Erhaltung der Konservatlagerstätten gegenüber der disartikulierten Hauptmasse der Fossilien die Ausnahme dar. Die vollständig erhaltenen Fossilien sind nur in einigen wenigen Horizonten überliefert. Für die Konservatlagerstätten wurden mit Hilfe von sedimentologischen und taphonomischen Kriterien (unter anderen SUTCLIFFE 1997 zusammengefasst in BARTELS et al. 1998; SUTCLIFFE et al. 2002; BARTELS et al. 2002) folgende Ablagerungsbedingungen rekonstruiert:

Die Wassersäule oberhalb des Sedimentkörpers war mit Sauerstoff versorgt, wie die vollständige Überlieferung von zahlreichen Epibenthonten zeigt. Viele der fossilführenden Horizonte repräsentieren Turbidite, die innerhalb eines Intraschelfbeckens am äußeren Rand des Schelfs abgelagert wurden. Die Turbidite bedeckten das Bodenleben und erstickten es und führten dabei zu einer teilweisen in situ-Überlieferung. Gleichzeitig wurden aber durch die Turbidite lebende, mobile Epifauna mittransportiert und abgelagert. Nach Ablagerung der Turbidite kam es dann im Sediment teilweise zu anaeroben Bedingungen und damit zur Pyritisierung der Fossilien. Später kam es wiederum zu einer Neubesiedlung des Sediments.

Zwischen den Turbiditen sind Tonsteine abgelagert worden, die disartikuliert erhaltene Fossilien enthalten. Diese Tonsteine werden als das Ergebnis einer ruhigen Hintergrundsedimentation gedeutet. Die Turbidite mit den darin enthaltenen vollständig überlieferten Fossilien wurden unterhalb der Sturmwellenbasis abgelagert.

Die wiedergegebene Rekonstruktion stimmt gut mit den hier gemessenen Daten von Bundenbach überein. Auch die geochemischen Ergebnisse sprechen für eine sauerstoffreiche Wassersäule oberhalb des Sediments und nur teilweise euxinische, beziehungsweise anaerobe Bedingungen im Sediment.

Die sedimentologischen Signaturen der Wied-Gruppe und der Hunsrückschiefer-Gruppe unterscheiden sich aber deutlich, so dass das oben geschilderte Modell nicht auf die Wied-Gruppe angewandt werden kann. Die beobachteten Sedimentstrukturen im Untersuchungsraum sprechen alle für Ablagerungen in Flachwasserverhältnissen oberhalb der Sturmwellenbasis. Die Überlieferung der vollständig und zum Teil pyritisierten Fossilien bedarf daher einer anderen Erklärung.

FELDMAN et al. (1993) erstellten ein Modell für die Entstehung von Konservatlagerstätten in tidal beeinflussten Bereichen, das auf die hier untersuchten Sedimente zumindest zum Teil angewandt werden kann. Die hauptsächlichen Faktoren, die zu Bildungen von Konservatlagerstätten in diesem Milieu führen, sind:

Hohe Sedimentationsrate, hohe Strömungsgeschwindigkeit sowie schwankender Salzgehalt. Die Autoren weisen besonders darauf hin, dass es im Deltafrontbereich zu einer kontinuierlichen und besonders langzeitlichen Sedimentation und damit zu sehr hohen Sedimentationsraten kommt. Durch die hohe Sedimentationsrate wird abgestorbenes organisches Material bald eingebettet. Die große Sedimentationsrate, die hohe Strömungsgeschwindigkeit und der fluktuierende Salzgehalt verhindern oder erschweren die Bioturbation, was wiederum die Bildung von anoxischem Bodenwasser erleichtert. Weiterhin tendieren die Tonminerale in tidenbeeinflussten Gebieten dazu, sich zu größeren Aggregaten zusammenzuschließen, die dann wiederum eine größere Sinkgeschwindigkeit haben und auch gegenüber einer relativ starken Strömung weniger anfällig gegen Umlagerung sind.

Die genannten Faktoren können nun benutzt werden, die im Untersuchungsgebiet vorgefundenen taphonomischen und sedimentologischen Signaturen sinnvoll zu erklären. Das Wachstum von juvenilen Organismen kann nicht unbedingt die hohe Sedimentationsrate ausgleichen, so dass diese verschüttet zu werden. Hohe Strömungsgeschwindigkeit und wechselnder Salzgehalt sind ebenfalls Stressfaktoren für die Besiedlung der Organismen. Dies mag die geringere Diversität der Fauna im Untersuchungsraum gegenüber der Hunsrückschiefer-Gruppe erklären.

Auch die auffallend geringe Fossildichte ist hiermit leicht zu begründen. Das auffallende Fehlen von Bioturbation hat die selben Gründe. Die Aggregatbildung der Tonminerale sowie die große Mächtigkeit der Überdeckung durch die hohe Sedimentationsrate, mag an manchen Stellen so hoch gewesen sein, dass sie die Exhumierung und damit die Disartikulation von bereits bedeckten Leichen durch eine Sturmflut verhindern konnte. Durch die vollständige Überdeckung kam es ähnlich wie in der Hunsrückschiefer-Gruppe zu einer Pyritisierung in Mikroenvironments um größere Leichen. Gleichzeitig gab es Gebiete, in denen die Überdeckung nicht ausreichte um einem Sturm zu trotzen, hier bildeten sich dann die disartikulierten Fossilagerstätten mit einem typisch rheinischen Gepräge, die ja ebenfalls vorhanden sind.

Für diese Fossilagerstätte wird also eine Genese angenommen, wie sie in GAD (2004) beschrieben wurde. Im Hinblick auf die in ELKHOLY & GAD (in diesem Band) vorgenommene Ausgliederung der bei Neuwied anstehenden Formationen (Wied-Gruppe) aus der Hunsrückschiefer-Gruppe, ergibt das hier vorgestellte Modell, dass die in beiden lithologischen Einheiten vorkommenden Konservatlagerstätten durch unterschiedliche geologische Konstellationen gebildet wurden. Das gemeinsame Vorkommen von Konservatlagerstätten stellt daher keinen Grund dar, die beiden lithologischen Gruppen, wie es in der Vergangenheit der Fall war, in eine gemeinsame Einheit „Hunsrückschiefer“ zu stellen.

Schriften

- AHRENS, W. (1936): Geologische Karte von Preussen 1: 25 000, Erl. Blatt 5609 Mayen, 47 S., 5 Tab., Berlin.
- AUGUSTIN, C. (1992): Geologische Kartierung und sedimentologische Profilaufnahme der Laubach-Schichten im Devon des Rheinischen Schiefergebirges im Bereich der Ruppertsklamm bei Lahnstein. Diplomkartierung Univ. Mainz, 83 S., 2 Abb., 17 Taf., 1 Kt., Mainz. – [unveröff.].
- BARTELS, C. & BRASSEL, G. (1990): Fossilien im Hunsrückschiefer – Dokumente des Meereslebens im Devon. – Museum Idar-Oberstein, **7**, 231 S., 193 Abb., Idar-Oberstein.
- BARTELS, C. & BRIGGS, D. E. G. & BRASSEL, G. (1998): The fossils of the Hunsrück Slate – Marine life in the Devonian. 309 S., 237 Abb., (Cambridge Univ. Press) Cambridge.
- BARTELS, C. & WUTTKE, M. & BRIGGS, D. E. G. (2002): Projekt Nahecaris – Entschlüsselung devonischer Palaeo-Ökosysteme aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach. – *Metalla*, **9**, 137 S., Bochum.
- BRIGGS, D. E. G. & RAISWELL, R. & BOTTRELL, S. H. & HATFIELD, D., & BARTELS, C. (1996): Controls on the pyritization of exceptionally preserved fossils: an analysis of the Lower Devonian Hunsrück Slate of Germany. – *Am. Jour. Science*, **296**, S. 633-663, 8 Abb., 5 Tab., New Haven.
- BRUMSACK, H. J. (1989): Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea. – *Geol. Rundschau*, **78/3**, S. 851-882, 13 Abb., 8 Tab., Stuttgart.
- CALVERT, S. E. & PEDERSEN, T. F. (1993): Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record. – *Marine Geol.*, **113** (1993), S. 67-88, 10 Abb., 2 Tab., Amsterdam.
- DAHMER, G. (1931): Fauna der belgischen „Quartzophyllades de Longlier“ in Siegener Rauhflaserschichten auf Blatt Neuwied. – *Jb. preuss. geol. Landesanst.*, **52**, S. 86-111, 1 Abb., 4 Taf., Berlin.
- DAVID, P. (1994). Organisch-petrologische und geochemische Charakterisierung von Schwarzschiefern. Diss. TH Aachen, 300 S., 76 Abb., 32 Tab., Aachen.
- ELKHOLI, H. (1998): Fazies-Untersuchungen im Mittleren Ober-Ems (Laubach-Unterstufe) der Moselmulde (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). – *Bonner geowiss. Schriften*, **27**, 180 S., 50 Abb., 7 Anl., Wiehl.
- ELKHOLY, H. & GAD, J. (2006): Die Wied-Gruppe (vormals Hunsrückschiefer): Eine neue lithostratigraphische Einheit am Nordrand der Moselmulde. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **34**, S. 49-72, 10 Abb., Mainz.
- ERBEN, H. K. (1994): Das Meer des Hunsrückschiefers. – In: KOENIGSWALD, W. v. & MEYER, W. (Hrsg.): *Erdgeschichte im Rheinland – Fossilien und Gesteine aus 400 Millionen Jahren*. S. 49-56, 13 Abb., (Friedrich Pfeil-Verlag) München.
- FELDMAN, H. R. & ARCHER, A. W. & KVALE, E. P. & CUNNINGHAM, C. R. & MAPLES, C. G. & WEST, R. R. (1993): A Tidal Modell of Carboniferous Konservat-Lagerstätten Formation. – *Palaios*, **1993** (8), S. 485-498, 9 Abb., 2 Tab., Tulsa, Okla.
- GAD, J. (2004): Brachiopodenhabitate in Rheinischer Fazies – ein Modell. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **32**, S. 189-198, 3 Abb., Mainz.
- (2005): Miosporen aus dem Hunsrückschiefer des Westerwaldes (Rheinisches Rheinisches Schiefergebirge; Unterdevon) und die stratigraphische Stellung der Mayen-Formation. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **33**, S. 167-218, 1 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Mainz.
- (2006): Was ist eigentlich Hunsrückschiefer? – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F., **88**, S. 53-65, 1 Abb., Stuttgart.

- GREWE, C. (2000): Geochemie der pelitischen Abschnitte des Ober-Ems im Raum Lahnstein (RSG). Diss. Univ. Bonn, 171 S., 70 Abb., 13 Anl., Bonn.
- JONES, B. & MANNING, D. A. C. (1994): Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. – *Chemical Geol.*, **111** (1994), S. 111-129, 5 Abb., 5 Tab., Amsterdam.
- KREJCI-GRAF, K. (1966): Geochemische Faziesdiagnostik. – *Freiberger Forschungshefte*, C **224**, 77 S., 4 Tab., Leipzig.
- MEYER, W. (1965): Gliederung und Altersstellung des Unterdevons südlich der Siegener Hauptaufschubung in der Südost-Eifel und im Westerwald (Rheinisches Schiefergebirge). – *Max Richter-Festschrift*, S. 35-47, 3 Abb., Clausthal-Zellerfeld.
- (1994): *Geologie der Eifel*. 3. Aufl. 618 S., (Schweizerbart) Stuttgart.
- MEYER, W. & PAHL, A. (1960): Zur Geologie der Siegener Schichten in der Osteifel und im Westerwald. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **112**, S. 278-292, Hannover.
- QUIRING, H. (1936): *Geologische Karte von Preussen 1: 25 000*, Erl. Blatt 5510 Neuwied, 68 S., 5 Tab., Berlin.
- ROYCHOUDHURY, A. N. & KOSTKA, J. E. & VAN CAPPELLEN, P. (2003): Pyritization a palaeoenvironmental and redox proxy reevaluated. – *Estuarine, Coastal Shelf Science*, **57** (2003), S. 1-11, 3 Abb. 2 Tab., Amsterdam.
- SACHS, L. (1984): *Angewandte Statistik*. (Springer) Berlin, Heidelberg.
- SCHINDLER, T. & SUTCLIFFE, O. E. & BARTELS, C. & POSCHMAN, M. & WUTTKE, M. (2002): Lithostratigraphical subdivision and chronostratigraphical position of the middle Kaub Formation (Lower Emsian, Lower Devonian) of the Bundenbach area (Hunsrück, SW Germany). – In: BARTELS, C. & WUTTKE, M. & BRIGGS, D. E. G. (Hrsg.): *The Nahecaris Project. Metalla*, **9**, S. 73-88, Bochum.
- SCHULZ-DOBRIK, B. (1982): Geochemie devonischer Sedimentgesteine der Bohrung Schwarzbachtal 1 im Rhenohercynikum. – *Senckenbergiana lethaea*, **63** (1/4), S. 161-170, 1 Abb., 4 Tab., Frankfurt a. M.
- SOLLE, G. (1950): Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Devon. – *Geol. Jb.*, **65**, S. 299-380, 2 Abb., 3 Tab., Hannover.
- STETS, J. & SCHÄFER, A. (2002): Depositional Environments in the Lower Devonian Siliclastics of the Rhenohercynian Basin (Rheinisches Schiefergebirge, W-Germany) – Case Studies and a Model. – *Cont. Sed. Geol.*, **22**, 35 Abb., 20 Fotos, 3 Tab., Stuttgart.
- SUTCLIFFE, O. E. & TIBBS, S. L., & BRIGGS, D. E. G. (2002): Sedimentary and environmental interpretation of fine-grained turbidites in the Kaub Formation of the Hunsrück Slate: analysis of a section excavated for project Nahecaris. – In: BARTELS, C. & WUTTKE, M., & BRIGGS, D. E. G. (Hrsg.): *The nahecaris Project – Realising the marine life of the Devonian from the Hunsrück Slate of Bundenbach. Metalla*, **9**, S. 89-104, 4 Abb., Bochum.
- TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. – *Bull. Geol. Soc. America*, **72**, S. 175-191, New York.
- ZIMMERLE, W. & STRIBRNY, B. (1992): Organic Carbon-Rich Pelitic Sediments in the Federal Republic of Germany. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **152**, 142 S., 62 Abb., 8 Tab., Frankfurt a. M.

Anschrift des Autors:
Dr. JÜRGEN GAD, Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz,
Emy-Roeder-Straße 5, D-55129 Mainz.

Manuskript eingegangen am 23. 1. 2006