

**Die Wied-Gruppe (vormals Hunsrückschiefer):
Eine neue lithostratigraphische Einheit am Nordrand der Moselmulde –
Untersuchungen zu ihrer faziellen und stratigraphischen Einordnung**

HASSAN ELKHOLY & JÜRGEN GAD

Kurzfassung: Die Schichten der Moselmulde (Rheinisches Schiefergebirge, Unterdevon) im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung (Mayen-Formation bis Isenburg-Formation) wurden in der Literatur seit Mitte des 20. Jahrhunderts dem problematischen Begriff „Hunsrückschiefer“ zugeordnet. Mit Hilfe von sedimentologischen Kriterien konnte gezeigt werden, dass die untersuchten Einheiten eine eigenständige, von den „Hunsrückschiefern“ der Regio typico (östlicher Hunsrück, westlicher Taunus) unabhängige fazielle Entwicklung genommen haben. Sie unterschieden sich nicht wesentlich von anderen Flachmeergebieten der Rheinischen Fazies (Vorstrand bis Übergangzone). Mit Hilfe von biostratigraphischen Kriterien ist eine Zuordnung der lithostratigraphischen Einheiten in den Grenzbereich Gedinne/Siegen bis in das untere Unter-Ems vorgenommen worden.

Da die hier untersuchten Einheiten weder in fazieller noch in stratigraphischer Hinsicht dem „Hunsrückschiefer“ der Regio typico entsprechen, wurde für sie der neue lithostratigraphische Name Wied-Gruppe aufgestellt und mit der Hunsrückschiefer-Gruppe der Regio typico verglichen.

Abstract: Since the middle of the 20th century the strata of the Mosel syncline (Rhenish Massif, Lower Devonian, Siegenian/Emsian) stratigraphically above the Siegen Main Thrust (Mayen-Formation to Isenburg-Formation) were assigned to the problematic term “Hunsrückschiefer” (“Hunsrück Slate”). With the aid of sedimentological criteria it could be shown that the studied strata have had their own development, which was facially independent of the “Hunsrück Slate” in the type area (eastern Hunsrück, western Taunus). The strata are not essentially different from other shallow sea deposits of the widespread Rhenish Facies (shoreface to transition zone). With the aid of biostratigraphically criteria it was possible to allocate the lithostratigraphically defined formations to the border of Gedinnian/Siegenian up to lowest Lower Emsian.

Since the examined strata correspond neither in respect to its facies nor stratigraphically with the “Hunsrück Slate” of the type area, the new lithostratigraphical name Wied Group was established and compared with the Hunsrückschiefer Group of the type area.

Einleitung

An der Nordwestflanke der Moselmulde, die als eines der größten Synklinorien des Rheinischen Schiefergebirges das Mittelrheingebiet im Streichen der variskischen Fal-

tenachsen durchquert, finden sich im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung zwischen Südostefel und Westerwald verbreitet geschieferte Gesteinsfolgen, die – in Anlehnung an die Gesteinsverbände im östlichem Hunsrück und westlichen Taunus – seit der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts zusammenfassend als „Hunsrückschiefer“ bezeichnet werden.

In GAD (2006a) wurde die Erforschungsgeschichte dieser Region detailliert wiedergegeben, deshalb sind hier nur in aller Kürze wesentliche Ergebnisse aufgeführt. Ausgehend von der Aufstellung des Begriffes Hunsrückschiefer durch GREBE (1881) und KOCH (1881) in der *Regio typico* wurde in der Folgezeit der Begriff auch auf unser Untersuchungsgebiet ausgedehnt. Bei dieser Betrachtung spielte die stratigraphische Zuordnung der einzelnen Formationen mit Hilfe von Brachiopoden eine große Rolle (unter anderen DREVERMANN 1904, FUCHS 1930, SOLLE 1950). Die Korrelationen der einzelnen Formationen mit Hilfe der Fauna war durchaus kontrovers und schon bald sprach man vom „Hunsrückschieferproblem“. HENKE (1930) konnte die im Siegerland ausgearbeitete Dreigliederung (Tonschiefer, Rauhflaser und Herdorf) bis an den Rhein in das Untersuchungsgebiet verfolgen, wobei er aber unmittelbar am Rhein im Hangenden der Rauhflaser-Schichten „Hunsrückschiefer-Schichten“ annimmt und dies mit einem Auskeilen der Herdorf-Schichten nordöstlich des Rheins begründet. Später erweiterte er (HENKE 1933) diese Dreigliederung über den Rhein hinweg bis in die Osteifel. Aufgrund von Faunenfunden gliederte er aber einen Teil der Abfolge (Obere Siegen-Schichten) in zwei Faziesgebiete, wovon er eines nun als Hunsrückschieferfazies bezeichnete. Spätere Bearbeiter (unter anderen SIMPSON 1940) dehnten den Begriff Hunsrückschiefer auf die gesamte Abfolge im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung aus. Nach einer faunistischen Untersuchung von SOLLE (1950) sollten die einzelnen Formationen des Untersuchungsgebietes alle in seine von ihm aufgestellte Ulmen-Unterstufe gestellt werden. In jüngerer Zeit kartierte MEYER (1965) das Gebiet erneut und gliederte die Sedimentabfolge in fünf rein lithologisch definierte Einheiten (Mayen-, Leutesdorf-, Augustenthal-, Rüscheid-, Isenburg-Schichten). Im Folgenden werden diese Namen von MEYER übernommen, lediglich die mehrdeutige Bezeichnung Schichten wird dem internationalen Gebrauch gemäß in Formation umgeändert. In dieser Arbeit, wie auch in Folgearbeiten (z. B. MEYER et al. 1996), bezweifelte er die Zugehörigkeit der gesamten Abfolge zur Ulmen-Unterstufe.

Mit Hilfe von Sporen konnte GAD (2005) zeigen, dass diese Zweifel berechtigt waren, die Mayen- Formation wurde in den Grenzbereich Gedinne/Unter-Siegen gestellt. GAD (2006a) konnte weiterhin zeigen, dass die zahlreichen, von SOLLE (1950) selbst bemerkten, faunistischen Unstimmigkeiten im Zusammenhang mit der Zuordnung in die Ulmen-Unterstufe, auf einer fehlerhaften Parallelisierung des rechtsrheinischen „Gilsbachquarzites“ mit einem linksrheinischen „Quarzit“ in der unmittelbaren Nähe der Siegener Hauptaufschiebung beruhten.

Die Zuordnung der im Untersuchungsgebiet vorgefundenen Gesteinsabfolge zu den „Hunsrückschiefern“ im Sinne der in der Literatur vorgefundenen Definition, ist nicht nur rein von der Namengebung her problematisch. Nicht umsonst sprach man auch vom Hunsrückschieferproblem. Es stellte sich die Frage was eigentlich unter dem Begriff „Hunsrückschiefer“ zu verstehen ist oder – anders ausgedrückt – wie man „Hunsrückschiefer“ definiert. GAD (2006a) konnte darstellen, dass das so genannte Hunsrückschieferproblem historisch gesehen zumindest zum Teil durch die ungenaue Definition des Begriffes „Hunsrückschiefer“ verursacht wurde. Dieser Terminus ist sowohl historisch als auch noch in jüngster Zeit mit folgenden Bedeutungsinhalten belegt:

1. ein petrographischer,
2. ein biostratigraphischer,
3. ein lithostratigraphischer und
4. ein fazieller Begriff.

Um diese Begriffsverwirrung zu umgehen wird in GAD (2006a) vorgeschlagen, die Gesteinsabfolge in der Regio typico (Sauerthal-, Bornich-, Kaub-Formation) nur noch rein lithologisch zu definieren. Hierzu sind die Formationen unter dem Begriff Hunsrückschiefer-Gruppe zusammengefasst worden, wobei der Taunusquarzit die Liegendgrenze und der Einsatz der ersten Porphyroide die Hangendgrenze bilden.

Da die Gesteine des Untersuchungsgebietes sowohl historisch als auch in jüngster Zeit in rein fazieller Hinsicht als „Hunsrückschiefer“ bezeichnet wurden, soll in der vorliegenden Arbeit untersucht werden, ob diese Gleichsetzung unter aktuogeologischen Gesichtspunkten gerechtfertigt ist. Zu diesem Zweck wurden ausgewählte Profile am Mittelrhein und im Tal der Wied, vor allem im Bereich ehemaliger Steinbrüche, einer näheren Betrachtung unterzogen. Außerdem ist noch das namensgebende Profil der Mayen-Formation an der Genovevaburg in Augenschein genommen worden.

Mayen-Formation

Die von AHRENS (1936) erstmalig auf Blatt 5609 Mayen definierte Einheit wurde von MEYER (1965) auch für das rechtsrheinische Gebiet beibehalten, da aus petrographischer Sicht keine Unterschiede festgestellt wurden. Im Rheinprofil bildet die Mayen-Formation die älteste Einheit der von uns untersuchten Schichtenabfolge, die nördlich von Leutesdorf/ Rhein unmittelbar im Hangenden der Siegener Hauptüberschiebung gegen die Serien der Siegener Normalfazies abstoßen (MEYER 1965, MEYER & STETS 1996). Die erschlossene Mächtigkeit dieser Einheit beziffert MEYER (1965) mit rund 1200 m. Da die Liegendgrenze wegen des tektonischen Kontakts zur Siegener Hauptüberschiebung nicht zu ermitteln ist, dürfte die Gesamtmächtigkeit noch größer sein (MEYER & STETS 1996). Lithologisch bildet diese Einheit – nach unseren Eindrücken – eine vergleichsweise stark sandige Abfolge aus gebänderten Siltschiefer-Paketen, in die, regional mitunter auffallend dominierend (s. unten), selten auch fossilführende Sandsteinfolgen von bis zu mehreren Metern Mächtigkeit eingeschaltet sind. Die aus dieser Formation beschriebene Siegen-Fauna (SIMPSON 1940, KUTSCHER 1941) entspricht in ihrer Zusammensetzung dem „rheinischen“ Faunenspektrum mit z. T. stärker berippten Brachiopoden, fragmentierten Crinoiden und Zweischalern des vollmarinen Biotops.

Die Sedimentstrukturen sind – wie gewöhnlich – größtenteils auf die stärker sandigen Partien beschränkt. Als vorherrschendes Gefüge tritt hier, wie auch in anderen Einheiten des rheinischen Unterdevon, ebene Horizontalschichtung in Erscheinung, die offenbar dem „unteren Strömungsregime“, d. h. strömungsarmen bzw. suspensionsgesteuerten Sedimentationsmechanismen entstammt. Diese Form planarer Horizontalschichtung ist weniger charakteristisch für ein bestimmtes Environment (vgl. REINECK & SINGH 1972), im marinen Milieu hauptsächlich aber in den flachmarinen Schelfzonen verbreitet, wo sich die sandigen Substrate häufig aus der abgereinigten Suspension sturmgenerierter Sedimentwolken (GADOW & REINECK 1969, REINECK & SINGH 1971, AIGNER & REINECK 1982) oder aus lokaler In-Situ-Aufarbeitung durch grundberührenden Seegang (KUMAR & SANDERS 1976, GOLDRING & LANGENSTRASSEN 1979) ableiten lassen. Die schiefriegen Partien entsprechen nach diesem Modell „Schönwetter-Sedimenten“, die aus der Hintergrundsedimentation bzw. Resttrübe sedimentliefernder Deltasysteme entstammen. Bei den – in der Literatur oftmals pauschal als

„Schiefer“ klassifizierten – pelitischen Gesteinen handelt es sich weit überwiegend um Siltsteine, die neben einem tonigen Anteil durch einen nennenswerten Feinsandgehalt und allgemein schlechte Entmischung gekennzeichnet sind. Häufig sind diese „Schiefer“ durch wenige mm-dünne Feinsandlagen „gebändert“ und täuschen im Verwitterungsbild häufig eine homogene Petrographie vor, die tatsächlich nicht gegeben ist. Echte Tonschiefer bilden die Ausnahme und sind auf geringmächtige Lagen beschränkt.

Faziell betrachtet sind die, als „Schlechtwittersedimente“ interpretierten, überwiegend laminierten Sandeinschaltungen einem Milieu zuzuordnen, das bereits deutlich unterhalb der Schönwetter-Wellenbasis zu suchen ist. Die in diesen Faziesgürteln (tieferer Vorstrand, Übergangszone) abgelagerten Sturmsandlagen erreichen in rezenten Schelfgebieten typische Mächtigkeiten im dm-Bereich, je nach Event-Dauer und Stärke, Sedimentverfügbarkeit und Schelfmorphologie oder durch mehrfache Schüttungsphasen in kurzer Folge („Amalgamierung“) können aber auch erheblich größere Mächtigkeiten erreicht werden. Auch ungewöhnlich heftige Sturmepisoden (bzw. Hurricanes in den nahezu tropischen Gefilden der Unterdevon-Zeit) oder auch seismische Events (Tsunamis; vgl. DOT & BOURGEOIS 1982) können ihre – im Kern der Sache zwar faziesuntypischen, im zeitlichen Rahmen der „geologischen Perspektive“ jedoch keineswegs seltenen – Signaturen hinterlassen und in Form mächtigerer Sand-



Abb. 1: HCS-Gefüge (s. Text) in einer Sandsteinbank (TK 25, Blatt 5410 Waldbreitbach, R 3390517 H 5597339).

stein-Sequenzen Eingang in die fossile Überlieferung finden. Dahingehend zu deuten sind vergleichsweise gut entmischte, mittel- bis dickbankige Sandsteinabfolgen von 6 bis 8 Metern erschlossener Gesamtmächtigkeit (die reale Mächtigkeit mag durchaus noch erheblich höher liegen), die auf Blatt 5410 Waldbreitbach beobachtet wurden. Den Bezug zu sturmgenerierten Hochenergie- und Schüttungsphasen bilden hier ebenfalls die häufiger und durchaus typisch entwickelten HCS-Gefüge (Hummocky Cross Stratification; vgl. DOTT & BOURGEOIS 1982, HARMS et al. 1975) sowie auch mächtigere Sets trogförmiger Schrägschichtung (Abb. 1).

Wenn sich lokal – sicher auch bedingt durch künstlich geschaffene Abbauflächen – der Eindruck eines stark sandigen Sequenzaufbaus abbildet, so dominiert im Überblick doch der weithin ruhige Ablagerungsstil einer überwiegend pelitisch geprägten, wenn auch wenig beständigen Hintergrundsedimentation. Größere Abschnitte ohne nennenswerte Hinweise auf stärkere Turbulenzen, Aufarbeitungs- oder Erosionsphasen bekunden, dass die Fazies dieser Einheit im zeitlichen Muster (die verschieden garteten Sturmsedimente bilden ja gewöhnlich nur einen sehr kurzen Sedimentationszeitraum ab) noch in einem weitgehend ruhigen Schelf-Milieu gesucht werden kann. Größere Wassertiefen sind angesichts der erwähnten Tempestit-Gefüge allerdings kaum anzunehmen, vielmehr ist von einem Tiefenbereich bei oder wenig unterhalb der mittleren Sturmwellenbasis auszugehen.

Grundsätzlich darf man den Mayen-Schichten damit ein lithologisches bzw. fazielles Erscheinungsbild attestieren, das sich insgesamt nicht wirklich markant von den Eigenheiten anderer Schichtglieder der Moselmulde abhebt, d. h. jenen Einheiten des höheren Unter-Ems und des Ober-Ems in „rheinischer Fazies“, denen nicht der faziiell definierte Hunsrückschieferbegriff anhaftet. Unter Würdigung der beschriebenen Lithologie darf zumindest bereits an dieser Stelle betont werden, dass der Oberbegriff „Hunsrückschiefer“ – ungeachtet der regionalen Unpässlichkeit – eine Lithologie suggeriert, die dem Gesamtbild dieser Einheit wenig gerecht wird.

Leutesdorf-Formation

Die im Mittelrheingebiet, vor allem in den großen Steinbrüchen an der Typlokalität bei Leutesdorf/Rhein, gut zugänglichen Serien der hier mindestens 1.000 m mächtigen Formation präsentieren sich in Teilen feinkörniger als die unter- und überlagernden Einheiten, die Bezeichnung „Hunsrückschiefer“ wird dieser Abfolge jedoch ebenfalls kaum gerecht. Echte Tonschiefer (Korngröße dominierend kleiner 0,002 mm) sind insgesamt auch hier wenig verbreitet, vielmehr handelt es sich typischerweise um schlecht sortierte, stets fein laminierte Siltsteine, denen nebst der Tonfraktion auch ein nennenswerter Feinsandanteil beigemischt ist.

Neben diesen stets deutlich geschieferten, oberflächlich recht homogen wirkenden Gesteinstypen sind auch in dieser Einheit Einschaltungen quarzitischer zementierter Feinsandsteine von beträchtlicher Härte durchaus häufig anzutreffen. Der Umstand, dass in früheren Tagen an verschiedener Stelle auf Blatt 5410 Waldbreitbach – in zumeist wenig mächtigen Horizonten – Dachschiefer abgebaut wurden, sollte daher nicht über die z. T. stark sandige Natur dieser Einheit hinwegtäuschen, die – wie bereits MEYER (1965, S. 42) anmerkt – auf Blatt 5510 Neuwied besonders ausgeprägt scheint. Die Korngrößen der Sandsteine bewegen sich durchweg im Feinsandbereich, in dünn- bis mittelbankigen, gelegentlich auch dickbankigen Absonderungen. Die Sandsteine erreichen im geschlossenen Verband Gesamtmächtigkeiten von bis zu einigen Metern. Die mitunter recht gut sortierten und kompositionell reifen Sandsteine erscheinen häufig unvermittelt und stoßen mit scharfer granulometrischer, mehrheit-

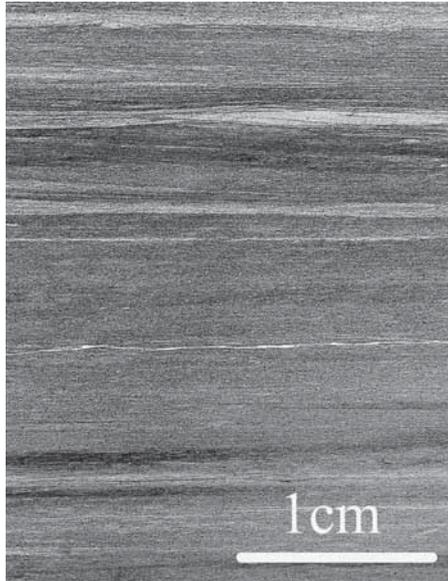


Abb. 2: Dünnschliff eines „Schiefergesteins“, in Form eines typischen schlecht entmischten, feinklamierten Siltsteins. Typuslokalität der Leutesdorf Formation, TK 25, Blatt 5510 Neuwied, R 3386138 H 5591345.

lich nicht sichtlich erosiver Grenze gegen die geschieferten Siltsteine ab. Dies macht auch hier deutlich, dass der Sand nicht – wie in der Literatur gelegentlich diskutiert – durch intensive in-situ-Aufarbeitung bzw. strömungsbedingte Auswaschung feinsandreicher Schlick-Substrate angereichert, sondern vornehmlich – entsprechend dem Tempestit-Modell von GADOW & REINECK (1969) – durch feinsandreiche Suspensionsströme aus dem Küstensand eingetragen wurde. Neben der vorherrschenden Horizontalschichtung einer gravitativ gefällten Suspension enthalten diese z. T. auffallend gut entmischten Sandsteine mitunter Schrägschichtungsgefüge in trogförmigen (Abb. 3a) und tabularen (keilförmigen) Sets (Abb. 3b) von einigen dm Mächtigkeit. Derartige Gefüge werden z. B. durch seewärtige Gradientenströmungen angelegt, die im Zuge von Sturmepisodes Sand aus dem Küstenbereich verfrachten und in Form großrippelartiger Sedimentkörper in der Übergangszone anreichern können (REIMNITZ et al. 1976, NUMMEDAL 1991 u. a.).

Angesichts der hier entwickelten Größenordnung, dürften sich diese Sturmsandlagen – im Vergleich zu den Mayen-Schichten im Liegenden – innerhalb einer ähnlichen Tempestit-Fazies unterbringen lassen. Die für dieses Umfeld (unterer Vorstrand-Übergangszone) typischen (vgl. AIGNER & REINECK 1982) mithin diagnostisch bedeutsamen HCS-Gefüge sind hier ebenfalls nachweisbar, im Überblick jedoch selten und oftmals nur „verstümmelt“ bzw. unvollständig entwickelt. Weitaus häufiger findet sich in feinsandigen Sedimenten ein im rheinischen Unterdevon verbreitetes Formenspektrum flach welliger, unregelmäßig und ungerichtet entwickelter Schrägschichtung, die vermutlich im genetischen Zusammenhang mit diesem vielgestaltigen Gefügetyp (vgl. DOTT & BOURGEOIS 1982), mit einiger Sicherheit, zumindest als wellengeneriert zu deuten ist (vgl. DE RAAF et al. 1977).



Abb. 3a: Trogförmige Schrägschichtung in gebanktem Feinsandstein. Typuslokalität der Leutesdorf-Formation, TK 25, Blatt 5510 Neuwied.



Abb. 3b: Keilförmige Schrägschichtung in gebanktem Feinsandstein. Typuslokalität der Leutesdorf-Formation, TK 25, Blatt 5510 Neuwied.



Abb. 4: Oszillations-Rippelmarken auf der Oberfläche eines feinsandigen Siltsteins. Typuslokalität der Leutesdorf- Formation, TK 25, Blatt 5510 Neuwied, R 3386115 H 5591366.

Gleiches gilt auch für Kleinrippelgefüge, die hin und wieder auf exponierten Schichtflächen sichtbar werden und in dieser Form zwar nicht notwendigerweise geringe Wassertiefen, jedoch den Wirkungsbereich grundberührenden Seegangs abbilden.

Gelegentlich sind Rippelmarken in sich kreuzenden Systemen zu beobachten (Abb. 5), welche die typischen „Fischgrätmuster“ abbilden. Diese Gefüge werden in der Literatur unter dem Sammelbegriff „Interferenzrippeln“ zusammengefasst und gemeinhin als Anzeiger geringer Wassertiefen angesehen (vgl. REINECK & SINGH 1971, 1972). Es sollte allerdings zweckmäßigerweise zwischen „echten“ Interferenzen (s. unten) und – wie wohl auch in Abb. 5 – im zeitlichen Nacheinander gebildeten Rippelgenerationen wechselnder Ausrichtung unterschieden werden (REINECK 1984), die treffender mit dem Terminus „overprinted ripples“ (LUCCI 1995) zu beschreiben und tatsächlich weniger zwingend mit einer flachmarinen Fazies assoziiert sind.

Typischerweise finden sich derartige Strukturen am Top der proximal, d.h. relativ „küstennah“, zwischen mittlerer Sturm- und Orkanwellenbasis (unterer Vorstrand-Übergangszone) gebildeten Tempestit-Sequenz, welche im Idealfall Kleinzyklen aus einer basalen Aufarbeitungslage aufbauen, gefolgt von einem Sandhorizont, auf des-



Abb. 5: Wellenrippeln in zwei sich kreuzenden Systemen („Interferenzrippeln“). Typuslokalität der Leutesdorf-Formation, TK 25, Blatt 5510 Neuwied, R 3386147 H 5591289.

sen Oberfläche mit nachlassendem Sturm und Rückgang der aufgestauten See Wellenrippen gebildet werden (AIGNER & REINECK 1982). Unter Schönwetterbedingungen stellt sich wieder die normale, oftmals in typischer Weise gebänderte („gradiertes Rhythmit“; c. f. REINECK et al. 1972, REINECK 1984) Ton-Silt-Sedimentation ein, welche die Sequenz überlagert. Durch nachfolgende Aufarbeitungs(Sturm)phasen werden die oberen Sedimentschichten allerdings häufig zerstört und sind im fossilen Beleg entsprechend selten überliefert. Erhaltungsfähig – wenn auch wenig charakteristisch – sind daher vor allem die laminierten Sandlagen, welche sich durch die zeitlich enge Anfolge mehrerer Sturm-Sedimentationsphasen zu erheblichen Gesamtmächtigkeiten anreichern können. Das Fehlen der für diese Kleinzyklen so typischen Sohlflächen aus groben Fraktionen, in anderen Einheiten des rheinischen Unterdevon oftmals in Form von Schill-Horizonten (ELKHOLY 1998) bzw. deutlichen Gradierungen dürfte sich leicht mit dem relativ engen Korngrößenspektrum und dem weitgehenden Fehlen biogener Hartteile (s.unten) erklären lassen.

Ebenfalls auf wellengenerierte Sedimentbewegungen im Verlauf von sturmgenerierten Hochenergiephasen zurückzuführen sind großdimensionale Schrägschichtungsformen, die sich durch lateral und vertikal unregelmäßige, flach wellenförmige Undulationen von den reinen Strömungsanzeigern bzw. Strömungs-Großrippeln unterscheiden.

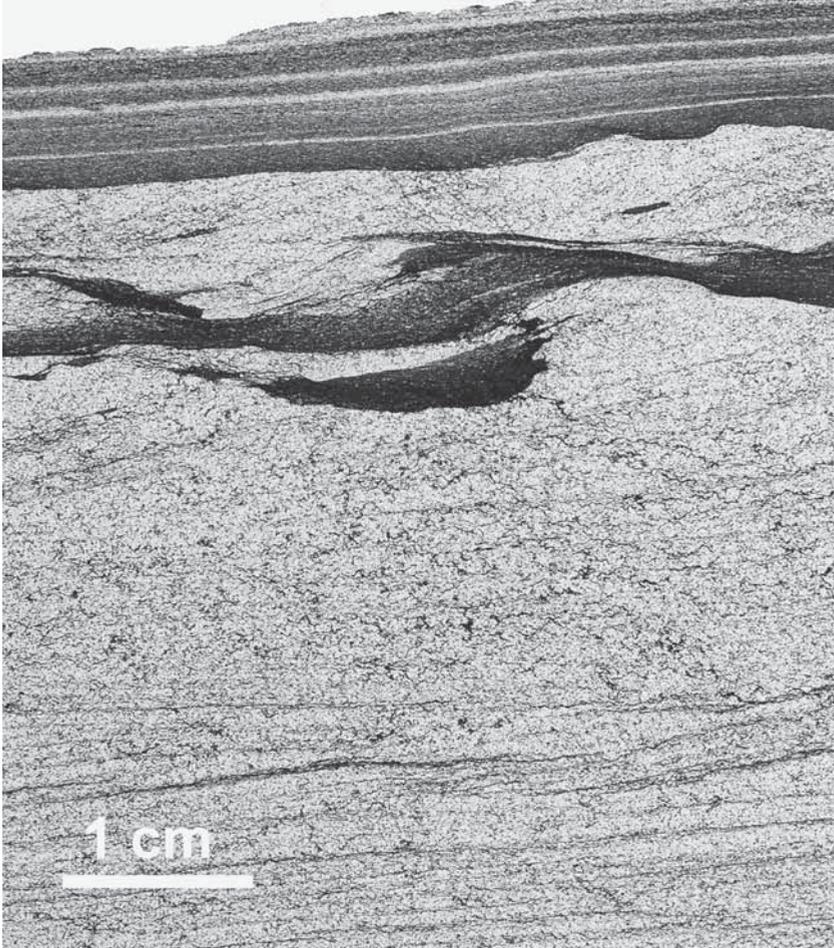


Abb. 6: Dünnschliff einer Tempestit-Sequenz aus Sandlage (unten) und Wellenrippelschichtung (oben), überlagert von einer laminierten Ton-Siltlage aus der Schönwetter-Sedimentation. Typuslokalität der Leutesdorf Formation, TK 25, Blatt 5510 Neuwied, R 3386156 H 5591263.

Als Anzeiger hoher Sedimentationsraten bzw. schneller Schüttung gelten die in der Literatur u. a. als „Ball & Pillow“-Strukturen bezeichneten Sedimentgefüge (s. RICHTER 1971), die in den untersuchten Einheiten insgesamt zwar eher selten, in den sandig dominierten Einheiten der einzelnen Horizonten gleichwohl häufiger anzutreffen sind (Abb. 7). Im Profil bei Leutesdorf lassen diese im dm-Maßstab entwickelten Gebilde eine schwache Ausrichtung, d. h. neben der vertikalen auch eine vom Paläogefälle gesteuerte Verlagerung in südöstlicher Richtung erkennen. Als Auslöser für das Zusammenbrechen der wassergesättigten Sedimente wird vielfach seismische Aktivität vermutet.

Im Hangenden der Leutesdorf-Formation nimmt die Zahl der Sedimentstrukturen allgemein zu, wobei vor allem strömungs- und wellengenerierte Gefüge an Bedeu-



Abb. 7: Kleindimensionierte Ball & Pillow-Strukturen in Feinsandstein, Typuslokalität der Leutesdorf-Formation, TK 25, Blatt 5510 Neuwied.

tung gewinnen. Neben zahllosen Erscheinungsbildern flach-welliger Schrägschichtung und zunehmend reichhaltig überlieferten Kleinrippelfeldern, bilden sich bei höherem Anteil siltig-toniger Zwischenmittel nicht selten auch Interngefüge ab, die sämtliche Übergänge von Flaser- und Linsenschichtung erkennen lassen (Abb. 8, 9). Dünnschliff-Proben ergaben dabei Hinweise auf – zumindest bimodale – Strömungsrippel-Schrägschichtung, häufig sind die Undulationen der gerippten Sandlagen bzw. „Sandlinsen“ (auch mit einseitigem Anlagerungsgefüge) jedoch auch hier als Hinterlassenschaften einer wellengenerierten Sedimentbewegung zu interpretieren (Abb. 8).

Derartige Strukturkombinationen gelten, sofern diese aus Strömungsrippeln aufgebaut sind, als typische Signaturen des Intertidals (REINECK 1984, 1990b) und wurden in weithin vergleichbarer Form z.B. aus der Nellenköpfchen-Formation des höchsten Unterems beschrieben (WUNDERLICH 1970). Weisen die Gefüge überwiegend auf Wellenrippeln hin, ist eine Entstehung jedoch auch seewärts der Gezeitenzone möglich, durch den witterungsbedingten Wechsel von ruhigem und bewegtem Gewässer (DE RAAF et al. 1977, REINECK 1984). Letztere Form von Flaser- und Linsenschichtung aus Feinsand und sandigem Schlick ist im rezenten Flachschild vor allem im Bereich der Übergangszone (Übergangsbereich Küstensand/Schildschlick; c.f. REINECK 1990a) häufig anzutreffen. Angesichts der Beziehung zu den oben beschriebenen Tempestit-Merkmalen können diese Gefüge hier daher auch problemlos mit diesem Environment in Einklang gebracht werden.

Watt-Sedimente bzw. ein intertidales Milieu dürften letztlich auch kaum begründet nachweisbar sein. Hierfür fehlen weitere, für diesen Faziesbereich charakteristische Elemente, etwa Pflanzenreste, typische Spurenvergesellschaftungen oder auch eine deutlich erkennbare Rhythmik im Sequenzaufbau. Eine Überprägung des Sedimenta-



Abb. 8: Schräggeschichtete Feinsandlagen in Übergängen zu Flaser- und Linsenschichtung. Typuslokalität der Leutesdorf-Formation, TK 25, Blatt 5510 Neuwied, R 3386156 H 5591263.

tionsgeschehens durch Gezeitenkräfte (Strömungswechsel u.a.), mithin eine gewisse fazielle „Nähe“ zu diesem Environment ist gleichwohl – auch angesichts der Entwicklung in der überlagernden Augustenthal-Formation (s. unten) – keineswegs abwegig, möglicherweise nur begrenzt auf bestimmte Regressionsphasen innerhalb des Ablagerungszeitraums (In der Tat besteht auch kein Grund zu der Annahme, dass der Wechsel von Strömung und Stauwasser im Gezeitenrhythmus nicht das sedimentäre Geschehen im Vorstrandbereich = oberes Subtidal sensu DÖRJES & HERTWECK 1975 beeinflussen kann). Im Gesamtbild vermitteln die Strukturen in ihrer Kombination mit einer recht wechselhaften Lithologie allerdings auch hier vielmehr den Eindruck einer, vor allem durch episodische Hochenergiephasen und – damit einhergehend – wechselnden Sedimenteintrag geprägten Fazies, die – im Vergleich zu der unterlagernden Mayen-Formation – ähnlich charakterisiert werden kann. Die auch lateral offenbar wenig einheitliche Petrofazies bildet dabei eine schwach gegliederte Flachmeerebene ab, deren fazieller Charakter dem eines tieferen Vorstrandmilieus im Einflussbereich ausgedehnter Deltalandschaften der nördlich vorgelagerten Liefergebiete (vgl. MEYER & STETS 1996, STETS & SCHÄFER 2002) entspricht.

Augustenthal-Formation

Wie bereits von MEYER (1965) herausgestellt, bildet die Augustenthal-Formation die markanteste lithologische Einheit innerhalb des „Hunsrückschiefer-Zuges“ an der Nordwest-Flanke der Moselmulde. Die auf Blatt 5510 Neuwied mindestens 1000 m mächtige Abfolge zeichnet sich durch einen erheblichen Anteil feinsandiger Gesteine aus, der eine Ansprache als „Hunsrückschiefer“ (als Faziesbegriff) tatsächlich kaum



Abb. 9: Wellige Sand-Silt- Wechschelung und beginnende Rippelfaserung, unten mit Anzeichen von Entwässerungsstrukturen. Typuslokalität der Leutesdorf-Formation, TK 25, Blatt 5510 Neuwied, R 3386156 H 5591263.

mehr vernünftig erscheinen lässt. Im Gesamtbild kann der Anteil sandiger Gesteinstypen mit mindestens 70% des Sequenzaufbaus gar als deutlich dominierend bezeichnet werden. Die Schiefer-Einschaltungen bestehen weitgehend aus mehr oder weniger stark tonigen, typischerweise durch dünne Feinsandlagen gebänderten Siltsteinen, die nur noch selten den Meter-Maßstab erreichen. „Echte“ Tonsteine bzw. Tonschiefer sind kaum noch anzutreffen und beschränken sich auf geringmächtige Zwischenmittel.

Die sandigen, dabei – insbesondere für die allgemein vorherrschende Lithologie der sog. „Hunsrückschiefer-Fazies“ – mitunter auffallend gut entmischten Gesteinstypen zeigen ein reiches Spektrum sedimentärer Gefüge. Neben bereits aus den unterlagernden Einheiten beschriebenen Strukturkombinationen von Strömungsrippeln bzw. Schrägschichtungsformen unterschiedlicher Größenordnung sind hier gelegentlich auch „kletternde“ Rippen zu beobachten, die als Anzeiger einer hohen Sedimentationsrate gelten. Gleiches gilt für Ball & Pillow-Strukturen, ähnlich jenen der Leutesdorf-Schichten (Abb. 7), hier jedoch in größerer Dimension (30–50 cm).

Ebenfalls finden sich verbreitet Oszillationsrippeln, die in den großräumig exponierten Abfolgen am Rhein sowie an der Typlokalität im Wiedtal gut in Augenschein zu nehmen sind. Typische, bei Strömungsrippeln nicht vorkommende Merkmale, etwa gegabelte Rippelkämme, daneben auch die Querschnitte und Interngefüge erlauben hier eine Unterscheidung zu den rein strömungsgenerierten Formen. Eine sekundäre

Überprägung durch schwache gerichtete Strömungen ist vielfach allerdings nachweisbar. Entscheidend hierbei ist jedoch nicht allein der Nachweis als solcher, vielmehr gilt die Beachtung der außerordentlichen Häufung nähnlicher Strukturen, welche sich vor allem in den steil lagernden Serien des Rheinprofils zu Tausenden scharen.

Über größere Abschnitte, d. h. mehrere 10-er Meter erschlossener Mächtigkeit, kann diese Einheit gar als nahezu lückenlose Abfolge geripelter Feinsandsteine ohne nennenswerte Schiefer-Einschaltungen verfolgt werden. Angesichts dieser Dominanzverhältnisse scheinen die zugrunde liegenden Entstehungsmechanismen daher von großer diagnostischer Bedeutung und entscheidend für die fazielle Interpretation dieser Einheit.

Wie durch Rezent-Studien vielfach belegt, sind Wellenrippeln im Allgemeinen und ohne ergänzende Faziesmerkmale – etwa eine begleitende Flachwasserfauna bzw. -flora oder andere sedimentologische Flachwassermerkmale – kein sicherer Anzeiger geringer Wassertiefen. Bemerkenswert ist daher die Tatsache, dass die erwähnten Rippelfelder der Augustental-Formation – anders als es etwa bei den der Tempestit-Sequenz zugeordneten Wellenrippeln der Leutesdorf-Formation der Fall ist – erheblich überwiegend in „echten“ Interferenzmustern vorliegen, d. h. die Überlagerung von zwei gleichzeitig oder zumindest in unmittelbarer zeitlicher Abfolge gebildeten Rippelgenerationen unterschiedlicher Ausrichtung abbilden. Typisches Zeugnis dieser überlagerten Wellenrippelfelder, die offenbar häufiger von gerichteten Strömungen überprägt wurden, sind regelmäßige, wulstartige Erhebungen auf den Schichtflächen, darunter die von NIEHOFF (1958) als „Buckelige Seegangrippeln“ bezeichneten (dort aus Serien des Emsquarzit beschriebenen) Gefüge und eine Vielzahl von Abwandlungen. Nicht selten sind den beschriebenen Interferenzrippeln genetisch verwandte Strukturen überliefert, die in der Literatur wegen ihrer z. T. eigentümlich eckigen Form als „Pyramidalrippeln“ (Abb. 10) bezeichnet werden – tatsächlich ist der „Grundriss“ dieser Rippeln allerdings dreieckig – und z. B. von Oberflächen ausgedehnter Sandbarren in Ästuaren vor der Küste Ostindiens bekannt gemacht wurden (CHAKRABARTI 2003).

Die verschiedenartigen Interferenzrippeln sind aus größerer Tiefe nicht bekannt und gelten als typische Strukturen küstennaher Ablagerungsräume (z. B. HÄNZSCHEL & REINECK 1968, REINECK & SINGH 1971, REINECK 1984, LUCCI 1995). Die Entstehung wird auf unterschiedliche Ausrichtung der anlaufenden Wellenfronten bei Tiden Hoch- und Niedrigwasser zurückgeführt, bedingt durch die Ablenkung an Sandbarren oder anderen Untiefen bzw. Kanalisierung bei geringem Wasserstand. Angesichts der in der gesamten Abfolge überwiegend vergleichbaren Ausrichtung der Kammlinie zueinander, einem z. T. auffallend regelmäßigem Sequenzaufbau (am Rhein) und nicht zuletzt angesichts der erheblichen Fülle dieser Strukturen, erscheint die Annahme periodisch alternierender Ablagerungsbedingungen in einem durch Gezeitenkräfte geprägten Sedimentationsgeschehen – nicht notwendigerweise des Intertidals selbst – naheliegend. Eine Gezeiteinschichtung mit deutlich erkennbarer Beziehung zu einem täglichen oder monatlichen Sedimentationsrhythmus ist zwar auch hier nicht oder nur abschnittsweise – und dort auch nur mit dem entsprechenden Willen – herauszulesen. Es ist allerdings zu berücksichtigen, dass derartige Zyklen in tidal beeinflussten Ablagerungsräumen nicht zwingend entstehen müssen, zudem stets von meteorologischen Prozessen überprägt und so unter Umständen „vernebelt“ oder vollständig der fossilen Überlieferung entzogen werden können.

Wenngleich in diesem Punkt also letztlich keine sichere Deutung möglich ist, bleibt der deutliche Eindruck geringer Wassertiefen, die kaum in einer Fazies seewärts des Vorstrandes (oberes Subtidal), mithin noch innerhalb des Küstensandes (sensu REIN-



Abb. 10: Interferenzrippeln, darunter die sogenannten „Pyramidalrippeln“, die auf überlagerte Rippefelder verschiedener Ausrichtung hinweisen. Typuslokalität der Augustenthal-Formation, TK 25, Blatt 5510 Neuwied, R 3391846 H 5594155.

ECK 1990a) untergebracht werden können. Aus diesem Grund darf der Interpretation von STETS & SCHÄFER (2002), die in dieser Einheit keine Hinweise auf inter- bis subtidale Verhältnisse erkennen und eine Ablagerung in einer tieferen Beckenfazies unterhalb der Sturmwellenbasis rekonstruieren, widersprochen werden. Die vorstehend beschriebenen Wellenrippel-Strukturen sind ebenfalls nicht als Gebilde rein tektonischer Entstehung (s. SCHÄFER & STETS 2002, S. 35) zu deuten – d. h. derartiges konnte im Augustenthaler Profil nicht entdeckt werden, mag allerdings an anderer Stelle durchaus verwirklicht sein.

Ohne auf eine allzu subtile Fazieszuordnung der Augustenthal-Formation einzugehen, bleibt in jedem Falle zu bemerken, dass die beschriebenen Sedimentgefüge in ihrer unübersehbaren Verbreitung – im Vergleich zu den unterlagernden Einheiten – eine gewisse Wandlung vermitteln und im Gesamtbild auf einen regressiven Trend

hinweisen. Dies erfordert angesichts des hier diskutierten, durchweg flachmarinen Ablagerungsraumes der untersuchten Einheiten an der Nordflanke der Moselmulde allerdings nicht die Vorstellung grundlegender Veränderungen der Schelfbathymetrie. Eine phasenhaft – im geologischen Zeitmaßstab – geringfügige Verringerung der Subsidenz und/oder Erhöhung des Sedimenteintrages von den nördlich gelegenen Abtragungsgebieten mögen bereits eine ausreichende Erklärung liefern.

Innerhalb dieser stärker bewegten Flachwasserzone lassen sich zwanglos die bisher bekannten Fossilfunde einordnen, die sämtlich dem „rheinischen“ Faunenspektrum entsprechen. Die Verbreitung ist jedoch vernachlässigbar gering, so dass die Augustenthal-Formation – ebenso wie die anderen untersuchten Einheiten – als weithin „fossilieer“ oder doch zumindest extrem fossilarm bezeichnet werden müssen. Zu den wenigen von uns beobachteten Ausnahmen zählen u. a. spiriferide Brachiopoden (in der Augustenthal-Formation des Rheinprofils), aufgrund starker tektonischer Überprägung nicht bestimmbarer Gattung sowie in kleineren Zusammenschwemmungen beobachtete Anreicherungen von Crinoidenossikeln. Lebensspuren sind ebenfalls extrem selten nachweisbar und beschränken sich auf einige wenige Fress- oder Weidspuren auf bzw. in tonigen Substraten. Die aus anderen Einheiten des Rheinischen Unterdevon wohlbekannten, bis hin zur völligen Zerstörung primärer Schichtmerkmale gedeihenden Bioturbationserscheinungen sind nicht nachweisbar. Gleiches gilt für Pflanzenreste, die weder mikroskopisch noch mit unbewaffnetem Auge beobachtet wurden – dies, am Rande bemerkt, als hilfreiches Unterscheidungsmerkmal gegenüber den im Liegenden der Siegener Hauptüberschiebung anstehenden Schiefer-Serien, die an kohligten Pflanzenfragmenten und Lebensspuren oftmals reich sind.

Die insgesamt ausgesprochen spärliche Fossilführung und Spurenfauuna deutet an, dass die Fazies dieser Einheiten für die Besiedlung durch eine nennenswerte Epi- oder Infauna offenbar wenig günstige Verhältnisse darbot. Die Ursache für diesen – im Vergleich mit den faziell z. T. ähnlich zu charakterisierenden, gleichwohl erheblich fossilreicheren Einheiten der Oberems-Stufe – bemerkenswerten Umstand ist schwer zu erheben. Da geochemische Untersuchungen (GAD, in diesem Band) keinen greifbaren Hinweis auf Stressumgebungen durch verringerten Sauerstoffgehalt erkennen lassen, dürfte – in Übereinstimmung mit STETS & SCHÄFER (2002) – der hauptsächlich bestimmende Faktor in einer außerordentlich hohen, neben den sedimentologischen Merkmalen gleichsam durch die erhebliche Gesamtmächtigkeit belegten, Sedimentationsrate gesucht werden. Eine relative Landnähe bzw. die Bereitstellung von Abtragungsmaterial durch ausgedehnte Deltalandschaften, im Zusammenwirken mit gleichzeitig starker Subsidenz des Sedimentationsraumes, ist daher anzunehmen und bestätigt in dieser Hinsicht die geläufigen Vorstellungen (c. f. MEYER & STETS 1980, 1996; STETS & SCHÄFER 2002).

Rüscheld- und Isenburg-Formation

Die im Hangenden der Augustenthal-Formation folgenden, nach MEYER (1965) jeweils rund 2000 m mächtigen Einheiten wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht näher betrachtet, nach Übersichtsbegehungen in der Region sind jedoch die bei MEYER (1965) betonten Tendenzen des lithologischen Wandels bzw. Vergleiche mit den unterlagernden Einheiten nachvollziehbar. Festzustellen bleibt dabei auch hier der aus den Schichtgliedern im Liegenden beschriebene Gehalt sandiger Einschaltungen, wie zum Beispiel der „Gilsbach-Quarzit“, der regional Mächtigkeiten von mehreren 100 Metern erreichen kann. Erkennbar bleibt gleichsam eine durchaus beträchtliche Fülle sedimentärer Strukturen, die sämtlich auf ein durch episodische Strömung und Wellen-

gang überprägtes Environment hinweisen. Ohne näher auf diese Fazies eingehen zu können, ist es auch hier nicht vertretbar, die mitunter stärker pelitisch geprägte Lithologie mit einer Stillwasser-Fazies in größerer Tiefe zu verbinden. Zu dieser Aussage berechtigt die beschriebene Natur der Einheiten im Liegenden ebenso wie die bekannte, regressive Gesamtentwicklung der im Hangenden anschließenden Unter-Ems-Einheiten, die ohne die Annahme fahrstuhlartiger Auf- und Abbewegungen des Beckenbodens zumindest schwer zu begründen wäre.

Bilanz und Aufstellung der Wied-Gruppe als neue lithostratigraphische Einheit

Zusammenfassend ist angesichts der beschriebenen Verhältnisse festzustellen, dass sich die vorstehend beschriebenen Sedimentabfolgen an der Nordflanke der Moselmulde hinsichtlich Petrofazies, Faunenzusammensetzung und Sedimentologie deutlich von der Hunsrückschiefer-Gruppe der Regio typico (östlicher Hunsrück und westlicher Taunus) unterscheiden (s. a. ELKHOLY 2000). Während für letztgenannte die Annahme einer überwiegend tieferen Beckenfazies unterhalb der Sturmwellenbasis (vgl. Zusammenfassung und Modell bei STETS & SCHÄFER 2002, SUTCLIFFE et al. 2002) wohlbegründet und nachvollziehbar erscheint, müssen die hier untersuchten Einheiten in die Nähe eines flachmarinen Schelf-Environments gestellt werden, in dem sturm- und wellendominierte bis tidal beeinflusste Sedimentationsmechanismen das Bild bestimmen. Die Begriffsverwischung bzw. Vereinnahmung als „Hunsrückschiefer“ erscheint vor diesem Hintergrund bestenfalls zweifelhaft und sollte fortan tunlichst vermieden werden.

Nun mögen der im Untersuchungsgebiet vorkommende Abbau von Dachschiefer, der unter dem Handelsnamen „Moselschiefer“ vermarktet wird (WAGNER 2004), gewisse Zweifel an dieser Interpretation aufkommen lassen. Bei diesen weitgehend tonigen Dachschieferlagen handelt es sich aber nach WAGNER & HOPPEN (1995) wahrscheinlich um tektonische Wiederholungen ein und derselben Schieferlage. Dabei scheint der Schieferhorizont selbst ein günstiger „Abscherhorizont“ innerhalb der gesamten Abfolge darzustellen. Es zeigt sich also, dass auch die im Untersuchungsgebiet vorhandenen Abbaubetriebe von Dachschiefer kein Argument für eine der Hunsrückschiefer-Gruppe ähnliche, überwiegend tonige Petrofazies liefern, sondern dass die Gesamtabfolge meist siltig-sandig geprägt ist.

Ebenso kann die bislang herrschende Vorstellung eines gegenüber der – gemeinhin mit Flachmeerverhältnissen definierten – „rheinischen Fazies“ abweichenden Environments verworfen werden, da sich aus sedimentologischer Sicht tatsächlich keine Grundlage für derlei Gedankengut abbildet. Besonders deutlich kommt dies in den stärker sandigen Abschnitten der untersuchten Formationen zum Ausdruck. Im Gesamtbild können jedoch alle Einheiten als Variationen einer mehr oder weniger gleichartigen Fazies betrachtet werden, deren Unterschiede im Detail sich aus regionalen oder zeitlichen Sonderentwicklungen ableiten lassen.

Der von MEYER & STETS (1980, 1996) postulierte, synsedimentär-tektonische „Gefälleknick“ ist damit – auch angesichts der am Mittelrhein nach wie vor einsehbaren Wandlung gegenüber dem faziellen Erscheinungsbilde der Siegener „Normalfazies“ – nicht in Frage gestellt, doch darf man sicher von weniger dramatischen Reliefsprüngen ausgehen. Insgesamt dürfte das Meer der nördlichen Verbreitungsgebiete wohl an keiner Stelle und zu keiner Zeit die beschriebene Fazies typischer flachmariner Gefilde verdrängt haben. Das Fehlen einer ausgeprägten Übergangsfazies zwischen den nördlichen und zentralen Ablagerungsgebieten (Moselmulde) ist damit ebenfalls leichter erklärbar und bedarf nicht zwangsläufig der Hilfhypothese einer tektoni-

schen Unterdrückung (vgl. STETS & SCHÄFER 2002). Gleiches gilt auch für die lateralen Übergänge zu den sandigen Einheiten in der südöstlichen Eifel und dem Westerwald.

Letztlich ist aus dieser Betrachtung auch die fazielle Entwicklung zum Hangenden, insbesondere die verbreiteten Regressionserscheinungen an der Wende Unter-/Ober-Ems leichter zu begründen, da die Annahme von nennenswerten bathymetrischen Veränderungen des Ablagerungsraumes entbehrlich wird.

Wie gezeigt werden konnte, entsprechen die von uns untersuchten Formationen (Mayen- bis Isenburg Formation) weder petrographisch, litho- beziehungsweise biostratigraphisch, noch faziell dem „Hunsrückschiefer“ der Regio typico. Für die Hunsrückschiefer-Gruppe in der Typusregion hat GAD (2006a) eine rein lithostratigraphische Definition vorgeschlagen. Eine Gleichsetzung der im Untersuchungsgebiet vorkommenden Serien mit der Hunsrückschiefer-Gruppe ist nicht möglich, da sowohl der interne Aufbau als auch die Liegendgrenze verschieden sind. Gleichwohl stellen die untersuchten Formationen eine geschlossene Einheit dar. Es scheint daher sinnvoll, sie als eigenständige Einheit zu benennen. Wir schlagen deshalb als neuen Namen Wied-Gruppe vor. Der Name wird dem Fluss Wied entlehnt, da hier viele charakteristische Aufschlüsse zu beobachten sind. Außer dem oben wiedergegebenen Sedimentstrukturinventar können die Angaben zur Beschreibung und zur räumlichen Verbreitung der in der Wied - Gruppe vereinten Formationen, aus MEYER (1965) entnommen werden. MEYER hatte die genannten Formationen 1965 bereits rein lithologisch definiert. Doch genügen diese Beschreibungen heute nicht mehr völlig den Anforderungen der stratigraphischen Nomenklatur von STEININGER & PILLER (1999). So sind zum Beispiel Typusprofile und/ oder Grenzstratotypus - Profile nicht eindeutig festgelegt. Diese Aufgabe ist im Rahmen der Neukartierung von GK 25, Blatt 5510 Neuwied vorgesehen, da hier die meisten Formationen am besten aufgeschlossen sind. Die Neubenennung als lithostratigraphische Gruppe, sowohl der Wied- als auch der Hunsrückschiefer-Gruppe, macht einen Vergleich der beiden Gruppen erst sinnvoll möglich, da hierdurch der ungenaue und schwammig definierte Begriff „Hunsrückschiefer“ wegfällt.

Vergleich von Hunsrückschiefer-Gruppe und Wied-Gruppe

Die Hunsrückschiefer-Gruppe wird in Anlehnung an die ursprüngliche Definition von FUCHS (1907) wie folgt definiert: Liegendgrenze ist der Taunusquarzit, die Hangendgrenze stellen die in die Sedimentgesteine des Unter-Ems eingelagerten Porphyroide dar. Die Gruppe besteht aus drei Formationen: Sauerthal-, Bornich- und Kaub-Formation. Das Typus-Gebiet ist der Hunsrück beziehungsweise der Taunus (s. MITTMEYER 1980: Abb. 1). Lediglich die Kaub-Formation wurde bisher nach Methoden der modernen stratigraphischen Nomenklatur beschrieben (SCHINDLER et al. 2002). Die Gesamtmächtigkeit der drei Formationen beträgt ungefähr 3000 Meter.

Die Wied-Gruppe wird wie folgt charakterisiert: Die Liegendgrenze ist nicht bekannt, da sie durch die Siegener Hauptüberschiebung abgeschnitten ist. Die Hangendgrenze stellen die Porphyroide dar, die zum Beispiel auf TK 25, Blatt 5511 Bendorf aufgeschlossen sind. Aufgrund der von KIRNBAUER (1991) festgestellten unterschiedlichen geochemischen Ausbildung einzelner Porphyroide am Nordwestrand der Moselmulde, kann geschlossen werden, dass sie untereinander nicht unbedingt zu parallelisieren sind.

Die Gruppe besteht aus 5 Formationen: Mayen-, Leutesdorf-, Augustenthal, Rüscheid-, und Isenburg-Formation. Das Typus-Gebiet ist die Osteifel und der Westerwald (s. MEYER 1965: Abb. 2). Die aufgeschlossene Gesamtmächtigkeit beträgt etwa 7000 Meter.

Biostratigraphische Korrelation:

In der Wied-Gruppe gibt es mehrere Faunenfundpunkte und einen Florenfundpunkt.

- 1) Augustenthal-Formation; Blatt 5510 Neuwied.
- 2) Mayen-Formation; Blatt 5609 Mayen.
- 3) Mayen-Formation; Blatt 5510 Neuwied.
- 4) Rüscheid-Formation; Blatt 5410 Waldbreitbach.

Die Fauna von Augustenthal wurde von DAHMER (1931) bearbeitet. Sie enthält einige typische Fossilien die für das Siegen leitend sind. Er stellte die Fauna in das Mittelsiegen (Rauhflaser). Die Fauna aus der liegenden Mayen - Formation wurde von mehreren Bearbeitern untersucht (AHRENS 1936, KUTSCHER 1941, SOLLE 1950, SIMPSON 1940). Diese Fauna wurde je nach Autor entweder in das Ober-Siegen oder das Untere Unter-Ems gestellt. In der Mayen-Formation des Blattes 5510 Neuwied wurde von GAD (2005) eine Sporenflora beschrieben die der *Breconisporites breconensis* – *Emphanisporites zavallatus* (BZ) Sporenzone (Ober-Gedinne Alter) zugeordnet wurde. Die Problematik dieser biostratigraphischen Zuordnung wurde ausführlich in GAD (2005, 2006a) beschrieben und soll daher hier nicht wiederholt werden. Fossilfundpunkt 4 östlich Rüscheid wurde von QUIRING (1943) untersucht, er fand typische Siegenleitformen und stellte ihn in das Ober-Siegen. Aus den Fossiluntersuchungen und der Tatsache, dass nach ANDERLE & MITTMAYER (1988) bereits in der Ulmen-„Unterstufe“ Porphyroide vorhanden sind, ergeben sich nach unserer Meinung zur Zeit folgende Zuordnungen:

Traditionelle „Unterstufen“	Formationen
Ober-Siegen bis Ulmen (Unter-Ems)	Isenburg-Formation
	Rüscheid-Formation
Mittel-Siegen	Augustenthal-Formation
Ober-Gedinne bis Unter-Siegen	Leutesdorf-Formation
	Mayen-Formation

Die Hunsrückschiefer-Gruppe wird nach den Vorstellungen von MITTMAYER (1974, 1982) in die Ulmen-„Unterstufe“ (Unteres Unter-Ems) gestellt. Wie in GAD (2006a) bereits angemerkt, entsprechen die von MITTMAYER (1974, 1982) und SOLLE (1949, 1950, 1972) begründeten Unterstufen nicht mehr der Definition des Begriffes, wie er in den Regeln der Stratigraphischen Nomenklatur (SALVADOR 1994) definiert ist und sollten daher nur noch als traditionelle „Unterstufen“ bezeichnet werden.

Bemerkungen: Da die Mayen-Formation im Liegenden von der Siegener Hauptaufschiebung abgeschnitten wird, ist ihre Liegendengrenze nicht aufgeschlossen. Aus der Zuordnung der Sporenfunde aus der Mayen-Formation in den Grenzbereich Gedinne/Siegen kann geschlossen werden, dass die Mayen-Formation nicht vom wesentlich jüngeren Taunusquarzit unterlagert sein kann. Hiermit ergibt sich ein klares Abgrenzungskriterium gegenüber der Hunsrückschiefer-Gruppe. Da in der Ulmen-„Unterstufe“ bereits Porphyroide nachweisbar sind und die Hangendgrenze der Wied

Gruppe mit dem ersten Einsetzen von Porphyroiden definiert wird, kann man annehmen, dass die Isenburg-Formation bis in die Ulmen-„Unterstufe“ hinaufreicht. Die Grenze Siegen/Ems im Untersuchungsgebiet ist noch nicht bekannt. MEYER (1994) vermutet sie in der Isenburg-Formation.

Schriften

- AHRENS, W. (1936): Geologische Karte von Preussen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 5609 Mayen. 47 S., 5 Tab., (Preuss. geol. Landesanstalt) Berlin.
- AIGNER, T. & REINECK, H. E. (1982): Proximal trends in modern stormsands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implication for basin analysis. – *Senckenbergiana maritima*, **14**, S. 183-215, Frankfurt a. M.
- AIGNER, T. & SEILACHER, A. (1991): Storm Deposition at the Bed, Facies and Basin Scale: The Geologic Perspective. – In: EINSELE, G. & RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Cycles and Events in Stratigraphy. S. 249-267, (Springer) Berlin.
- ANDERLE, H. J. & MITTMAYER, H. G. (1988): Unterems im Taunus zwischen Aartal und Idsteiner Senke (Exkursion E am 8. April 1988). – *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver.*, N.F., **70**, S. 87-98, 6 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- CHAKRABARTI, A. (2003): Large Point Bars in a Monsoonal Estuarine Environment (East Coast of India): An Atlas of Nearsurface Sedimentary and Biogenic Structures. – *Senckenbergiana maritima*, **32** (1/2), S. 95-111, 11 Abb., 1 Tab., Frankfurt a. M.
- DAHMER, G. (1931): Fauna der belgischen „Quartzophyllades de Longlier“ in Siegener Rauhflaserschichten auf Blatt Neuwied. – *Jb. preuß. geol. Landesanst.*, **52**, S. 85-111, 1 Abb., 4 Taf., Berlin.
- DE RAAF, J. F. M. & BOERSMA, R. J. , & GELDER, A. V. (1977): Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Corc, Ireland. – *Sedimentology*, **24**, S. 451-483, Oxford.
- DÖRJES, J. & HERTWECK, H. (1975): Recent biocoenoses and ichnocoenoses in shallow water marine environments. – In: FREY, R.W. (Hrsg.): The study of trace fossils. S. 459-491, (Springer) Berlin.
- DOTT, R. H. & BOURGEOIS, J. (1982): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. – *Geol. Soc. America, Bull.*, **93**, S. 663-680, Boulder.
- DREVERMANN, F. (1904): Die Fauna der Siegener Schichten von Seifen unweit Dierdorf (Westerwald). – *Palaeontographica*, **50**, S. 229-287, 5 Taf., Stuttgart.
- EINSELE, G. (1992): Sedimentary Basins – Evolution, Facies and Sediment Budget. 522 S., (Springer) Berlin.
- EINSELE, G. & RICKEN, W. & SEILACHER, A. (1991): Cycles and Events in Stratigraphy. 955 S., 393 Abb., (Springer) Berlin, Heidelberg.
- Elkholy, H. (1998): Fazies-Untersuchungen im Mittleren Ober-Ems (Laubach-Unterstufe) der Moselmulde (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). – *Bonner geowiss. Schriften*, **27**, 180 S., (M. Galunder-Verlag) Wiehl.
- (2000): Geologische Profilaufnahme im Installationsgraben der TENP-Gasfernleitung zwischen Dorsel/Eifel und Wickenrodt/Hunsrück (Rheinland-Pfalz). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **29**, S. 133-208, 33 Abb., Mainz.
- FUCHS, A. (1907): 5. Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unteren Coblenzschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevons mittelrheinischer Facies und die Faciesgebiete innerhalb des rheinischen Unterdevons. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **59**, S. 96-119, 2 Abb., Berlin.
- (1930): Versuche zur Lösung des Hunsrückschieferproblems. – *Sitzber. preuss. geol. Landesanstalt*, **5**, S. 231-245, Berlin.

- Gad, J. (2005): Miosporen aus dem Hunsrückschiefer des Westerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge, Unterdevon) und die stratigraphische Stellung der Mayen-Formation. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **33**, S. 167-218, 1 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Mainz.
- (2006a): Was ist eigentlich Hunsrückschiefer? – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **88**, S. 53-65, 1 Abb., Stuttgart.
- (2006b): Geochemische Untersuchungen der Wied-Gruppe (vormals Hunsrückschiefer; Unterdevon, Moselmulde, Rheinisches Schiefergebirge) im Hinblick auf die Rekonstruktion der Paläoredoxbedingungen und der Fossilagerstätten. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **34**, S. 7-20, 2 Tab., Mainz.
- GADOW, S. & REINECK, H. E. (1969): Ablandiger Sandtransport bei Sturmfluten. – *Senckenbergiana maritima*, **1**, S. 63-78, Frankfurt a. M.
- GOLDRING, R. & LANGENSTRASSEN, F. (1979): Open shelf and near shore clastic facies in the Devonian. – *Spec. pap. in Palaeont.*, **23**, S. 81-97, London.
- GREBE, H. (1881): Ueber die Quarzit- Sattel-Rücken im südöstlichen Theile des Hunsrücks (linksrheinischen Taunus). – *Jb. königl. preuss. geol. Landesanstalt*, S. 243-259, 1 Taf., Berlin.
- HÄNTZSCHEL, W. & REINECK, H. E. (1968): Fazies-Untersuchungen im Hettangium von Helmstedt (Niedersachsen). – *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg*, **37**, S.5-39, 16 Taf., Hamburg.
- HARMS, J. C. & SOUTHARD, J. B. & WALKER, R. G. (1975): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. – *S. E. P. M. Short Course*, **2**, 161 S., Calgary.
- HENKE, W. (1930): Beiträge zur Klärung der Stratigraphie und Tektonik der Siegener Schichten zwischen Sieg und Rhein. – *Verh. naturh. Ver. preuß. Rheinl. Westf.*, **86**, S. 65-87, 1 Taf., Bonn.
- (1933): Verbreitung und Ausbildung der Siegener Schichten in der Osteifel. – *Geol. Rundschau*, **24**, S. 187-203, 1 Kt., Berlin.
- KIRNBAUER, T. (1991): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unter-Devon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. – *Geol. Abh. Hessen*, **92**, 228 S., 52 Abb., 4 Tab., 5 Taf., 2 Kt., Wiesbaden.
- KOCH, C. (1881): Ueber die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald. – *Jb. königl. preuss. Landesanstalt*, S. 190-242, 1 Taf., Berlin.
- KUTSCHER, F. (1941): Die Fauna von Berresheim bei Mayen. – *Jb. Reichsstelle Bodenforschung*, **61**, S. 56-67, 1 Taf., Berlin.
- KUMAR, N. & SANDERS, J. E. (1976): Characteristics of shoreface deposits: modern and ancient. – *J. Sediment. Petrol.*, **46**, S. 145-162, 10 Abb., Tulsa.
- LUCCI, F. R. (1995): *Sedimentographica: Photographic Atlas of Sedimentary Structures*. 2 Aufl., 255 S., (Columbia Univ. Press) New York.
- MEYER, W. (1965): Gliederung und Altersstellung des Unterdevons südlich der Siegener Hauptaufschiebung in der Südost-Eifel und im Westerwald (Rheinisches Schiefergebirge). – *Max-Richter-Festschr.*, S. 35-47, 3 Abb., Clausthal-Zellerfeld.
- (1994): *Geologie der Eifel*. 3. Aufl., 618 S., (Schweizerbart) Stuttgart.
- MEYER, W. & STETS, J. (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **131**, S. 725-751, Hannover.
- (1996): Das Rheintal zwischen Bingen und Bonn. – *Slg. geol. Führer*, **89**, 389 S., (Borntraeger) Berlin.

- MITTMEYER, H. G. (1974): Zur Neufassung der Rheinischen Unterdevon-Stufen. – Mainzer geowiss. Mitt., **3**, S. 69-79, 2 Tab., Mainz.
- (1980): Zur Geologie des Hunsrückschiefers. – In: STÜRMER, W. & SCHAARSCHMIDT, F. & MITTMEYER, H. G. (Hrsg.): Versteinertes Leben im Röntgenlicht. Kleine Senckenberg Reihe, **11**, S. 26-33, 2 Abb., 1 Tab., Frankfurt a. M..
- (1982): Rhenish Lower Devonian Biostratigraphy. – Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, **55**, S. 257-270, 2 Abb., 2 Tab., Frankfurt a. M..
- NIEHOFF, W. (1958): Die primär gerichteten Sedimentstrukturen, insbesondere die Schrägschichten im Koblenzquarzit am Mittelrhein. – Geol. Rundschau, **47**, S. 252-231, Stuttgart.
- NUMMEDAL, D. (1991): Shallow Marine Storm Sedimentation – the Oceanographic Perspective. – In: EINSELE, G. et al. (Hrsg.): Cycles and Events in Stratigraphy. S. 227-248, (Springer) Berlin-Heidelberg.
- QUIRING, H. (1943): Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000, Blatt 5411 Dierdorf (alte Nr. 3159), Erläuterungen, 66 S., 2 Abb., 2 Taf., Reichsamt für Bodenforschung, Berlin.
- REIMNITZ, E. & TOIMIL, L. J. & SHEPARD, F. P. & GUTIERREZ, M. (1976): Possible rip current origin for bottom ripple zones to 30- m depth. – Geology, **4**, S. 395-400, Boulder.
- REINECK, H. E. (1984): Aktuogeologie klastischer Sedimente. 348 S., (Waldemar Klein) Frankfurt a. M.
- (1990a): Küstensand-Ablagerungen. – Mainzer geowiss. Mitt., **19**, S. 49-62, 8 Abb., 2 Tab., Mainz.
- (1990b): Kurzgefasste Sedimentologie. – Clausthaler tekt. Hefte, **27**, 120 S., (von Loga) Köln.
- REINECK, H. E. & SINGH, I. B. (1971): Der Golf von Gaeta (Thyrrenisches Meer). III.: Die Gefüge von Vorstrand- und Schelfsedimenten. – Senckenbergiana maritima, **3**, S. 185-201, Frankfurt a. M.
- (1972): Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf-mud. – Sedimentology, **18**, S. 123-128, Oxford.
- RICHTER, D. (1971): Sedimentstrukturen in klastischen Ablagerungen des Rheinischen Schiefergebirges. – Forschungsber. Land NRW, Nr. **2203**, 124 S., Opladen.
- SALVADOR, A. (1994): International Stratigraphic Guide – A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure. 2 Aufl., 214 S., (John Wiley) Boulder.
- SCHÄFER, A. & STETS, J. (1995): The Lower Devonian „Emsquarzit“ – tidal sedimentation in the Rhenish Basin (Rheinisches Schiefergebirge, Germany). – Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, **1994** (1/2), S. 227-224, 12 Abb., Stuttgart.
- SCHINDLER, T. & SUTCLIFFE, O. E. & BARTLES, 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, **9.2**, S. 73-88, 3 Abb., 3 Profile, Bochum.
- SIMPSON, S. (1940): Das Devon der Südost-Eifel zwischen Nette und Alf. Stratigraphie und Tektonik mit einem Beitrag zur Hunsrückschieferfrage. – Abh. Senckenberg. naturforsch. Ges., **447**, S. 1-81, 3 Abb., 9 Tab., 8 Taf., Frankfurt a. M..
- SOLLE, G. (1949): Die Hunsrückschiefer und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. – Geol. Rundschau, **37**, S. 108, Stuttgart.
- (1950): Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. – Geol. Jb., **65**, S. 299-380, 2 Abb., 3 Tab, Hannover.

- (1972): Abgrenzung und Untergliederung der Oberems-Stufe, mit Bemerkungen zur Unterdevon-/Mitteldevon-Grenze. – Notizblatt hess. Landesamt Bodenforsch., **100**, S. 60-91, 2 Abb., Wiesbaden.
- STEININGER, F. F. & PILLER, W. E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **209**, S. 1-19, 11 Abb., 3 Tab., Frankfurt a. M..
- STETS, J. & SCHÄFER, A. (2002): Depositional Environments in the Lower Devonian Siliciclastics of the Rhenohercynian Basin (Rheinisches Schiefergebirge, Germany) – Case Studies and a Model. – Contr. Sed. Geol., **22**, 78 S., 20 Fotos, 35 Fig., 3 Tab, (Schweizerbart) Stuttgart.
- SEILACHER, A. (1991): Events and Their Signatures – an Overview. – In: EINSELE, G. et al. (Hrsg.): Cycles and Events in Stratigraphy. S. 222-282, (Springer), Berlin.
- SUTTCLIFFE, O. E. & TIBBS, S. L. & BRIGGS, D. E. G. (2002): Sedimentology 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. et al. (Hrsg.): The Nahecaris Project Releasing the marine life of the Devonian from the Hunsrück Slate of Bundenbach. Metalla, **9.2**, S. 89-104, Bochum.
- WAGNER, W. (2004): Moselschiefer Untertagegewinnung, Fertigung, Schieferdeckkunst, Akzente im Landschaftsbild (Exkursion D am 15. April 2004). – Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N. F., **86**, S. 109-123, 8 Abb., Stuttgart.
- WAGNER, W. & HOPPEN, E. A. (1995): Forschungen zur Modernisierung des Schieferbergbaus. – Schriftenreihe des GDMB, **73**, 333 S., 105 Abb., 7 Tab., Clausthal-Zellerfeld.
- WUNDERLICH, F. (1970): Genesis and environment of the „Nellenköpfchen-Schichten“ (Lower Emsian, Rhenian Devon) at locus typicus in comparison with modern coastal environment of the German Bay. – Jour. Sed. Petrol., **40**, S. 102-130, Tulsa.

Anschriften der Autoren:

Dr. HASSAN ELKHOLY, Universität Bonn, Interdisziplinäres Zentrum
für Komplexe Systeme,
Römer Str. 164, D-53117 Bonn.

Dr. JÜRGEN GAD, Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz,
Emy-Roeder-Str. 5, D-55129 Mainz.

Manuskript eingegangen am 8. 2. 2006