

Mitt. POLLICHIA	79	5 – 119	75 Abb.	Bad Dürkheim 1992
				ISSN 0341-9665

Jörg WILDBERGER

## Zur tektonischen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks (SW-Deutschland)<sup>1, 2</sup>

### Kurzfassung

WILDBERGER, J. (1992): Zur tektonischen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks (SW-Deutschland).- Mitt. POLLICHIA, 79: 5 – 119, Bad Dürkheim

Die noch heute übliche Benennung der Struktureinheiten des südwestlichen Hunsrücks basiert auf der Bearbeitung von NÖRING (1939). Der von ihm in seiner geologischen Übersichtskarte dargestellte einfache NE-SW-streichende Faltenbau, mit einer entsprechenden Gliederung in großtektonische Sattel- und Muldenstrukturen ohne Berücksichtigung der im südwestlichen Hunsrück nachweisbaren Schuppentektonik mit z. T. 2 verschiedenen Schieferungen, wurde bereits von STETS (1960, 1962) für das von ihm untersuchte Gebiet revidiert.

Mit Hilfe einer nach lithologischen Gesichtspunkten gegliederten geologischen Karte des südwestlichen Hunsrücks und der in Strukturkarten dargestellten regionalen Anordnung von 1. und 2. Schieferung konnte die Position von steilstehenden Verwerfungen mit Streichrichtungen von 40 bis 60° und 120 bis 140° und eine Fortsetzung der Schuppentektonik nach SW nachgewiesen werden. Wegen der erheblichen Abweichungen zu der strukturellen Gliederung NÖRING's war eine Neugliederung in einzelne von Verwerfungen begrenzte Schuppenzonen notwendig.

Auf der Grundlage dieser Ergebnisse wurden bereits vorhandene tektonische Modelle, die die Tektonogenese des südwestlichen Hunsrücks betreffen, diskutiert und analysiert. Dabei zeigte sich, daß eine Rekonstruktion des Deformationsgeschehens ohne Berücksichtigung der paläogeographischen Verhältnisse im Umfeld des Untersuchungsgebietes nicht möglich ist; denn von der Mitteldeutschen Schwelle im SE bis zur Olkenbacher Mulde im NW lassen sich ab dem Siegen aus der faziellen Differenzierung einzelner Großschollen und Schollenbereiche erhebliche synsedimentäre Bewegungen ableiten. Die nachfolgende einengende Deformation trifft auf einen in zahlreiche Schollen zerlegten Ablagerungsraum. Die Schollengrenzen stehen steil und reichen bis in das kristalline Basement. Die Einengungsrichtung beträgt etwa 150°. Die Einengung betrifft den Sockel und die darüberliegende ungleich mächtige Sedimenthaut, wobei beide unterschiedliche Möglichkeiten der Reaktion auf die Einengung aufweisen. Als Folge des Großschollenbaus ergeben sich in den einzelnen unterschiedlich faziell differenzierten Ablagerungsräumen verschiedene tektonische Baustile im oberen Stockwerk.

Beide Schieferungen werden nach dem Modell von WEBER (1976) bei rotationaler Deformation aus Flexurzonen hergeleitet. Bei einem auf die 150°-Richtung fixierten Bewegungsplan ergibt sich auf den in südöstlicher Richtung verkippten Schollen eine primäre NW-Vergenz und ein entsprechender asymmetrischer Faltenbau mit langen SE-Flügeln und kurzen NW-Flügeln. Bei progressiver Deformation kommt es auf den Schollen zu s<sub>1</sub>-parallelen Überschiebungen.

<sup>1</sup> Ungekürzte Fassung einer Dissertation an der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, D5.

<sup>2</sup> Der Druck der farbigen Abbildungen wurde durch einen namhaften Druckkostenzuschuß der Ortsgemeinde Hochstetten-Dhaun ermöglicht, für den an dieser Stelle bestens gedankt wird.

Südlich der Moselachse werden die Schuppeneinheiten durch nach SE gerichtete Rotationen aufgerichtet und es kommt zu einer Differenzierung der  $s_1$ -Flächen auf den einzelnen Schuppen. Die 2. Schieferung wurde dabei in verschiedenen Stadien der Rotation unter unterschiedlichen Winkeln angelegt. Nördlich der Moselachse gibt die flache Lagerung des  $s_1$ -Flächengefüges einen Anhaltspunkt für eine mögliche Rotation nach NW im Zusammenhang mit einer Abnahme der einengenden Deformation nach Anlage der 1. Schieferung, die mit dem Ausklingen der 2. Schieferung nördlich der Moselachse nachweisbar ist. Damit hat die deutliche Fächerung im Bereich der Moselachse ihre Ursache in den entgegengesetzten Rotationsrichtungen zu beiden Seiten der Störungzone. Die Meilerung im Bereich der Longuicher Überschiebung wird sowohl durch die Rotation der  $s_1$ -Flächen der Flach Nordwestvergente Zone nach NW erklärt als auch durch das Auftreten der  $s_1$ -Flächen in verschiedenen tektonischen Stockwerken.

## Abstract

WILDBERGER, J. (1992): Zur tektonischen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks (SW-Deutschland) [The tectonic development of the southwestern Hunsrück (SW-Germany)]. - Mitt. POLLICHA, 79: 5 - 119, Bad Dürkheim

Until today, the nomenclature of anticlinal and synclinal structures of the southwestern Hunsrück is based on the work of NÖRING (1939). His geological map shows simple NE-SW striking fold structures without any respect to imbricate fan tectonics containing 2 different cleavage systems. This picture has already been revised by STETS (1960, 1962) in the Hochwald area.

With the help of a geological map of the SW-Hunsrück structures according to lithological criteria as well as the regional deployment of primary and secondary cleavage, the position of steep thrust faults striking N 40 to 60° E and N 120 to 140° E was fixed. The continuation of the imbricate fans toward the southwest is indicated. As there are considerable differences to the structural mapping of NÖRING another subdivision into imbricate fans bounded by thrust faults was necessary.

Based on these results, existing tectonic models which concern the tectonic setting of the southwestern Hunsrück are discussed and analysed. It could be shown that a reconstruction of the tectonic history is not possible without considering the paleogeographic evolution. The area of research reaches from the Midgerman High in the SE to the Olkenbach synclinorium in the NW. Here, the area was subdivided into single, lense-shaped blocks from the Siegenianon. They show great influence on the paleogeographic evolution which can be derived from considerable syndimentary movements along normal faults. The following deformation found a mobile belt with greatly changing sedimentary depositions along the blocks. They had steep to vertical margins which reached down into the pre-Devonian basement. The compression during the Variscan orogeny had a direction of N 150° E. It affected the pre-Devonian basement as well as the unequal thick sedimentary cover on top of it. They both show quite different reactions to the compression. As a result, the main block pattern caused different facies environments during sedimentation as well as different tectonic patterns in the cover during the Variscan deformation.

The two cleavage systems  $s_1$  and  $s_2$  can be explained by the model of WEBER (1976) that takes into account rotational deformation along flexure zones.

The result of a kinematic fixed to a direction of N 150° E with blocks dipping toward south-eastern direction is a primary north-west vergent asymmetric folding. It showed long south-east dipping limbs and only short limbs in the opposite direction. During progressive deformation,  $s_1$ -parallel overthrusts developed the blocks.

South of the "Moselachse" imbricate fans set up by rotation and are directed toward SE. By this the  $s_1$ -cleavage planes got into different positions on the single blocks. At the same time, the second cleavage ( $s_2$ ) took place. According to different stages of rotation it reached different angles between  $s_1$  and  $s_2$ .

North of the "Moselachse", the plain  $s_1$ -cleavage planes dipping toward NW made evident a north-west directed rotation in connection with the diminution of the compressional deformation during formation of  $s_1$ -cleavage. This can be shown by the  $s_2$ -cleavage, which dips toward SE and leave off in the north of the "Moselachse".

The reason for the development of a distinct fan called „Moselachse“ is the opposite rotation on both flanks along a mobile zone caused by block faulting and thrusting.

A reverse fan exists in the area of the Longuich overthrust which developed in the continuation of the Boppard-Dausenau thrust fault zone. It can be explained by a north-west directed rotation of the  $s_1$ -cleavage planes as well as by the occurrence of a  $s_1$ -cleavage system in a higher tectonic stockwerk.

## Résumé

WILDBERGER, J. (1992): Zur tektonischen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks (SW-Deutschland) [Le développement tectonique du Hunsrück du SW/Allemagne du SW].- Mitt. POLLICHA, 79: 5 - 119, Bad Dürkheim

La nomenclature des unités structurales de la partie SW du Hunsrück, d'usage usuel encore aujourd'hui repose sur le travail de NÖRING (1939). Sa carte géologique montre la structure de plis simples avec une direction des axes NE-SW. La région est divisée en grandes structures anticlinales et synclinales. NÖRING ne prend pas en considération la tectonique des écailles contenant en partie 2 différentes schistosités que STETS (1960, 1962) a déjà révisées pour la région de „Hochwald“.

A l'aide d'une carte géologique du SW du Hunsrück, divisée en formations lithologiques, et à l'aide de cartes structurales montrant la disposition de la première et de la deuxième schistosité, la position de failles fortement inclinées avec une direction de 40 jusqu'à 60° et de 120 jusqu'à 140° a pu être démontrée ainsi qu'une continuation de la tectonique des écailles en direction du SW. En raison de la divergence considérable de la division structurale de NÖRING, il a été nécessaire de faire une nouvelle division tectonique, avec les zones des écailles limitées par des filles.

A partir de ces résultats, des modèles déjà existants, expliquant la tectogenèse du SW du Hunsrück, sont discutés et analysés. Il en ressort qu'une reconstruction de la tectogenèse n'est pas possible sans tenir compte des conditions paléogéographiques dans les alentours de la région examinée. Depuis le Siegenien, à partir de la „Mitteldeutsche Schwelle“ au SE jusqu'au synclinal d'Olkenbach au NW, les énormes mouvements synsédimentaires se laissent dériver de la différenciation des faciès de grands blocs singuliers et des parties de blocs. La déformation compressive qui a suivi, a rencontré une région sédimentaire segmentée en blocs. La limite des blocs est fortement inclinée et descend jusqu'au socle cristallin. La direction de la compression se chiffre à environ 150°. La compression influence le socle et les couches sédimentaires d'une épaisseur différente, situées au-dessus du socle. Les 2 unités ont des possibilités différentes de la réaction à la compression. Suivant la structuration en blocs il y a des styles tectoniques différents d'étage supérieur dans les régions sédimentaires individuelles d'un faciès différentiel.

Les 2 schistosités sont expliquées selon le modèle de WEBER (1976) comme une déformation rotative des zones de flexure. Le résultat d'un plan cinétique, fixé à 150° montre sur les blocs renversés en direction SE une vergence NW primaire et une structure de plis asymétrique avec des flancs SE longs et des flancs NW courts. En cas d'une déformation progressive des chevauchements parallèles à  $s_1$  se produisent sur les blocs.

Au sud de l'axe de la Moselle, les unités des écailles se redressent sous l'influence de rotations dirigées vers le SE. Une différenciation des surfaces  $s_1$  se produit sur les écailles individuelles. La deuxième schistosité s'est construite à ce propos sous différents angles, dans diverses phases de rotation. Au nord de l'axe de la Moselle, la faible inclinaison de la schistosité  $s_1$  indique une rotation possible vers le NW en rapport avec une diminution de la déformation compressive après que la première schistosité ait pris place. Celle-ci est comprimée par la réduction de la deuxième schistosité au nord de l'axe de la Moselle. Ainsi, la rotation opposée des 2 côtés de la zone de l'axe de la Moselle est responsable de la structure en éventails évidente dans cette région. Dans la zone de chevauchement de Longuich, la structure en meules est expliquée non seulement par la rotation des surfaces  $s_1$  de la zone de la vergence faiblement inclinée en direction NW, mais aussi par l'apparition des surfaces  $s_1$  dans les différents étages tectoniques.

## 1. Einleitung

### 1.1 Lage des Arbeitsgebietes

Das untersuchte Gebiet der vorliegenden Bearbeitung umfaßt einen ca. 1500 km<sup>2</sup> großen Ausschnitt des südwestlichen Hunsrücks.

Es wird im N und im W durch die postdeformativen Bedeckungen des Rotliegend und der Trias der Wittlicher Senke, der Trierer Bucht und des Saargaus begrenzt. Der Verlauf des Idarwaldes und des Schwarzwälder Hochwaldes entspricht der südlichen Begrenzung. Die Verbindungslinie Bernkastel/Morbach begrenzt das Arbeitsgebiet im Osten.

Die beiliegende Übersichtskarte (Abb. 1) zeigt die wichtigsten Ortsnamen und Flußläufe sowie die Lage des Arbeitsgebietes.

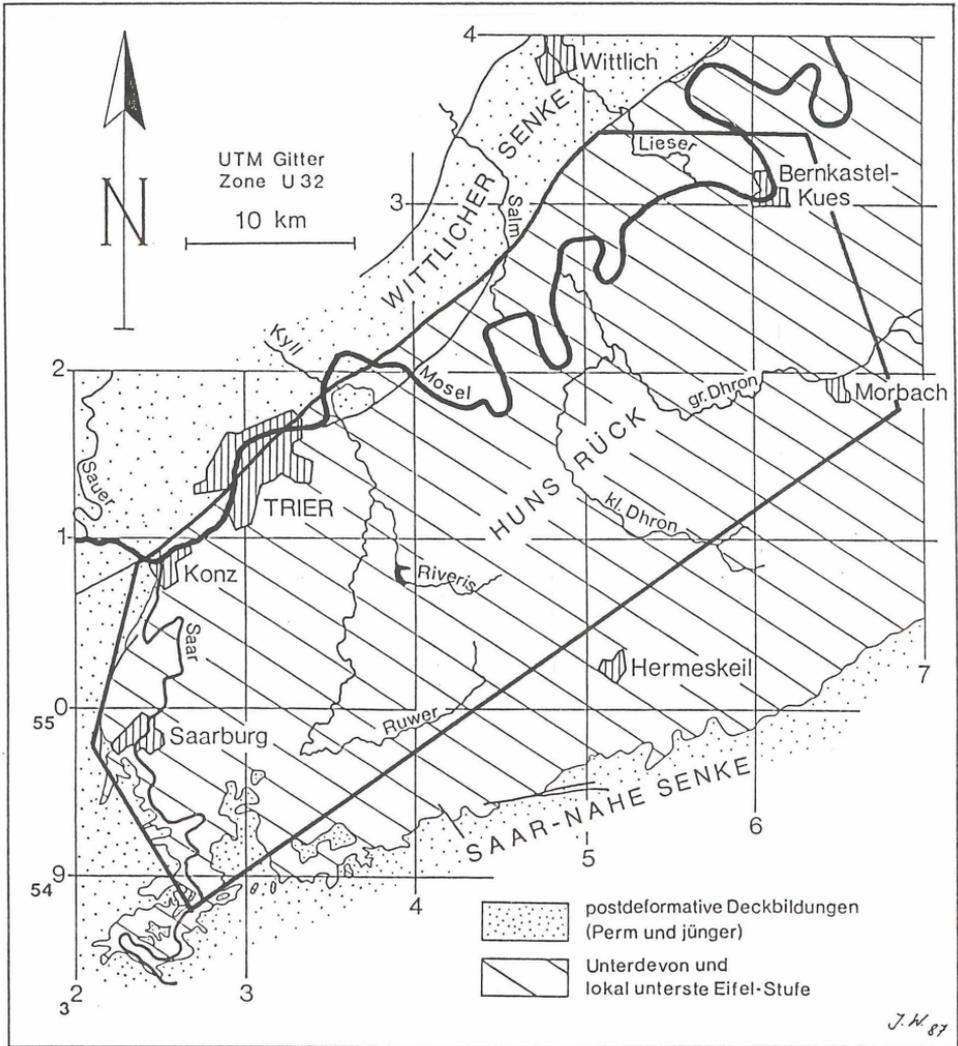


Abb. 1: Übersichtskarte mit den wichtigsten Ortsnamen und Flußläufen sowie der Lage des Arbeitsgebietes

## 1.2 Morphologie

Der Hunsrück, als naturräumliche Einheit und Mittelgebirgslandschaft am Südwestrand des Rheinischen Schiefergebirges, wird von den Flüssen Mosel, Saar, Prims, Nahe und Rhein begrenzt. Die Umrandung liegt ungefähr zwischen  $6^{\circ} 30'$  und  $70^{\circ} 50'$  östlicher Länge und zwischen  $49^{\circ} 20'$  und  $50^{\circ} 20'$  nördlicher Breite.

Die Oberflächenform des Hunsrücks zeigt deutliche Spuren einer Verebnung, die sich auf bestimmte Höhenniveaus beschränkt. Sie wurden bereits von STICKEL (1927) erstmals erkannt und beschrieben. Er unterscheidet 4 verschiedene Verebnungsniveaus, die Trogfleichen  $T_1$  und  $T_2$  mit den Verebnungsniveaus 320-350 m und 410-435 m und die Rumpffleichen  $R_1$  und  $R_2$  mit den Verebnungsniveaus 480-520 m und 600 m. Die Trogfleichen sind als wannenförmige Vertiefungen ehemaliger fluviatiler Verebnungen in die Rumpffleichen eingelassen.

Überragt wird diese Peneplain von NE-SW-streichenden Härtlingsrücken aus verwitterungsresistenten, unterdevonischen Quarziten, dem sogenannten Taunusquarzit und den Quarziten der Dhrontal-Schichten, die die Höhenrücken des Hunsrücks mit den höchsten Erhebungen bilden. Am SE-Rand des Arbeitsgebietes, im Hochwald, sind der Erbeskopf (816 m NN), der Kahlheid (766 m NN) und der Steinkopf (683 m NN) die höchsten Erhebungen einzelner Taunusquarzitzüge. Im weiter südwestlich gelegenen Schwarzwälder Hochwald bildet der Teufelskopf (695 m NN) die höchste Erhebung. Nordwestlich des Schwarzwälder Hochwaldes, zwischen Kleiner Dhron und Ruwer, erhebt sich der Osburger Hochwald mit den Quarzitziügen der Dhrontal-Schichten über die Hunsrückhochfläche. Seine höchsten Erhebungen sind der Rösterkopf (708 m NN) und die Hohe Wurzel (669 m NN).

Im NE des Arbeitsgebietes liegt die Stronzbuscher Haardt mit ebenfalls von Dhrontal-Schichten gebildeten Quarzitziügen, deren höchste Erhebungen der Haardtkopf (658 m NN) und der Ranzenkopf (637 m NN) sind.

In diesen Härtlingszügen aus Taunusquarzit und Dhrontal-Schichten haben die meisten größeren Bäche, wie Ruwer, Riveris, Kleine und Große Dhron, ihre Quellgebiete, die nach N in die Mosel entwässern.

Diese Gewässer überprägten die Rumpf- und Trogflächen des südwestlichen Hunsrücks mit z. T. engen Kerbtälern, als gegen Ende des Pliozäns und verstärkt im Pleistozän der Hunsrück als Folge junger tektonischer Bewegungen mit den restlichen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges allmählich herausgehoben wurde.

Der Wechsel von Kalt- und Warmzeiten im Pleistozän bewirkte einen Wechsel von Akkumulation und Erosion durch die fluviatilen Systeme, die besonders bei Mosel und Saar und im Unterlauf der Ruwer zur Ausbildung verschiedener Terrassenniveaus führten.

### 1.3 Regionalgeologischer Überblick

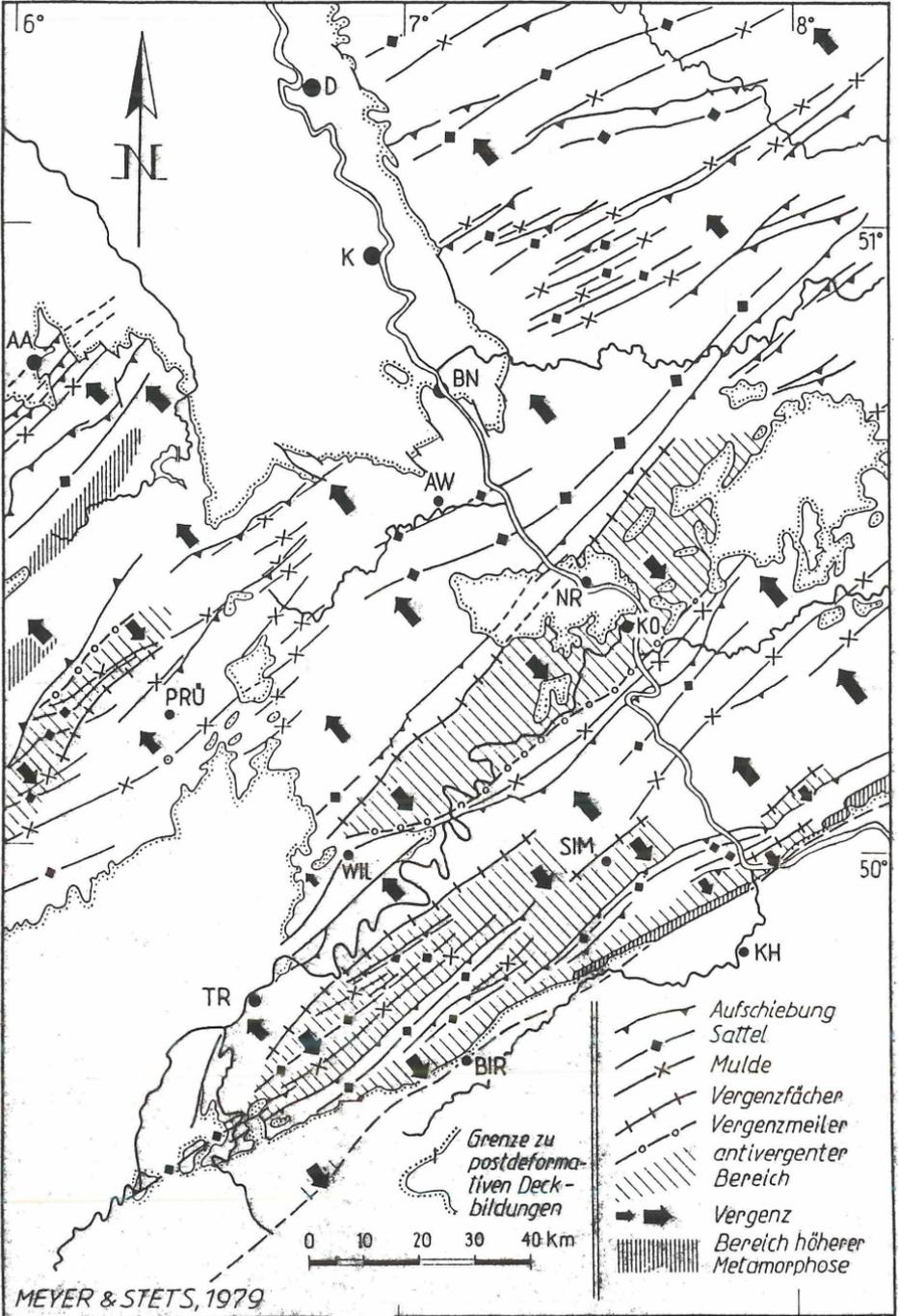
Die Begrenzung des Hunsrücks als geologische Einheit und als variscisch deformierter Gebirgskörper wird zum größten Teil von jüngeren postdeformativen Bildungen verdeckt. Er bildet zusammen mit dem Taunus und dem Harz nach der Zonengliederung des mitteleuropäischen Variscikums nach KOSSMAT (1927) den Südrand des Rhenoherynikums.

Seine SE-Grenze, der Übergangsbereich Rhenoherynikum/Saxothuringikum, wird größtenteils von den permokarbonischen und permischen Füllungen der Saar-Nahe-Senke verdeckt und von der postvariscischen Störungstektonik der Hunsrücksüdrand-Störung überlagert. Dieses SW-NE-streichende, steilstehende Verwerfungssystem entspricht nach MEISSNER et al. (1980) einer steil nach SE einfallenden listrischen Tiefenstörung.

Im N begrenzt die Moselmulde den Hunsrück. Sie setzt sich im SW in der Olkenbacher Mulde fort, die zum Teil von der Rotliegend-Schichtenfolge der Wittlicher Senke verdeckt wird. In der Umgebung der Ortschaften Bekond und Schweich verschwindet sie endgültig unter der mesozoischen Bedeckung der Trierer Bucht.

Die SE-Flanke der Olkenbacher Mulde wird von einer steil nach SE einfallenden Aufschiebung begrenzt (SOLLE 1950, MEYER & STETS 1980: Abb. 2), die im nordöstlichen Hunsrück wahrscheinlich der Bopparder Überschiebung entspricht.

Im Gegensatz zu dem im übrigen Schiefergebirge vorherrschenden NW-vergenten Faltenbau lassen sich im Bereich der Moselmulde und im Hunsrück mehrere antivergente Zonen mit NE-SW-streichenden Struktureinheiten nachweisen (Abb. 2).



MEYER & STETS, 1979

Abb. 2: Strukturkarte des Rheinischen Schiefergebirges (MEYER & STETS, 1980)

## 1.4 Thematik

Die vorliegende Bearbeitung befaßt sich mit der strukturellen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks.

Lösungsansätze zur Klärung dieser Problematik liefern zahlreiche, sich z. T. erheblich widersprechende Modellvorstellungen und strukturelle Überlegungen von SCHOLTZ (1930), HOEPPENER (1957 b), STETS (1960), WEBER (1978), WETTERMARS (1986), BIERMANN (1987), ANDERLE (1987) und ONCKEN (1988, 1989).

Auf der Grundlage eigener tektonischer Geländeuntersuchungen wurden Kriterien erarbeitet, mit deren Hilfe die einzelnen Modelle und strukturellen Überlegungen kritisch beleuchtet und diskutiert werden.

Die Ergebnisse der Geländeuntersuchungen und die Diskussionsergebnisse ergaben als Synthese einen Beitrag zur Klärung des Bewegungsablaufs und der Mechanismen, die zur Tektonese des Hunsrücks beigetragen haben.

## 1.5 Arbeitsmethodik

## 1.5.1 Datenerfassung

Die Geländeuntersuchungen wurden auf der Grundlage folgender Blätter der TK 25 durchgeführt:

Nr. 6007, Blatt Wittlich, Nr. 6008, Blatt Bernkastel, Nr. 6106, Blatt Schweich, Nr. 6107, Blatt Neumagen-Dhron, Nr. 6108, Blatt Morbach, Nr. 6205, Blatt Trier, Nr. 6206, Blatt Trier-Pfalzel, Nr. 6207, Blatt Beuren, Nr. 6208, Blatt Morscheid-Riedenburg, Nr. 6305, Blatt Saarburg, Nr. 6306, Blatt Kell, Nr. 6307, Blatt Hermeskeil, Nr. 6405, Blatt Freudenburg und Nr. 6406, Blatt Losheim.

Es wurde die regionale Raumlage der planaren und linearen tektonischen Hauptgefügeelemente

- $s_0$  - Schichtung,
- $s_1$  - 1. Schieferung,
- $s_2$  - 2. Schieferung,
- $l_{0-1}$  - Schnittspur von  $s_1$  auf  $s_0$  im makroskopischen Betrachtungsbereich,
- $b_1$  - Richtung der Faltungs-b-Achse der 1. Faltung,
- $l_{1-2}$  - Schnittspur von  $s_2$  auf  $s_1$ ,
- $l_{0-2}$  - Schnittspur von  $s_2$  auf  $s_0$ ,
- $b_2$  - Richtung der Faltungs-b-Achse der 2. Faltung, in Diagrammen erfaßt und in Karten herausgearbeitet.

Die Abkürzungen der planaren und linearen tektonischen Elemente entsprechen den von QUADE (1984) modifizierten Bezeichnungen nach SCHMIDT-THOMÉ (1972).

Falten werden entsprechend ihrer Wellenlänge nach VOLL (1969, 1979) bezeichnet.

Danach werden Falten in den Bereich und größer, als Falten 1. Ordnung bezeichnet. Die Falten 1. Ordnung lassen sich kleinere Falten zuordnen. Sie werden im 100 m, 10 m, 1 m Bereich als Falten 2., 3. und 4. Ordnung bezeichnet, wobei die Vergenz der kleineren Falten zur Achsenebene der größeren hin gerichtet ist (Abb. 3).

Die klastischen Metasedimentgesteine wurden entsprechend der noch erkennbaren Korngröße und unter Berücksichtigung des Verfestigungsgrades in Pelite, Siltsteine, Sandsteine und Konglomerate eingeteilt. Bei Wechsellagerungen wurde neben der Lithologie auch das fazielle Verhalten der einzelnen Horizonte sowie deren Mächtigkeiten registriert.

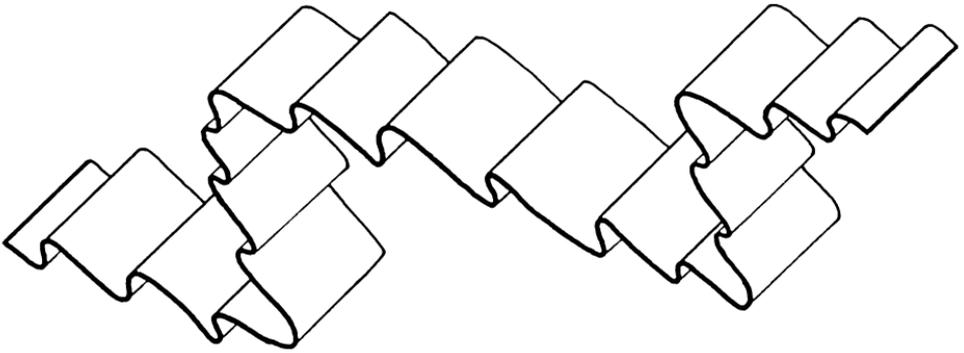


Abb. 3: Falte 1. Ordnung mit Falten 2. Ordnung. Die Vergenz der kleineren Falte ist zur Achsenebene der größeren gerichtet. Die Kurzschenkel der Falten 2. Ordnung werden bei progressiver Deformation zur Achsenfläche der Falte 1. Ordnung rotiert (umgezeichnet nach VOLL 1979)

Die Gefügedaten sowie die lithologischen Verhältnisse je Aufschluß wurden mit entsprechender Kennung in einer für das Computerprogramm GELICH (GASSER 1978) lesbaren Datei erfaßt. GELICH ist eine Erweiterung des Computerprogramms GELI 2 (BEHRENS & SIEHL 1975) und dient zur Darstellung und Manipulation von Gefügedaten in der stereographischen Projektion.

Die Daten wurden möglichst dicht und flächendeckend erfaßt. Als Folge der bereits beschriebenen morphologischen Verhältnisse ist in den z. T. tief in die Hunsrückhochfläche eingeschnittenen Fluß- und Bachläufen die Datendichte erheblich größer als auf der geologisch schwer zugänglichen Hochfläche.

### 1.5.2 Datenauswertung

Die lithologischen und lithofaziellen Daten der Meßstellen wurden lithostratigraphischen Einheiten zugeordnet (Kap. 2).

Unter Berücksichtigung der bei NÖRING (1939) aufgelisteten Faunenfundpunkte mit den entsprechenden stratigraphischen Vorgaben von MITTMEYER (1974, 1982) wurde nach Bestimmung der Lagerungsverhältnisse (Kap. 3) eine nach lithostratigraphischen Gesichtspunkten gegliederte geologische Karte des Grundgebirges im Maßstab 1 : 100 000 erstellt (Abb. 6).

Für die postdeformativen Deckbildungen wurde das geologische Kartenmaterial folgender Bearbeiter verwendet:

BINOT (1980), CLEVER-BANSEMER (1987), DRESEN (1979), NEGENDANK (1974), SCHALL (1968), SCHNEIDER (1982) und SPANNBRUCKER (1982) sowie die geologischen Karten von Preußen 1 : 25 000, Nr. 6106, Blatt Schweich und Nr. 6206, Blatt Pfalzel (heute Trier-Pfalzel) mit Erläuterungen von GREBE (1892).

Für das Grundgebirge wurde neben eigenen Aufnahmen das Kartenmaterial folgender Bearbeiter berücksichtigt:

BINOT (1980), DRESEN (1979), STETS (1960) und SCHILLING (1981) sowie die geologischen Karten von Preußen 1 : 25 000, Nr. 6106, Blatt Schweich und Nr. 6206, Blatt Pfalzel (heute Trier-Pfalzel) mit Erläuterungen von GREBE (1892), die geologische Übersichtskarte von Deutschland 1 : 200 000, Nr. 148 und 149, Blatt Trier-Mettendorf (1919), die geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Nr. CC 6302, Blatt Trier (1987).

## 2. Schichtenfolge

Die meisten Schichtenfolgen des Hunsrücks waren schon gegen Ende des letzten Jahrhunderts durch die Arbeiten von GREBE (1881), KOCH (1881) und GOSSELET (1890) als eigenständige lithologische Einheiten bekannt. Ihre stratigraphische Reichweite ist jedoch bis heute umstritten. Besonders die Fossilarmut und die Langlebigkeit der wahrscheinlich auch faziesabhängigen Faunengemeinschaften und Leitfossilien erschweren die stratigraphische Einstufung der Schichtenfolgen.

Wichtige Beiträge zur Biostratigraphie lieferten besonders die Untersuchungen von KUTSCHER (1935 a, b, 1937), NÖRING (1939), ASSELBERGHS & HENKE (1935 a, b) und MITTMEYER (1974, 1980, 1982).

Allerdings setzt die von ihnen praktizierte Gleichsetzung biostratigraphischer und lithofazieller Einheiten einen isochronen Verlauf der Faziesgrenzen voraus.

Diese Vorstellung wurde durch die Arbeiten von STETS (1960, 1962), REICHMANN (1966) und MEYER, D. E. (1970) widerlegt. Deshalb entsprechen in der vorliegenden Untersuchung die Schichtenfolgen rein lithologisch definierten Faziesseinheiten. Die Namensgebung entspricht der in der Hunsrückliteratur üblichen Nomenklatur ohne Berücksichtigung der bisher üblichen biostratigraphischen Bindung. Die relative Altersfolge wird mit Hilfe der Lagerungsverhältnisse bestimmt.

Durch die bei NÖRING (1939) aufgelisteten und beschriebenen Faunen ergeben sich unter Berücksichtigung der Arbeiten von SOLLE (1950) und MITTMEYER (1974, 1980, 1982) Hinweise für die stratigraphische Reichweite der Fazieskörper bzw. für den Verlauf von stratigraphischen Grenzen durch die Fazieskörper (Abb. 4).

Stufe	Unterstufe	SW - Eifel	SW - Hunsrück
Eifel		Wissenbach-Schiefer Bekond-Schiefer	
Oberems	Kondel	Kieselgallenschiefer Flaserschiefer Kalkknollen-Schiefer	
	Laubach	Brauneisen-Sandstein Sphärosiderit-Schiefer Rötalgallen-Fazies Höllenthal-Schichten	
	Lahnstein	Flußbach-Schichten Emsquarzit	
Unterems	Vallendar	Kerf-Schichten Gladbach-Schichten	
	Singhofen	Biederburg-Schichten	Hunsrückschiefer s.l. Kaub-Schichten
	Ulmen	Reudelsterz-Schichten Eckfeld-Schichten	Hunsrückschiefer s.str. Zerf-Schichten
Siegen	Herdorf	Saxter Schichten	Hunsrückschiefer s.l. Dhronal-Schichten Taunusquarzit
	Rauflaser		
	Tonschiefer		Hermeskeil-Schichten
Gedinne			Züsch-Schiefer oder Bunte Schiefer

Abb. 4: Korrelationsschema der devonischen Schichtenfolge

## 2.1 Züsch-Schiefer

NÖRING (1939) bezeichnete im westlichen Hunsrück die fossilere Äquivalente der Bunten Schiefer des südöstlichen Hunsrücks und Taunus nach der Typuslokalität nahe der Ortschaft Züsch als „Züscher Schiefer“. Sie werden im folgenden nach der heute üblichen Nomenklatur unter Verzicht des Suffix „er“ Züsch-Schiefer genannt.

Die Schichtenfolge besteht aus überwiegend grau-grünen, seltener rötlichen Peliten, in die sich stellenweise grau-grüne Quarzitfolgen einschalten.

Die Bankdicke der Quarzitbänke beträgt maximal 20 cm. In den pelitbetonten Serien dominiert eine näherungsweise schichtungsparelle, saigerstehende 1. Schieferung, die die Schichtung fast vollkommen überprägt hat. Bei zunehmendem Silanteil läßt sich die Schichtung aufgrund des Korngrößenunterschiedes und eines spezifischen tektonischen Gefüges (Schieferungsbruchung) noch deutlich nachweisen.

Die von NÖRING (1939) beschriebenen Züsch-Schiefer des westlichen Hunsrücks sind nur am äußersten Südrand des Arbeitsgebietes in der näheren Umgebung von Hermeskeil aufgeschlossen. Sie wurden dort erstmals von GREBE (1889) unter der Bezeichnung „ältere phyllitische Gesteine“ kartiert.

Im Liegenden begrenzt eine Aufschiebung am NW-Rand der Idarwald-Schuppenzone<sup>1</sup> (Abb. 6) die Züsch-Schiefer. Die Hangendgrenze ist im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen. Im südlich gelegenen Züsch-Sattel tritt im Gegensatz zu NÖRING (1939), der eine Mächtigkeit von 500 m angibt, eine Mindestmächtigkeit von etwa 1100 m auf (STETS freundl. mündl. Mitteilung).

Das relative Alter wird durch die Position im Liegenden der Hermeskeil-Schichten definiert. Die Grenze der Bunten Schiefer zu den Hermeskeil-Schichten ist eine neue Faziesgrenze. Sie ist fließend (NÖRING 1939; MEYER, D. E. 1970) und ohne Leithorizonte, so daß bei Parallelisierungen dieser Grenze mit gewissen Ungenauigkeiten zu rechnen ist.

Die Einstufung der Bunten Schiefer einschließlich der Züsch-Schiefer in das Ober-Gedinne geht auf GOSSELET (1890) zurück. Er parallelisierte die Bunten Schiefer mit den „Schistes bigarrés d'Oignies“ (Ober-Gedinne) in den Ardennen.

Funde von Panzerfischen der Gattung „*Pteraspis*“ in Bunten Schiefen bei Eppstein im Taunus (WIRTH 1960) legen in Verbindung mit lithologischen Überlegungen die stratigraphische Einstufung in das Ober-Gedinne nahe (SCHMIDT, Wo. 1958). Nach Fossilfunden in tiefsten Hermeskeil-Schichten im Guldenbachtal ist es auch möglich, daß Teile der Bunten Schiefer dort bis ins Unter-Siegen reichen (MEYER, D. E. 1970).

## 2.2 Hermeskeil-Schichten

Nach NÖRING (1939) entwickeln sich die Hermeskeil-Schichten durch allmähliche Zunahme der sandigen Einschaltungen aus den Züsch-Schiefen. Die stärker sandigen Lagen sind reich an Hellglimmern und verwitterten Feldspäten. Die Verwitterungsfarbe ist ockergelb bis rötlich. Die sandigen bis milden Tonschieferlagen sind von hellgrüner bis rötlicher Farbe. Durch einen weiteren Rückgang des Tonschieferanteils und zunehmende Reinheit und Feinkörnigkeit der Quarzite (Rückgang des Glimmer- und Feldspatanteils) entwickelt sich der Taunusquarzit aus den Hermeskeil-Schichten.

Eindeutig ansprechbare Hermeskeil-Schichten treten im Arbeitsgebiet nicht auf.

Ein Teil der Quarzitzüge am Nordrand der Idarwald-Schuppenzone nordwestlich und nordöstlich von Hermeskeil wurde von LEPLA (1919) auf der geologischen Übersichtskarte

<sup>1</sup> Zur Definition der tektonischen Einheiten vgl. Kapitel 3.

von Deutschland 1 : 200 000, Nr. 148 und 149, Blatt Trier-Mettendorf und in der überarbeiteten Neuauflage, geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Nr. CC 6302, Blatt Trier (1987) von STETS als Hermeskeil-Schichten angesprochen.

Im Gegensatz dazu kartierte GREBE diese Vorkommen auf den geologischen Karten von Preußen 1 : 25 000, Nr. 6307, Blatt Hermeskeil und Nr. 6208, Blatt Morscheid als Taunusquarzit. Auch NÖRING (1939) ordnete diese Quarzitzüge dem Taunusquarzit zu.

Da diese Vorkommen sowohl im Hangenden als auch im Liegenden von Verwerfungen begrenzt sind, ist die stratigraphische Zuordnung problematisch.

Lithologisch gehören diese tektonisch isolierten Vorkommen wegen des für die Fazies der Taunusquarzite zu hohen Anteils an eingeschalteten tonigen Zwischenlagen wahrscheinlich in den Übergangsbereich von Hermeskeil-Schichten zu Taunusquarzit.

In Anlehnung an die Neubearbeitung der geologischen Übersichtskarte Blatt Trier werden die oben beschriebenen Quarzitzüge als Hermeskeil-Schichten angesprochen.

Ebenso problematisch wie die lithofazielle Zuordnung dieser tektonisch isolierten Vorkommen von Hermeskeil-Schichten ist im westlichen Hunsrück ihre stratigraphische Position:

NÖRING (1939) führte eine Zweiteilung der bei GREBE und LEPLA kartierten Hermeskeil-Schichten durch. Die fossilleren Unteren Hermeskeil-Schichten stufte er in das Ober-Gedinne ein. Er glaubte, daß die vorherrschende Grün- und Rotfärbung dieser Gesteinsserien typisch für das Gedinne seien. Die Grenze Untere/Obere Hermeskeil-Schichten wurde durch den Farbumschlag zu mehr grau-blauen Farben definiert. Ein nicht näher bestimmbarer Pterapsidenfund an der Basis der Oberen Hermeskeil-Schichten war für ihn ein Hinweis auf unterstes Siegen.

Diese Zweiteilung im Sinne NÖRING's ist ein Lokalphänomen des südwestlichen Hunsrücks; denn nach REICHMANN (1966) und MEYER, D. E. (1970) läßt sich eine derartige Gliederung im südöstlichen Hunsrück nicht durchführen. Durch Faunenfunde an der Basis von Äquivalenten der Hermeskeil-Schichten wies MEYER, D. E. (1970) im Guldenbachtal südlich Stromberg dort deren Siegen-Alter nach.

Wegen der fehlenden Leitfossilien im südwestlichen Hunsrück ist dieser biostratigraphische Anhaltspunkt wenigstens ein gewisser Hinweis für die stratigraphische Reichweite der Liegendgrenze der Hermeskeil-Schichten. Die Gedinne/Siegen-Grenze ist bis heute weder im Hunsrück noch im Taunus eindeutig faßbar.

## 2.3 Taunusquarzit

Nach LEPLA läßt sich der Taunusquarzit in 2 lithologische Einheiten gliedern.

Im Unteren Taunusquarzit überwiegen grau-weiße dickbankige geschlossene Quarzitfolgen mit untergeordnet pelitischen Zwischenlagen. Sie bilden als verwitterungsresistente Härtlinge die Höhenrücken des Hunsrücks. Die Verwitterungsfarbe der Quarzite ist weiß bis rötlich-weiß.

Im Oberen Taunusquarzit nimmt die Mächtigkeit der Quarzitbänke ab und der Anteil der pelitischen Sedimente nimmt zu. Wechselfolgen sind typisch (Abb. 5).

Zeitweise glaubte man, daß diese lithologische Zweiteilung durch die Faunenfunde von DAHMER (1934), KÜTSCHER (1937) und NÖRING (1939) auch einer biostratigraphisch belegbaren Grenze entspräche. Nach MITTMAYER (1982) sind diese Faunen jedoch nur für die ganze Siegen-Stufe oder für die Rauhfaser- bis Herdorf-Unterstufe typisch.

Taunusquarzit ist nur am Südrand des Arbeitsgebietes aufgeschlossen. Er wurde schließlich der in Kapitel 2.2 beschriebenen umstrittenen Quarzitfolgen erstmals von GREBE und LEPLA auf den geologischen Karten von Preußen 1 : 25 000, Nr. 6208, Blatt Morscheid, Nr. 6307, Blatt Hermeskeil, Nr. 6406, Blatt Losheim und Nr. 6405, Blatt Freudenburg kartiert.

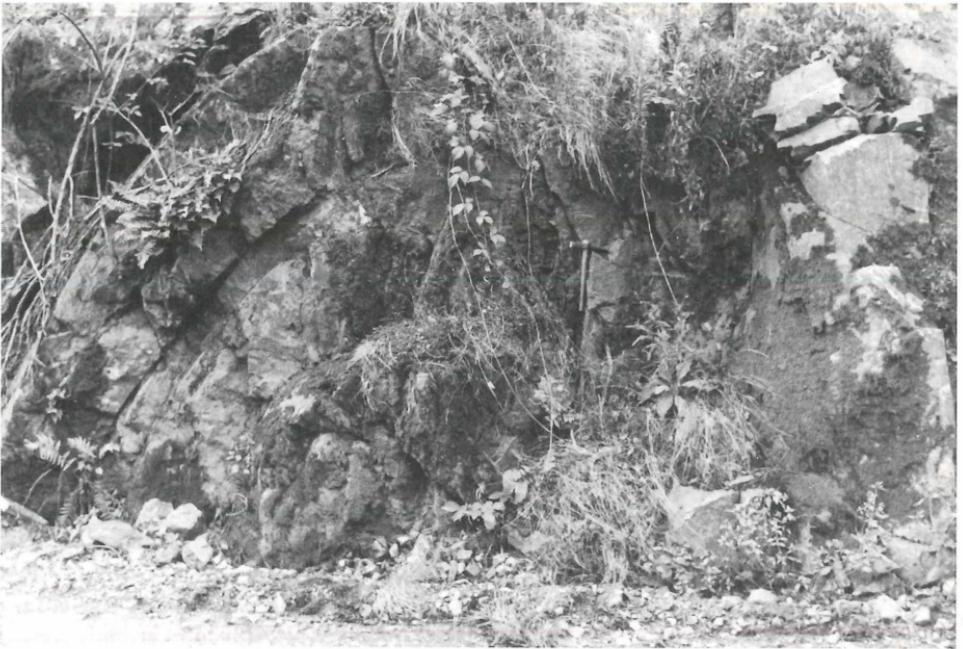


Abb. 5: Quarzitbänke mit geringmächtigen tonigen Zwischenlagen (Oberer Taunusquarzit, TK 25, Nr. 6405, Blatt Freudenburg, r: <sup>25</sup>43 200, h: <sup>54</sup>89 120)

Im Saarprofil gliederte SCHALL (1968) den Taunusquarzit in 8 Untereinheiten (Serie a bis h). Die Serien a, c, e, und g entsprechen lithologisch LEPLA's Unterem Taunusquarzit, die Serien d, f und h entsprechen lithologisch LEPLA's Oberem Taunusquarzit. Wegen des hohen Anteils an pelitischen Zwischenlagen, deren Anteil nach Osten hin zunimmt, entspricht die Serie b eher der Fazies der Dhrontal-Schichten (vgl. Kapitel 2.4).

Die im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Serien a und b, c und d sowie e und f werden jeweils im Liegenden durch spitzwinklig zum Streichen angelegte Aufschiebungen begrenzt (Abb. 6). Es liegt somit nahe, daß die Wiederholung der lithologisch ähnlichen Sequenzen tektonisch bedingt ist. Darum ist SCHALL's Mächtigkeitsangabe von 2 500 m für den Taunusquarzit (Serie a bis h) unwahrscheinlich. Ebenso läßt sich die Mächtigkeitsangabe von 1 500 m unter Berücksichtigung einer Verschuppungstektonik nicht nachvollziehen; denn die Position der Aufschiebungen wird bei SCHALL nicht angegeben. Es ist nicht erkennbar, ob und mit welchen Versätzen er bei den Aufschiebungen rechnet.

DRESEN (1979) rechnet mit einer Mindestmächtigkeit von 1 200 m für die Taunusquarzitfolge, die SCHALL's Serien a bis c entspricht.

Auch diese Mächtigkeitsangabe ist mit Sicherheit zu groß. Die am Bahnhof Taben/Saar aufgeschlossene Aufschiebung (Kap. 3.8) trennt nach den Ergebnissen meiner Aufnahmen SCHALL's Serien a (Taunusquarzit) und b (Dhrontal-Schichten) von der Serie c (Taunusquarzit). Für die Serien a und b ergibt sich eine Mindestmächtigkeit von 800 m. Die Serie a, die im Liegenden von einer bedeutsamen Aufschiebung, der Hammer Überschiebung (NÖRING 1939), begrenzt wird (Abb. 6), hat eine aufgeschlossene Mindestmächtigkeit von 400 m.

## 2.4 Dhrontal-Schichten

Die Typuslokalität des Profils der Dhrontal-Schichten liegt im Tal der Großen Dhron zwischen Harpelstein und der Abzweigung der Straße nach Gräfindhron. Die lithologischen Verhältnisse dieses Profils wurden von STETS (1960, 1962) beschrieben.

Die Schichtenfolge zeichnet sich durch das wiederholte Auftreten von Quarzit- und Sandsteinfolgen in Wechsellagerung mit stärker tonigen und siltigen Zwischenlagen aus. Die Farbe der Quarzite und Sandsteine ist grau bis grau-grün, seltener grau-blau. Die Bankung ist deutlich. Die Bankmächtigkeit beträgt im Durchschnitt 30 cm bis maximal 50 cm. Die Sandsteine sind reich an Hellglimmern und in der Regel eisenreich. In den pelitischen Zwischenlagen dominiert eine engscharige, fast schichtungsparallele 1. Schieferung. Stellenweise tritt eine Feinschichtung, bestehend aus feinen gelb-weißen sandigen Bändern im Wechsel mit dunkelgrauen pelitischen Lagen und eine tektonisch bedingte Flaserung auf.

LEPPLA kartierte auf den geologischen Karten von Preußen 1 : 25 000, Nr. 6107, Blatt Neumagen, Nr. 6108, Blatt Morbach, Nr. 6207, Blatt Schönenberg (heute Beuren) und auf der geologischen Übersichtskarte von Deutschland 1 : 200 000, Nr. 148 und 149, Blatt Trier-Mettendorf alle sandigen Einlagerungen in Form geschlossener Quarzit- und Sandsteinfolgen als Dhroner Quarzite. Eine stratigraphische Bindung der Dhroner Quarzite an die Untere bis Obere Siegen-Stufe erfolgte erstmals bei NÖRING (1939). Er unterschied nach Fauna und lithologischer Ausbildung Untere und Obere Dhroner Quarzite. Quarzitfolgen im Unter-Ems wurden von ihm als oberste Dhroner Quarzite bezeichnet. Nach SOLLE (1950) waren die Dhroner Quarzite eine Faziesbezeichnung für die Quarzit- und Sandsteinfolgen der Dhrontal-Schichten, die stratigraphisch den Dhroner Quarziten NÖRING's entsprachen. Nach den Vorstellungen von MITTMEYER (1982) zur Biostratigraphie des Unter- und Mittel-Devon sind Faunen nur für die ganze Siegen-Stufe und nur bedingt für die Rauhflaser- bis Herdorf-Unterstufe typisch.

Im Liegenden werden die Dhrontal-Schichten im Saar-Profil vom Taunusquarzit begrenzt. Diese Grenze ist dort, südlich der Hammer Überschiebung, kartierbar. SCHALL's Serie a (Taunusquarzit) wird von der Serie b (Dhrontal-Schichten) überlagert. Die Grenze ist unscharf. Sie ergibt sich durch die Zunahme der tonigen Zwischenlagen in der Serie b und die Abnahme der Mächtigkeit der Quarzitbänke. Die Liegendgrenze der Dhrontal-Schichten wird bei Greimerath durch das Auftreten von Taunusquarzit bestimmt. Hinweise auf die biostratigraphische Reichweite dieser Liegendgrenze gibt es bis heute nicht. In allen anderen Fällen werden die Dhrontal-Schichten im Liegenden von steil nach SE fallenden Aufschiebungen tektonisch begrenzt, so daß weitergehende Aussagen nicht möglich sind. Lateral verzahnt sich die Fazies der Dhrontal-Schichten im Saartal in südwestlicher Richtung mit dem Taunusquarzit. Es ist jedoch zu erwarten, daß gegenüber der Position am Südrand des Schiefergebirges die eher beckenwärtige Position in den nördlich gelegenen Vorkommen (Osburger Hochwald, Stronzbuscher Haardt) darin zum Ausdruck kommt, daß die pelitbetonte, der Hunsrück-schiefer-Fazies nahestehende Ausbildung sich zum Liegenden hin fortsetzt (vgl. Profil in Nr. CC 6302, Blatt Trier).

Im Hangenden begrenzen die Zerf-Schichten die Dhrontal-Schichten. Aufgrund der Faunenfunde in Zerf-Schichten bei Niederzerf (NÖRING 1939) ergibt sich aus der lateralen Verzahnung beider Schichtglieder nach SW bei 30 bis 40° nach SE einfallender Schichtlagerung eine lokale Reichweite der Lithofazies der Dhrontal-Schichten bis in die Ulmen-Unterstufe (Unter-Ems nach MITTMEYER 1974, 1982).

## 2.5 Zerf-Schichten

NÖRING (1939) bezeichnete als erster das Schichtglied zwischen der stark sandigen Fazies von Taunusquarzit und Dhrontal-Schichten im Liegenden und der pelitischen Fazies der Kaub-Schichten im Hangenden als Zerf-Schichten.

Die Basis der Zerf-Schichten entsprach nach seinen Vorstellungen gleichzeitig der Basis der Ems-Stufe. SOLLE (1950) revidierte NÖRING's Faunen der Zerf-Schichten und stellte fest, daß sie in allen Punkten der Ulmen-Unterstufe entsprachen (damals oberste Siegen-Stufe, nach MITTMAYER 1974 Unter-Ems-Stufe). Nach lithologischen Gesichtspunkten gliederte SOLLE (1950) NÖRING's Zerf-Schichten in Untere und Obere Zerf-Schichten.

STETS (1960) zeigte erstmals, daß sich die Lithofazies der Zerf-Schichten nicht nur auf die Ulmen-Unterstufe beschränkt. Er unterscheidet 2 lithologische Ausbildungsformen der Zerf-Schichten. Die eine ist SOLLE's Unteren und Oberen Zerf-Schichten äquivalent. Die zweite zeigt keine Gliederungsmöglichkeiten (Zerf-Schichten ungegliedert).

Die Zerf-Schichten bestehen aus Wechselfolgen von quarzitischen, meist plattig gebankten Sandsteinen mit stärker tonigen bis siltigen Gesteinen. Als Gliederungskriterien in Untere und Obere Zerf-Schichten ist der Sand/Silt/Ton-Anteil in den Wechselfolgen maßgebend.

Die Unteren Zerf-Schichten sind stark sandig. Die grau-blauen, z. T. auch grau-grünen Sandsteinbänke sind maximal 30 cm mächtig. Sie haben im Gegensatz zu den Quarzit- und Sandsteinfolgen der Dhrontal-Schichten eine geringe laterale Erstreckung. Der Wechsel zwischen stärker tonigen und sandigen Lagen verläuft sowohl vertikal als auch lateral relativ schnell und unscharf.

In den Oberen Zerf-Schichten nimmt der Anteil der sandigen Bankfolgen ab. Die Korngrößenunterschiede innerhalb der Wechselfolge werden geringer, Siltsteine überwiegen. Durch weitere Abnahme der Korngröße verzahnt sich die Fazies der Zerf-Schichten lateral und vertikal mit der pelitischen Fazies der Kaub-Schichten.

Im Gegensatz zu der zweigeteilten Schichtenfolge der Zerf-Schichten treten in der ungegliederten Abfolge die Quarzit- und Sandsteinbänke als geringmächtige Bankfolgen mit zum Teil großer lateraler Erstreckung auf. Die lithologische Ausbildung ähnelt der der Dhrontal-Schichten.

Beide Ausbildungsformen sind in der geologischen Karte (Abb. 6) einheitlich als Zerf-Schichten zusammengefaßt worden.

## 2.6 Kaub-Schichten

Die pelitische Schichtenfolge im Hangenden der Zerf-Schichten wurde von NÖRING (1939) wegen des faunistischen und petrographischen Charakters mit den Kaub-Schichten des Mittelrheins verglichen.

Die Liegendgrenze der Kaub-Schichten entspricht einer undeutlichen Faziesgrenze (NÖRING 1939; SOLLE 1950; STETS 1960, 1962).

In Anlehnung an diese Nomenklatur wird auch hier die pelitbetonte Faziesseinheit, die sich zum Hangenden durch generelle Korngrößenabnahme aus den Zerf-Schichten entwickelt, ohne biostratigraphische Einbindung als Kaub-Schichten angesprochen. Eine scharfe Abgrenzung zwischen Zerf- und Kaub-Schichten ist nicht möglich.

Auch SOLLE (1950) bezeichnete die Faziesgrenze der Kaub-Schichten im Gegensatz zu den Schichtenfolgen im Liegenden als am wenigsten horizontbeständig, d. h. als nichtisochrone Faziesgrenze. Seine generelle Beschränkung der stratigraphischen Reichweite der Kaub-Schichten auf die Ulmen-Unterstufe (damals oberste Siegen-Stufe, nach MITTMAYER 1974 Unter-Ems-Stufe), der sich auch MITTMAYER (1974, 1980, 1982) anschloß, ist deshalb nicht nachvollziehbar.

Die Lithologie der Kaub-Schichten ist weitgehend einheitlich und monoton. Im Verzahnungsbereich zwischen Zerf- und Kaub-Schichten ist noch eine Wechsellagerung von helleren grau-weißen Siltsteinbänkchen mit dunklen grau-blauen, stärker pelitischen Serien erkennbar. Zum Hangenden hin nehmen Anteil und Mächtigkeit der Siltsteinbänke ab. Gleichzeitig wird

die Grenze zwischen den stärker siltigen Bänken und den pelitischen Bereichen immer unschärfer und die Schichtung wird von einer stellenweise schichtungsparellen 1. Schieferung überprägt.

Einzelne lateral begrenzte Horizonte innerhalb der Kaub-Schichten eignen sich zur Nutzung als Dachschiefer. Diese Dachschieferhorizonte haben, wie bereits STETS (1960, 1962) feststellte, im Bereich des Untersuchungsgebietes als Leithorizonte keine stratigraphische Bedeutung.

Neben den Dachschieferhorizonten treten innerhalb der Kaub-Schichten in den stärker pelitischen Faziesbereichen lokal begrenzte toneisensteinreiche Horizonte und Linsen auf. Zwei größere Vorkommen wurden von STETS (1960, 1962) nördlich der Ortschaft Veldenz im Bereich des Geisberges, Aagwaldes und des Johannisberges beschrieben. Wie die Dachschieferhorizonte haben auch die Toneisensteinhorizonte und -linsen als Leithorizonte keine stratigraphische Bedeutung.

Die Hangendgrenze der Kaub-Schichten ist im Untersuchungsgebiet nicht nachweisbar.

Nach MITTMAYER (1980) soll ein neu eingeführtes Schichtglied, die Altlay-Schichten, das Hangende der Kaub-Schichten bilden, deren lithologische Ausbildung er knapp als „Tonschiefer mit Porphyroidtuffiten“ beschreibt. Er beschränkt ihre stratigraphische Reichweite generell auf die Singhofen-Unterstufe. Nach den Untersuchungen von KIRNBAUER (1986) hat diese Einschränkung keine Gültigkeit mehr. Deshalb schlägt er wegen der großen stratigraphischen Unsicherheiten einen Verzicht auf die tephrostratigraphische Unter-Ems-Stratigraphie vor. Beispielsweise wurde der Porphyroidtuffit der Grube „Adolf Helene“ bei Altlay von KIRNBAUER (1986) in die Ulmen-Unterstufe eingestuft.

Wichtiger als die stratigraphische Einstufung der Altlay-Schichten wäre jedoch eine genaue Beschreibung der lithologischen Eigenschaften oder die Angabe eines Typusprofils, damit eine Unterscheidung von den Kaub-Schichten im Liegenden möglich ist. Beide Angaben fehlen bei MITTMAYER. Damit ist die Kartierbarkeit der Altlay-Schichten nicht möglich.

Obwohl für die Neueinführung der Altlay-Schichten keine ausreichende Begründung vorliegt, wurden sie bei NEGENDANK (1983) in der geologischen Karte 1 : 100 000 zusammen mit Hunsrückschiefern dargestellt. In der Legende zur geologischen Karte wurden Altlay-Schichten und Hunsrückschiefer in der lithologischen Kurzbeschreibung als „Tonschiefer mit Diabas“ beschrieben. Porphyroidtuffite wurden nicht erwähnt. Weiterführende Hinweise im Textteil des geologischen Führers fehlen, so daß unklar bleibt, ob die Kaub-Schichten, die in der Legende zur geologischen Karte fehlen, in Altlay-Schichten umbenannt wurden oder ob ein neues Schichtglied im Sinne von MITTMAYER (1980) eingeführt werden sollte.

## 2.7 Schichtenfolge von Bekond/Schweich

Südlich der permotriassischen Schichten der Wittlicher Senke und der Trierer Bucht kartierte schon GREBE auf den geologischen Karten von Preußen 1 : 25 000, Nr. 6206, Blatt Pfalz und Nr. 6106, Blatt Schweich eine Tonschieferfolge mit Kalkeinlagerungen und körnigem Rot-eisenstein. Sie wird, wie GREBE richtig erkannte, im S gegen die pelitische Fazies der Kaub-Schichten von einer steilstehenden Verwerfung begrenzt (Longuicher Überschiebung).

Die lithofaziellen Verhältnisse werden nach MARTIN (1960, 1979) unter Berücksichtigung der Gliederung des Ober-Ems der Olkenbacher Mulde (SOLLE 1976) beschrieben:

Die Basis der von GREBE beschriebenen Tonschieferfolge entspricht den Laubach-Schichten, einer überwiegend blau-grauen Tonschieferfolge, die im Hangenden von einer stark Hämatit-angereicherten Fazies begrenzt wird. Nach der Neugliederung des Ober-Ems von SOLLE (1976) müßten MARTIN's Laubach-Schichten den Höllenthal-Schichten entsprechen.

Die Hämatit-reiche Fazies am Top der blau-grauen Tonschieferfolge wird „Rötelgallen-Schichten“ genannt. Diese überwiegend rotgefärbte pelitische Schichtenfolge enthält Hämatit als Rötelgallen, oolithischen, grobkörnigen oder feinkörnigen Roteisenstein und roteisenschüssigen Kalksandstein. Der Hämatit der Rötelgallen-Schichten wurde von 1857 bis 1891 in der Grube „Schweicher Morgenstern“ abgebaut. Nach EINECKE & KÖHLER (1910) enthielt ein Haldenstück von stark kalkigem Erz einen Fe-Gehalt von 15,86 %, nach SOLLE (1940) ein Fe-reiches Fördererz einen Fe-Gehalt von 49,9 %. Die Rötelgallen-Schichten entsprechen wahrscheinlich der von SOLLE (1937) beschriebenen Rötelgallen-Fazies, die in weiten Teilen der Olkenbacher Mulde das Hangende der Höllenthal-Schichten bildet.

Die stratigraphische Reichweite der Rötelgallen-Fazies beschränkt sich nach SOLLE (1976) auf den Bereich der oberen Laubach- bis unteren Kondel-Unterstufe.

Im Hangenden der Rötelgallen-Schichten tritt eine brauneisenreiche Tonschieferfolge mit konzentrisch-schaligen Toneisensteingeoden auf, die „Sphärosiderit-Schiefer“ genannt werden. Die Mächtigkeit beträgt 100 bis 150 m. Die Sphärosiderit-Schiefer werden von einer 50 bis 100 m mächtigen grauen und blauen Tonschieferfolge mit bunten harten Kalkknollen, den Kalkknollen-Schiefern überlagert. Sie sind wahrscheinlich Äquivalente der Flaserschiefer der östlichen Olkenbacher Mulde.

Die Kieselgallen-Schiefer erreichen nur eine Mächtigkeit von 40 m. Die Tonschiefer sind glatt, feinspaltend und enthalten Kieselgallen von 1 bis 10 cm Durchmesser.

Die hellgrauen, feingeschichteten, papierdünn spaltenden Bekond-Schiefer überlagern in großer Mächtigkeit (mindestens 200 m) die Kieselgallen-Schiefer. Die fossilfreien Bekond-Schiefer bilden nach SOLLE (1976) das südwestliche Ende des Wissenbach-Schiefer-Troges und gehören in den Grenzbereich Kondel-Unterstufe/Eifel-Stufe.

### 3. Großtektonische Struktureinheiten

Durch die kombinierte Auswertung der nach lithologischen Gesichtspunkten gegliederten Einheiten der geologischen Karte (Abb. 6) und der in Strukturkarten dargestellten regionalen Anordnung von 1. und 2. Schieferung (Abb. 7 und 8) ergaben sich Hinweise auf die Position von steilstehenden Verwerfungen mit Streichrichtungen von 40 bis 60° und 120 bis 140°. Eine erste Diskussion über das Vorhandensein derartiger Verwerfungen findet sich bei STETS (1962) für das von ihm untersuchte Gebiet, wobei die streichenden Verwerfungen bis auf die Aufschiebung am Nordrand des Idarwald-Sattels noch hypothetisch waren (Abb. 9).

Die noch heute übliche Benennung der Struktureinheiten des südwestlichen Hunsrücks basiert auf der Bearbeitung von NÖRING (1939). Der von ihm in seiner geologischen Übersichtskarte dargestellte einfache NE-SW-streichende Faltenbau mit einer entsprechenden Gliederung in großtektonische Sattel- und Muldenstrukturen ohne Berücksichtigung der im südwestlichen Hunsrück nachweisbaren Schuppen tektonik wurde bereits von STETS (1960, 1962) für das von ihm untersuchte Gebiet revidiert (Abb. 9).

Die in dieser Arbeit nachgewiesene Fortsetzung des Schuppenbaus nach SW ergibt erstmals einen zusammenhängenden tektonischen Baustil für den gesamten südwestlichen Hunsrück (Abb. 10).

Die strukturelle Neugliederung ergibt folgende, von Verwerfungen begrenzte Struktureinheiten:

1. Olkenbacher Mulde,
2. Flach Nordwestvergente Zone,
3. Schuppenzone von Gornhausen,
4. Horather Schuppenzone,
5. Thalfanger Schuppenzone,
6. Osburger Schuppenzone,
7. Osburger Hochwald-Schuppenzone,
8. Greimerather Schuppenzone,
9. Idarwald-Schuppenzone.

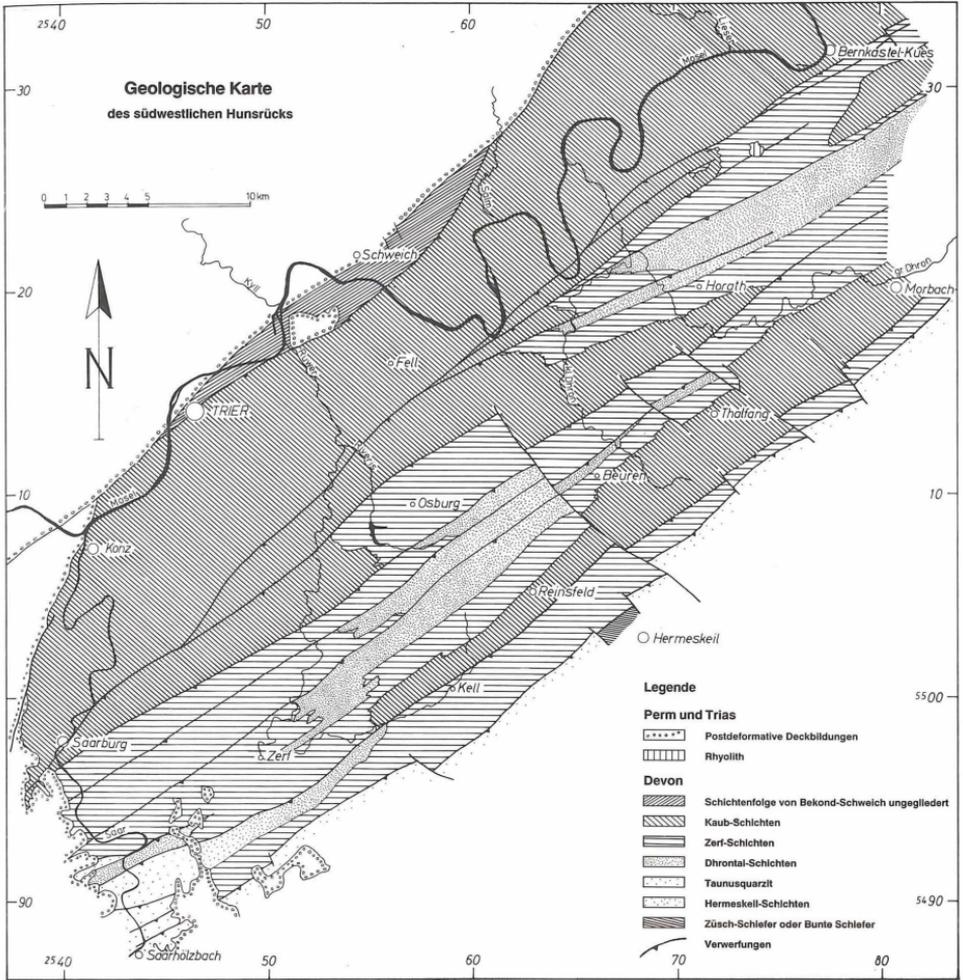


Abb. 6: Geologische Karte des südwestlichen Hunsrücks

Die tektonischen Einheiten 3 – 9 sind durch weitere im Streichen des Gebirges oder spitzwinklig dazu angeordnete Verwerfungen untergliedert.

### 3.1 Olkenbacher Mulde

Am Nordrand des Untersuchungsgebietes, südlich der Ortschaft Schweich, kartierte GREBE auf den geologischen Karten von Preußen 1 : 25 000, Nr. 6206, Blatt Pfalzel und Nr. 6106, Blatt Schweich eine steilstehende Verwerfungszone. Sie begrenzt die Schichtenfolgen von Bekond/Schweich im SE, die nach SOLLE (1976) faziell den devonischen Schichtenfolgen der Olkenbacher Mulde entsprechen. Nach der Ortschaft Longuich an der Mosel wurde diese Verwerfungszone „Longuicher Überschiebung“ genannt. Der überwiegende Teil dieser Verwerfungszone, die Longuicher Überschiebung sowie der SE-Flügel der Olkenbacher Mulde, wird von den permotriassischen Schichtgliedern der Wittlicher Senke und der Trierer Bucht

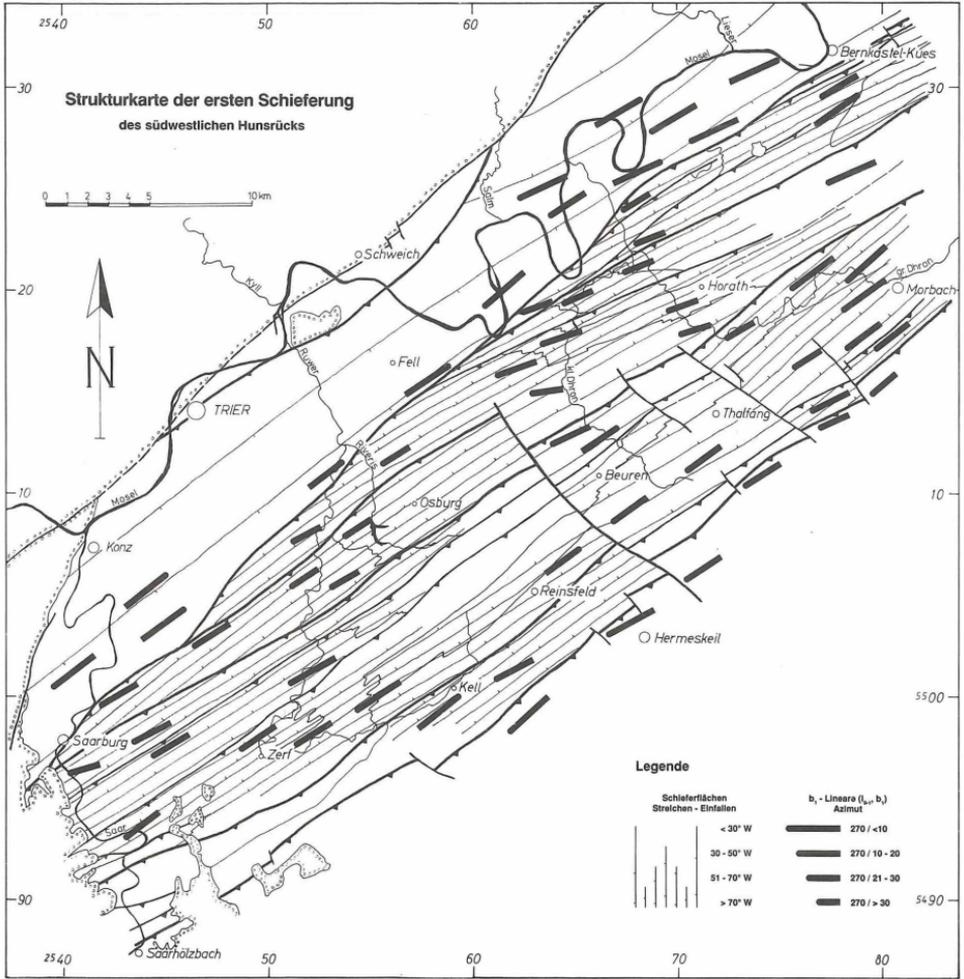


Abb. 7: Strukturkarte der 1. Schieferung des südwestlichen Hunsrücks

verdeckt, so daß dieser Störungszone bisher wenig Bedeutung beigemessen und ihre Existenz von NÖRING (1939) sogar in Frage gestellt wurde. Nach neueren Erkenntnissen entspricht sie jedoch der durch das gesamte südwestliche Schiefergebirge verfolgbaren Aufschübung, die bei Boppard den Rhein quert (Boppard-Dausenauer Überschiebung, HANNAK 1959, THIELE 1960, HAAS 1975).

Im näheren Umfeld, wurde sie nach NÖRING (1939) von SOLLE (1950) und HOEPPENER (1957a) in ihrer Bedeutung bereits richtig eingeschätzt und als „Hunsrücksschiefer-Überschiebung“ bezeichnet. Aufgrund der Überlegungen von BINOT & STETS (1980) muß mit einem steilen Einfallen zur Tiefe hin gerechnet werden. Die südlich angrenzende Tonschieferfolge gehört zu den Hunsrücksschiefern und wurde von SOLLE (1976) der Unter-Ems-Stufe (Ulmen - bis Singhofen-Unterstufe) zugeordnet. Tektonisch ist sie der Flach Nordwestvergente Zone<sup>2</sup> zuzuordnen.

<sup>2</sup> Vgl. Kapitel 3.2.



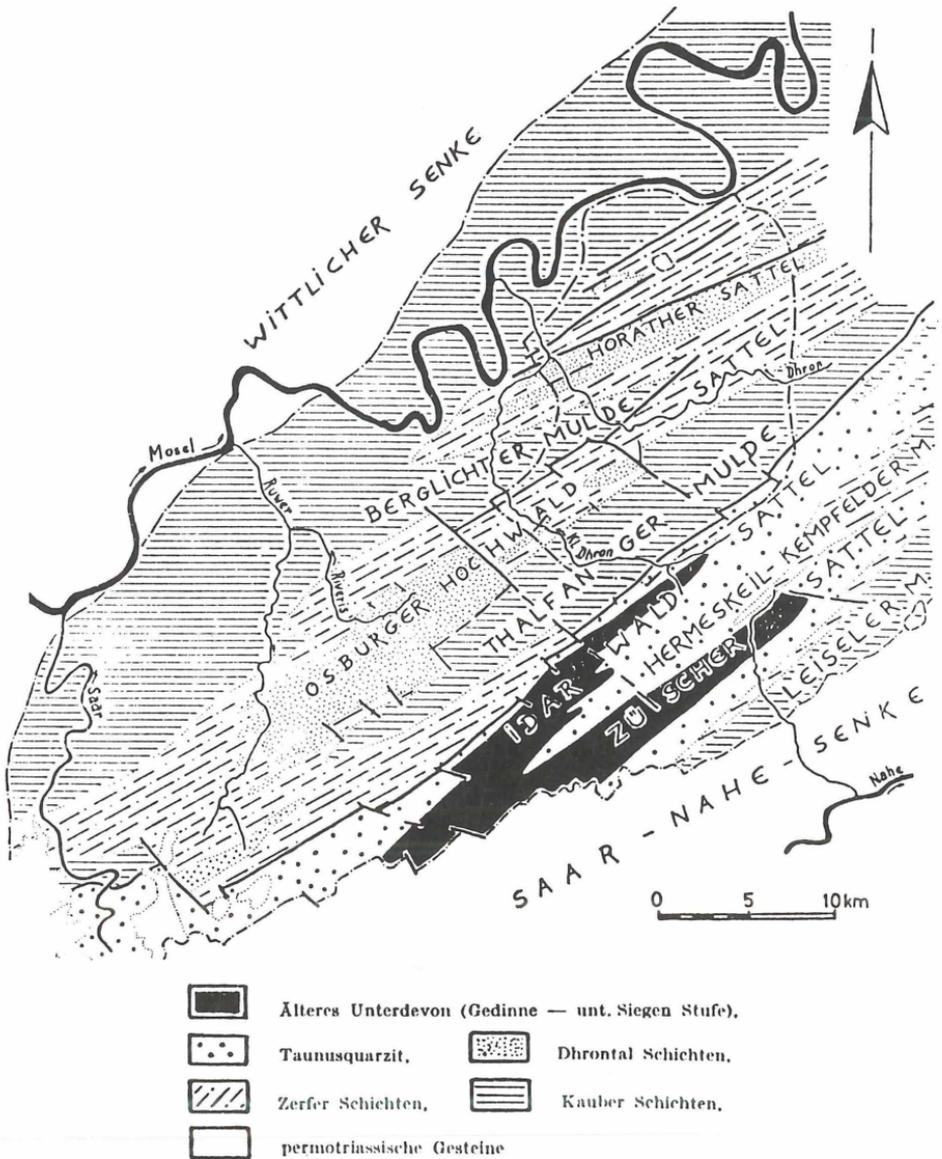


Abb. 9: Geologische Übersichtskarte des südwestlichen Hunsrücks nach LEPLA, NÖRING, SOLLE und STETS (STETS 1960, 1962)

Die Schichtung der Sattelsüdostflügel der Flach Nordwestvergente Zone fällt mit vergleichbaren Winkeln ein. Allerdings fällt die 1. Schieferung ebenfalls mit Beträgen von 20 bis 30° nach SE ein.

Damit ergibt sich gleichzeitig ein verwerfungsbedingter Schieferungsmeiler zwischen dem SE-Flügel der Olkenbacher Mulde und der Flach Nordwestvergente Zone.



der Kaub-Schichten kann nicht bestimmt werden, da die Flach Nordwestvergente Zone sowohl im NW als auch im SE von Verwerfungen begrenzt wird und Faunen fehlen.

Die Auswertung einer Kernbohrung am Südrand der Stadt Bernkastel-Kues belegt in den Kaub-Schichten mit feingeschichteten Wechselfolgen von Metasilt- und Tonsteinbänken einen nahezu isoklinalen, flach nordwestvergenten Faltenbau mit langen Sattelsüdostflügeln und kurzen inversen NW-Flügeln. Dieser Faltenbau überprägt eine Turbidit-Fazies, die bisher in den Übertageaufschlüssen nicht erkannt wurde (HOFFMANN, R. in prep.)

In den aufgeschlossenen Bereichen der Kaub-Schichten in der Flach Nordwestvergenten Zone überwiegt der pelitische Anteil an der Schichtenfolge. Ein asymmetrischer Faltenbau ist dort selten direkt sichtbar. Durch die Dominanz von normal SE-fallender Schichtung (20 bis 30°) und einer etwas steiler nach SE einfallenden, fast schichtungsparallelen 1. Schieferung ( $s_1$ ) ist in diesen Arealen die Verbreitung eines flach nordwestvergenten asymmetrischen Faltenbaus zu vermuten, lokal auch nachweisbar.

Die 2. Schieferung ( $s_2$ ) ist in großen Teilen der Flach Nordwestvergenten Zone schwach und bedeutungslos oder fehlt vollständig. Erst mit Annäherung an die Moselachse im SE (SCHOLTZ 1930) nimmt sie an Intensität zu. Besonders nördlich der Schuppenzone von Gornhausen ist eine deutliche 2. Faltung im Zusammenhang mit der 2. Schieferung nachweisbar.

Nördlich der Städte Neumagen und Bernkastel-Kues tritt in der Nähe der Wittlicher Senke entlang einer NE-SW-streichenden Zone flaches NW-Fallen der  $s_1$ -Flächen auf (Abb. 7). In der Umgebung von Ürzig konnte BINOT (1980) am Südrand der Wittlicher Senke eine NE-SW-streichende Abschiebung sowie ab dem Oberrotliegenden synthetische Rotationen um etwa 20° nach NW nachweisen. Es wird angenommen, daß derartige Rotationen nach NW auch die Ursache für das flache NW-Fallen der 1. Schieferung sind. Da hier die permische Schichtenfolge mitrotiert ist, handelt es um eine jüngere, postpermische Deformation. Sie geht somit nicht in den variscischen Bewegungsablauf ein.

Auch die SE-Begrenzung der Flach Nordwestvergenten Zone entspricht einer großen Verwerfungszone (WILDBERGER 1988). Ihr Verlauf entspricht in etwa dem von SCHOLTZ (1930) beschriebenen asymmetrischen Fächer der 2. Schieferung, der Moselachse und dem von HOEPPENER (1957 b) beschriebenen Fächer C der 1. Schieferung. Dieser Fächer schneidet die Streichrichtung der nach SE einfallenden  $s_1$ -Flächen der Flach Nordwestvergenten Zone im NW sowie die saigerstehenden bis steil nach NW einfallenden  $s_1$ -Flächen der Schuppenzone von Gornhausen, Teile der Horather Schuppenzone und der Osburger Schuppenzone im SE jeweils im spitzen Winkel (Abb. 7). Auch bei der 2. Schieferung, deren Intensität im Umfeld dieser Verwerfungszone zunimmt, findet kein fließender Übergang aus dem SE-Fallen in der Flach Nordwestvergenten Zone in das NW-Fallen der Schuppenzone von Gornhausen, Teile der Horather Schuppenzone und der Osburger Schuppenzone statt, sondern die Streichrichtung der  $s_2$ -Flächen wird von der Moselachse im spitzen Winkel geschnitten (Abb. 8).

### 3.3 Schuppenzone von Gornhausen

Die Schuppenzone von Gornhausen grenzt im NW an die Flach Nordwestvergente Zone und im SE an die Horather Schuppenzone. Sie wird von mehreren steilstehenden, spitzwinklig zum Streichen der Struktureinheiten angelegten Aufschiebungen begrenzt (Abb. 6). Es ergibt sich eine Gliederung in folgende Einzelschuppen (Abb. 11):

1. Wildstein-Schuppe,
2. Schuppe südlich Veldenz und Burgen (STETS 1960),
3. Schuppe von Hirzlei (STETS 1960),
4. Schuppe von Rotenberg-Hofbach-Papiermühle (STETS 1960).

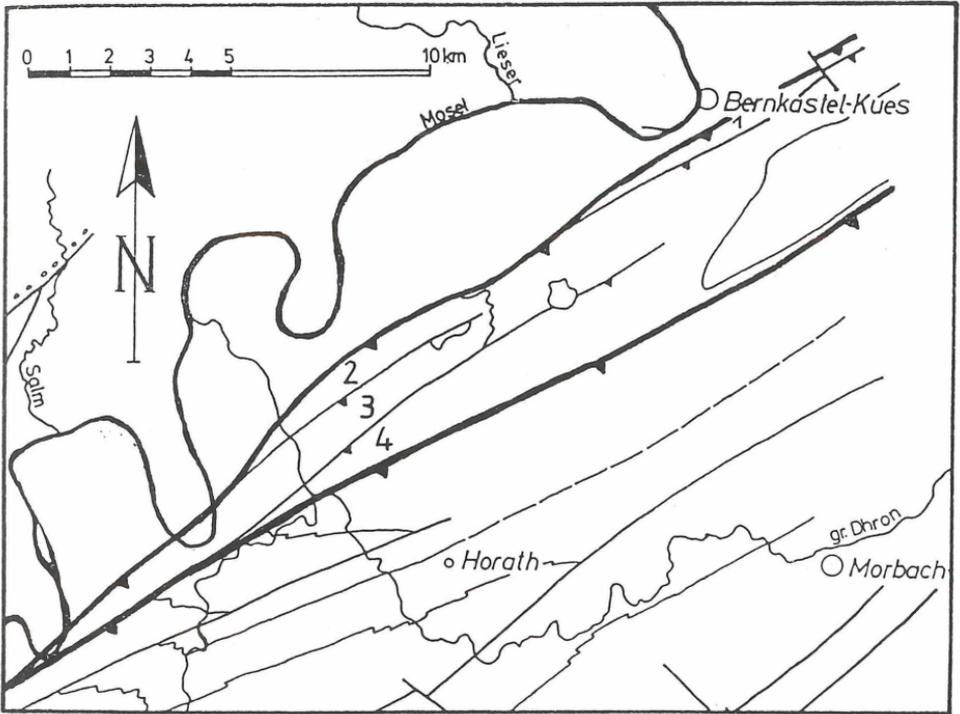


Abb. 11: Tektonische Gliederung der Schuppenzone von Gornhausen.

- 1: Wildstein-Schuppe;
- 2: Schuppe südlich Veldenz und Burgen;
- 3: Schuppe von Hirzlei;
- 4: Schuppe von Rotenberg-Hofbach-Papiermühle

### 3.3.1 Wildstein-Schuppe

Die Wildstein-Schuppe grenzt im NW an die Flach Nordwestvergente Zone. Die lithologische Grenze zwischen Kaub-Schichten im NW und Zerf-Schichten im SE zeichnet den Verlauf einer 55 bis 60° streichenden Aufschiebung nach (Abb. 6). Im SE wurde sie erstmals von STERS (1960) westlich des Tiefenbachtals (TK 25, Nr. 6007, Blatt Bernkastel) kartiert. Ihre streichende Fortsetzung zwischen Tiefenbach- und Kautenbachtal (Nr. 6007, Blatt Bernkastel) stellte SCHILLING (1981) dar.

Die  $s_1$ -Flächen der Wildstein-Schuppe pendeln um die Saigerstellung und streichen mit etwa 50 bis 55° (Abb. 7). Die  $l_{0-1}$ -Lineationen und die  $b_1$ -Achsen haben südwestlich des Tiefenbachtals sehr flache Einfallswerte oder liegen horizontal. Sie verlaufen parallel zur Streichrichtung der  $s_1$ -Flächen. Nordöstlich des Tiefenbachtals fallen die Achsen mit 5 bis 10° nach NE ein (Abb. 7). Sie werden spitzwinklig von den Verwerfungen, die die Wildstein-Schuppe im NW und SE begrenzen, geschnitten. SCHILLING (1981) läßt die südöstliche Aufschiebung westlich des Tiefenbachtals ausklingen. Da jedoch ein Teil des NW-Flügels der Sattelstruktur südlich der Wildstein-Schuppe tektonisch unterdrückt ist, kann die Verwerfung weiter bis in das Kautenbachtal verfolgt werden (Kap. 7 Profiltafel 1, Profil 1).

Südlich der Wildstein-Schuppe folgt ein Bereich mit intensiver Kleinfältelung. Auch hier pendelt die 1. Schieferung um die Saigerstellung und streicht zwischen 50 und 55°. Das Profil 1 (Kap. 7 Profiltafel 1) zeigt, daß der Faltenpiegel von Falten 2. Ordnung bis in den Kern einer

Mulde 1. Ordnung (vgl. Kap. 1.5.1), deren Verlauf von Kaub-Schichten nachgezeichnet wird (Abb. 6), flach nach SE abtaucht.

Das Verschwinden der Kaub-Schichten im SW ist tektonisch bedingt. Die zu dieser Muldenstruktur gehörenden Falten 2. und 3. Ordnung haben  $b_1$ -Achsen und  $l_{0,1}$ -Lineationen mit einem Azimut von 50 bis 55°. Sie tauchen mit 5 bis 10° nach NE ab (Abb. 7).

Die Mulde hebt nach SW hin aus. Ihr SE-Flügel sowie die Muldenachse und Teile des NW-Flügels werden im SE von einer etwa 60° streichenden Aufschiebung geschnitten.

In der Umgebung von Gornhausen liegt nur noch der von Falten 2. und 3. Ordnung stark deformierte NW-Flügel der Mulde vor.

Der Verlauf dieser Verwerfung wird durch die unterschiedliche Lithologie der Zerf-Schichten im NW und der Dhrontal-Schichten im SE markiert (Abb. 6 sowie Kap. 7 Profile 1 bis 4).

Weiter im SW teilt eine Aufschiebung den NW-Flügel dieser Mulde in die Schuppe südlich Veldenz und Burgen und in die Schuppe von Rotenberg-Hofbach-Papiermühle (Abb. 11; Kap. 7 Profil 3).

### 3.3.2 Schuppe südlich Veldenz und Burgen

Die Aufschiebung, die die Schuppe südlich Veldenz und Burgen im NW begrenzt, schneidet die Wildstein-Schuppe nordöstlich von Burgen im spitzen Winkel. Die Schuppe südlich Veldenz und Burgen grenzt dann unmittelbar an die Flach Nordwestvergente Zone (Abb. 6 sowie Kap. 7 Profile 3 und 4).

Mit dem Auftreten von Kaub-Schichten in der Schuppe südlich Veldenz und Burgen wird südwestlich von Burgen die Abgrenzung zur Flach Nordwestvergente Zone wegen fehlender Materialunterschiede unscharf. Der Verlauf der streichenden Fortsetzung der trennenden Aufschiebung kann nur mit Hilfe der Strukturlinien der  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen ermittelt werden (Abb. 7 und 8 sowie Kap. 7 Profil 4).

Innerhalb der Schuppe von Veldenz und Burgen tauchen die  $b_1$ -Achsen nach einer Achsenkulmination südlich der Ortschaften Burgen und Veldenz mit 10 bis 15° nach SW ab (Abb. 7).

Als Folge des südwestlichen Achsenabtauchens werden die Zerf-Schichten südwestlich von Burgen von den Kaub-Schichten überlagert. Hinzu kommt, daß dieser Effekt von einer Faziesverzahnung überlagert wird (STETS 1962).

### 3.3.3 Schuppe von Hirzlei

Südlich von Hirzlei treten im Tal des Gornhausener Baches noch einmal lokal in einer Schuppe Zerf-Schichten auf (Abb. 6). Sie wurden einschließlich der 55° streichenden Aufschiebung, die dieses Vorkommen im NW begrenzt, erstmals von STETS (1960) kartiert.

Da der Faltenspiegel sowohl in den Kaub-Schichten nördlich der Aufschiebung als auch in den Zerf-Schichten südlich der Aufschiebung flach nach SE einfällt und Hinweise auf eine größere Sattelstruktur fehlen, ist das Auftreten der Zerf-Schichten nur durch eine Aufschiebung erklärbar.

Die  $b_1$ -Achsen und  $l_{0,1}$ -Lineationen haben südlich der Ortschaft Hirzlei sehr flache Einfallswerte oder liegen horizontal. Weiter im SW, im Dhrontal, fallen sie mit bis zu 20° nach SW ein (Abb. 7).

Wie in der Schuppe südlich Veldenz und Burgen werden die Zerf-Schichten wieder als Folge des Achsenabtauchens von Kaub-Schichten überlagert (Abb. 6 sowie Kap. 7 Profil 4), respektive es liegt eine Faziesverzahnung vor.

### 3.3.4 Schuppe von Rotenberg-Hofbach-Papiermühle

Im Gegensatz zur Schuppe südlich Veldenz und Burgen bestimmen ausschließlich Zerf-Schichten das lithologische Erscheinungsbild der Schuppe von Rotenberg-Hofbach-Papiermühle. Sie wird im NW und SE von steil südostfallenden Aufschiebungen begrenzt (Abb. 11).

Der quarzitische Anteil innerhalb der Fazies der Zerf-Schichten nimmt von NE nach SW zu. Zusätzlich ist eine fazielle Differenzierung zu beobachten. Während im Bereich der namengebenden Lokalitäten „Rotenberg“ (TK 25, Nr. 6108, Blatt Morbach, r: <sup>25</sup>75 500, h: <sup>55</sup>27 340) und „Hofbach“ (TK 25, Nr. 6108, Blatt Morbach, r: <sup>25</sup>72 740, h: <sup>55</sup>25 550) eine deutliche Gliederung in stärker psammitisch ausgebildete Untere und eher siltsteinbetonte Obere Zerf-Schichten durchführbar ist, löst sich die Folge nach SW bei Papiermühle in einzelne Quarzitbankfolgen zur Fazies der ungliederten Zerf-Schichten auf.

Der Verlauf der Aufschiebung, die die Schuppe von Rotenberg-Hofbach-Papiermühle im NW begrenzt, wurde zwischen Monzelfeld und Papiermühle erstmals von STETS (1960) kartiert. Sie wird durch die lithologischen Unterschiede der pelitischen Fazies der Kaub-Schichten im NW und der stärker sandigen Fazies der Zerf-Schichten im SE markiert (Abb. 6), bzw. grenzen Untere und Obere Zerf-Schichten gegeneinander.

Die  $b_1$ -Achsen und  $l_{0-1}$ -Lineationen sowie die  $s_1$ -Flächen werden von den Aufschiebungen, die die Schuppe von Rotenberg-Hofbach-Papiermühle im NW und SE begrenzen, im spitzen Winkel geschnitten. Die Einfallwerte der  $s_1$ -Flächen pendeln um die Saigerstellung (Abb. 7).

Eine Achsenkulmination wie in der Schuppe südlich Veldenz und Burgen läßt sich erst im Bereich des Dhrontals eindeutig nachweisen. Das heißt, der Versatz zwischen der Schuppe südlich Veldenz und Burgen einschließlich der Schuppe von Hirzlei und der Schuppe von Rotenberg-Hofbach-Papiermühle nimmt von NE nach SW aufgrund des unterschiedlichen Achsenfallens zu. Gleichzeitig wird der Falten Spiegel innerhalb der Schuppe von Rotenberg-Hofbach-Papiermühle von NE nach SW steiler (Kap. 7 Profiltafel 1, Profil 2). Der Winkel  $s_0/s_1$  ist gering und die Falten 2. und 3. Ordnung zeigen an, daß der Teil eines steilen spezialgefalteten Sattelsüdostflügels 1. Ordnung vorliegt.

Die  $b_1$ -Achsen der Falten höherer Ordnung sowie die  $l_{0-1}$ -Lineationen fallen mit bis zu  $20^\circ$  nach SW ein (Abb. 7).

## 3.4 Horather Schuppenzone

Die Horather Schuppenzone (Abb. 10) grenzt im NW an die Schuppenzone von Gornhausen. Der Verlauf der trennenden Aufschiebung begrenzt Zerf-Schichten im NW gegen Dhrontal-Schichten im SE ab (Abb. 6). Sie streicht mit etwa  $60^\circ$  und schneidet die steiler streichenden Struktureinheiten der Schuppenzone von Gornhausen im spitzen Winkel (Abb. 7; vgl. auch Kap. 3.3.1) bis sie südlich der Ortschaft Pölich unmittelbar an die Flach Nordwestvergente Zone grenzt (Kap. 7 Profiltafel 2, Profil 2). Im Nordostabschnitt der Horather Schuppenzone überwiegt in den Dhrontal-Schichten normale Schichtlagerung bei generell steil südostfallender bis saiger stehender Schichtung. Der Winkel  $s_0/s_1$  ist spitz. Die 1. Schieferung streicht mit etwa  $55^\circ$  und fällt mit etwa  $80^\circ$  nach NW oder pendelt um die Saigerstellung (Kap. 7 Profiltafel 2, Profil 1). Die  $b_1$ -Achsen und  $l_{0-1}$ -Lineationen haben ein Azimut von  $50$  bis  $55^\circ$  und tauchen mit  $5$  bis  $10^\circ$  nach NE ab (Abb. 7). Kleinfalten sind in den Dhrontal-Schichten selten. Es handelt sich hier um stark asymmetrische Kurzschenkelfalten, die nur in den stärker pelitischen Bereichen auftreten. Es sind Falten 3. Ordnung. Die Kurzschenkel fallen mit  $35$  bis  $40^\circ$  nach NW, die Langschenkel mit  $70$  bis  $80^\circ$  nach SE. Daraus ergibt sich insgesamt ein steil südostfallender Falten Spiegel.

Im Hangenden der Dhrontal-Schichten folgen die Zerf-Schichten. Auch dort ergibt sich eine ähnliche tektonische Situation (Kap. 7 Profiltafel 2, Profil 1). Nördlich von Horath wird östlich der Großen Dhron die Horather Schuppenzone in 2 Einzelschuppen gegliedert, die im Profil der Großen Dhron gut zu beobachten sind.

Der Verlauf der trennenden Aufschiebung entspricht größtenteils der lithologischen Grenze zwischen Zerf-Schichten im NW und Dhrontal-Schichten im SE. Die Aufschiebung streicht mit etwa  $60^\circ$  und schneidet die Struktureinheiten der nördlichen Schuppe spitzwinklig zum Streichen, bis sie unmittelbar an die Flach Nordwestvergente Zone grenzt.

In der nördlichen Schuppe fällt die Schichtung der Dhrontal-Schichten mit  $80$  bis  $85^\circ$  nach SE ein. Kleinfaltung ist in den Dhrontal-Schichten selten. Der Winkel  $s_0/s_1$  ist spitz. Die 1. Schieferung streicht mit  $55$  bis  $60^\circ$  und fällt mit  $80^\circ$  nach NW oder pendelt um die Saigerstellung. Es liegt der normale, steil nach SE fallende Langschenkel einer asymmetrischen Falte 2. Ordnung vor. Die  $b_1$ -Achsen und  $l_{0-1}$ -Lineationen tauchen mit z. T. über  $20^\circ$  nach SW ab und haben ein Azimut von  $235$  bis  $240^\circ$  (Abb. 7). Die Fazies der Dhrontal-Schichten dieser Scholle verzahnt sich unter Beibehaltung der steil südostfallenden bis saigerstehenden Schichtlagerung in südwestlicher Richtung mit den Zerf-Schichten und diese wiederum mit den Kaub-Schichten (Abb. 6 und Kap. 7 Profiltafel 2, Profil 1).

Im großen Dhrontal treten etwa 1 km südlich des Zusammenflusses von Großer und Kleiner Dhron hauptsächlich im Hangenden der Dhrontal-Schichten am Heusprung- und Lierensbach in den Zerf-Schichten asymmetrische Falten 3. Ordnung auf. Mit Hilfe der Falten 3. Ordnung läßt sich von NW nach SE eine Mulde 2. Ordnung und der Langschenkel des SE-Flügels eines asymmetrischen Sattels 2. Ordnung rekonstruieren, der im SE am Harpelstein von den saigerstehenden bis steil nach SE einfallenden Dhrontal-Schichten der südlichen Schuppe überschoben wird (Kap. 7 Profiltafel 2, Profil 2).

In der südlichen Schuppe treten wiederum Dhrontal-Schichten auf. Sie werden nach den Faunen am Harpelstein (KUTSCHER 1935 b) in das Mittlere bis Obere Siegen eingestuft.

Der Winkel  $s_0/s_1$  ist spitz. Die 1. Schieferung streicht mit  $55$  bis  $60^\circ$  und pendelt um die Saigerstellung bei einem Überwiegen von  $80^\circ$  NW-Fallen. Es liegt wieder ein steil südostfallender Langschenkel eines Sattels 2. Ordnung vor (Kap. 7 Profiltafel 2, Profil 1). Die  $b_1$ -Achsen und  $l_{0-1}$ -Lineationen fallen generell flacher nach SW ein als in der nördlichen Schuppe.

Im kleinen Dhrontal verflacht sich die Einfallrichtung der  $b_1$ -Achsen und  $l_{0-1}$ -Lineationen unter Beibehaltung der südwestlichen Einfallrichtung weiter. Das Azimut der  $b_1$ -Achsen und  $l_{0-1}$ -Lineationen beträgt  $235$  bis  $240^\circ$ . Sie fallen mit maximal  $5^\circ$  nach SW ein (Abb. 7). Falten 2. Ordnung sind sowohl in den Dhrontal-Schichten als auch in den Zerf-Schichten selten. In den Kaub-Schichten treten wieder Falten 3. Ordnung auf. Die Langschenkel fallen mit etwa  $80^\circ$  nach SE ein, die Kurzschenkel mit  $20$  bis  $30^\circ$  nach NW.

Im SE wird die Horather Schuppenzone von einer etwa  $50^\circ$  streichenden Aufschiebung begrenzt, die die Struktureinheiten der Horather Schuppenzone spitzwinklig zum Streichen schneidet. Deshalb nimmt die Mächtigkeit auf dem Sattelsüdostflügel 2. Ordnung tektonisch bedingt von NE nach SW zu.

Im W wird die südliche Schuppe von einer  $130$  bis  $145^\circ$  streichenden Abschiebung begrenzt. Ihr Verlauf ist von Dampflos über Abtei bis nach Neumehring nachweisbar. Nördlich von Lorscheid ergeben sich in den Kaub-Schichten keine Hinweise mehr auf eine streichende Fortsetzung (Abb. 6).

Ähnlich wie auf der nördlichen Schuppe verzahnt sich auch auf der südlichen Schuppe von NE nach SW lateral die Fazies der Dhrontal-Schichten mit der Fazies der Zerf-Schichten und diese wiederum mit den Kaub-Schichten.

### 3.5 Thalfanger Schuppenzone

Eine zwischen 45 und 60° streichende Aufschiebung, die von mehreren 130 bis 150° streichenden Querstörungen versetzt wird, trennt die Horather von der Thalfanger Schuppenzone (Abb. 6, 10).

Ihr Verlauf entspricht größtenteils der lithologischen Grenze zwischen Kaub-Schichten im NW und Zerf-Schichten im SE (Abb. 6). Aus dieser von STETS (1960) kartierten Grenze ergibt sich die Position der Querstörungen, die in der pelitischen Fazies der Kaub-Schichten der Horather Schuppenzone ausklingen.

Die 130 bis 150° streichenden Verschiebungen gliedern die Thalfanger Schuppenzone in 3 Schollen mit z. T. unterschiedlichem tektonischem Baustil. Diese Unterschiede sind nur in den nördlichen Bereichen der Thalfanger Schuppenzone nachweisbar, wo psammitische Folgen in den Zerf- und Dhrontal-Schichten die Faltung deutlich nachzeichnen.

Die NE-Scholle wird im NW von saigerstehenden, lokal auch mit 80 bis 85° überkippt nach NW fallenden Schichten der Zerf-Schichten in der ungegliederten Fazies aufgebaut. Sie haben eine Streichrichtung von 55 bis 60°. Kleinfalten fehlen fast vollständig. Der Winkel  $s_0/s_1$  ist spitz. Die 1. Schieferung streicht mit 50 bis 55° und fällt mit 60 bis 70° nach NW ein. Damit ergibt sich hier erstmals deutliche SE-Vergenz. Die  $l_{0-1}$ -Lineationen und  $b_1$ -Achsen tauchen bei einem Azimut von 240 bis 245° mit 15 bis 20° nach SW ab (Abb. 7). Im Hangenden verzahnt sich die Fazies der Zerf-Schichten mit der Fazies der Kaub-Schichten.

Die mittlere Scholle hat nach der Kartierung von STETS (1960) eine mit der SW-Scholle vergleichbare Schichtenfolge. Im Bereich des Haardwaldes sind die Aufschlußverhältnisse mangelhaft. Hinweise auf die lithologische und strukturelle Situation ergeben sich aus dem Verlauf der Faziesgrenzen, die ein generell steiles Schichtfallen anzeigen (Abb. 6). In Analogie zu der SW-Scholle wird angenommen, daß der Quarzitzug der Dhrontal-Schichten im NW von einer spitzwinklig zum Streichen der Schichtung angelegten Aufschiebung begrenzt wird. Das Trennelement, das den Bereich mit asymmetrischen Falten 2. und 3. Ordnung im SW von dem Bereich ohne Falten 2. Ordnung im NE trennt, entspricht der Querstörung zwischen mittlerer und Nordostscholle.

Auch die SW-Scholle wird im NW von Zerf-Schichten aufgebaut. Die Schichtung fällt mit 75 bis 85° nach SE ein. Aus der Vergenz von Falten 3. Ordnung lassen sich asymmetrische Falten 2. Ordnung nachweisen, deren Langschenkel steil nach SE fallen. Die  $b_1$ -Achsen und  $l_{0-1}$ -Lineationen tauchen flach nach SW ab (Abb. 7). Diese gefalteten Serien der Zerf-Schichten werden im zentralen Abschnitt der Schuppenzone von einer 45 bis 50° streichenden Aufschiebung geschnitten. Südlich der Aufschiebung stehen die Dhrontal-Schichten saiger. Die 1. Schieferung fällt mit 70 bis 80° nach NW ein bei einer Streichrichtung von etwa 60°. Zum Hangenden hin verzahnt sich die Fazies der Dhrontal-Schichten mit der Fazies der Zerf-Schichten. Dabei verflacht sich der Falten Spiegel leicht. Die Schichtung fällt mit 70 bis 75° nach SE ein.

Die Struktur der Bereiche südlich der Faziesverzahnung von Zerf- und Kaub-Schichten ist in der Thalfanger Schuppenzone nur schwer bestimmbar.

Generell fällt die 1. Schieferung bei einer Streichrichtung von 60° mit 60 bis 70° nach NW ein und zeigt damit deutlich SE-Vergenz an. Der Azimutwinkel der  $b_1$ -Achsen und  $l_{0-1}$ -Lineationen beträgt 235 bis 240°. Sie tauchen mit 15 bis 20° nach SW ab (Abb. 7).

Im Simmbachtal zwischen den Ortschaften Immert und Rorodt wird die Fazies der Kaub-Schichten stärker sandig. Gleichzeitig fällt der Falten Spiegel flacher ein. Wahrscheinlich wird die sandige Einschaltung von einer streichenden Aufschiebung im Liegenden begrenzt, deren laterale Fortsetzung wegen zu geringer Materialgegensätze nicht lokalisierbar ist.

Auch die von STETS (1960) beschriebene Serie von Hoxel-Deuselbach-Malbörn, die faziell den Zerf-Schichten entspricht, wird im Liegenden wahrscheinlich von einer streichenden Aufschiebung begrenzt. Der Winkel  $s_0/s_1$  ist spitz. Die Schichtung steht größtenteils saiger und hat

eine Streichrichtung von  $60^\circ$ . Die 1. Schieferung fällt mit  $80^\circ$  nach NW ein. Falten 2. und 3. Ordnung sind selten.

Im SE werden die Zerf-Schichten der Thalfanger Schuppenzone von Taunusquarzit und Züsch-Schiefen der Idarwald-Schuppenzone tektonisch begrenzt.

### 3.6 Osburger Schuppenzone

Die Osburger Schuppenzone (Abb. 10) grenzt im NW wiederum tektonisch an die Horather Schuppenzone. Der Verlauf der Aufschiebung wird im NE-Teil der Osburger Schuppenzone durch die lithologischen Unterschiede von Kaub- und Zerf-Schichten markiert. Im SE wird mit dem Auftreten der Kaub-Schichten in der Osburger Schuppenzone die Abgrenzung zur Horather Schuppenzone und weiter südwestlich zur Flach Nordwestvergente Zone wegen fehlender Materialunterschiede unscharf. Der Verlauf der streichenden Fortsetzung der trennenden Aufschiebung kann nur mit Hilfe der Strukturlinien der  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen ermittelt werden (Abb. 7 und 8).

Der interne Aufbau der Osburger Schuppenzone ist kompliziert und im südwestlichen Abschnitt wegen fehlender lithologischer Unterschiede innerhalb der Kaub-Schichten und schlechter Aufschlußverhältnisse nur unvollständig bekannt. Die Profile an Ruwer und Riveris geben erste Aufschlüsse über den strukturellen Aufbau dieser Schuppenzone (Kap. 7 Profiltafel 3, Profile 1 und 2).

Im Riveristal grenzt die Horather Schuppenzone mit einem steilen Sattelsüdostflügel 2. Ordnung und Kaub-Schichten an den kurzen NW-Flügel eines asymmetrischen, vergenzlosen bis schwach südostvergente Sattels 2. Ordnung mit Zerf-Schichten der Osburger Schuppenzone. Die Sattelstruktur ist in dem aufgelassenen Steinbruch südöstlich der Feilensmühle (TK 25, Nr. 6206, Blatt Trier-Pfalzel, r:  $25^{\circ}55' 210$ , h:  $55^{\circ}09' 230$ ) im Riveristal aufgeschlossen und läßt sich in nordöstlicher Richtung bis nach Herl weiterverfolgen. Weiter in südöstlicher Richtung ergibt sich bei generell steilem SE-Fallen mit dem Auftreten dickbankiger Quarzite in den Zerf-Schichten der Hinweis auf eine steil südostfallende Aufschiebung, da innerhalb der Zerf-Schichten mächtigere Quarziteinschaltungen nur in den Liegenderien auftreten und bei den vorhandenen Lagerungsverhältnissen die Hangendserien der Zerf-Schichten hier auftreten müßten. Lateral läßt sich diese Aufschiebung bis ins Ruwertal bei Gusterath nach SW verfolgen und verliert sich anschließend in den eintönigen pelitischen Serien der Kaub-Schichten. Nach NE, Richtung Osburg und Farschweiler, läßt sich die Aufschiebung wegen fehlender Aufschlüsse ebenfalls nicht fassen.

Aus dem Profilschnitt läßt sich bei steil nordwestfallender bis saigerstehender 1. Schieferung ein steil nach SE fallender Falten Spiegel rekonstruieren. Die Faltenachsen tauchen zwischen Riveris- und Ruwertal mit  $20$  bis  $30^\circ$  nach SW ab (Abb. 7, 8). Aufgrund des stark asymmetrischen Faltenbaus mit langen steilen bis saigeren Sattelsüdostflügeln kann das Auftreten von Kaub-Schichten weiter im SW nicht allein auf das Achsenabtauchen zurückgeführt werden. Das heißt, in südwestlicher Richtung müssen laterale Faziesverzahnungen zwischen Zerf- und Kaub-Schichten angenommen werden.

Mit dem Auftreten der Kaub-Schichten in der Osburger Schuppenzone verschwinden die Materialgegensätze zwischen Horather und Osburger Schuppenzone. Die streichende Fortsetzung der trennenden Aufschiebung konnte daher nur mit Hilfe der Strukturkartierung der 1. und 2. Schieferung weiterverfolgt werden (Abb. 7, 8). Südwestlich von Pellingen und südlich von Oberemmel grenzt die Osburger Schuppenzone unmittelbar an die Flach Nordwestvergente Zone. Auch hier ist wegen der fehlenden Materialgegensätze auf beiden Schollen der Verlauf der trennenden Aufschiebung allein aus der Raumlage und Streichrichtung der Schieferungsflächen von 1. und 2. Schieferung nachweisbar.

Im SE grenzt die Osburger Schuppenzone an die Osburger Hochwald-Schuppenzone, die sich hauptsächlich aus Dhrontal-Schichten und Zerf-Schichten aufbaut. Der Verlauf der Störungszone ist hier durch die lithologischen Unterschiede auf beiden Schollen klar definiert. Im Ruwertal konnte am SE-Rand der Osburger Schuppenzone eine Mulde 2. Ordnung nachgewiesen werden, deren SE-Flügel sowohl in südwestlicher als auch in nordöstlicher Richtung im spitzen Winkel von der Aufschiebung der Osburger Hochwald-Schuppenzone geschnitten wird. Diese Muldenstruktur ist ein erster Hinweis auf eine allmähliche Verflachung des Falten spiegels in südöstlicher Richtung.

Im NE begrenzt die zwischen 130 und 145° streichende Querstörung, die von Dampflös über Abtei bis nach Neumehring verläuft, die Osburger Schuppenzone. Ihr Verlauf ist durch die lithologischen und strukturellen Unterschiede der von ihr getrennten Schollen gut definiert (Abb. 6-8).

### 3.7 Osburger Hochwald-Schuppenzone

Die Osburger Hochwald-Schuppenzone (Abb. 10) grenzt im NW an die Osburger Schuppenzone. Die trennende Aufschiebung streicht mit 50 bis 65°. Ihr Verlauf ist durch die lithologischen Unterschiede auf beiden Schollen erkennbar und bis in das Saarprofil verfolgbar (Abb. 6).

Im NW grenzt die Osburger Hochwald-Schuppenzone im NE-Abschnitt mit Dhrontal-Schichten bei steilem SE-Fallen der Schichtung und saigerer bis steil nordwestfallender 1. Schieferung an die steil südostfallenden Zerf-Schichten der Osburger Schuppenzone. Nach dem Winkelverhältnis zwischen 1. Schieferung und Schichtung liegt der steil nach SE einfallende Langschenkel eines vergenzlosen bis schwach südostvergenten asymmetrischen Sattels vor. Bei flach nach SW gerichtetem Achsenabtauchen verzahnt sich die Fazies der Dhrontal-Schichten mit der Fazies der Zerf-Schichten zwischen Riveris- und Ruwertal unter Beibehaltung der steil südostfallenden bis saigerstehenden Schichtlagerung.

Im SE grenzt die Osburger Hochwald-Schuppenzone wiederum tektonisch an die Greimerather Schuppenzone. Auch hier wird der Verlauf der trennenden Aufschiebung durch die lithologischen Unterschiede auf beiden Schollen markiert. Die Beschreibung des Verlaufs dieser Störungszone und ihre Begründung erfolgt in Kapitel 3.8.

Im NE begrenzt die zwischen 130 und 145° streichende Querstörung, die von Dampflös über Abtei bis nach Neumehring verläuft, auch die Osburger Hochwald-Schuppenzone. Ihr Verlauf ist durch die lithologischen und strukturellen Unterschiede der von ihr getrennten Schollen definiert (Abb. 6-8).

Einen Einblick in den strukturellen Aufbau der Osburger Hochwald-Schuppenzone geben die Profile an Saar, Ruwer und Riveris (Kap. 7 Profiltafel 4, Profile 1 bis 3). Bei generell mit 60° streichender und steil nordwestfallender bis saigerstehender 1. Schieferung lassen sich bei hauptsächlich steil südostfallender Schichtung aufgrund der lithologischen Unterschiede in der Osburger Hochwald-Schuppenzone insgesamt 4 spitzwinklig zum Generalstreichen der Struktureinheiten angelegte steil südostfallende Aufschiebungen nachweisen.

Der nordöstliche Teil der Osburger Hochwald-Schuppenzone ist zunächst homogen aus Dhrontal-Schichten aufgebaut.

Der Verlauf der spitzwinklig zum Streichen der Gefügeelemente ( $s_0, s_1, s_2$ ) angelegten Verwerfungen wird erst mit dem Auftreten lithologischer Unterschiede im südwestlichen Teil der Osburger Hochwald-Schuppenzone in Richtung Ruwertal deutlich. Von NW nach SE ergeben sich hier 3 Schollen, die von jeweils 45 bis 60° streichenden, steil südostfallenden Aufschiebungen begrenzt sind. Die Zerf-Schichten der Tiefscholle im NW grenzen jeweils an Dhrontal-Schichten der Hochscholle im SE. Bei gleichbleibend steilem NW-Fallen bis Saigerstellung der 1. Schieferung verflacht sich der zunächst steil nach SE einfallende Falten spiegel von NW nach

SE. Trotz des generell nach SW gerichteten Einfallwinkels der Faltenachsen und I-Lineare mit 10 bis 20° kann das Auftreten von Zerf-Schichten bei steil nach SE fallenden Langschenkeln der stark asymmetrischen Falten nicht allein durch das Achsenabtauchen erklärt werden. Es müssen auch hier Faziesverzahnungen zwischen Dhrontal-Schichten und Zerf-Schichten in südwestlicher Richtung berücksichtigt werden. Diese fazielle Entwicklung geht soweit, daß in einer Fazies, die generell noch den Zerf-Schichten entspricht, lokal eine Lithofazies anzutreffen ist, die mit der Dachschieferfazies der Kaub-Schichten vergleichbar ist.

Auch in den Bereichen mit flach nach SE einfallenden Dhrontal-Schichten und Zerf-Schichten im oberen Ruwertal bei Zerf können in der südöstlichen Scholle die lateralen Übergänge zwischen Dhrontal- und Zerf-Schichten und Zerf- und Kaub-Schichten nicht allein durch eine Fältelung 3. Ordnung erklärt werden. Auch hier muß mit einer Überlagerung von Faziesverzahnungen und nach SW gerichtetem Achsenabtauchen gerechnet werden.

Mit dem Auftreten der Zerf-Schichten in allen Struktureinheiten der Osburger Hochwald-Schuppenzone verschwinden in südwestlicher Richtung zur Saar wieder die deutlichen lithologischen Unterschiede.

Hier konnte mit Hilfe der Strukturkartierung der 2. Schieferung (Abb. 8) die streichende Fortsetzung der Störungszonen ermittelt werden. Am Saarprofil zeigt sich, daß sich der Falten-spiegel gegenüber dem Ruwertal bei gleichbleibender Einfall- und Streichrichtung der 1. Schieferung versteilt.

Südlich der Ortschaft Hamm an der Saar tritt innerhalb der Osburger Hochwald-Schuppenzone eine 4. Scholle auf. Sie wird von einer 65 bis 70° streichenden, mit etwa 60 bis 70° nach SE einfallenden Aufschiebung, der Hammer Überschiebung, im NW begrenzt. Ihr Verlauf wurde bei Maunert von DRESEN (1979) kartiert und wegen der Abweichungen zu den Beschreibungen von NÖRING (1939) und SCHALL (1968) noch einmal kontrolliert. Die vorliegenden Ergebnisse stimmen mit der Kartierung von DRESEN (1979) überein.

Auch auf dem östlichen Saarufer ist der Störungsverlauf zunächst durch die lithologischen Unterschiede zwischen stärker psammitischen Serien der Dhrontal-Schichten auf der Hochscholle und eher pelitischen Serien im faziellen Übergangsbereich von Zerf- und Kaub-Schichten auf der Tiefscholle eindeutig nachweisbar, bis er von jüngeren postdeformativen Bedeckungen (Buntsandstein) verdeckt wird (Abb. 6).

Am Maunert südwestlich von Hamm sind die Quarzitzerien des Taunusquarzits, die mit etwa 45° nach SE einfallen, auf steiler nach SE einfallende Tonschiefer-Siltsteinwechselfolgen der Zerf-Schichten, die faziell im Übergangsbereich zu den Kaub-Schichten liegen, aufgeschoben (Kap. 7 Profiltafel 5). Die Aufschiebung verläuft spitzwinklig zum Streichen der Schichtenfolgen des Taunusquarzits, so daß am rechten Saarufer die hangenden Dhrontal-Schichten mit Störungskontakt an die Zerf-Schichten grenzen.

Die von NÖRING (1939) in dieser Position beschriebene flach nach NW auf „Hunsrück-schiefer“ überschobene Taunusquarzitklippe, die in jüngerer Zeit noch einmal von MÜLLER & KLINKHAMMER (1976) und von MÜLLER (1984) dargestellt wurde, existiert nicht (Abb. 12).

Aus dem Kartenbild (Abb. 6) ergibt sich mit Hilfe der an dem Saarprofil ermittelten Einfallwerte von Taunusquarzit und Dhrontal-Schichten ein nach NE gerichtetes Achsenabtauchen. Aufgrund der unterschiedlichen Einfallrichtung der Faltenachsen auf Hoch- und Tiefscholle nimmt der Versatzbetrag der Aufschiebung nach NE hin ab, bis sie schließlich in den Zerf-Schichten nicht mehr nachweisbar ist.

### 3.8 Greimerather Schuppenzone

Die Greimerather Schuppenzone (Abb. 10) grenzt im NW tektonisch an die Osburger Hochwald-Schuppenzone. Der Verlauf der trennenden Aufschiebung wird durch die lithologischen Unterschiede auf beiden Schollen markiert (Abb. 6).

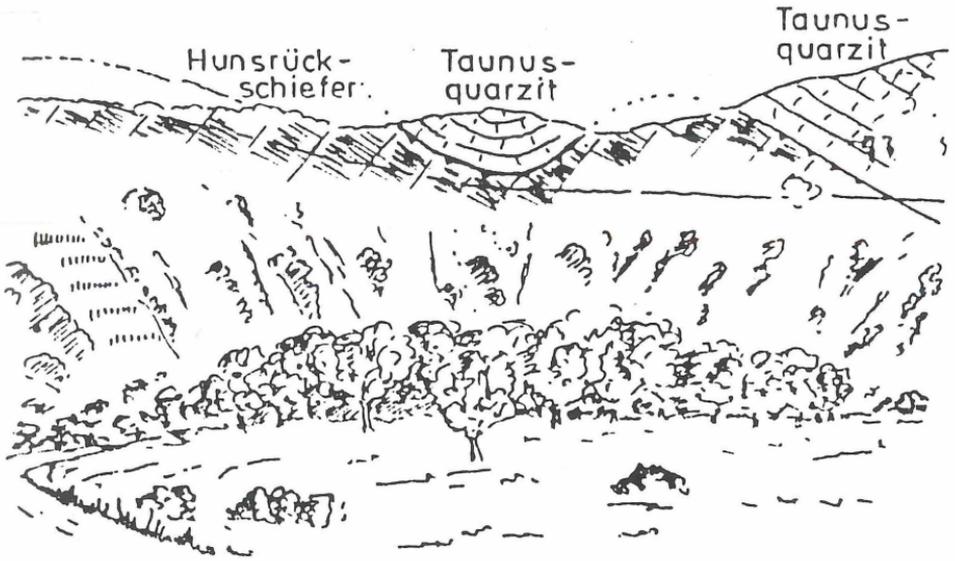


Abb. 12: Überschiebung bei Hamm vom Saartal aus (nach NÖRING 1939, aus MÜLLER 1984)

Im SW des Arbeitsgebietes treten an der Saar auf der Tiefscholle nach SE einfallende Dhrontal-Schichten auf. Der Taunusquarzit der Hochscholle fällt flach nach SE ein. Die Grenze zwischen beiden Schichtgliedern wird durch eine Störungszone gebildet. Am Bahnhof Taben/Saar rechts der Saar ist sie in dem bereits von DRESEN (1979) beschriebenen Aufschluß sichtbar. Der Taunusquarzit wird hier zu einer schwach nordwestvergenten Schlepfpalte aufgesteilt, wobei der saigerstehende NW-Flügel von der steil nach NW gerichteten Aufschiebung abgeschnitten wird (Abb. 13 und Kap. 7 Profiltafel 5).

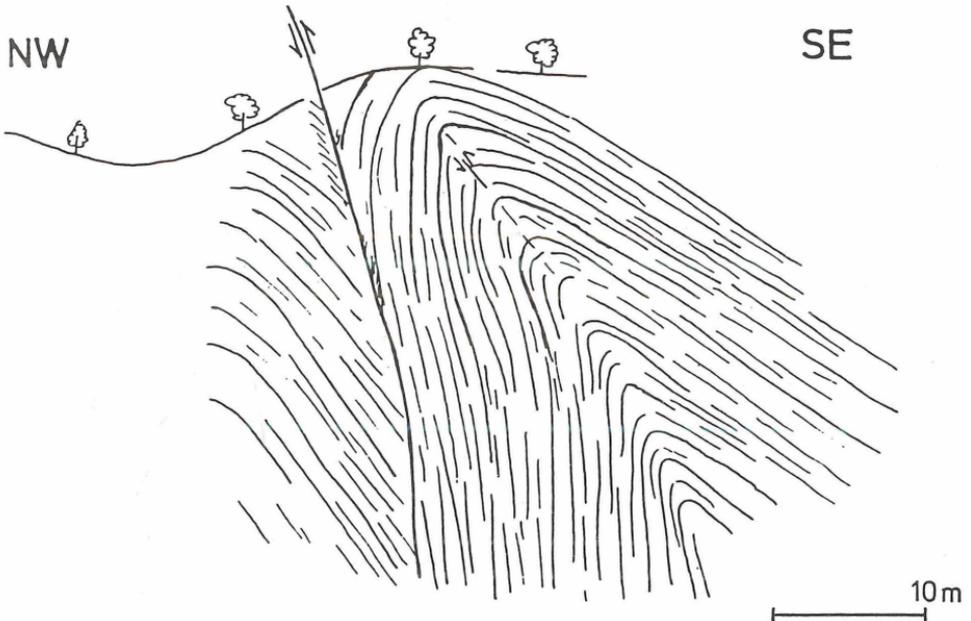


Abb. 13: Sattel am Bahnhof Taben/Saar (DRESEN 1979)

Erst nordöstlich von Kell werden die lithologischen Unterschiede unschärfer. Die Kaub-Schichten der Osburger Hochwald-Schuppenzone liegen lithofaziell im Grenzbereich zu den Zerf-Schichten und die Zerf-Schichten der Greimerather Schuppenzone liegen lithofaziell im Grenzbereich zu den Kaub-Schichten. Dies bedeutet, daß der Versatz zwischen beiden Schollen nach NW abnimmt. Einen Hinweis auf die Fortsetzung dieser Aufschubung bis zur 130 bis 145° streichenden senkrecht stehenden Querstörung von Dampflos über Abtei nach Neumehring, die hier auch die Greimerather von der Thalfanger Schuppenzone trennt, gibt die Strukturkartierung der 2. Schieferung (Abb. 8).

Im SE grenzt die Greimerather Schuppenzone an die Idarwald-Schuppenzone. Der Verlauf dieser von zahlreichen kleineren Querstörungen versetzten Überschiebungszone wird wiederum durch die lithologischen Unterschiede auf beiden Schollen markiert (Abb. 6). Auf der Hochscholle, der Idarwald-Schuppenzone, grenzen mit generell steil nach SE einfallenden Bunten Schiefen, Hermeskeil-Schichten und Taunusquarzit, die stratigraphisch älteren Lithofaziesseinheiten an die ebenfalls nach SE einfallenden Zerf-Schichten der Tiefscholle.

Südwestlich von Greimerath verdecken postdeformative Deckbildungen den Verlauf der Störung. An der Saar läßt sich nördlich von Saarhölzbach die Aufschubung am Vogelfelsen wieder nachweisen. Auf der Tiefscholle tritt am Bor-Berg nach SE einfallender Taunusquarzit auf. Auf der Hochscholle am Vogelfelsen markiert der in der Scheitelzone abgeschnittene NW-Flügel eines asymmetrischen vergenzlosen Sattels mit langem, steil nach SE einfallendem SE-Flügel die Position der Überschiebungszone.

Die lithofaziellen Unterschiede auf beiden Schollen nehmen von NE nach SW ab, so daß der Versatz zwischen beiden Schollen in der gleichen Richtung ebenfalls abnimmt. Der interne Aufbau der Greimerather Schuppenzone läßt sich am besten am Saarprofil im äußersten SW des Untersuchungsgebietes (Kap. 7 Profiltafel 5) nachvollziehen.

Zwei NE-SW-streichende Aufschubungen, die durch Flexurzone und Schlepplaltungen markiert sind, gliedern die Greimerather Schuppenzone in 3 Einzelschollen. Neben diesen tektonischen Hinweisen ergibt die Abnahme der massigen Quarzitisserien und die Zunahme der pelitischen Zwischenlagen vom Liegenden zum Hangenden innerhalb der lithofaziellen Einheit des Taunusquarzits lithologisch erfaßbare Grenzen, die den Verlauf der Störungszonen im Gelände nachvollziehen lassen (vgl. Kap. 2.3). Auf den 3 Schollen grenzen jeweils bei generellem SE-Fallen die an pelitischen Zwischenlagen reicheren Hangendserien des Taunusquarzits der Tiefscholle im NW jeweils an die massigen, dickbankigen Quarzitisserien der Liegendserie des Taunusquarzits der Hochscholle im SE. Es ergibt sich so eine Folge von steilstehenden, nach NW gerichteten Aufschubungen. Bei generell mit etwa 80 bis 90° nach NW einfallender 1. Schieferung in den Zerf-Schichten nordöstlich Greimerath ergibt sich für die Greimerather Schuppenzone ein vergenzloser bis schwach südostvergenter Faltenbau, der sich auch in den quarzitischen Serien des Taunusquarzits fortsetzt (Abb. 14, 15). Aus der Verkippung der einzelnen Schollen läßt sich ein flach nach SE abtauchender Falten Spiegel rekonstruieren, der sich nach SE in Richtung Idarwald-Schuppenzone versteilt.

Für die Greimerather Schuppenzone läßt sich aus dem Kartenbild (Abb. 6) von der Saar nach NE in Richtung Greimerath zunächst ein mit maximal 10° nach NE gerichtetes Achsenabtauchen ableiten. Nordöstlich von Kell ergibt sich aus den Strukturkarten von 1. und 2. Schieferung (Abb. 7, 8) eine schwache Achsendepression.

### 3.9 Idarwald-Schuppenzone

Die Idarwald-Schuppenzone (Abb. 10) grenzt im NW mit einer NE-SW-streichenden, von zahlreichen kleineren und einer großen Querstörung<sup>4</sup> versetzten, steil nach SE einfallenden

<sup>4</sup> 130 bis 145° streichende Querstörung von Dampflos über Abtei nach Neumehring.



Abb. 14: Taunusquarzit mit horizontaler bis flach nach SE einfallender Schichtung (Steinbruch DÜRO/Saar, r: <sup>25</sup>44 160, h: <sup>54</sup>90 400, TK 25, Nr. 6405, Blatt Freudenburg)



Abb. 15: Taunusquarzit mit vergenzloser, flachwelliger Faltung (aufgelassener Steinbruch, r: <sup>25</sup>48 620, h: <sup>54</sup>93 180, TK 25, Nr. 6406, Blatt Losheim)

den Aufschiebung an die Thalfanger Schuppenzone und die Greimerather Schuppenzone (Abb. 6).

An der Grenze zur Thalfanger Schuppenzone ist der Störungsverlauf eindeutig durch die lithologischen Unterschiede von Quarzitserien des Taunusquarzits, der Hermeskeil-Schichten und nordöstlich von Hermeskeil durch die Züsch-Schiefer markiert, die an die Zerf-Schichten der Thalfanger Schuppenzone grenzen. Auch an der Grenze zur Greimerather Schuppenzone ist der Verlauf der Störungszone zunächst durch die lithologischen Unterschiede auf beiden Schollen klar erkennbar. Südwestlich von Greimerath tritt jedoch auch in der Greimerather Schuppenzone Taunusquarzit auf. Wie in Kapitel 3.8 beschrieben, läßt sich die Störungszone im Saarprofil am Vogelfelsen nordöstlich von Saarböhlbach nachweisen. Wegen der hauptsächlich steil nach SE einfallenden bis saiger stehenden Schichtung in der Idarwald-Schuppenzone ist damit zu rechnen, daß im Gegensatz zu den Verhältnissen in der Osburger Hochwald-Schuppenzone hier in südwestlicher Richtung eine Verzahnung der Fazies in Richtung Dhronal-Schichten erfolgt.

Damit zeigt sich, daß der Versatz der Aufschiebung am Nordrand der Idarwald-Schuppenzone von NE nach SW abnimmt.

## 4. Hauptgefügeelemente

### 4.1 Schichtung

Die Schichtenfolgen des südwestlichen Hunsrücks sind hauptsächlich aus Wechselfolgen von sandig-tonigen Metasedimenten aufgebaut.

Die Schichtung ist, soweit erkennbar, das wichtigste Bezugssystem zur Rekonstruktion der Lagerungsverhältnisse.

Für die sedimentären Metagesteine des Untersuchungsgebietes gilt, daß die Schichtung vor der Deformation horizontal oder quasihorizontal lag und ein primärer Materialwechsel durch Sedimentationsprozesse erzeugt wurde. Das dabei erworbene sedimentäre Gefüge ist hauptsächlich in den quarzitbetonten Faziesseinheiten und Wechselfolgen von Taunusquarzit, Dhronal-Schichten und Zerf-Schichten noch gut erkennbar.

In den metapelitarmen Quarzitbankfolgen von Taunusquarzit und Dhronal-Schichten dominiert eine großbogige Schrägschichtung. In den Quarziten der Dhronal-Schichten und der Zerf-Schichten wurde neben einer tektonisch bedingten Flaserung auch sedimentäre Flaserschichtung, in Form von isolierten Tonfasern in einer sandigen, schräggeschichteten Matrix, beobachtet.

In Gesteinen mit hohem Sand- und Phyllosilikatgehalten ist die Schichtung deutlich ausgeprägt. Die Quarzite, Metasand- und Siltsteine sind deutlich gebankt mit Bankmächtigkeiten um 0,3 m und darunter. Bei Materialgegensätzen, wie z. B. Quarzit und Metapelit, werden die Bereiche verschiedener Korngrößen von Schichtfugen scharf begrenzt (Abb. 16). Feine Glimmeranreicherungen und Korngrößenunterschiede parallel zu Schichtung und Bankung erzeugen häufig eine Feinbänderung (Abb. 17). Ebenfalls deutlich geschichtet sind Wechselfolgen von Metasand- oder Siltsteinen mit sandigen Tonschiefern.

In den pelitbetonten homogenen Faziesseinheiten liegt ein Schwerpunkt der Beobachtungen in der eindeutigen Ansprache der Schichtung, die durch die Vorgänge bei der Deformation überprägt und teilweise fast vollkommen ausgelöscht ist. Dort tritt stellenweise ein metamorpher Lagenbau auf (Pseudoschichtung sensu ENGELS 1955, 1959; STETS 1960 und TALBOT 1964). Quarzreiche und glimmerreiche Lagen sind parallel zu Sekundärstrukturen, meist zur 1. Schieferung, angeordnet und können mit der Schichtung leicht verwechselt werden (siehe Kap. 4.2.1.1 und 4.2.2.1).

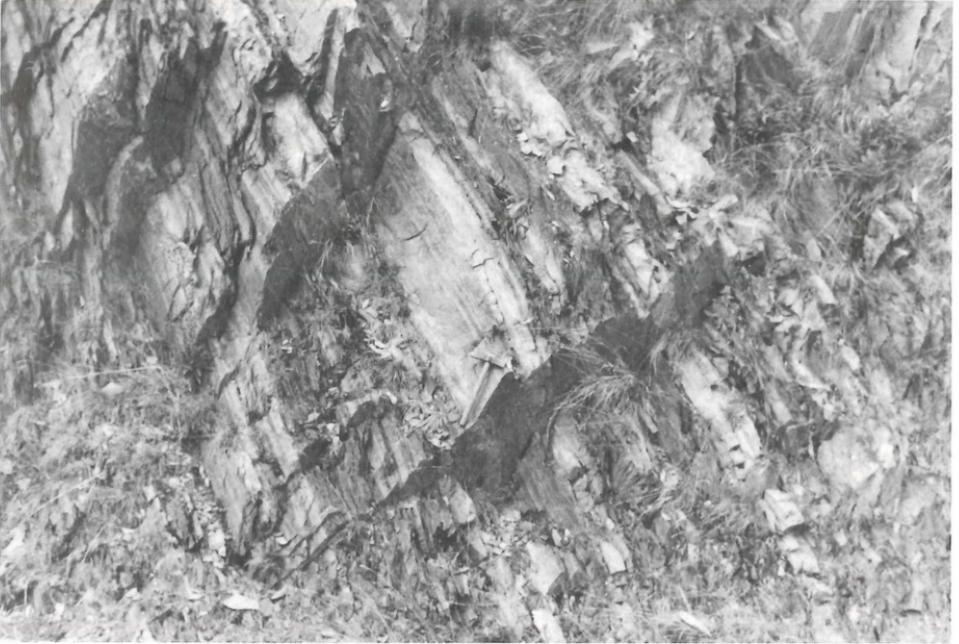


Abb. 16: Wechselfolge von Quarziten und Metapeliten in Zerf-Schichten. Die Bereiche verschiedener Korngrößen werden von Schichtfugen scharf begrenzt. Feine Glimmeranreicherungen parallel zur Schichtung und Bankung erzeugen in den Quarziten eine Feinbänderung (TK 25, Nr. 6206, Blatt Trier-Pfalzel, r: <sup>25</sup>52 520, h: <sup>55</sup>07 330)

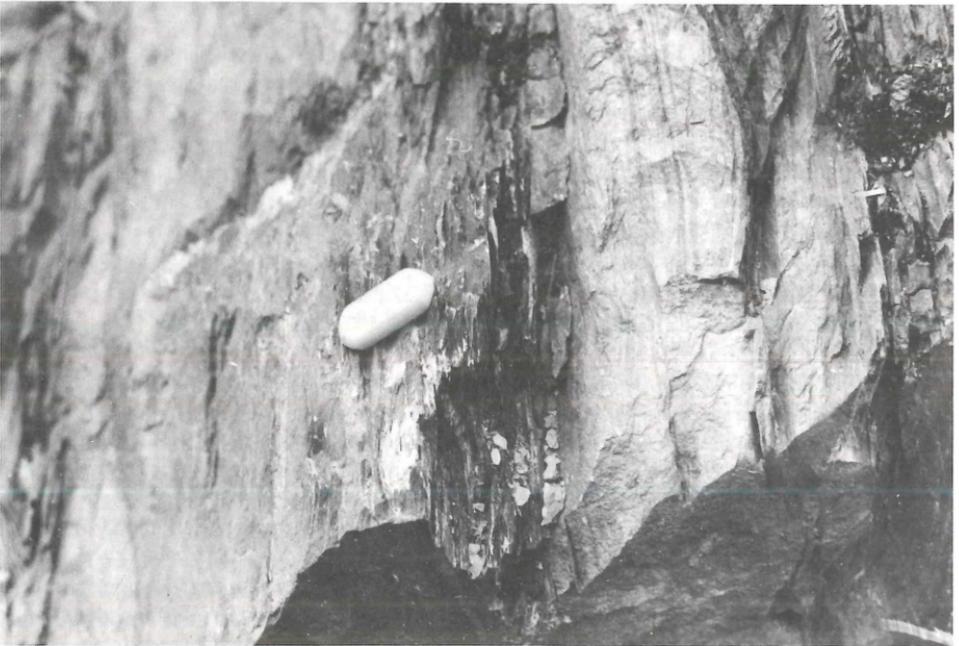


Abb. 17: Feinbänderung durch Glimmeranreicherung in Quarziten parallel zur Schichtung (gleicher Aufschluß wie Abb. 16)

## 4.2 Schieferungen

Seit den Untersuchungen von SCHOLTZ (1930) und KIENOW (1934) ist bekannt, daß im südwestlichen Hunsrück 2 verschiedene Schieferungen  $s_1$  und  $s_2$  auftreten. Diese beiden Bearbeiter geben einen ersten Überblick über die Raumlage der  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen im Untersuchungsgebiet sowie deren makroskopisches Erscheinungsbild.

STETS (1960) zeigt erstmals für einen Ausschnitt des südwestlichen Hunsrücks eine zusammenhängende Darstellung der Schieferungsflächen in Verbindung mit einer nach lithofaziellen Gesichtspunkten gegliederten Karte. Er gibt eine ausführliche Beschreibung des makroskopischen Erscheinungsbildes der beiden Schieferungen, deren mikroskopisches Erscheinungsbild bereits von HOEPPENER (1956, 1957 b) beschrieben wurde.

TALBOT (1964) befaßt sich speziell mit dem mikroskopischen Erscheinungsbild der  $s_2$ -Flächen im Bereich der Moselachse und ihren Winkelbeziehungen zu den  $s_1$ -Flächen.

Eine 3. Schieferung  $s_3$  im Bereich der Moselachse wurde erstmals von WEIJERMARS (1986) beschrieben. Doch konnte weder diese 3. Schieferung noch weitere Schieferungen, wie  $s_4$  oder  $s_5$ , im Untersuchungsgebiet nachgewiesen werden (siehe Kap. 4.2.1.1 und Kap. 4.2.2.1).

### 4.2.1 Erste Schieferung ( $s_1$ )

#### 4.2.1.1 Das $s_1$ -Gefüge

Im südwestlichen Hunsrück wurde die devonische Schichtenfolge von einer 1. Deformation erfaßt, auf die die Gesteinsserien mit einer 1. Faltung  $F_1$  und einer 1. Schieferung  $s_1$  reagierten. Abgesehen von leichten Fächerungen oder Meilerungen sind die  $s_1$ -Flächen parallel zur bc-Ebene der entsprechenden Ordnung der  $F_1$ -Falten angelegt. Lokale Abweichungen von dieser Parallelität werden bei Wechselfolgen durch die Schieferungsbrechung verursacht. Bei geringen Winkeln zwischen Schichtung und Schieferung kann die Schieferung auch parallel zur kompetenten Schichtfläche abgelenkt werden.

In den pelitbetonten Faziesseinheiten der Bunten Schiefer (Züsch-Schiefer), Zerf- und Kaub-Schichten sowie in den pelitischen Zwischenlagen von Hermeskeil-Schichten, Taunusquarzit und Dhronal-Schichten ist die 1. Schieferung das beherrschende Flächenelement.

Die 1. Schieferung wurde von BORN (1929) aufgrund der makroskopischen Unterschiede in der Ausbildung der  $s_1$ -Flächen in Metapeliten in Bruch-, Rau- und Glattschieferung unterteilt. Die Ursache dieser verschiedenen Ausbildungsformen der  $s_1$ -Flächen sah BORN allein in der unterschiedlichen Tiefenlage während der Schieferung.

Bereits FISCHER (1929) und SCHOLTZ (1930) hatten berechnete Einwände gegen diese schematische Anwendung des Begriffes „Tiefstufe“, denn die Streßintensität, Temperatur und Deformationsgeschwindigkeit wurden nicht berücksichtigt.

KIENOW (1942) erkannte, daß besonders in Peliten, die eine ausgeprägte Feinschichtung besitzen, die Schieferung am häufigsten und am besten entwickelt ist.

HOEPPENER (1956) dagegen sah einen nur untergeordneten Einfluß der Feinschichtung bei der Bildung der  $s_1$ -Flächen und behandelt das  $s_1$ -Schieferungsgefüge als Gefügetyp bei isotropem Ausgangsmaterial. Er führte die Entstehung der 1. Schieferung auf die Deformationsart der irrotationalen Deformation zurück.

STETS (1960) zeigte, daß die Ausbildungsform der  $s_1$ -Flächen im südwestlichen Hunsrück weitgehend materialabhängig ist.

Die bereits sedimentär phyllosilikatreichen Gesteinsserien haben engständige, parallele Schieferungsflächen. Mit zunehmendem Sand- oder Siltanteil nimmt der Abstand der  $s_1$ -Flächen zu. Die Schieferungsflächen werden uneben und kurven um die Quarzkörner, bis sie schließlich die Quarzkörner als Linsen einschließen. Dabei nimmt die Streuung der  $s_1$ -Flächen zu.

Eine vergleichende Dünnschliffbetrachtung von DRESEN (1979) verdeutlichte diesen makroskopischen Befund. WEBER (1976) beobachtete nicht nur eine unmittelbare Materialabhängigkeit, sondern erkannte auch einen Zusammenhang zwischen präkinematischer, schichtungspareller Phyllosilikatregelung und der Ausbildung des Schieferungsgefüges. Die Deutlichkeit und Erkennbarkeit der Schieferungsgefüge nimmt mit zunehmender präkinematischer, schichtungspareller Phyllosilikatregelung zu. Er leitete die Entwicklung der transversalen Schieferungsflächen aus Flexurzonen bei rotationaler Deformation her (Abb. 18).

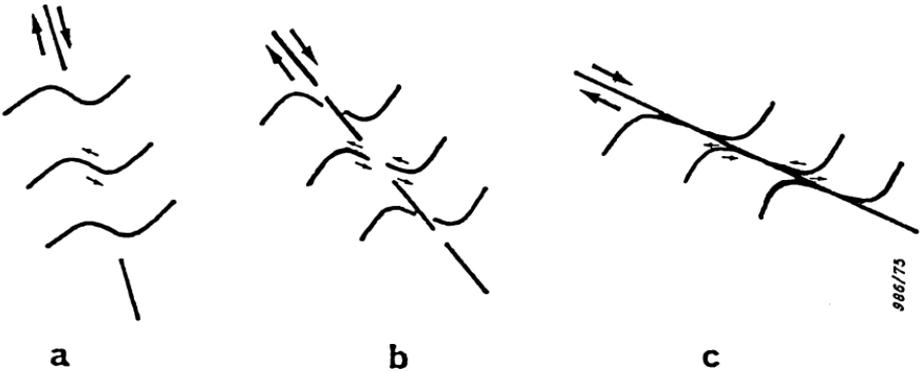


Abb. 18: Entwicklung einer Schieferfläche aus einer Flexurzone. Die kleinen Pfeile geben die Relativbewegung zwischen den umgeregelten Phyllosilikaten an (WEBER 1976)

Demnach ergibt das Zusammenwirken von flexurartiger Verformung im Bereich der Schieferungsflächen und einer mehr oder weniger rhombischen Verfäلتelung der Schieferungslamellen für das Gesamtgefüge der Phyllosilikate im Bereich der Faltschenkel jeweils übergeordneter Falten eine insgesamt monokline Symmetrie.

Nur in Richtung auf die Faltscharniere übergeordneter Falten nimmt der Winkel zwischen Schichtung und Schieferung immer mehr zu. Das Phyllosilikatgefüge nähert sich immer stärker der rhombischen Symmetrie an und geht im Umbiegungsbereich der Falten schließlich in ein Fältelungsgefüge mit rhombischer Symmetrie über.

Er zeigte, daß in Tonschiefern des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges die Rekristallisation der Schieferflächen bei Illitkristallinitäten um 160 bis 170 (2 bis 6 m-Fraktion) beginnt. Dabei ist die Phyllosilikatneubildung auf den Schieferungsflächen dadurch gekennzeichnet, daß sie das reine Deformationsgefüge (Flexuren und Mikrofaltens) diskordant durchschneiden. Mit ansteigender Metamorphose werden die Flexuren im Bereich der Schieferflächen immer stärker abgebaut, bis schließlich bei Illitkristallinitäten um 120 bis 130, schieferflächenparallele Phyllosilikatlagen vorliegen. Anhaltspunkte für die Größenordnung der Illitkristallinität im südwestlichen Hunsrück geben die Untersuchungen von DRESEN (1979). Er gibt für Tonschiefererrien mit Phyllosilikatneubildung an der Grenze von Zerf- zu Kaub-Schichten, nördlich der Hammer Überschiebung in der Umgebung von Taben/Saar, eine mittlere Illitkristallinität von 112 bis 115 an.

Besonders in den pelitischen Serien ist die Deformation stellenweise schon soweit fortgeschritten, daß sich eine deutliche metamorphe Bänderung zeigt (Pseudoschiebung sensu ENGELS 1955, 1959, TALBOT 1964). Die quarzreichen und glimmerreichen Lagen sind parallel zur 1. Schieferung angeordnet und können mit der Schichtung leicht verwechselt werden (Abb. 19). Nach VOLL (1969) ist diese Bänderung mechanisch induziert, setzt aber das Mitwirken von Lösung und Wiederausfällung voraus. Es bilden sich parallel zur Schieferungsfläche Glimmertapeten, in denen Muskovit relativ durch Weglösen von Quarz (Drucklösung) und absolut durch Einwanderung angereichert wird. Dazwischen liegen die quarzreicheren Lagen.

Neben dieser metamorphen Bänderung treten in den pelitbetonten Gesteinsserien auch  $s_1$ -parallele Quarzgänge auf. Mit Hilfe der Quarzgänge konnten im Untersuchungsgebiet in Verbindung mit einer 2. Schieferung  $s_2$  maximal 2 Faltungen nachgewiesen werden. In Bereichen mit nur einer Schieferung, der 1. Schieferung  $s_1$ , sind die Quarzgänge nicht deformiert. Weitere Faltungen wie  $F_3$ ,  $F_4$  oder  $F_5$  wurden nicht nachgewiesen.

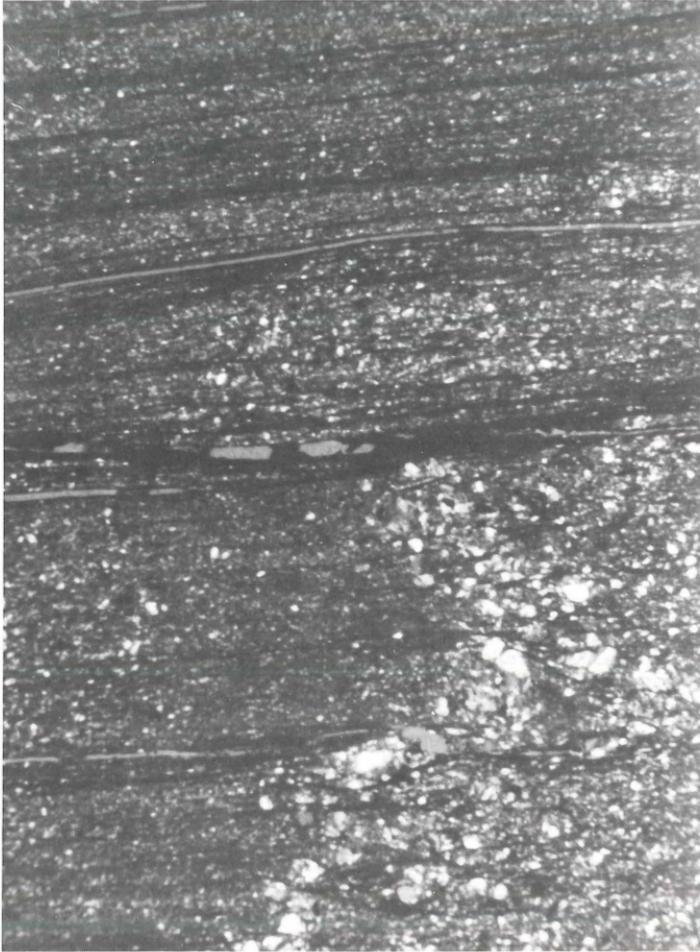


Abb. 19: Pseudoschiebung mit quarzreichen und glimmerreichen Lagen parallel zur 1. Schieferung,  $s_1$  330/06, TK 25, Nr. 6107, Blatt Neumagen-Dhron, r: <sup>25</sup>60 060, h: <sup>55</sup>24 220 (Vergrößerung: 40x)

#### 4.2.1.2 Raumlage des $s_1$ -Gefüges im südwestlichen Hunsrück (Abb. 7)

Drei übergeordnete Störungssysteme teilen das Untersuchungsgebiet in Bereiche mit unterschiedlichem Deformationsstil, der durch die räumliche Anordnung des  $s_1$ -Gefüges nachgezeichnet wird: die Longuicher Überschiebung, die Moselachse und die Überschiebung am Nordrand der Idarwald-Schuppenzone.

Die Longuicher Überschiebung trennt den SE-Flügel der Olkenbacher Mulde mit einer schwachen 1. Schieferung und schwacher NW-Vergenz von der Flach Nordwestvergenten

Zone mit einer flach nach NW bis SE einfallenden, engen Transversalschieferung und äußerst spitzen Winkeln zwischen Schichtung und 1. Schieferung.

Die Streichlinien der  $s_1$ -Flächen der Flach Nordwestvergente Zone werden von der Lonquicher Überschiebung im spitzen Winkel geschnitten, das heißt, die Bewegungen an dieser Störung sind jünger als die  $s_1$ -Flächen.

Aufgrund des vorherrschenden asymmetrischen Faltenbaus mit langen Sattelsüdostflügeln und kurzen NW-Flügeln ergibt sich im Bereich der Flach Nordwestvergente Zone eine primäre deutliche NW-Vergenz.

Die Moselachse stellt eine übergeordnete Störungszone dar. Sie trennt die Flach Nordwestvergente Zone von dem südöstlich angrenzenden Bereich aus zahlreichen mobilen, stark differenzierten Schuppenzonen mit saigerstehenden bzw. bis zu  $50^\circ$  nach NW einfallenden  $s_1$ -Flächen. In diesem Bereich und weiter nach SE bis zur Idarwald-Schuppenzone überwiegt heute SE-Vergenz. Die Moselachse schneidet von NE nach SW die  $s_1$ -Flächen der Flach Nordwestvergente Zone, der Schuppenzone von Gornhausen, der Horather Schuppenzone, der Osburger Schuppenzone und der Osburger Hochwald-Schuppenzone bis zur Saar im spitzen Winkel, so daß auch in diesem Bereich die Bewegungen an der Störungszone jünger als die  $s_1$ -Flächen sind.

Die streichenden Verwerfungen, die die einzelnen Schuppenzonen südlich der Moselachse bis zum Idarwald begrenzen, schneiden die  $s_1$ -Flächen ebenfalls in spitzem Winkel, so daß auch hier die Bewegungen jünger als die  $s_1$ -Flächen sind.

Es dominiert ein stark asymmetrischer Faltenbau mit langen überwiegend steil- bis saigerstehenden, z. T. auch überkippten Sattelsüdostflügeln und kurzen NW-Flügeln. Dies wird als Hinweis auf eine primäre NW-Vergenz bei der Anlage der  $s_1$ -Flächen gewertet. Demnach ist die heutige SE-Vergenz die Folge von nach SE gerichteten Rotationen nach der Anlage der  $s_1$ -Flächen. Die maximal mögliche Größenordnung der Rotationen nach SE in Bezug zur 1. Schieferung konnte mit Hilfe der Vergenz der Falten 2. Ordnung abgeschätzt werden, denn durch die Vergenzumkehr der Falten 2. Ordnung läßt sich der Faltenscheitel der Falten 1. Ordnung rekonstruieren (Abb. 3). Seine Position ist grundsätzlich irreversibel (BREDDIN & FUR-TAK 1963), d. h., der Umkehrpunkt der Schenkelneigung ist festgelegt.

In der Schuppenzone von Gornhausen läßt sich eine Mulde 1. Ordnung nachweisen, deren Faltenscheitel durch die Vergenzumkehr der Falten 2. Ordnung bestimmt werden kann (Kap. 7 Profiltafel 1, Profil 1). Die  $s_1$ -Flächen stehen saiger oder fallen mit bis zu  $80^\circ$  nach NW ein.

Bei Annahme einer primären NW-Vergenz müßten bei einer Rückformung die  $s_1$ -Flächen und Falten 2. Ordnung nach NW rotiert werden, wobei der Umkehrpunkt der Schenkelneigung nicht verändert werden darf. Demnach sind in der Mulde 1. Ordnung in der Schuppenzone von Gornhausen Rotationen um bis zu  $30$  bis  $40^\circ$  nach SE nach Anlage der 1. Schieferung möglich (Abb. 20).

Für die Raumlage der 1. Schieferung ergeben sich damit Einfallwerte von  $60$  bis  $80^\circ$  nach SE zum Zeitpunkt ihrer Anlage. Weitere Bereiche, in denen aufgrund vergleichbarer tektonischer Verhältnisse die Größenordnung von Rotationen nach SE ebenfalls stark eingeschränkt ist, sind der NW-Rand der Thalfanger Schuppenzone (Kap. 7 Profil 3), die Greimerather Schuppenzone (Kap. 7 Profile 4 bis 6) und der Südrand der Osburger Hochwald-Schuppenzone (Kap. 7 Profile 4 und 5). Für die Flach Nordwestvergente Zone bedeuten  $60$  bis  $80^\circ$  nach SE einfallende  $s_1$ -Flächen zum Zeitpunkt ihrer Anlage syntektonische Rotation nach NW (vgl. Kap. 4.2.2.2).

Die Überschiebung am Nordrand der Idarwald-Schuppenzone entspricht einer NE-SW-streichenden, von zahlreichen kleineren und einer großen<sup>5</sup> Querstörung versetzten, steil nach SE einfallenden Aufschiebung. Sie begrenzt die Idarwald-Schuppenzone im NW. Im Gegensatz zu den nordwestlich angrenzenden Struktureinheiten der Thalfanger Schuppenzone und

<sup>5</sup>  $130$  bis  $145^\circ$  streichende Querstörung von Dampfloß über Abtei nach Neumehring.

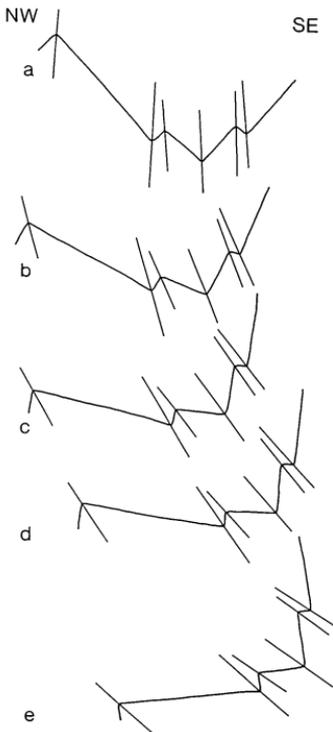


Abb. 20: Mulde 1. Ordnung in der Schuppenzone von Gornhausen mit Falten 2. Ordnung und faltenachsenparalleler 1. Schieferung. a) Situation heute, b) Rotation um  $20^\circ$  nach NW bei Annahme einer primären Nordwestvergenz, c) Rotation um  $35^\circ$  nach NW, d) Rotation um  $40^\circ$  nach NW, e) Rotation um  $50^\circ$  nach NW

der Greimerather Schuppenzone sind die Schichtenfolgen am NW-Rand der Idarwald-Schuppenzone schwach NW-vergent gefaltet (vgl. auch Abb. 2). Der Faltenpiegel fällt steil nach SE ein. Die 1. Schieferung  $s_1$  fehlt in den quarzitbetonten Schichtenfolgen von Hermeskeil-Schichten und Taunusquarzit oder ist nur sehr schwach ausgeprägt. In den pelitbetonten Faziesseinheiten der Bunten Schiefer (Züsch-Schiefer), Zerf- und Kaub-Schichten sowie in den pelitischen Zwischenlagen von Hermeskeil-Schichten und Taunusquarzit ist die 1. Schieferung  $s_1$  das beherrschende Flächenelement. Die  $b_1$ -Achsen und  $l_{0-1}$ -Lineationen verlaufen parallel zum Streichen der  $s_1$ -Flächen und werden spitzwinklig von der Aufschiebung am Nordrand der Idarwald-Schuppenzone geschnitten, d. h., auch an dieser Aufschiebung sind die Bewegungen jünger als die  $s_1$ -Flächen. Aufgrund des vorherrschenden asymmetrischen Faltenbaus muß in dem Bereich des nördlichen Teils der Idarwald-Schuppenzone die NW-Vergenz als primär angesehen werden. Die Größenordnung von nach SE gerichteten Rotationen bei Annahme von  $60$  bis  $80^\circ$  SE-fallenden Faltenachsebenen bzw.  $s_1$ -Flächen zum Zeitpunkt ihrer Anlage beträgt zwischen  $0$  und  $30^\circ$ .

## 4.2.2 Zweite Schieferung ( $s_2$ )

### 4.2.2.1 Das $s_2$ -Gefüge

Neben der 1. Schieferung gibt es im südwestlichen Hunsrück eine 2. Schieferung, die erstmals von SCHOLTZ (1930) unter dem Begriff „Schubklüftung“ beschrieben wurde. Er erkannte die wichtigsten Gefügemerkmale und wies ihr relativ jüngeres Alter in Bezug zur 1. Schieferung nach.

Die Erscheinungsformen des Gefügebildes der 2. Schieferung sind sehr vielfältig (vgl. auch SCHOLTZ 1930; HOEPPENER 1956; STETS 1960). Der Abstand der  $s_2$ -Flächen schwankt von

10 cm bis zum Bruchteil eines Millimeters. Dabei wechseln auf engstem Raum Zonen intensivster 2. Schieferung mit solchen, in denen sie nur schwach ist oder auch vollständig fehlt, ohne daß ein Materialwechsel beobachtet wurde (vgl. auch SCHOLTZ 1930; HOEPPENER 1956; STETS 1960; DRESEN 1979).

Die Ursache des nur zonenweisen Auftretens der 2. Schieferung innerhalb einheitlicher Gesteinsserien wird als Indiz für ein grundsätzlich schwaches Deformationsgeschehen während der Anlage der 2. Schieferung gewertet.

Ein einheitlicher Bewegungssinn auf den  $s_2$ -Flächen, wie ihn HOEPPENER (1956) in seinem Entwicklungsschema für das  $s_2$ -Gefüge (Abb. 21) bei Gesteinen mit nur schwacher 2. Schieferung fordert, läßt sich nicht nachweisen.

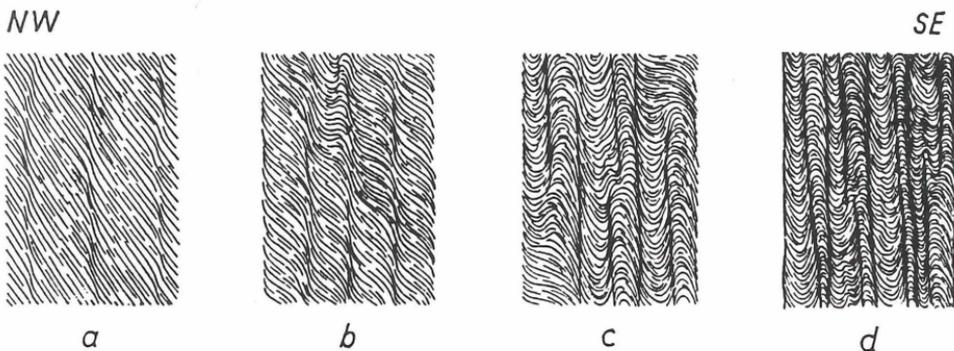


Abb. 21: Entwicklungsschema des  $s_2$ -Gefüges nach HOEPPENER (1956)

Der Bewegungssinn an den  $s_2$ -Flächen muß aus der Schleppung bzw. dem Versatz der  $s_1$ -Flächen oder des metamorphen Lagenbaus (Pseudoschichtung) oder der Schichtung abgelesen werden und hat sowohl aufschiebenden und als auch abschiebenden Charakter.

Trotz der feststellbaren, zum Teil deutlichen Bewegungen an den Schieferungsflächen ist der absolute Versatzbetrag im Zusammenhang mit der 2. Schieferung gering bzw. gleich null; denn die  $s_2$ -Flächen haben keine weite Erstreckung, lösen sich gegenseitig ab und klingen in Flexuren aus (Abb. 22).

Der Vorgang der 2. Schieferung ist an eine Wiederfaltung gebunden, die in Bezug zur 1. Faltung und Schieferung koaxial und damit auch symmetriekonstant ist (Kap. 7 Abb. 61, 62). Die  $s_2$ -Flächen sind zu den Falten dieser 2. Deformation parallel zur bc-Ebene angelegt. Diese Faltung wird als  $F_2$ -Faltung bezeichnet und erzeugt ausschließlich Falten 3. und höherer Ordnung.

Ausgehend von der vorhandenen Koaxialität und der damit verbundenen Symmetriekonstanz der einzelnen Deformationsabschnitte wird in Übereinstimmung mit DRESEN (1979) der Feststellung von WEBER (1976) gefolgert, daß der Mechanismus der Entwicklung der  $s_1$ -Flächen auch auf die Entwicklung der  $s_2$ -Flächen übertragbar ist.

Die Rolle der Schichtung als Anisotropiefläche bei der Ausbildung der  $s_1$ -Flächen wird dabei meistens von den  $s_1$ -Flächen bei der Ausbildung der  $s_2$ -Flächen übernommen.

Die verschiedenen Stadien der  $s_2$ -Entwicklung ergeben sich aus den Untersuchungen von DRESEN (1979):

Danach entstehen durch Faltung der  $s_1$ -Lagen zuerst Flexuren, deren Wendepunkte die Lage der  $s_2$ -Flächen bestimmen (Abb. 23). Werden die Schenkel zwischen den Faltscheiteln dieser Flexuren in Lagen über  $90^\circ$  zu den  $s_2$ -Flächen rotiert, so bilden sich neue parallele Flexurzonen. Dadurch wird der Krümmungsradius der Faltscheitel immer kleiner und der Abstand der  $s_2$ -Flächen immer enger (Abb. 23). Schließlich wird der Krümmungsradius für die Schichtsilikate zu klein, und es entstehen den Flexurzonen parallele Knickzonen. Ähnlich wie



Abb. 22: Abklingen der  $s_2$ -Flächen in Flexurzonen (pelitische Zwischenlagen des Taunusquarzits, TK 25, Nr. 6405, Blatt Freudenburg, r: <sup>25</sup>43 900, h: <sup>54</sup>90 380)

bei den  $s_1$ -Flächen tritt auch bei den  $s_2$ -Flächen bei vergleichbaren Metamorphosegraden Phyllosilikatneubildung auf. Sie durchschneiden das  $s_1$ -Gefüge diskordant. Bei ansteigender Metamorphose werden die Flexuren im Bereich der Schieferungsflächen immer weiter abgebaut, bis schließlich schieferflächenparallele Phyllosilikatlagen vorliegen.

Durch dieses Modell wird verständlich, daß streng parallele  $s_2$ -Flächen nur selten auftreten; denn die verschiedenen Ausbildungsformen des  $s_1$ -Gefüges als Folge von Materialunterschieden und verschiedenen Regelungsgraden der Phyllosilikate bewirken eine unregelmäßige Fältelung, die zu einer Streuung der Flexur- und Knickzonen führt (Abb. 23, 24).

Bei progressiver Deformation ergeben sich zwangsläufig bei der Herleitung der  $s_2$ -Flächen aus Flexurzonen verschiedene Generationen von  $s_2$ -Flächen, die spitzwinklig bis subparallel zueinander verlaufen.

Damit sind auch die  $b_2$ -Falten innerhalb dieses Formungsaktes nicht überall zeitgleich angelegt.

Die Wechselwirkung von Faltung und Schieferung kann bei syngenetischer Externrotation zu einer Abweichung der Schieferungsflächen von der Faltenachsenfläche führen. SCHILLING (1981) beschreibt im Gebiet des Trabener Baches lokale Abweichungen um bis zu  $10^\circ$ . Eine vergleichbare Abweichung tritt auch zwischen Waldrach und Gutweiler auf (Kap. 7 Abb. 75).

Die von WEIJERMARS (1986) als  $s_3$ -Flächen gedeuteten Flächensysteme im Bereich der Moselachse werden als Fehlinterpretation dieser hohen primären Streuung verschiedener Generationen von  $s_2$ -Flächen gedeutet; denn die vermeintlichen  $s_3$ -Flächen haben einen sehr geringen Winkelunterschied zu den  $s_2$ -Flächen und es findet kein nachweisbarer Versatz statt. Besonders die geringen Winkelunterschiede zwischen  $s_2$  und  $s_3$  müßten eine intensive Verformung der  $s_2$ -Flächen einschließlich der  $s_1$ -Flächen und der Schichtung zur Folge haben, die jedoch nicht nachweisbar ist.

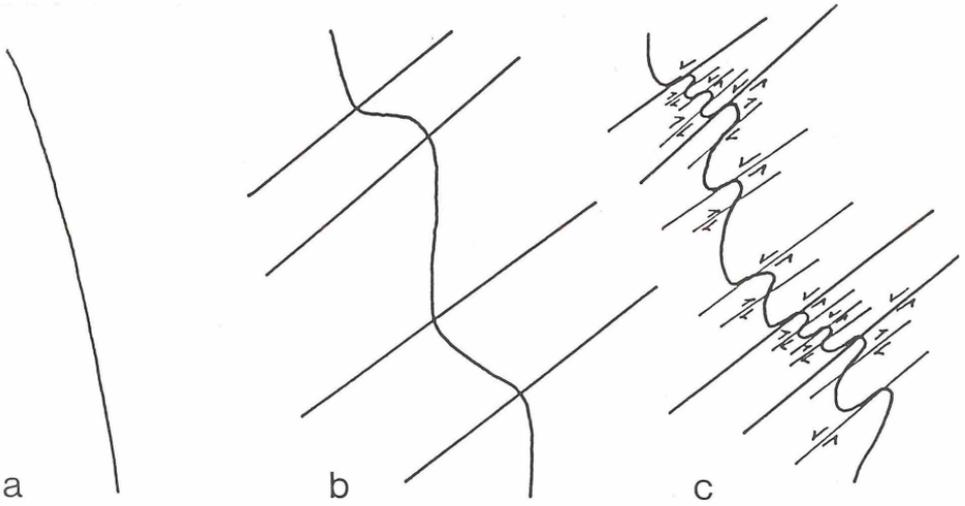


Abb. 23: Entwicklungsschema der  $s_2$ -Flächen:  
a)  $s_1$ -Fläche undeformiert. b)  $s_1$ -Fläche gefaltet. Wendepunkte der Flexuren bestimmen die Lage der  $s_2$ -Flächen. c) Bildung neuer Flexurzonen und  $s_2$ -Flächen bei progressiver Deformation

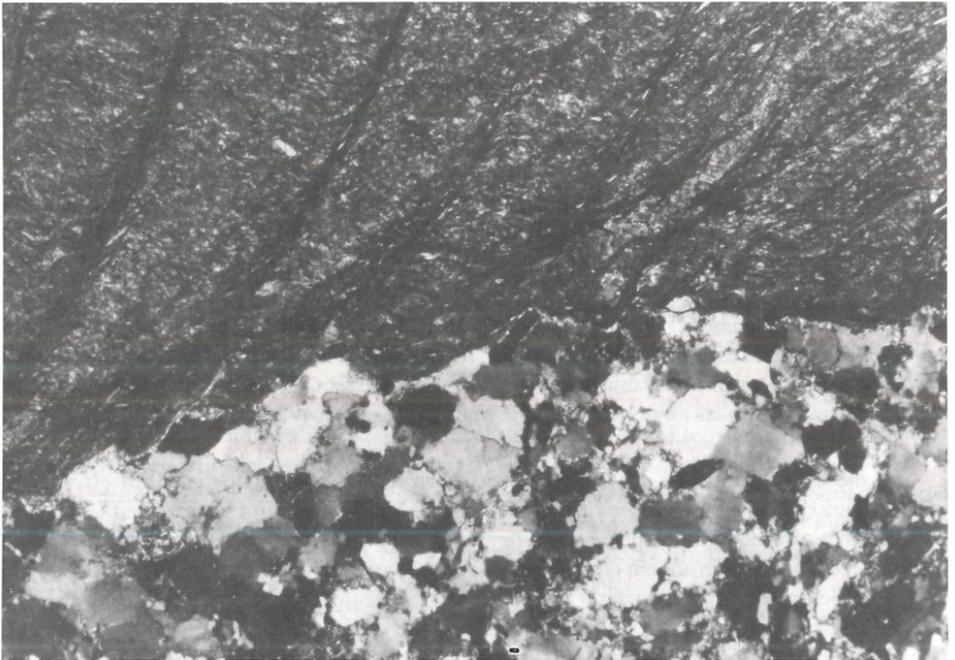


Abb. 24: Streuung von  $s_2$ -Flächen und Flexurzonen als Folge von Materialunterschieden und verschiedenen Generationen von  $s_2$ -Flächen (TK 25, Nr. 6405, Blatt Freudenburg, r. <sup>25</sup>43 080, h: <sup>54</sup>10 000, Dhronal-Schichten, Metapelit/Quarzit, Vergrößerung: 100x)

#### 4.2.2.2 Raumlage des $s_2$ -Gefüges im südwestlichen Hunsrück (Abb. 8)

Das übergeordnete Störungssystem für das  $s_2$ -Gefüge ist im südwestlichen Hunsrück die Moselachse. Entlang der Moselachse verläuft die Front der 2. koaxialen Deformation, die die Gebiete unmittelbar an und südlich dieser Störungszone betrifft. Sie trennt die Flach Nordwestvergente Zone von dem südöstlich angrenzenden Bereich aus zahlreichen mobilen, stark differenzierten Schuppenzonen (vgl. Kap. 4.2.1.2).

In der Flach Nordwestvergenten Zone klingen die  $s_2$ -Flächen nach NW hin aus. Eine Ablösung von  $s_1$  durch  $s_2$ , wie sie HOEPPENER (1956, 1957 b) in dieser Richtung fordert, existiert nicht. Die  $s_2$ -Flächen stehen saiger oder fallen mit bis zu  $70^\circ$  nach SE ein. Eine flexurhafte  $b_2$ -Faltung im Bereich der Moselachse zwischen der Flach Nordwestvergenten Zone und der Schuppenzone von Gornhausen führt zu einer Muldenstruktur, die durch die Verfallung der  $s_1$ -Flächen nachgezeichnet wird. Dabei ergibt sich die von STETS (1960) erstmals beschriebene spitzwinklige Abweichung der  $s_1$ -Flächen nach NW von der ansonsten üblichen Abweichung nach SE.

Durch diese  $b_2$ -Faltung wird auch die von STETS (1960) beschriebene lokale Abweichung des  $s_2$ -Fächers von der Lage des  $s_1$ -Fächers um etwa 300 m nach NW im Bereich der Moselachse zwischen Flach Nordwestvergenter Zone und der Schuppenzone von Gornhausen erklärt. Diese lokale  $b_2$ -Faltung der  $s_1$ -Flächen in der unmittelbaren Nähe der Moselachse konnte in der Strukturkarte der 1. Schieferung (Abb. 7) wegen des kleinen Maßstabs nicht dargestellt werden.

Als Folge dieser  $b_2$ -Faltung, die besonders deutlich im Bereich der Moselachse ausfällt, ergeben sich wechselnde Winkelverhältnisse zwischen 1. und 2. Schieferung.

Südöstlich der Moselachse fallen die  $s_2$ -Flächen nicht mehr nach SE ein. Es ergeben sich in den Struktureinheiten südöstlich der Moselachse für die Raumlage der  $s_2$ -Flächen starke Wechsel der Streichrichtung und der Einfallwinkel (Abb. 8). Die Variation der Einfallrichtung und der Streichrichtung der  $s_2$ -Flächen zeigt eine Abhängigkeit von dem Störungsmuster, das die einzelnen Struktureinheiten begrenzt. Die aufschiebenden Verwerfungen schneiden die Streichlinien der  $s_2$ -Flächen im spitzen Winkel, d. h., auch nach Anlage der  $s_2$ -Flächen haben nachweisbare Rotationen stattgefunden. Die Größenordnung dieser Rotationen wird nach den Vorgaben der maximal möglichen Rotationen, die sich aus der Vergenz der Falten 2. Ordnung der Faltung  $F_1$  und der Raumlage der  $s_1$ -Flächen ableiten läßt, eingeschränkt (vgl. Kap. 4.2.1.2). Demnach muß mit  $60$  bis  $80^\circ$  SE-fallenden  $s_1$ -Flächen zum Zeitpunkt ihrer Anlage gerechnet werden. Dies bedeutet, daß in den meisten Struktureinheiten südlich der Moselachse Rotationen der  $s_1$ -Flächen nur um bis zu  $40^\circ$  nach SE möglich sind.

Die Winkel zwischen den  $s_1$ - und den  $s_2$ -Flächen schwanken im Arbeitsgebiet zwischen  $5$  und  $70^\circ$  in den verschiedenen Struktureinheiten bei gemeinsamer Symmetrie und einer hauptsächlich nach SE gerichteten Rotation (Kap. 7 Abb. 61-66). Eine Gesetzmäßigkeit mit konstanten Winkelverhältnissen zwischen 1. und 2. Schieferung, wie sie HOEPPENER (1956, 1957 b) und TALBOT (1964) beschreiben und nachzuweisen glaubten, liegt nicht vor.

Da die Größenordnung der nach SE gerichteten Rotationen, wie bereits erörtert, kleiner als die Winkeldifferenz zwischen den  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen ist, muß mit unterschiedlichen Azimutwinkeln zum Zeitpunkt der Anlage der  $s_2$ -Flächen gerechnet werden. Deshalb führten Versuche, die  $s_2$ -Flächen auf ein gemeinsames Ziel zu rotieren ( $150/90$ ), zu einer Verschlechterung der Gefügeregelung der passiv mitrotierten Hauptgefügeelemente (Kap. 7 Abb. 67-74). Ein weiterer Hinweis für diese Annahme ergibt sich aus dem Vergleich von geologischer Karte, Strukturkarte der 1. Schieferung und Strukturkarte der 2. Schieferung (Abb. 6-8). Änderungen der Azimutwinkel der  $s_2$ -Flächen treten in Bereichen ohne wesentliche Änderungen der Azimutwinkel der  $s_1$ -Flächen auf, sind jedoch an Bereiche mit Änderungen der lithologischen Verhältnisse gebunden. Deshalb wird als mögliche Ursache, die zur Variation der Azimutwinkel

der  $s_2$ -Flächen zum Zeitpunkt ihrer Anlage führte, die Wechselwirkung von Schichtung und Schieferung als Anisotropiefläche für die  $s_2$ -Flächen gesehen.

Nordwestlich der Moselachse klingt die 2. Schieferung nach NW in der Flach Nordwestvergente Zone aus. Bei Annahme einer primären NW-Vergenz während der Faltung  $F_1$  mit 60 bis  $80^\circ$  SE-fallenden  $s_1$ -Flächen zum Zeitpunkt ihrer Anlage muß mit Rotationen um 40 bis  $60^\circ$  nach NW gerechnet werden. Da die Raumlage der  $s_2$ -Flächen zum Zeitpunkt ihrer Anlage variieren kann, sind sowohl vor der Anlage als auch nach der Anlage der  $s_2$ -Flächen Rotationen nach NW möglich. Im Zusammenhang mit den Rotationen der  $s_1$ -Flächen nach NW und dem Ausklingen der 2. Schieferung in nordwestlicher Richtung läßt sich in der Flach Nordwestvergente Zone einer Abnahme der Deformation in nordwestlicher Richtung nach Anlage der  $s_1$ -Flächen nachweisen.

### 4.3 B-Lineare und Faltungen

Bei der Deformation der Gesteinsserien des südwestlichen Hunsrücks wurden bei der 1. Deformation  $F_1$ -Falten mit einer 1. Schieferung und bei einer 2. koaxialen Deformation  $F_2$ -Falten mit einer 2. Schieferung  $s_2$  und den entsprechenden Lineationen ausgebildet.

Die bei der 1. Deformation  $F_1$  angelegten Faltenachsen werden  $b_1$  genannt. Die  $s_1$ -Flächen sind weitgehend parallel zur Faltenachsebene (bc) der entsprechenden Falten, so daß die Schnittkanten zwischen Schichtung und den  $s_1$ -Flächen zur Bestimmung des Achsenverhaltens mit herangezogen werden können. Diese Schnittkanten werden  $l_{0,1}$  genannt.

Die bei einer 2. koaxialen Deformation  $F_2$  angelegten Faltenachsen werden  $b_2$  genannt. Abgesehen von den in Kapitel 4.2.2 genannten Ausnahmen sind die  $s_2$ -Flächen parallel der Faltenachsebene (bc) der entsprechenden Fältelung, so daß die Schnittkanten zwischen den  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen oder der Schichtung und den  $s_2$ -Flächen zur Bestimmung des Achsenverhaltens mit herangezogen werden können. Die Schnittkante zwischen den  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen wird  $l_{1,2}$  und die zwischen der Schichtung und den  $s_2$ -Flächen wird  $l_{0,2}$  genannt.

Schon bei der Geländeaufnahme zeigte sich, daß zwischen Azimut und Einfallrichtung der linearen Elemente beider Faltungen kein wesentlicher Unterschied besteht (Kap. 7 Abb. 61, 62).

Dieses Phänomen hat seine Ursache in der Symmetriekonstanz des koaxialen Formungsaktes bei beiden Deformationen. Das heißt, die Rotationsachsen für die einzelnen Schuppenzonen sind während der 1. und 2. Faltung die gleichen (Kap. 7 Abb. 61-66).

Südlich der nach NW gerichteten aufstehenden Verwerfungszonen, die spitzwinklig zum Streichen der Struktureinheiten und Schieferungsflächen verlaufen, findet man ein stärkeres Kurven der Faltenachsen in der Achsenfläche.

Hauptsächlich in Bereichen, in denen sich die Fazies der Dhronal-Schichten mit den Zerf-Schichten verzahnt, nimmt der Einfallwinkel der Faltenachsen und Lineationen zu (Horather Schuppenzone und Osburger Schuppenzone, Abb. 7, 8).

Eine Ursache der Winkerverteilung steht im Zusammenhang mit dem unterschiedlichen mechanischen Verhalten der quarzitischen Fazies der Dhronal-Schichten und der mehr pelitischen Fazies der Zerf-Schichten. Die Folge sind verschiedene Dehnungsbeträge der Streckungsrichtung entlang der Faltenachsen (Abb. 25 a).

Verstärkt wird dieser Effekt durch die Lage dieser Verteilungszonen südlich der nach NW gerichteten Überschiebungen.

Bei progressiver Deformation werden die Faltschenkel, die den Faltscheitel einschließen, zerdehnt und können schließlich durchreißen. Der zerscherte Faltscheitel kann an schieferungsparallelen Gleitflächen verschieden schnell rotiert werden (Abb. 25 b, c).

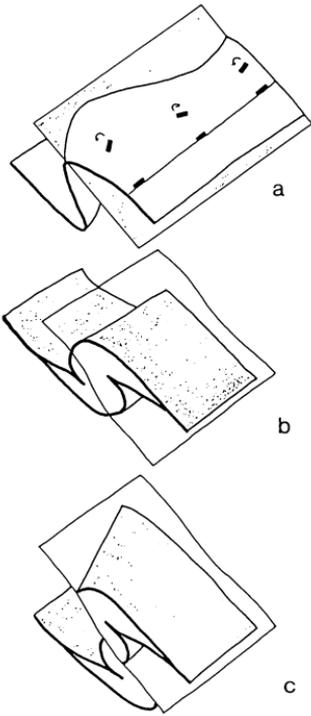


Abb. 25: a) Verschiedene Dehnungsbeträge der Streckungsrichtung, b) Zerdehnung der Faltschenkel bei progressiver Deformation, c) Verschieden schnelle Rotation der Faltschenkel an schieferungsparallelen Gleitflächen

## 5. Modellvorstellungen zur Hunsrücktektogenese

Zahlreiche, sich z. T. erheblich widersprechende Modelle versuchen die Bildungsbedingungen der strukturellen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks zu beschreiben.

Nach den Bewegungsmechanismen bei der Deformation können 2 verschiedene Gruppen von Modellvorstellungen und strukturellen Überlegungen unterschieden werden:

1. Rotationen durch die Wechselwirkung von Einengungs- und Dehnungstektonik bei syntektonischer Subsidenz.
2. Rotationen als Folge reiner Einengungstektonik.

Die in den Kapiteln 1 bis 4 geschilderten Ergebnisse zum Bau dieses Gebietes und seiner erdgeschichtlichen Entwicklung gestatten eine kritische Diskussion.

### 5.1 Rotationen durch die Wechselwirkung von Einengungs- und Dehnungstektonik bei syntektonischer Subsidenz

#### 5.1.1 Modellvorstellungen von HOEPPENER (1956, 1957 b, 1960)

##### Modellbeschreibung:

Das Modell von HOEPPENER (1957 b) befaßt sich speziell mit der Tektogenese des SW-Abschnittes der Moselmulde. Das von ihm untersuchte Gebiet wurde in 4 Zonen eingeteilt, die jeweils von Schieferungsfächern oder Meilern getrennt werden (Abb. 26).

Der tektonischen Formung werden 3 Bewegungspläne zugeordnet:

1. Einengung in Richtung  $150^\circ$ .
2. Vertikalbewegungen etwa  $60^\circ$  streichender Streifen.
3. Horizontalbewegungen an etwa N-S streichenden Zonen.



Der Bereich des südwestlichen Hunsrücks, der hier zur Diskussion steht, entspricht einem Teil der Zone III und der Zone IV. Sie werden durch den Fächer C getrennt. In diesem Gebiet sind nur die ersten beiden Bewegungspläne verwirklicht (HOEPPENER 1957 b).

Den einzelnen Bewegungsplänen werden 6 Phasen zugeordnet:

1. Phase: Nordvergente Faltung mit 1. Schieferung bis zur Mitte der Zone III und in der Zone IV als Folge einer Einengung in Richtung  $150^\circ$  (Abb. 27).
2. Phase: Post- oder syntektonische Absenkung der Moselmulde mit Rotationen der Zonen III und IV nach NW vor dem Einsetzen der 2. Schieferung.
3. Phase: Erneute Einengung in Richtung  $150^\circ$ .  
„...In der Zone III ist diese 1. Schieferung durch Übergänge mit der 2. Schieferung verbunden, die also das Äquivalent zur 1. Schieferung in den bereits zum erstenmal geschieferten Teilen der Zone III und in der Zone IV darstellt und auch auf eine Einengung in etwa  $150^\circ$ -Richtung zurückzuführen ist.“ (HOEPPENER 1957 b: 343).
4. Phase: Einengende Bewegungen führten nach Abschluß der 2. Schieferung zu nach NW gerichteten Überschiebungen in allen Zonen.
5. Phase: „Mit Abnahme der einengenden Kräfte wirkten sich die Rotationen nach SE und links in zunehmendem Maße aus. Zuerst war der Druck in  $150^\circ$ -Richtung noch so stark, daß im Bereich der Vergenzfächer A und C Überschiebungen nach SE aufrißen. Gleichzeitig wurden SE-fallende Aufschiebungen in der Zone I und III weiterbewegt.“ (HOEPPENER 1957 b: 344).
6. Phase: Durch weitere Abnahme der horizontalgerichteten Druckkräfte nahmen die vertikalen Spannungen relativ zu. Dies führte zur Dehnung in Richtung  $150^\circ$  mit antithetischen Abschiebungen und Rotationen an allen zur Verfügung stehenden Flächen.

Die Zone III rotierte mit Maximalbeträgen im SW nach SE.

Im SW der Zone IV traten Rotationen nach SE auf, die an der heutigen Raumlage der  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen abzulesen sind (Abb. 27).

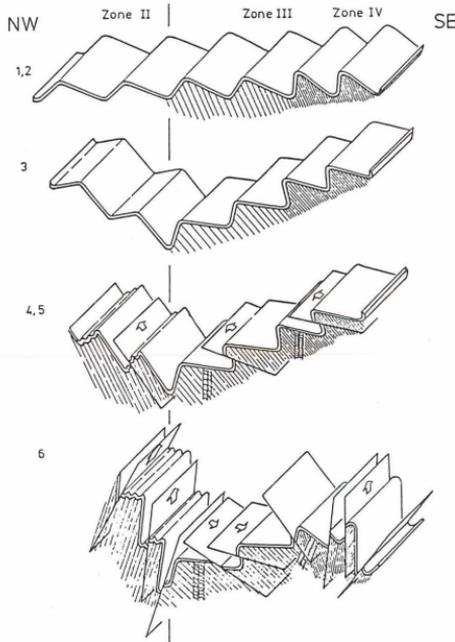


Abb. 27: Phasen der Moselmuldentektogenese der Zonen III und IV nach HOEPPENER (1957 b, 1960) aus SCHILLING (1981)

### Modelldiskussion:

Aus der HOEPPENER'schen Modellbeschreibung ergibt sich ein auf die  $150^\circ$ -Richtung fixierter koaxialer, symmetriekonstanter Formungsakt mit überwiegend rotationalen Bewegungsabläufen, der durch die gemeinsame Symmetrie der Hauptgefügeelemente bestätigt wird (Kap. 7 Abb. 61, 62). Wie bei allen symmetriekonstanten Formungsakten versagt trotz rotationaler Deformation die Methode der konstruktiven Rückformung nach SANDER (1948), so daß eine Überprüfung der Bewegungsabläufe auf statistischem Weg nicht möglich ist.

Die während der 1. Phase angelegte primäre N-Vergenz erklärt das Überwiegen asymmetrischer Sättel mit langen SE-Flügeln und kurzen NW-Flügeln. Derartige Falten haben höchstens monokline Symmetrie und werden bei rotationaler Deformation angelegt. Damit ergibt sich für das von WEBER (1976) aufgestellte Schieferungsmodell, das die Schieferungsflächen aus Flexurzonen herleitet (s. Kap. 4.2), der zum Faltenbau passende Deformationsmechanismus mit monokliner Symmetrie bei ebenfalls rotationaler Deformation. Die Anlage der 1. Schieferung bei irrotationaler Deformation, wie sie von HOEPPENER angenommen wird, setzt jedoch Falten mit rhombischer Symmetrie voraus.

Eine nach NW gerichtete Rotation vor Anlage der 2. Schieferung als Folge syn- oder postdeformativer Bewegungen während der 2. Phase in den Zonen III und IV ist unter den von HOEPPENER gemachten Voraussetzungen nicht möglich. Nur in der Flach Nordwestvergenten Zone, die HOEPPENER's Zone III entspricht, muß wegen der flachen NW-Vergenz mit Rotationen nach NW nach Anlage der 1. Schieferung gerechnet werden (vgl. Kap. 4.2.1.2 und 4.2.2.2). Südöstlich der Moselachse ergeben sich keine Hinweise auf nach NW gerichtete Rotationen.

Hält man derartige Bewegungen trotzdem für möglich, so ergeben sich folgende Widersprüche innerhalb der Modellvorstellung:

Da die 1. Schieferung in eindeutigem Bezug zum NW-vergenten Faltenbau steht, müßten die Rotationen nach NW nach der Anlage der 1. Schieferung und vor der Anlage der 2. Schieferung stattfinden. Eine Winkelkonstanz zwischen 1. und 2. Schieferung, wie sie HOEPPENER fordert, ist dann jedoch nicht möglich, weil die Rotationen der Zonen III und IV nach NW vor Anlage der 2. Schieferung eine Vergrößerung des Winkels zwischen den  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen von SE nach NW bewirken müßten, auf jeden Fall unterschiedliche Winkelbeträge nach sich ziehen.

Die Übergänge zwischen 1. und 2. Schieferung in Teilen der Zone III während der 3. Phase sind ebenfalls nicht möglich, denn zwischen den beiden Schieferungsvorgängen soll eine Dehnungsphase mit den geforderten Rotationen nach NW liegen.

Wie bereits in Kapitel 4 gezeigt, läßt sich weder eine kontinuierliche Zunahme des Winkels zwischen den  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen nachweisen, noch tritt eine Winkelkonstanz zwischen beiden Schieferungen auf.

Die Annahme, die 1. Schieferung sei durch Übergänge mit der 2. Schieferung in der Zone III verbunden, widerspricht den Befunden in der Flach Nordwestvergenten Zone. Dort klingt die 2. Schieferung nach NW hin allmählich aus, wobei der Winkel zwischen 1. und 2. Schieferung zwischen  $40$  und  $60^\circ$  schwankt, bevor sie vollkommen verschwindet.

Die von HOEPPENER beschriebene erneute Einengung in Richtung  $150^\circ$  während der 3. Phase setzt eine Dehnungsphase nach Anlage der 1. Schieferung in den Zonen III und IV voraus. Eine Unterbrechung der Einengungstektonik zwischen dem Vorgang der 1. und 2. Schieferung ist jedoch nicht nachweisbar.

Der Verlauf von nach NW gerichteten Überschiebungen während der 4. Phase wird durch die nachgewiesene Schuppentektonik bestätigt. Allerdings sind diese nach NW gerichteten Überschiebungen im Zusammenhang mit den einengenden Bewegungen ab der 1. Faltung und Schieferung zu sehen und nicht erst nach Anlage der 2. Schieferung.

Eine Fortsetzung von Rotationen nach Anlage der 2. Schieferung an den SE-fallenden Aufschiebungen während der 5. Phase entspricht südlich der Moselachse den Geländebefunden

und erklärt die heutige inhomogene Raumlage der 2. Schieferung. Nördlich der Moselachse lassen sich nach Anlage der 2. Schieferung keine Rotationen an SE-fallenden Aufschiebungen nachweisen. Dagegen können Rotationen nach NW nicht ausgeschlossen werden (vgl. Kap. 4.2.2.2).

Die von HOEPPENER postulierten Überschiebungen nach SE im Bereich des Fächers C sind nicht nachweisbar.

Ebenso fehlen Hinweise auf eine anschließende Dehnungsphase in 150°-Richtung in den Zonen III und IV während der 6. Phase mit antithetischen Abschiebungen und Rotationen an allen zur Verfügung stehenden Flächen, wobei die Zonen III und IV nach SE rotieren sollten.

Im Gelände wurden weder antithetische noch synthetische Abschiebungen mit entsprechender Streichrichtung gefunden, sondern ausschließlich steil nach NW gerichtete Überschiebungen, so daß südlich der Moselachse weder für die Dehnungstektonik noch für alle von HOEPPENER geforderten Rotationen während der verschiedenen Dehnungsphasen nach NW und nach SE ein Nachweis erbracht werden konnte. Nördlich der Moselachse läßt sich aufgrund der flachen NW-Vergenz als Folge einer post- $s_1$ -Rotation nach NW und dem Abklingen der 2. Schieferung zumindest eine Abnahme der einengenden Deformation nach Anlage der 1. Schieferung nachweisen.

„Kink bands“, die von BIERMANN (1987) im Bereich der Fächerzone C (Moselachse) beobachtet wurden und zumindest den Dehnungscharakter der Deformation im Bereich dieser Fächerzone belegen könnten, wurden auch beobachtet. Allerdings handelt es sich um  $s_2$ -Flächen in Form von nichtparallelen Knick- und Flexurzonen, die im eindeutigen Bezug zu dem einengenden Bewegungsplan stehen (vgl. Kap. 4.2.1). Ihr Vorkommen ist nicht nur auf den Bereich der Moselachse beschränkt.  $S_2$ -Flächen in Form von Knick- und Flexurzonen treten in allen Bereichen des Untersuchungsgebietes mit schwacher 2. Schieferung auf. Verstärkt treten sie nördlich der Moselachse in der Flach Nordwestvergente Zone auf, in der die 2. Schieferung in nordwestlicher Richtung allmählich ausklingt.

Unter Mißachtung der bereits aufgezeigten Widersprüche sollen mit Hilfe der hypothetischen Durchführung des HOEPPENER'schen Bewegungsplans weitere Widersprüche aufgezeigt werden:

Nach HOEPPENER sollten zum Zeitpunkt ihrer Anlage die  $s_2$ -Flächen überall ungefähr die gleiche Raumlage haben. Wegen der von ihm angenommenen Winkelkonstanz zwischen den Flächen der 1. und 2. Schieferung und der von ihm angenommenen Anlage der 1. Schieferung bei irrotationaler Deformation müßte die 1. Schieferung zum Zeitpunkt ihrer Anlage ebenfalls überall ungefähr die gleiche Raumlage haben.

Die postulierte Rotation der Zonen III und IV nach NW während der Phase 2, die nicht existent bzw. nachweisbar ist, müßte eine konstante Abweichung der Einfallrichtung der  $s_2$ -Flächen von den  $s_1$ -Flächen nach SE ergeben.

Die heutige Raumlage des  $s_2$ -Gefüges im Untersuchungsgebiet zeigt eine deutliche Gliederung des südwestlichen Hunsrücks in einzelne tektonisch begrenzte Schollen (Abb. 8). Der HOEPPENER'sche Bewegungsplan schließt in den Zonen III und IV nach Anlage der 2. Schieferung Rotationen nach NW aus, so daß die heutige Raumlage der  $s_2$ -Flächen allein die Folge von nach SE gerichteten Rotationen sein müßte. In Teilen der Flach Nordwestvergente Zone, die dem südlichen Teil der Zone III entspricht, fallen die  $s_2$ -Flächen in Bereichen ohne postvariscische Rotationen mit etwa 60 bis 70° nach SE ein. Flachere Einfallwerte wurden nicht nachgewiesen. Für die Raumlage der  $s_2$ -Flächen zum Zeitpunkt ihrer Anlage ergeben sich damit Einfallwerte von höchstens 60 bis 70° nach SE. Wegen der von HOEPPENER angenommenen Rotationen nach SE in den Zonen III und IV während der Phase 6, also nach Anlage der 2. Schieferung, müßte für die Raumlage der  $s_2$ -Flächen zum Zeitpunkt ihrer Anlage mit Einfallwerten von < 60° nach SE gerechnet werden.

Die nahezu horizontale Lage der 2. Schieferung in Teilen der Thalfanger und Osburger Hochwald-Schuppenzone kann nach diesen Modellvorstellungen nur durch Rotationen um

mehr als  $110^\circ$  nach SE bzw. SW in die heutige Raumlage gebracht werden. Dies würde eine vollkommene Abscherung vom Untergrund bedeuten. Derartige Bewegungen können nicht an den vorhandenen Schieferungsflächen stattgefunden haben, da diese selbst schließlich in die heutige Raumlage rotiert werden sollten. Außerdem sind an den Schieferungsflächen höchstens kleinräumige Internrotationen zu erwarten, weil HOEPPENER (1956) selbst keine Bewegungen an den  $s_1$ -Flächen nachweisen konnte und in Kapitel 4.2.2 gezeigt wurde, daß an den  $s_2$ -Flächen ebenfalls keine großräumigen Bewegungen stattfinden konnten.

Für die HOEPPENER'schen Rotationen müßten deshalb größere Abschiebungen postuliert werden, die selbst nicht mitrotiert wurden. An dieser Stelle soll noch einmal darauf hingewiesen werden, daß aufgrund der Vergenz von Falten 2. Ordnung in einzelnen Struktureinheiten südlich der Moselachse die Größenordnung der Rotationen nach SE in Bezug zur 1. Schieferung auf maximal  $40^\circ$  eingeschränkt werden muß und Rotationen der  $s_2$ -Flächen nach SE wegen einer nachweisbaren Abweichung nach SE um wechselnde Winkelbeträge noch geringer sein müssen (vgl. Kap. 4.2.1.2 und 4.2.2.2).

Da die  $s_2$ -Flächen nach Abschluß des Schieferungsprozesses bei Beachtung des HOEPPENER'schen Bewegungsplans mit weniger als  $60$  bis  $70^\circ$  nach SE einfallen sollten (Einfallwinkel der  $s_2$ -Flächen in der Flach Nordwestvergente Zone vor den Rotationen nach SE der Phase 6), ergäbe sich bei Annahme von  $s_1$ - und  $s_2$ -parallelen oder spitzwinklig dazu verlaufenden Abschiebungen ebenfalls ausschließlich SE-Fallen für die Abschiebungen.

Die nach NW gerichteten Aufschiebungen der 4. Phase ergäben bei Bewegungsumkehr ebenfalls SE-fallende Abschiebungen.

Der Bewegungssinn bei SE-fallenden Abschiebungen mit Rotationen nach SE ist jedoch synthetisch und nicht antithetisch, wie von dem Modell gefordert. Dadurch wird das HOEPPENER'sche Konzept der Mächtigkeitsreduktion hinfällig.

### 5.1.2 Modellvorstellungen von BIERMANN (1987)

#### Modellbeschreibung:

BIERMANN (1987) stellt ein Modell vor, das die verschiedenen Schieferungsfächer und Meiler im Gebiet nördlich und südlich der Mosel erklären soll.

Zahlreiche nach NW gerichtete Überschiebungen, die nach 2 Phasen duktiler Deformation im späten Stadium der Deformation angelegt wurden, sind nach seinen Vorstellungen das typische Merkmal der Tektonik dieser Region (Abb. 28).

Die Lage der meisten dieser Überschiebungsbahnen wird durch Unterschiede in der Stratigraphie, im Metamorphosegrad und der Intensität der Deformationsstrukturen vor Anlage der Überschiebungsbahnen gekennzeichnet.

Die Überschiebungsbahnen haben eine nach SE fallende listrische Oberfläche, an denen die Gesteinsserien bei nach NW gerichteter Bewegung nach SE rotiert wurden. Im oberen Bereich der meisten dieser Überschiebungsbahnen wurden zahlreiche Schieferungsfächer und Meiler angelegt (Abb. 29).

BIERMANN vermutet einen Zusammenhang zwischen Überschiebungsbahnen, Schieferungsfächern und Rotationen mit Rampen im kristallinen Basement, die während der synsedimentären Differentiation des unterdevonischen Sedimentationsraumes angelegt wurden.

Die Schieferungsfächer sollen Dehnungsstrukturen entsprechen, die Schieferungsmeiler dagegen Einengungsstrukturen.

Erklärt wird dieser Mechanismus durch das Modell von WILTSCHKO (1981), nach dem bei Bewegungen von Gesteinsmassen über einer Rampe spezielle Zonen von Dehnung und Einengung entstehen sollen (Abb. 30).

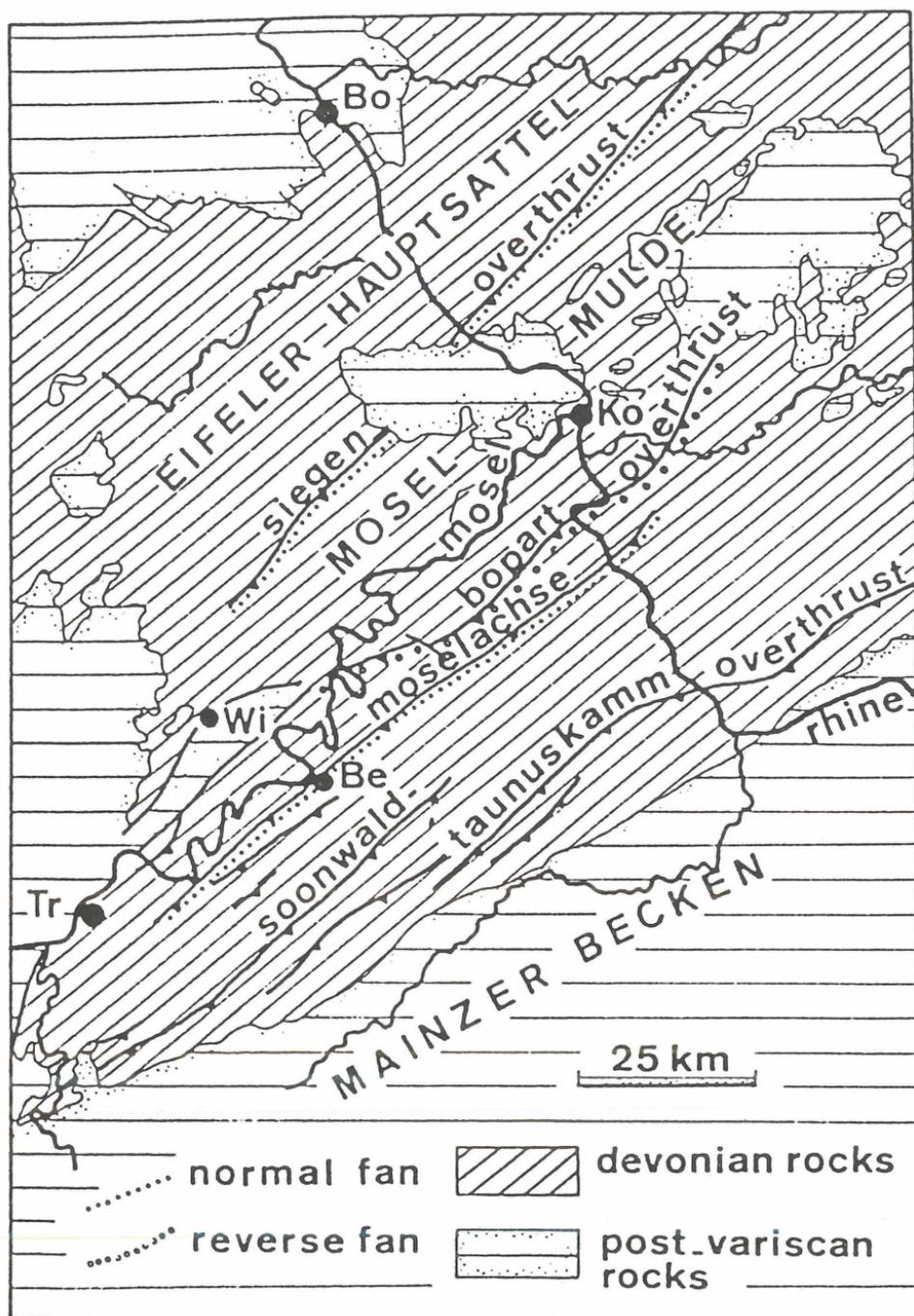


Abb. 28: Tektonische Karte des südwestlichen Rheinischen Schiefergebirges mit der Position der bedeutendsten Überschiebungen, Schieferungsfächer und Meiler sowie der Kulminationen und Depressionen des kristallinen Basements (aus BIERMANN 1987)

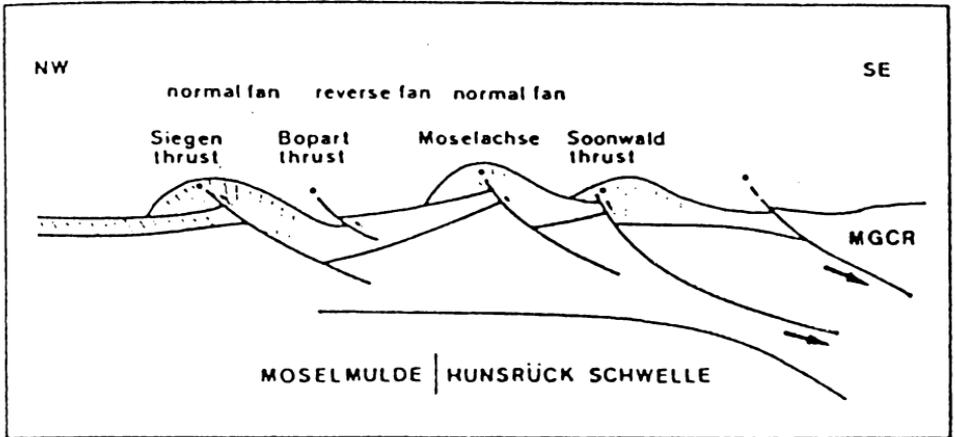


Abb. 29: Strukturschema für Hunsrück, Mosel und Südost-Eifel (BIERMANN 1987)

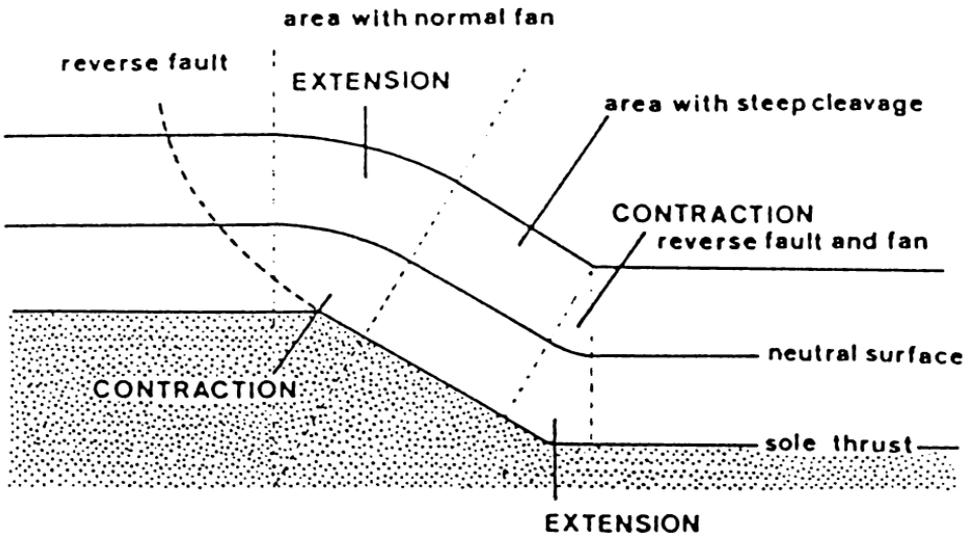


Abb. 30: Vereinfachtes Modell einer neutralen Oberfläche, gekrümmt von einer Deckenmasse über einer Basementrampe (aus BIERMANN 1987)

Die Dehnungsstrukturen bei den Fächern sollen durch die von HOEPPENER (1957 b) beschriebenen, schieferungsparallelen Abschiebungen und durch das Bewegungsmuster von konjugierten „kink bands“ in der zentralen Fächerzone mit saigerstehenden  $s_1$ -Flächen erklärt werden.

#### Modelldiskussion:

Zunächst eine Anmerkung zur Nomenklatur der Überschiebungszonen in den Darstellungen von BIERMANN (1987; Abb. 28, 29 in dieser Arbeit):

Die Bopparder Überschiebung („bopart overthrust“) entspricht mit großer Wahrscheinlichkeit der Longuicher Überschiebung im südwestlichen Hunsrück, zumindest ergibt sich eine vergleichbare  $s_1$ -Meilerung als Folge der Verwerfungszone zwischen der Flach Nordwestvergenten Zone und dem SE-Flügel der Olkenbacher Mulde (vgl. Abb. 2).

Die nach NW gerichtete Überschiebung der Idarwald-Schuppenzone entspricht nicht der Soonwald-Überschiebung in den Darstellungen bei BIERMANN. Die Schuppenzonen von Idarwald und Soonwald werden von verschiedenen nach NW gerichteten Überschiebungen begrenzt, so daß die Bezeichnung der Überschiebung am NW-Rand der Idarwald-Schuppenzone als Soonwaldüberschiebung („soonwald overthrust“) falsch ist.

Grundsätzlich besteht jedoch Übereinstimmung mit der BIERMANN'schen Auffassung, daß das typische Merkmal der Tektonik des Untersuchungsgebietes zahlreiche nach NW gerichtete Überschiebungen sind, deren listrische Oberfläche nach SE einfällt und an denen die Gesteinsserien nach SE rotiert wurden. Übereinstimmung besteht auch in der Annahme einer syndementären Differentiation des unterdevonischen Sedimentationsraumes.

Erhebliche Abweichungen ergeben sich in folgenden Punkten:

In Anlehnung an das HOEPPENER'sche Modell nimmt BIERMANN die Anlage der nach NW gerichteten Überschiebungen erst nach der Anlage der 2. Schieferung an. Damit kann er ohne Änderung des Bewegungsplanes die unterschiedlichen Winkelverhältnisse zwischen den  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen nicht erklären.

Bei der Diskussion des HOEPPENER'schen Modells wurde bereits darauf hingewiesen, daß eine Dehnungsphase zwischen 1. und 2. Schieferung mit entsprechenden Rotationen nicht nachweisbar ist, d. h., die Rotationen, die zu den unterschiedlichen Winkelverhältnissen zwischen den beiden Schieferungen führen, sind südlich der Moselachse auf einengende Bewegungen zurückzuführen und müssen vor Anlage der 2. Schieferung beginnen. Nördlich der Moselachse kann dagegen wegen der Rotationen nach NW und dem Ausklingen der 2. Schieferung in nordwestlicher Richtung mit einer Abnahme der einengenden Bewegungen gerechnet werden.

Die ursprüngliche Raumlage der  $s_1$ -Flächen soll näherungsweise  $60^\circ$  SE-Fallen betragen. Anschließend soll sie in die heutige flache bzw. senkrechte bis „überkippt“ nach NW fallende Lage rotiert worden sein.

Je nach Raumlage der  $s_1$ -Flächen muß der Rotationswinkel bei BIERMANN etwa  $30$  bis  $40^\circ$  nach NW bzw.  $60$  bis  $70^\circ$  nach SE betragen. Im Arbeitsgebiet ergaben sich für die  $s_1$ -Flächen Winkel von  $20$  bis  $30^\circ$  SE-Fallen<sup>6</sup> nördlich der Moselachse und südlich der Moselachse Winkel von bis zu  $50$  bis  $60^\circ$  NW-Fallen. Damit werden die von BIERMANN vorgeschlagenen Winkel für die Rotationen nach SE und NW bestätigt (Abb. 31). Grundsätzlich gilt jedoch für die Rotationen nach SE eine Einschränkung aufgrund der Vergenz der Falten 2. Ordnung, die bei etwa  $40^\circ$  in Bezug zur 1. Schieferung liegt (vgl. Kap. 4.2.1.2). Es sollte also nicht mit einheitlichen Einfallswinkeln in den entsprechenden Struktureinheiten zum Zeitpunkt der Anlage der  $s_1$ -Flächen gerechnet werden.

Rotiert man das kristalline Basement mit der unterdevonischen Schichtenfolge nach den Darstellungen des Strukturschemas von BIERMANN (Abb. 29), z.B. zwischen der Moselachse und der Überschiebung der Idarwald-Schuppenzone um  $60$  bis  $70^\circ$  nach NW in die von BIERMANN angenommene Ausgangsposition von  $60^\circ$  SE-Fallen für die  $s_1$ -Flächen, so erhält man steiles NW-Fallen bis Saigerstellung oder sogar inverses, steiles SE-Fallen des kristallinen Basements. Da das unmöglich ist, müßte die unterdevonische Schichtenfolge vom kristallinen Basement vollständig abgesichert sein. Dagegen spricht jedoch die in dem Strukturschema dargestellte Fortsetzung der Überschiebungen in das kristalline Basement (Abb. 29).

Die  $s_1$ -Flächen sollen sich ohne Änderung des Einfallwinkels in den Untergrund bis zum kristallinen Basement fortsetzen (Abb. 29).

Dagegen spricht der Falten Spiegel, der in großen Teilen der Struktureinheiten zwischen der Moselachse und der Überschiebung der Idarwald-Schuppenzone mit asymmetrischen SE-vergenten Falten steil nach SE einfällt, denn mit zunehmender Tiefenlage muß sich

<sup>6</sup> Winkel der  $s_1$ -Flächen in der Flach Nordwestvergenten Zone, ohne Berücksichtigung der durch synthetische Abschiebungen im Zusammenhang mit der Wittlicher Senke rotierten Werte der  $s_1$ -Flächen.

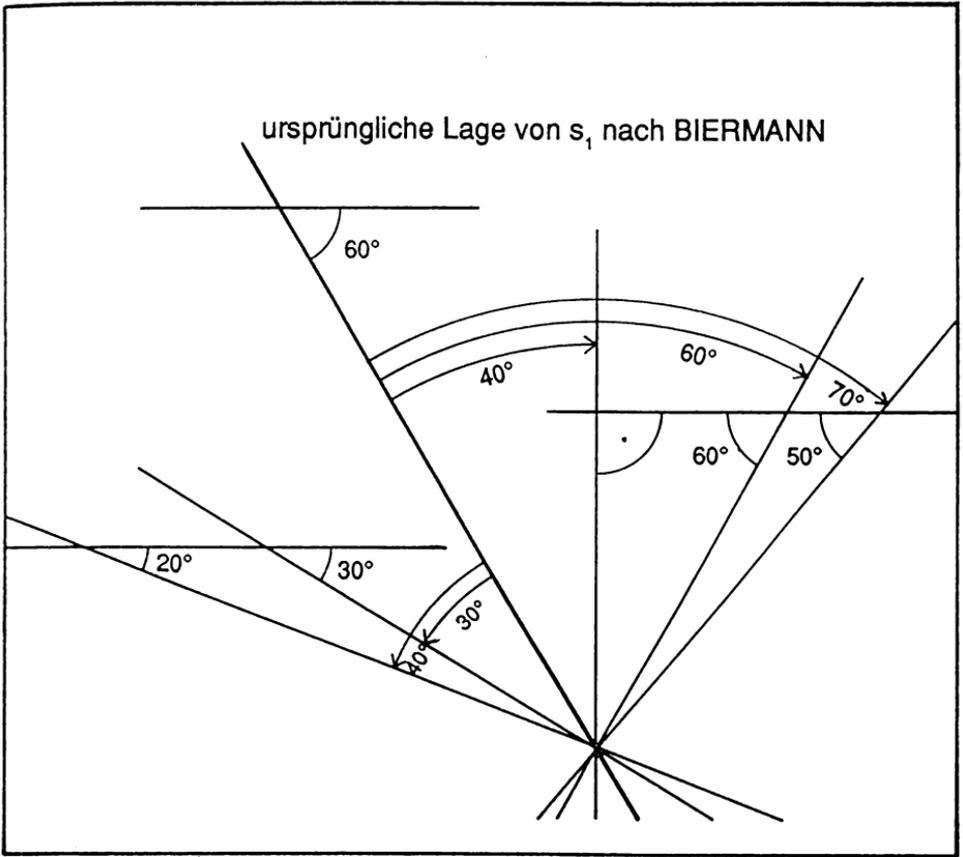


Abb. 31: Rotationen der  $s_1$ -Flächen nach dem Modell von BIERMANN (1987)

zwangsläufig eine Verflachung des Faltenspiegels und der  $s_1$ -Flächen ergeben, wenn sich die Überschiebungsbahnen, wie in dem Strukturschema von BIERMANN angenommen, im kristallinen Basement fortsetzen sollen (vgl. Subfluenz-Modell von WEBER 1978).

Bei den z. T. geringen Winkelbeträgen zwischen den  $s_0$ - und  $s_1$ -Flächen ergäbe sich ohne Verflachung des Faltenspiegels ein Winkelunterschied von bis zu  $90^\circ$  zwischen kristallinem Basement und dem Falten Spiegel der unterdevonischen Schichtenfolge. Dies ist jedoch ohne Abscherung auf dem kristallinen Basement nicht möglich. Die Abscherungen sind wiederum nicht möglich, weil sich nach BIERMANN die Überschiebungen dafür im kristallinen Basement fortsetzen.

Die  $s_1$ -Flächen sollen an der Oberfläche des kristallinen Basements enden, das erst im Zusammenhang mit den Überschiebungen in die Einengungstektonik einbezogen wurde und flach nach NW einfällt (Abb. 29). Ein Enden der  $s_1$ -Flächen am kristallinen Basement wäre jedoch nur mit einer Abscherung auf diesem möglich. Dagegen spricht jedoch nach BIERMANN die Fortsetzung der Überschiebungen in das kristalline Basement und die von ihm angenommene synsedimentäre Differentiation des unterdevonischen Sedimentationsraumes. Das heißt, das Basement muß in die Deformationen mit einbezogen werden. Dies belegt auch eine deutliche 1. und 2. variscische Schieferung am Gneis von Wartenstein, einem Vorkommen von kristallinem Basement im unteren Hahnenbachtal (Südunsrück) (BIERTHER 1941, 1954; QUIRING 1942; PORTH 1961).

Für ein NW-Fallen des kristallinen Basements zwischen den Überschiebungszonen gibt es ebenfalls keine Hinweise.

Die Interpretation der reflexionsseismischen Daten von MEISSNER et al. (1980) spricht nur für eine generelle Zunahme der Tiefenlage des kristallinen Basements von SE (Mitteldeutsche Schwelle sensu BRINKMANN 1948) nach NW (Moselmulde), liefert aber keine Anhaltspunkte für eine strukturelle Gliederung des Basements.

Dieser Gesamtrotation des kristallinen Basements nach NW wirken südlich der Flach Nordwestvergente Zone die steil SE-fallenden listrischen Überschiebungen entgegen, an denen sich bei Annahme einer primären NW-Vergenz ausschließlich nach SE gerichtete Rotationen nachweisen lassen. Wegen der auch von BIERMANN angenommenen synsedimentären Differentiation des Sedimentationsraumes und der beiden variscischen Schieferungen des Gneis von Wartenstein muß das kristalline Basement mit in die variscische Deformation einbezogen werden, was für eine Fortsetzung der listrischen Überschiebungen in das kristalline Basement spricht. Damit ist ein NW-Fallen des kristallinen Basements unmöglich, denn dies wäre nur mit einer Abscherung auf diesem zu verwirklichen (siehe Kap. 5.2).

Im Bereich der Flach Nordwestvergente Zone legt das flache SE-Fallen der  $s_1$ -Flächen in Verbindung mit einem flach nach SE einfallenden Falten Spiegel eine Rotation der Schieferungsflächen und des Falten Spiegels nach NW nahe. Die Ursache der Rotation nach NW wird im Zusammenhang mit der Absenkung der zentralen Achse des Schiefergebirgszugs auch bei der Deformation gesehen. Dies würde auch das Ausklingen der  $s_2$ -Flächen in der Flach Nordwestvergente Zone nördlich der Moselachse erklären, deren Anlage im Zusammenhang mit der Fortsetzung der nach SE gerichteten Rotationen an den listrischen Überschiebungen nach Anlage der 1. Schieferung zu sehen ist.

Bereits bei der Diskussion des HOEPPENER'schen Modells wurde darauf hingewiesen, daß die schieferungsparallelen Abschiebungen, die BIERMANN wegen der vermuteten Dehnungsbewegungen im Bereich der Schieferungsfächer postuliert, im Untersuchungsgebiet nicht nachweisbar sind. Für die in dem Strukturschema dargestellten „roll-over antiforms“ gibt es im Gelände ebenfalls keine Anhaltspunkte.

Die von BIERMANN beobachteten „kink bands“, die ebenfalls den Dehnungscharakter der Deformation im Bereich der Fächerzonen belegen sollen, wurden auch im Untersuchungsgebiet nachgewiesen. Allerdings handelt es sich um  $s_2$ -Flächen in Form von nicht parallelen Knick- und Flexurzonen, die im eindeutigen Bezug zu dem einengenden Bewegungsplan stehen (vgl. Kap. 4.2.1). Ihr Vorkommen ist nicht nur auf den Bereich der Moselachse beschränkt.  $S_2$ -Flächen in Form von Knick- und Flexurzonen treten in vielen Bereichen des Untersuchungsgebietes mit schwacher 2. Schieferung auf. Verstärkt treten sie nördlich der Moselachse in der Flach Nordwestvergente Zone auf, in der die 2. Schieferung in nordwestlicher Richtung allmählich ausklingt.

## 5.2 Rotationen als Folge reiner Einengungstektonik

### 5.2.1 Modellvorstellungen von ANDERLE (1987)

#### **Modellbeschreibung:**

Die Zusammenhänge der Bewegungsmechanismen des Modells von ANDERLE (1987) lassen sich am besten mit Hilfe der tektonischen Übersichtskarte (Abb. 32) und des schematischen Profilschnittes (Abb. 33) nachvollziehen.

Das Modell beschreibt die Hauptphase der Strukturentwicklung des Südhunsrücks als eine spätvariscische, homoaxiale Rückfaltung von Stapeln frühvariscischer Überschiebungsflächen entlang einer WSW-ESE-streichenden Zone von mehreren hundert km Länge.

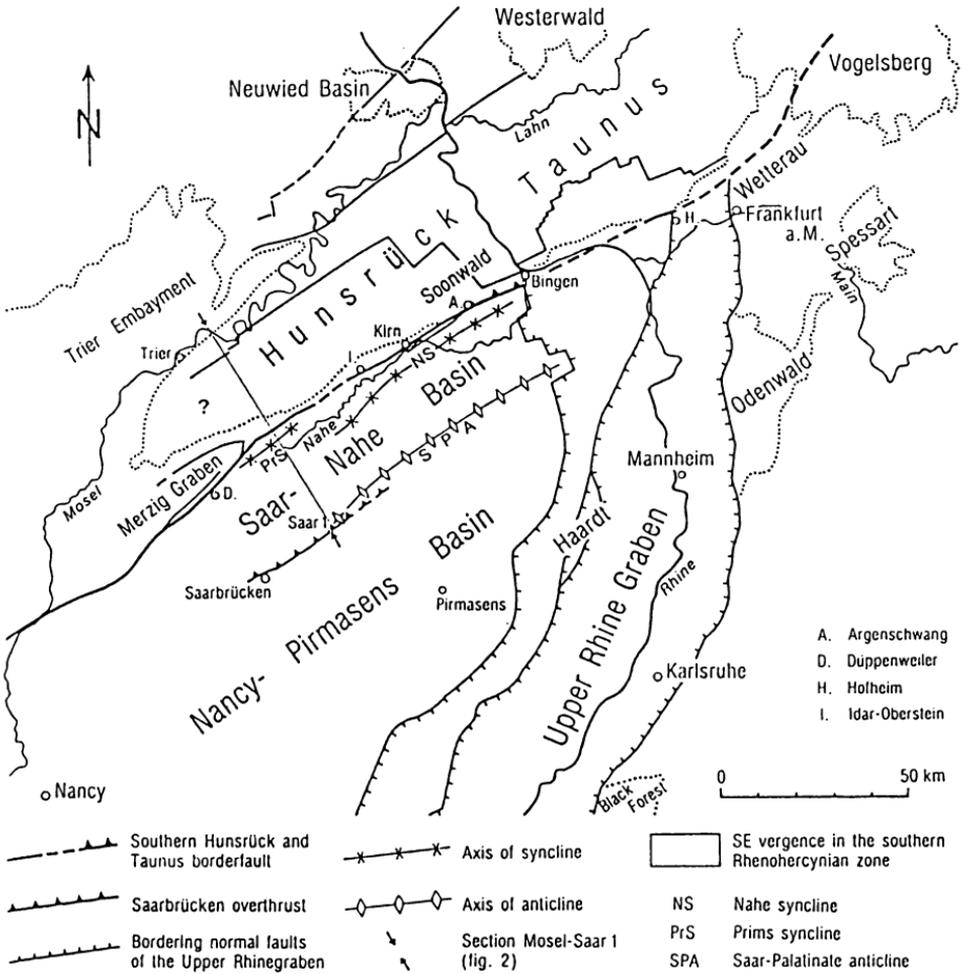


Abb. 32: Tektonischer Bauplan des Hunsrück-Taunus und der Umgebung des Oberrhein-Grabens (aus ANDERLE 1987)

Die Rotationen und Heraushebung der südlichen rhenohercynischen Zone werden dabei von der Subsidenz der südwärts anstoßenden nördlichen Teile des Saxothuringikum und der Entstehung des Saar-Nahe-Beckens begleitet.

**Modelldiskussion:**

Die in dem tektonischen Bauplan (Abb. 32) eingezeichnete Profiltrasse schneidet den Hunsrück in etwa entlang der Linie Kenn (Mosel), Hermeskeil und Otzenhausen (westlich von Birkenfeld).

Die Darstellungen in dem schematischen Profilschnitt von ANDERLE (Abb. 33) zeigen in diesem Profilschnitt erhebliche Abweichungen von den Geländebefunden.

Es fehlt die Longuicher Überschiebung, die die Flach Nordwestvergente Zone auf den SE-Flügel der Olkenbacher Mulde mit einem schwach NW-vergenten Faltenbau überschiebt.

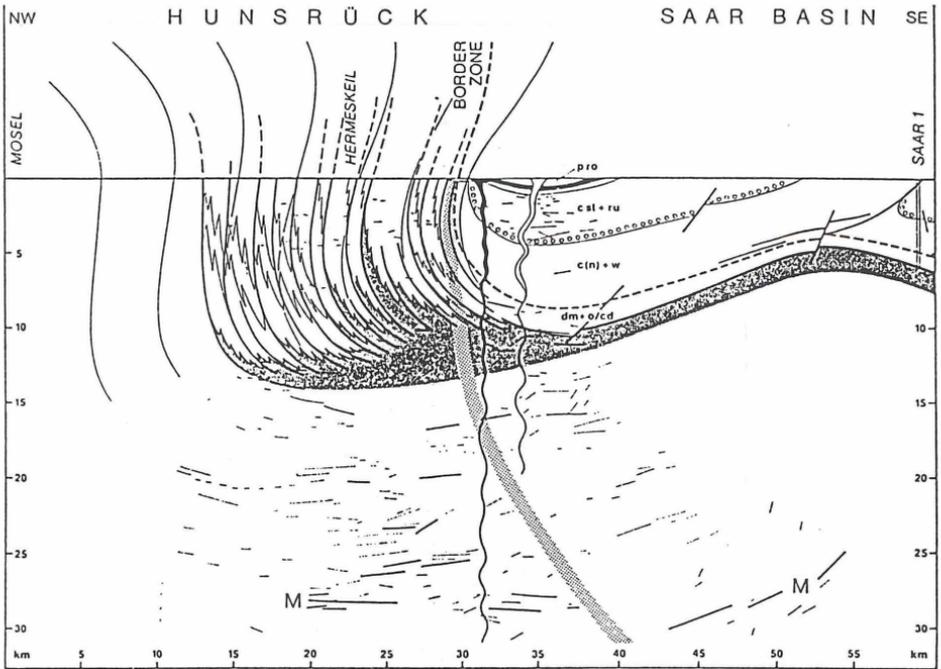


Abb. 33: Schematischer Schnitt durch den Hunsrück und das Saar-Becken. Dunkle Schattierung – Top des vordevonischen Basements; helle Schattierung – Quarzite und Sandsteine der Siegen-Stufe mit zwischengeschalteten Tonschiefern; dünne gekrümmte Linien – wichtige Überschiebungsflächen; dicke gestrichelte Linie – Diskordanz zwischen Unter- und Ober-Karbon; kleine Kreise – Holzer Konglomerat (Diskordanz zwischen Westfal und Stefan); vertikal gewellte Linie – Rotliegend-Vulkanite (schwarz – tholeiitisch, weiß – rhyolithisch, hellgrau gerastertes Band – listrische Störungszone.) c – Karbon (d – Dinant, n – Namur, w – Westfal, st – Stefan, ru – Unteres Rotliegend); p – Perm (ro – Oberes Rotliegend; M – Moho) (ANDERLE 1987)

Die  $s_1$ -Flächen zwischen Longuicher Überschiebung im NW und Moselachse im SE stehen nicht saiger, sondern fallen in der Flach Nordwestvergente Zone generell mit 25 bis 30° nach SE ein.

Das Fehlen der Longuicher Überschiebung und die falsche Raumlage der  $s_1$ -Flächen läßt folgende Probleme ungelöst:

Wie kann die Meilerung der  $s_1$ -Flächen im Bereich der Longuicher Überschiebung erklärt werden?

Wie kommt es zu der flachen Raumlage der  $s_1$ -Flächen in der Flach Nordwestvergente Zone mit der Fächerung im Bereich der Moselachse?

Die Basis der zu einer Einheit zusammengefaßten Schichtenfolgen von Stefan und Unterrotliegend steht im Bereich der Hunsrücksüdrand-Verwerfungszone steil bzw. saiger und ist zusammen mit den Liegendserien als Folge einer Rückfaltung an listrischen Überschiebungsflächen aufgestellt.

Diese Darstellung widerlegen zahlreiche Kartierungen am Hunsrücksüdrand, in denen ein diskordantes, ungestörtes Auflager von Schichtenfolgen des Unterrotliegend flach mit maximal 30° nach SE einfällt und die  $s_1$ -Flächen oder Achsenebenen der variscisch deformierten devonischen bis zum Teil unterkarbonischen Schichtenfolgen in etwa saiger stehen bzw. steil nach NW einfallen (BIERTHER 1941; WERNER 1950, 1952; BANK 1953; DREYER, FRANKE & STAPF 1983). Es können Diskordanzwinkel von mehr als 60° auftreten.

Derartige Winkeldiskordanzen lassen sich z.B. im Bereich des Profilschnittes von ANDERLE südlich des Hunnenrings bei Otzenhausen, in der Region von Kirn (Nahe) zwischen Hahnenbachtal und Kellenbachtal (Abb. 40, 41) und als Aufschluß etwa 1 km nördlich von Langenthal im Gaulsbachtal nachvollziehen.

Für den Bereich des Arbeitsgebietes (Abb. 6) und für den Bereich des Hunsrücksüdrandes zwischen Hahnenbachtal und Kellenbachtal (Abb. 40, 41) konnte nachgewiesen werden, daß keine der listrischen Überschiebungsbahnen permische oder jüngere Deckbildungen rotierte oder verkippte.

Ein weiteres wichtiges Argument gegen eine Rückfaltung mit Bewegungen bis in den Grenzbereich Unter- und Oberrotliegend sind die unterschiedlichen Winkelverhältnisse zwischen den  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen, die nur durch einen Beginn der Rotationen vor Anlage der  $s_2$ -Flächen erklärbar sind. Eine Fortsetzung der  $s_2$ -Flächen in Schichtenfolgen des Stefan und Rotliegend ist bis heute nicht nachgewiesen worden.

Damit gibt es keinen unmittelbaren Zusammenhang zwischen der Einengungstektonik, die zu den listrischen nach NW gerichteten Überschiebungen mit den Rotationen nach SE führte und den Verstellungen z. B. an der Hunsrücksüdrand-Verwerfungszone, die als spät- bis postvariscisch zu datieren sind. Die Bewegungsmechanismen an dieser Verwerfungszone haben eine eigene Problematik, die im Rahmen dieser Untersuchungen nicht diskutiert werden kann.

Das grundsätzliche Problem der Darstellungen von ANDERLE in dem Strukturschema ist jedoch das Zurückführen der listrischen Überschiebungsbahnen auf einen einzigen Abscherhorizont im Oberflächenbereich des kristallinen Basements (Schuppenstrukturen oder Imbricate Zone). WEBER (1978) und ONCKEN (1988) benutzen den gleichen Mechanismus, wobei ONCKEN den Abscherhorizont in das Niveau der Bunten Schiefer (Gedinne) legt.

Einer bereits vorhandenen synsedimentären Gliederung des devonischen Ablagerungsraumes wird bei dieser Modellvorstellung keine Bedeutung beigemessen. Die Problematik und die Konsequenzen dieser Annahme werden bei dem Modell von ONCKEN diskutiert.

Auch die am Hunsrücksüdrand von MEYER, D. E. (1970) beschriebenen Schichtenfolgen des Mittel-Devon bis Unter-Karbon zeigen eine deutliche Gliederung des Ablagerungsraumes in Becken und Schwellen.

Das Zurückführen der Überschiebungen auf nur einen einzigen Abscherhorizont scheint bei der nachweisbaren synsedimentären Gliederung des Ablagerungsraumes unwahrscheinlich.

## 5.2.2 Modellvorstellungen von ONCKEN (1988)

### Modellbeschreibung:

Die Untersuchungen von ONCKEN (1988) befassen sich speziell mit der Kinematik und Geometrie der Taunuskammüberschiebung und der begleitenden Struktureinheiten im südlichen Schiefergebirge. Er interpretiert diese Einheit als parautochthonen Deckenkörper<sup>7</sup> mit der Internstruktur eines teleskopartig zusammengeschobenen und gestapelten „Hinterland-dipping-duplex-Systems“, das vom kristallinen Basement der Mitteldeutschen Schwelle in das nördliche Vorland hinein abgeschert wurde. Die Überschiebungsbahn steigt dabei sehr flach bis subparallel durch die stratigraphische Abfolge, wobei sie zur Front hin an mehreren Rampen durch die Schichtenfolge des nördlichen Beckens mit bis zu 30° in kompetenten Einheiten, z. B. Taunusquarzit, aufwärts steigt (Abb. 34).

<sup>7</sup> Eine Abscherung vom Untergrund im südlichen Abschnitt von mindestens 8 km.

Damit sind die wesentlichen Merkmale für seine Interpretation der Schuppenbau, das Abscheren dieser Einheiten auf einem gemeinsamen Niveau im Bereich der Bunten Schiefer, das als „master-décollement“ nach N im Sinne einer „ramp- and flat“-Geometrie ansteigen kann und die Überlagerung am Top der Taunuskamm-Soonwald-Einheit als Folge tektonischer Stapelung.

### Modelldiskussion:

Wie bei dem Modell von ANDERLE (1987) stellt sich die grundsätzliche Frage nach der Bedeutung einer bereits vorhandenen synsedimentären Gliederung des devonischen Ablagerungsraumes.

Nach der schematischen Darstellung der Strukturentwicklung (Abb. 34) für die Taunuskammdecke und der Modellbeschreibung wird einer synsedimentären Gliederung des devonischen Ablagerungsraumes keine große Bedeutung beigemessen, bzw. es soll nach ONCKEN (1989) eine von präkinematischen Strukturen der Beckenfüllungen erzwungene Überschiebungsgeometrie im südlichen Schiefergebirge nicht nachweisbar sein<sup>8</sup>, wobei das Abschniveau der Überschiebungskörper z. T. mit der Basis der devonischen Beckenfüllungen zusammenhängen soll.

Gerade im Bereich des südlichen Hunsrücks muß eine synsedimentäre Gliederung des devonischen Ablagerungsraumes jedoch besonders deutlich ausfallen. Nach den Untersuchungen von MEYER, D. E. (1970) und BANDEL & MEYER, D. E. (1975) sind im Südhunsrück-Trog im Bereich des Stromberger Riffes und seines Umfeldes syngenetische Höhenunterschiede im Mittel- und Ober-Devon von ca. 1000 m zu erwarten.

Die im Untersuchungsgebiet nachgewiesenen Faziesverzahnungen der unterdevonischen Schichtenfolgen und der damit verbundene nicht isochrone Verlauf der Faziesgrenzen sowie die zum Teil erheblichen Mächtigkeitsschwankungen der Fazieseinheiten sprechen auch für eine deutliche Differenzierung des Ablagerungsraumes im Unter-Devon mit synsedimentär angelegten Schollengrenzen.

Bereits MEYER & STETS (1980) wiesen darauf hin, daß sich das Vorspringen der Taunusquarzitzüge nach NW (Idarwald gegenüber Soonwald) durch derartige synsedimentäre Schollengrenzen vor dem südlichen Beckenrand leicht erklären läßt.

Neben dieser nicht nur im südwestlichen Hunsrück nachweisbaren synsedimentären Gliederung der marinen unterdevonischen Schichtenfolgen eines epikontinentalen Ablagerungsraumes mit der Schwellenfazies von Hermeskeil-Schichten und Taunusquarzit (sandige Südfazies sensu MEYER & STETS 1980)<sup>9</sup> und der Beckenfazies von Zerf- und Kaub-Schichten (Hunsrückschiefer-Fazies) führte das Absinken der nördlichen Teile der Mitteldeutschen Schwelle während der Eifel-Stufe am Hunsrück Südrand zu einer deutlichen Differenzierung des Ablagerungsraumes.

Der Südhunsrück-Trog mit einer nach MEYER, D. E. (1970) den Wissenbach-Schiefen vergleichbaren pelagischen Fazies wird im N von der Hunsrück-Taunus-Schwelle (MEYER & STETS 1980) und im S von Plattformkarbonaten begrenzt (Bohrung Saar 1, KNEUPER 1976), die KREBS (1976) als Flachwasserbildungen mit wechselnder Wassertiefe interpretiert (Abb. 35).

Für die Givet-Stufe bis zum Unter-Karbon ergibt sich im Bereich des Südhunsrück-Troges ebenfalls eine deutliche fazielle Differenzierung mit den Massenkalken der Stromberg-Bingerbrück-Schwelle und den geringer mächtigen Tonschieferserien mit vereinzelt Karbonatbänken der Beckenfazies im Zentrum des Troges (vgl. MEYER, D.E. 1970 und MEYER & STETS 1980).

<sup>8</sup> Das südliche Schiefergebirge entspricht bei ONCKEN (1989) dem Gebiet südlich der Siegener Hauptaufschiebung.

<sup>9</sup> Die im südwestlichen Hunsrück auftretenden Dhronal-Schichten leiten zur Hunsrückschiefer-Fazies über.

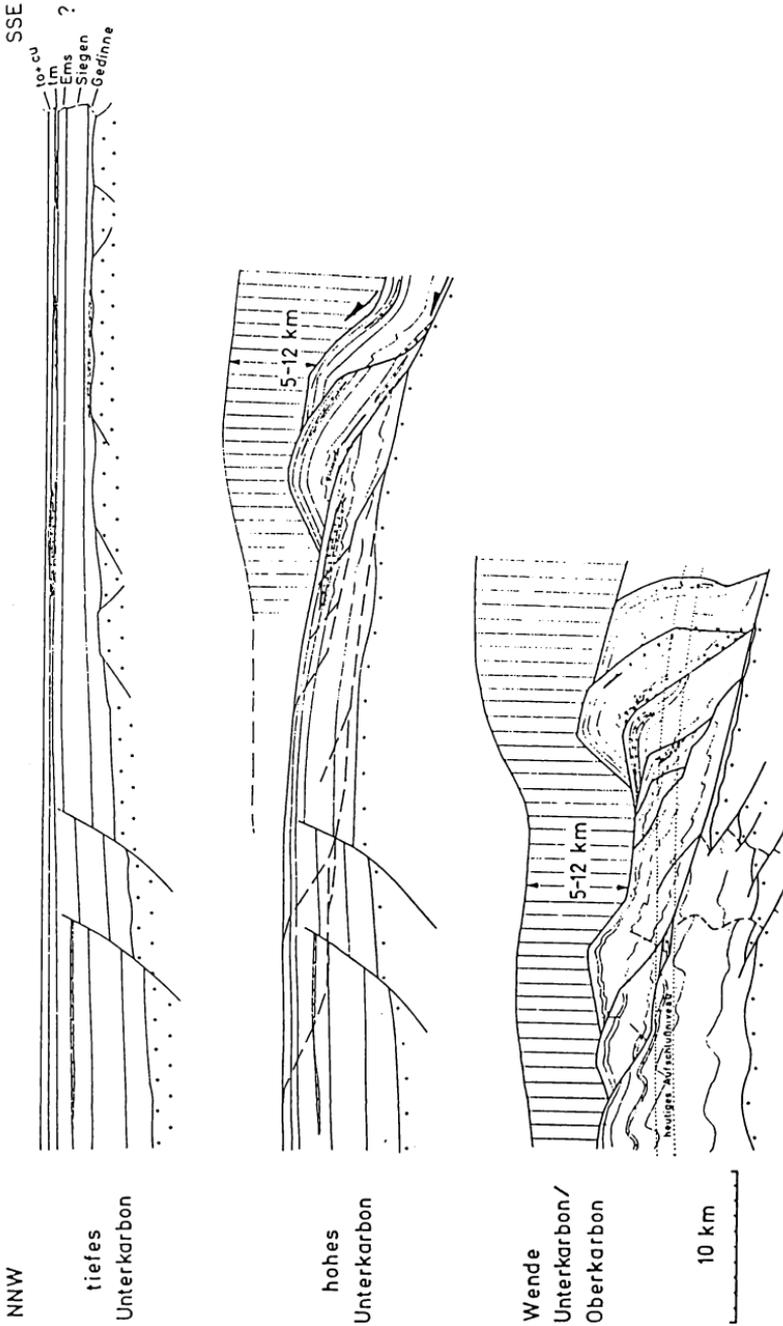


Abb. 34: Schema der Strukturentwicklung und Geometrie der Taunuskammergebietes vom Ende der Sedimentation bis zum Höhepunkt der Deformation und Metamorphose (Ende des NW-gerichteten Transports) (ONCKEN 1988)

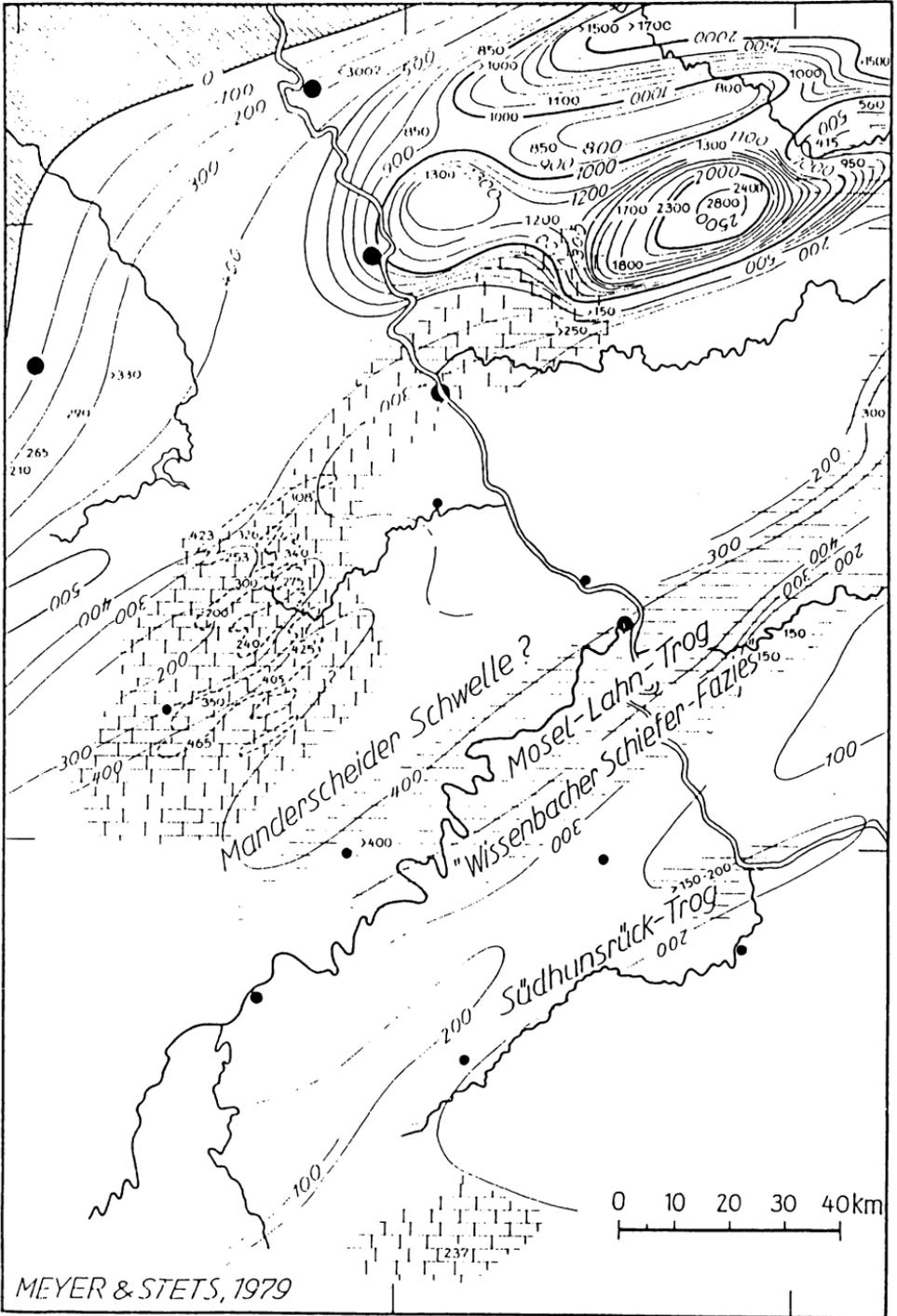


Abb. 35: Eifelium, Paläogeographie. Mächtigkeiten in m (aus MEYER & STETS 1980)

Der Diabasvulkanismus am Südrand des Troges (WERNER 1952) ist ebenfalls ein Hinweis auf die syngenetische Mobilität des Ablagerungsraumes, der nach S wieder von flachmarinen Plattformkarbonaten begrenzt wird (Bohrung Saar 1 und Eisen, KNEUPER 1976; KREBS 1972, 1976).

Ein einheitlicher Abscherhorizont im Sinne einer nach N ansteigenden „ramp- and flat“-Geometrie steht in deutlichem Widerspruch zu dieser bereits vorhandenen synsedimentären Differenzierung des devonischen bis unterkarbonischen Ablagerungsraumes, die auf einem deutlichen Schollenbau basieren muß, der das kristalline Basement mobilisiert und gliedert, so daß es bei einer folgenden Einengung deformiert wird.

Neben diesen bereits aufgezeigten Widersprüchen ergibt das Modell von ONCKEN, das zwangsläufig eine Ausdehnung auf die restlichen Schuppenstrukturen des Hunsrücks, im Rheinprofil und auch die Struktur der Moselmulde mit sich ziehen muß (vgl. ONCKEN 1989), folgende Konsequenzen:

Die im südlichen Bereich des Hunsrücks verbreitete Schwellenfazies von Hermeskeil-Schichten, Taunusquarzit und Dhronal-Schichten sowie die Vorkommen von kristallinem Basement müssen aufgrund des Bewegungsmechanismus des „trailing-imbriicate-fan“<sup>10</sup> am weitesten transportiert worden sein und die größte Tiefenlage vor der Deformation aufweisen (Abb. 36).

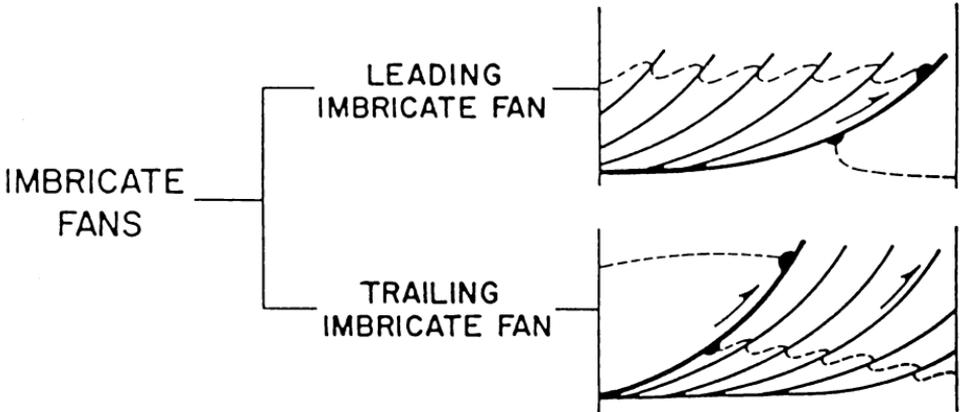


Abb. 36: Klassifikation von Überschiebungssystemen. „Leading-imbriicate-fan“: Schuppenzone mit maximaler Überschiebungsweite im vorderen Bereich. „Trailing-imbriicate-fan“: Schuppenzone mit maximaler Überschiebungsweite im hinteren Bereich (aus BOYER & ELLIOTT 1982)

Die Inkohlungsuntersuchungen von ECKE et al. (1985) zeigen jedoch deutlich, daß zwar im Bereich der Überschiebungen die Inkohlungswerte generell zunehmen, aber nicht nach S hin ansteigen, sondern gleich bleiben oder sogar abnehmen (Abb. 37).

Wegen des Metamorphosegrades nimmt ONCKEN über einer Überschiebung, die den Schuppenstapel nach oben hin begrenzt, eine 2. Decke mit einer Mächtigkeit von 5 bis 12 km an. Sie soll aus Gesteinen vom Typ der Gießener Grauwacke bestanden haben. Für beides, Überschiebung und hangende Decke, liegen keinerlei Nachweise vor, sieht man von den Verhältnissen im Gießener Raum ab.

Die hangende Decke muß aus einem Trog resultieren, der mehr als 30 km weit im S lag und immense Ausmaße gehabt hat. 30 bis 35 km weit im S liegt jedoch die Position der Bohrung Saar 1 (KNEUPER 1976), die über mittel- und oberdevonischen Ablagerungen in Plattform-

<sup>10</sup> Ohne die Deckeneinheit am Top wird aus dem „Hinterland-dipping-duplex“-System ein „trailing-imbriicate-fan“.

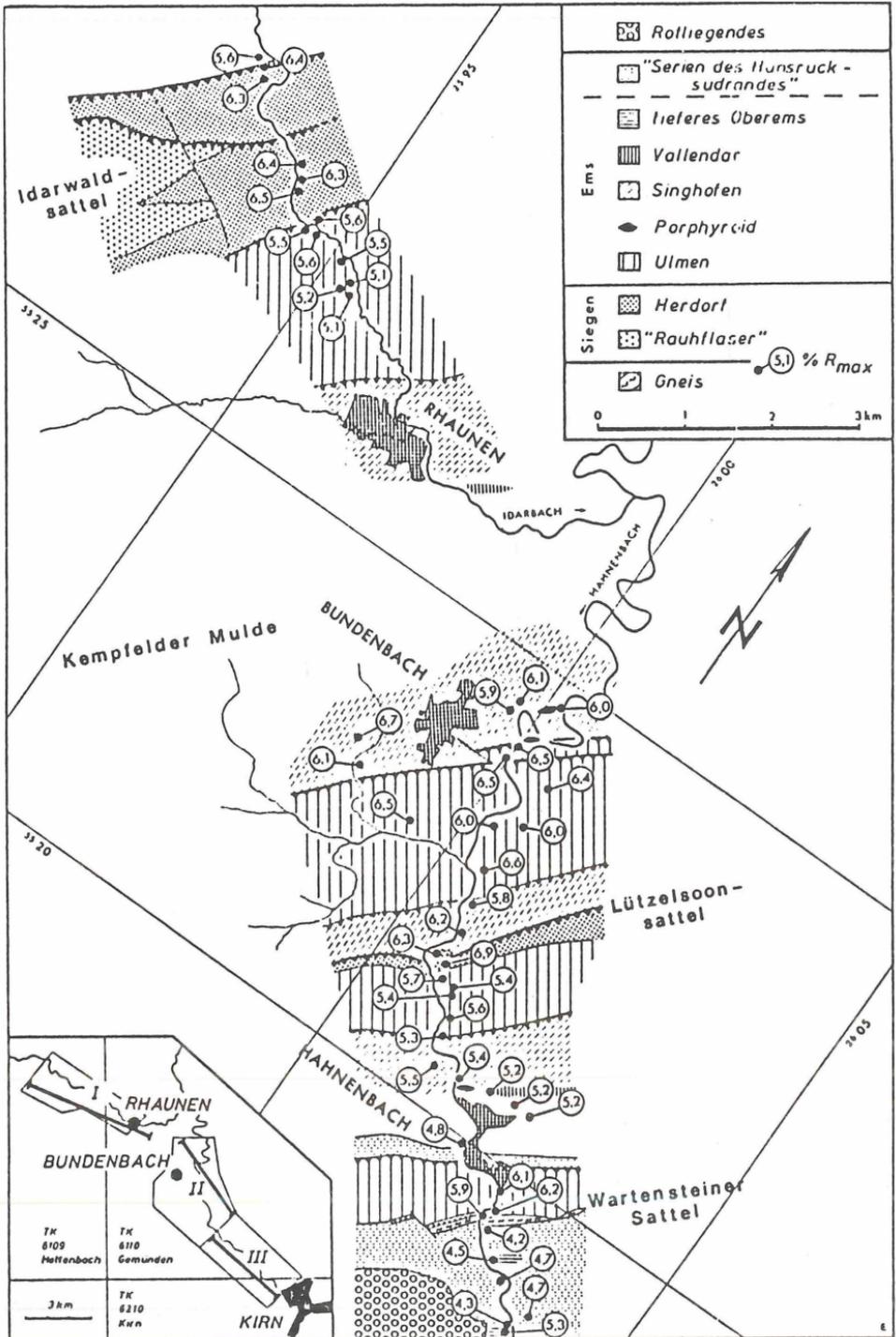


Abb. 37: Geologische Karte des Hahnenbachtals und des Idarbachtals mit aufgetragenen Werten maximaler Vitrinitreflexion (ECKE et al. 1985)

Fazies nur ein geringmächtiges Unter-Karbon unter ungestört folgender Binnenmolasse des Oberkarbon und Rotliegend zeigt. Die von ONCKEN (1988) nachgewiesene Beanspruchung ist durch ein Ausklingen der Schuppenstrukturen zum Hangenden hin zu erklären und bringt eine weniger komplizierte Lösung des Überlagerungsproblems.

Obwohl durch die vorangegangene Diskussion bereits gezeigt wurde, daß eine Rekonstruktion des Deformationsgeschehens ohne Berücksichtigung der paläogeographischen Verhältnisse im Umfeld des Untersuchungsgebietes nicht möglich ist und damit für das Modell von ONCKEN keine Anwendungsmöglichkeit besteht, ergeben sich speziell im Bereich des Untersuchungsgebietes noch weitere Widersprüche:

Nach ONCKEN (1989) sollen die Großüberschiebungen des südlichen Schiefergebirges, Siegerner Hauptaufschiebung, Bopparder und Taunuskammüberschiebung durchweg flach in der stratigraphischen Abfolge in „ramp- and flat“-Art aufsteigen.

An der Longuicher Überschiebung, die der streichenden Fortsetzung der Bopparder Überschiebung entspricht (vgl. Kap. 3.1), lassen sich keine Rotationen nach SE nachweisen. Sie steht saiger bzw. fällt steil nach SE ein. Der Falten Spiegel der Hochscholle (Flach Nordwestvergente Zone) fällt bei flach SE-fallender 1. Schieferung ebenfalls flach nach SE ein. Der Falten Spiegel der Tiefscholle (Olkenbacher Mulde) fällt bei steil SE-fallender bis saigerstehender 1. Schieferung ebenfalls flach nach SE ein. Das heißt, die Longuicher Überschiebung zeigt ein Aufsteigen von mehr als  $60^\circ$  durch die stratigraphische Abfolge.

Rotationen nach SE lassen sich erst in den Schuppenzonen südöstlich der Moselachse nachweisen. Auch hier steigen die Aufschiebungen nicht nur flach durch die stratigraphischen Abfolgen, sondern das Winkelverhältnis zwischen Aufschiebung und stratigraphischer Abfolge wird von dem Einfallwinkel des Falten Spiegels in der jeweiligen Schuppe bestimmt (Kap. 7 Profile 1 bis 6), wobei die  $s_1$ -Flächen subparallel bis spitzwinklig zu den Aufschiebungen einfallen.

Ohne Berücksichtigung der paläogeographischen Verhältnisse, die in der Flach Nordwestvergente Zone eine Rotation der  $s_1$ -Flächen während der Deformation nach NW nahelegen, müßte dort die Raumlage der  $s_1$ -Flächen die Verhältnisse vor den Rotationen nach SE in den Struktureinheiten südlich der Moselachse wiedergeben, denn in der Flach Nordwestvergente Zone lassen sich keine Rotationen nach SE nachweisen. Die  $s_1$ -Flächen fallen dort in den Bereichen ohne postvariscische Rotationen zwischen  $20$  bis  $30^\circ$  nach SE ein. Demnach ließen sich in den Struktureinheiten südlich der Moselachse, in denen die  $s_1$ -Flächen mit bis zu  $50^\circ$  nach NW einfallen, Rotationen um bis zu  $110^\circ$  nachweisen. Aufgrund der Vergenz von Falten 2. Ordnung sind in einzelnen Struktureinheiten südlich der Moselachse jedoch nur Rotationen um bis zu  $40^\circ$  nach SE möglich (vgl. Kap. 4.2.1.2 und 4.2.2.2).

### 5.2.3 Modellvorstellungen von WEIJERMARS (1986)

#### Modellbeschreibung:

WEIJERMARS (1986) sieht das Hauptproblem der Tektogenese der Moselmulde in der Veränderung der Fallwinkel der beiden Schieferungen  $s_1$  und  $s_2$ .

Die allmähliche Veränderung des Fallwinkels der Gesteinslagen und der  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen soll die Folge einer Deformation  $D_3$  sein, die mit einer offenen Faltung und flach nach NW einfallenden Überschiebungen verbunden ist (Abb. 38, 39).

Hinweise auf diese Deformation  $D_3$  gibt eine 3. Schieferung  $s_3$ , die WEIJERMARS an 2 Stellen im Bereich der Moselachse entdeckt hat.

Eine „sole-thrust“ in 10 bis 15 km Tiefe soll die nach SE gerichtete Überschiebungstektonik bewirkt haben.



tionssinnes nach NW, wie sie bei den nach SE gerichteten Überschiebungen notwendig wäre, fehlen jegliche Hinweise.

Im Untersuchungsgebiet treten weder flach noch steil nach NW einfallende Überschiebungen auf. Insbesondere flache Überschiebungen müßten in Bereichen mit deutlichen Materialgegensätzen im Bereich der Moselachse an der Grenze Flach Nordwestvergente Zone (Kaub-Schichten) zur Schuppenzone von Gornhausen (Zerf-Schichten) kartierbar sein. Weder die Kartierungen von STETS (1960) und SCHILLING (1981) noch die eigenen Untersuchungen brachten irgendwelche Hinweise auf eine derartige Überschiebungstektonik.

Vielmehr zeigt sich, daß diese nach SE gerichteten Überschiebungen im Bereich des Untersuchungsgebietes deutlich den bisher erkannten stratigraphischen Befunden widersprechen und das tektonische Inventar der Profilschnitte von WEIJERMARS unvollständig ist. Dies soll am Beispiel des Profils E-F (Abb. 39) für den Bereich des Arbeitsgebietes nachgewiesen werden:

Das Profil schneidet von S nach N die Idarwald-Schuppenzone, die Thalfanger Schuppenzone, die Horather Schuppenzone, die Schuppenzone von Gornhausen, die Flach Nordwestvergente Zone und den SE-Flügel der Olkenbacher Mulde, der von den permischen Schichtenfolgen der Wittlicher Senke verdeckt wird. Die lithostratigraphische Gliederung und der tektonische Bau der einzelnen Schuppenzonen mit ihrer tektonischen Begrenzung im Bereich des Profils E-F von WEIJERMARS sind seit den Untersuchungen von STETS (1960, 1962) bekannt.

Die Longuicher Überschiebung, die die Flach Nordwestvergente Zone im NW vom SE-Flügel der Olkenbacher Mulde trennt, wurde nicht berücksichtigt. Hier ergibt sich eine deutliche Meilerung der  $s_1$ -Flächen mit einem Wechsel des Deformationsstils, faziellen Unterschieden nördlich und südlich der Verwerfungszone<sup>11</sup> und ein stratigraphischer Versatz<sup>12</sup>, die bei WEIJERMARS nicht berücksichtigt sind.

Wie bei den beiden vorangegangenen Modellen wird die fehlende Berücksichtigung eines synsedimentär angelegten Schollenbaus bemängelt.

Als Anhaltspunkte werden nochmals die Differenzierungen des unterdevonischen Ablagerungsraumes im südwestlichen Hunsrück mit einer Becken- und Schwellenfazies genannt und der Übergang der sandigen Siegener Normalfazies zur Hunsrückschiefer-Fazies im Bereich der Longuicher Überschiebung, die, wie bereits aufgezeigt (MEYER & STETS 1980), auf einen untermeerischen Gefälleknick zurückgeführt werden kann.

Die flachmarinen Bildungen mit Einschaltungen von z. T. kontinentalen Bildungen und einem häufigen Wechsel von Transgressions- und Regressionsphasen während der Unter-Ems- und Ober-Ems-Stufe in der Olkenbacher Mulde und nördlich davon zeigen deutliche Unterschiede zu der sich zumindest bis zur Singhofen-Unterstufe fortsetzenden festlandseferen Hunsrückschiefer-Fazies im Bereich des Hunsrücks und der südöstlichen Eifel.

Auch die Bekond-Schiefer am SE-Flügel der Olkenbacher Mulde geben als Äquivalente der Wissenbach-Schiefer mit pelagischer Fazies weitere Anhaltspunkte für eine deutliche synsedimentäre Gliederung des Ablagerungsraumes.

Die vorangegangene Diskussion zeigt, daß das Modell von WEIJERMARS in keiner Weise den natürlichen Gegebenheiten Rechnung trägt. Deshalb ergeben sich keine verwertbaren Aspekte zur Tektogenese des südwestlichen Hunsrücks, so daß von einer weiteren Diskussion abgesehen wird.

<sup>11</sup> Die sandige Siegener Normalfazies, die in der Olkenbacher Mulde auftritt (KÖLSCHBACH 1986), wird von der Hunsrückschiefer-Fazies in der Flach Nordwestvergente Zone getrennt.

<sup>12</sup> Tiefscholle Eifel-Stufe, Hochscholle Unter-Ems-Stufe

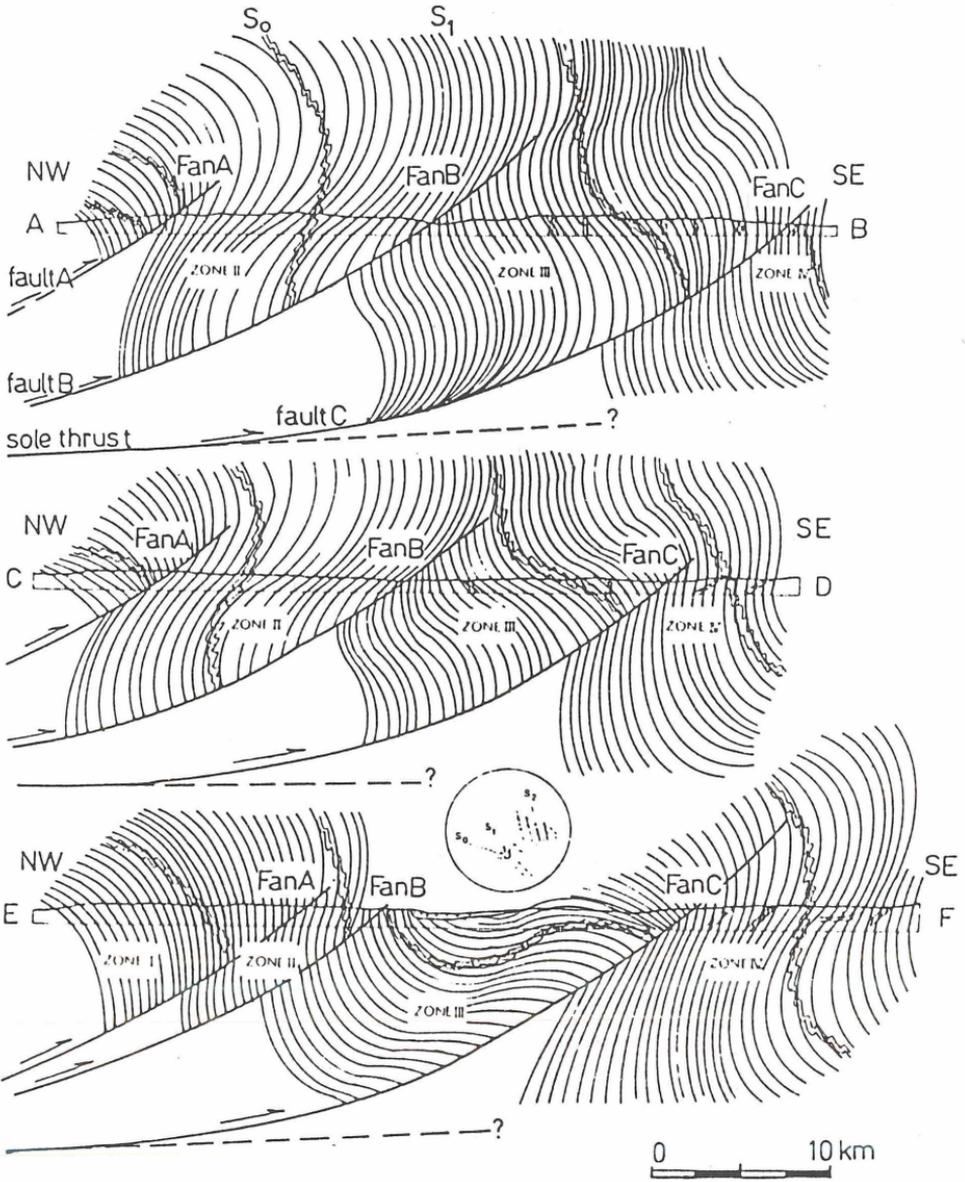


Abb. 39: Profilschnitte AB, CD und EF durch die Moselmulde und die angrenzenden Struktureinheiten (WEIJERMARS 1986). Die Lage der Profile zeigt Abb. 38

## 6. Tektogenese des südwestlichen Hunsrücks

Eine Analyse des tektonischen Werdegangs des südwestlichen Hunsrücks sollte nicht nur die im Gefüge erkennbare Deformation, sondern auch die tektonische Vorgeschichte berücksichtigen, so wie sie sich aus dem Schichtenstapel ableiten läßt.

Da ein tektonisches Modell über das Arbeitsgebiet hinausgehend seine Gültigkeit bewahren muß, ist die Einbeziehung weiterer Abschnitte des Hunsrücks in die Diskussion notwendig. Aus diesem Grunde wurden die Verhältnisse im SE-Hunsrück in der Umgebung von Kirn, südöstlich des Lützelsoos zwischen Hahnenbachtal und unterem Simmerbachtal näher studiert und zu einem Blockbild zusammengestellt (Abb. 40, 41). Die hier gewonnenen Erkenntnisse gehen in die folgende Modellbeschreibung mit ein.

Die in Kapitel 5 vorangegangene Modelldiskussion zeigt, daß eine Rekonstruktion des Deformationsgeschehens ohne Berücksichtigung der paläogeographischen Verhältnisse im Umfeld des Untersuchungsgebietes nicht möglich ist. Von der Mitteldeutschen Schwelle im SE bis zur Olkenbacher Mulde im NW ergeben sich ab dem Siegen erhebliche synsedimentäre Bewegungen, die sich aus der faziellen Entwicklung einzelner Großschollen oder Schollenbereiche ableiten lassen.

Hinweise auf die lithologische Zusammensetzung des prädevonischen Basements geben im Hunsrück die Vorkommen bei Mörschied (GREBE 1881; NÖRING 1939), Schloß Wartenstein im Hahnenbachtal (GREBE 1881; TILMANN & CHUDOBA 1931; BIERTHER 1941, 1954; QUIRING 1942; PORTH 1961; MEISL 1986) und Schweppenhausen (LOSSEN 1867; BEYENBURG 1930; BIERTHER 1941; PORTH 1961; MEYER, D.E. 1970). In Vulkaniten der Wittlicher Senke (BINOT & STETS 1982) und der Eifel (VOLL 1983) geben als Xenolithe geförderte Grauwacken und Konglomerate sowie Gneise, Glimmerschiefer und Granulite Hinweise auf ein vorhandenes kristallines Basement.

Während des Gedinne (Abb. 42) wurden im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle keine Sedimente abgelagert (KNEUPER 1976). Im Südhunsrück treten südlich des Lützelsoos erstmals geringmächtige Lagen von Bunten Schiefen auf, deren Mächtigkeit im Kern des Züscher Sattels bereits auf mehr als 1000 m ansteigen kann (STETS freundl. mündl. Mitteilung). Im Bereich der Wittlicher Senke bei Ürzig weisen Xenolithe in Porphyrtuff des Oberrotliegend auf das Vorhandensein von Gesteinen, die denen des Gedinne am Südrand ähnlich sind, im Untergrund hin (BINOT & STETS 1982). Von der Mitteldeutschen Schwelle ergibt sich nach N hin eine allmähliche Zunahme der Mächtigkeit (vgl. MEYER & STETS 1980) und bekanntwärts eine feiner körnige Fazies (MEYER, D. E. 1970).

Während des Siegen und Unter-Ems beginnt eine Differenzierung des Ablagerungsraumes (Abb. 43). Im Bereich des Untersuchungsgebietes treten folgende Faziesseinheiten auf:

1. die sandige Süd-Fazies (MEYER & STETS 1980),
2. die Hunsrückschiefer-Fazies im Übergangsbereich mit stärker sandigen Dhrontal-Schichten und
3. die sandige Siegener Normalfazies.

Die Mitteldeutsche Schwelle bleibt weiter sedimentfrei (Bohrung Saar 1, KNEUPER 1976). Die sandige Süd-Fazies tritt wahrscheinlich erstmals im Hahnenbachtal im Bereich der Ortschaft Kallenfels auf<sup>13</sup> und hat eine Mächtigkeit von ca. 30 m.

Nach N hin zum Lützelsoo steigt die Mächtigkeit auf 200 bis 300 m an (ZINSER 1963). In der Idarwald-Schuppenzone werden etwa 1000 m Mächtigkeit erreicht. Nördlich der Idarwald-Schuppenzone werden innerhalb der sandigen Süd-Fazies Taunusquarzit und wahrscheinlich auch die Hermeskeil-Schichten von Dhrontal-Schichten ersetzt. In der Horrather und Osburger Hochwald-Schuppenzone werden maximale Mächtigkeiten von > 2000 m

<sup>13</sup> Stratigraphisch strittiges Quarzitvorkommen, bei BIERTHER (1941) als Kallenfelsquarzit bezeichnet.

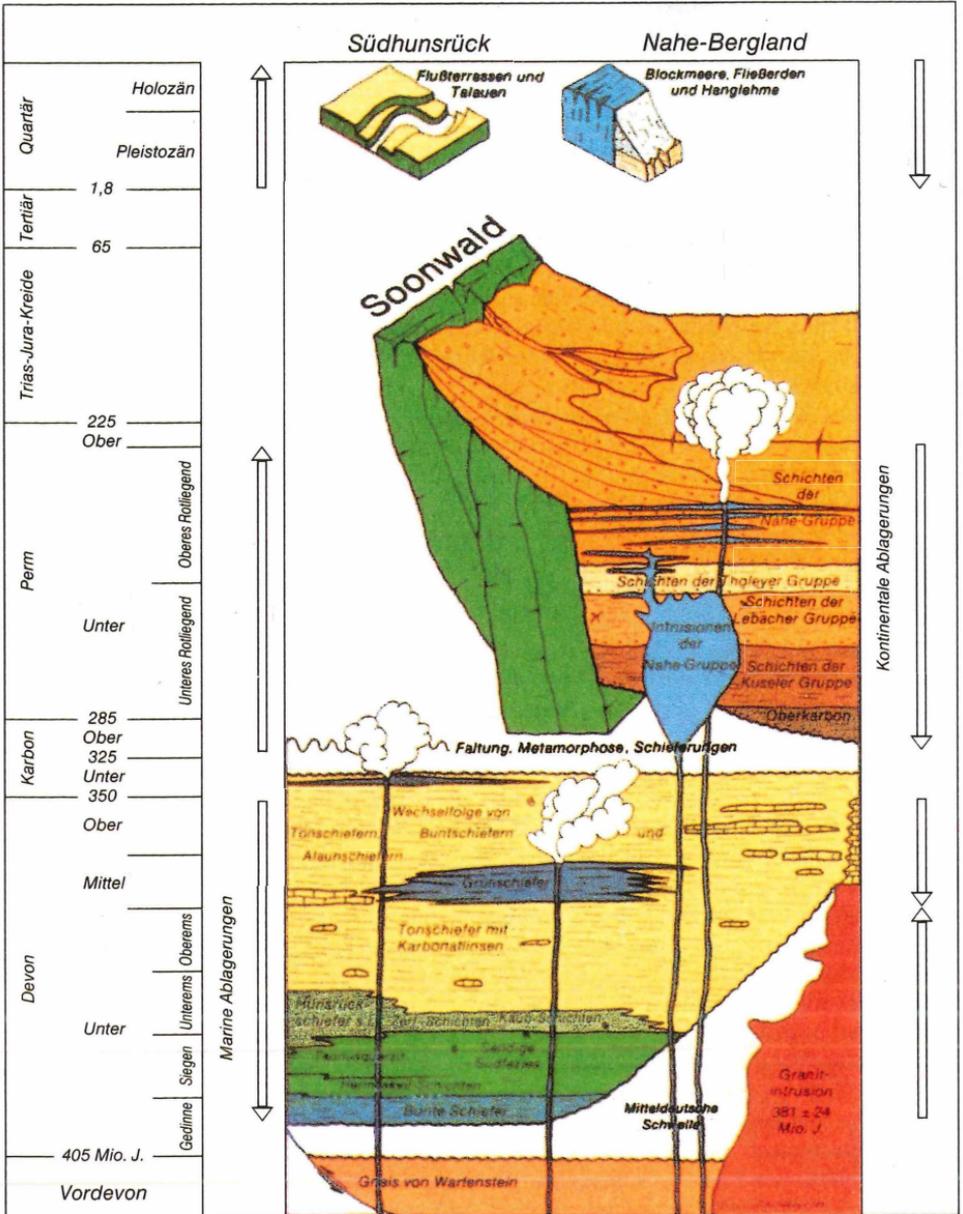


Abb. 40: Geologischer Lehrpfad in Hochstetten-Dhaun bei Kirn/Nahe (WILDBERGER 1989)  
Die Schichtenfolge des Kirner Landes



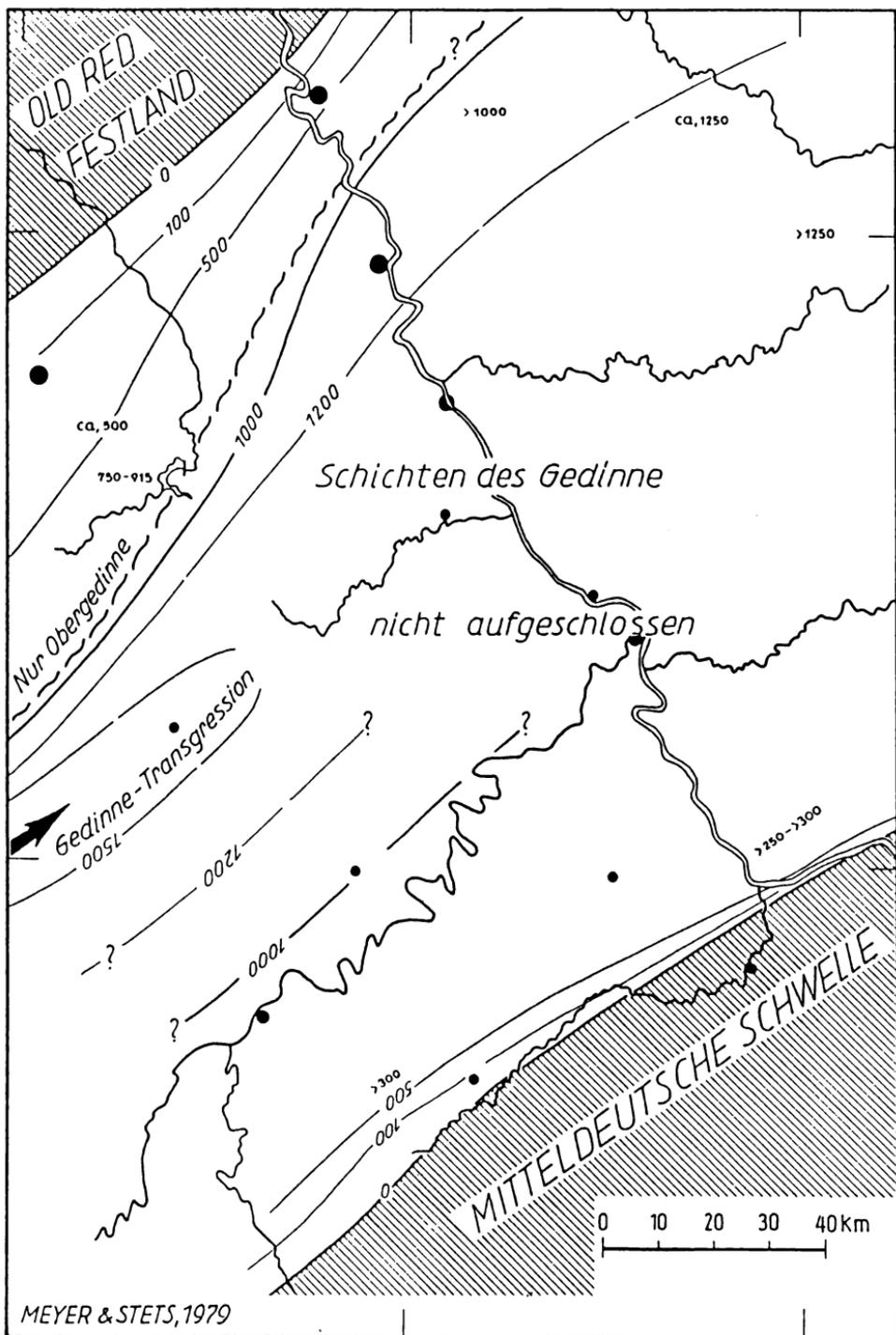


Abb. 42: Gedinnum, Paläogeographie. Mächtigkeiten in m (MEYER & STETS 1980)

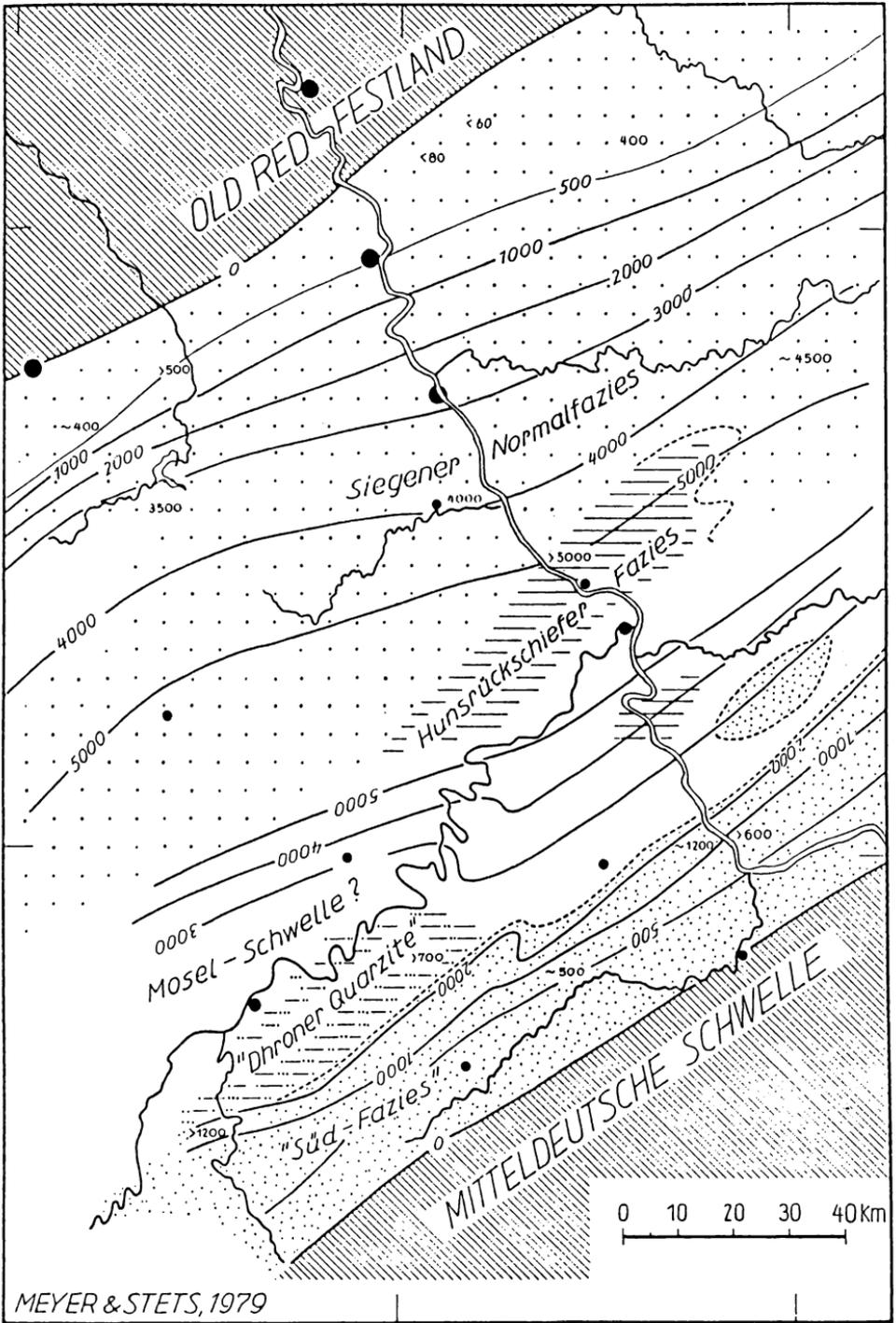


Abb. 43: Siegenium, Paläogeographie. Mächtigkeiten in m (MEYER & STETS 1980)

erreicht. Die sandige Süd-Fazies verzahnt sich so mit der Hunsrückschiefer-Fazies und wird von dieser überlagert.

Die Hunsrückschiefer-Fazies erreicht im Hahnenbachtal und Kellenbachtal südlich des Lützelsoos Mächtigkeiten von  $> 1500$  m. Mächtigkeitsangaben aus der Idarwald-Schuppenzone liegen nicht vor. Südlich der Moselachse erreicht die Hunsrückschiefer-Fazies ihr Maximum mit über 6000 m in der Thalfanger Schuppenzone, wobei durch eine mögliche Verschuppung die Mächtigkeit reduziert werden kann. Nördlich der Moselachse in der Flach Nordwestvergente Zone kann mit Mächtigkeiten von 8000 bis 9000 m gerechnet werden, wobei auch hier durch Verschuppung die Mächtigkeit reduziert werden kann.

Am Südrand der Olkenbacher Mulde, nördlich der Longuicher Überschiebung, verzahnt sich die Hunsrückschiefer-Fazies mit der sandigen Siegener Normalfazies. MEYER & STETS (1975) deuten im Rheinprofil bei Andernach diesen Faziesübergang mit Hilfe eines untermeerischen Gefälleknicks. Zum Hangenden hin wird die sandige Siegener Normalfazies von randmarinen, zum Teil kontinentalen (limnischen und fluviatilen) Faziesseinheiten abgelöst. Innerhalb dieser Faziesseinheiten treten auch lateral erhebliche Mächtigkeitsunterschiede auf, so daß ebenfalls mit erheblichen synsedimentären Bewegungen gerechnet werden muß (vgl. KÖLSCHBACH 1986).

Mit Hilfe dieser 3 übergeordneten Faziesseinheiten kann eine erste Gliederung des Ablagerungsraumes in einzelne Großschollen oder Großschollenbereiche durchgeführt werden (Abb. 44):

1. Die Mitteldeutsche Schwelle ohne Sedimente (z. B. Bohrung Saar 1).
2. Schollen mit der Süd-Fazies als Schwellenfazies (Hermeskeil-Schichten und Taunusquarzit) und der Hunsrückschiefer-Fazies in reduzierter Mächtigkeit (z. B. die Idarwald-Schuppenzone am Südrand des Arbeitsgebietes).
3. Schollen mit Hunsrückschiefer-Fazies (Dhrontal-Schichten), wobei die Dhrontal-Schichten eher einer Schwellenfazies entsprechen und die Zerf- und Kaub-Schichten einer Beckenfazies mit maximalen Mächtigkeiten und erheblichen Faziesverzahnungen (z. B. die Schollen zwischen Moselachse und Idarwald-Schuppenzone).
4. Die Flach Nordwestvergente Zone mit Hunsrückschiefer-Fazies ohne oder mit schwacher synsedimentärer Gliederung.
5. Die sandige Siegener Normalfazies nördlich der Longuicher Überschiebung.

Eine weitere Differenzierung ergibt sich ab der Ober-Ems-Stufe, besonders deutlich ab der Eifel-Stufe.

Im Bereich der Bohrung Saar 1 ist zu dieser Zeit ein Absinken der Mitteldeutschen Schwelle nachweisbar (KNEUPER 1976). Eustatische Meeresspiegelschwankungen und synsedimentäres Untertauchen sind wahrscheinlich für die mehr als 200 m betragenden Mächtigkeiten verantwortlich (KELCH & REIBLE 1976). Es wurden Plattformkarbonate erbohrt, die als Flachwasserbildungen unterschiedlicher Wassertiefe gedeutet werden (KREBS 1976).

Am Hunsrücksüdrand, im Südhunsrück-Trog, wurde eine den Wissenbach-Schiefern vergleichbare pelagische Fazies nachgewiesen (MEYER, D. E. 1970), die im NW von der Hunsrück-Taunus-Schwelle begrenzt wird (MEYER & STETS 1980). Geringere Mächtigkeiten der in die Eifel-Stufe gehörenden Folge in der Usinger Mulde und die etwas gröber klastische Fazies neben Kalken (RIETSCHEL 1966) sowie die Schwellenfazies bei Eisen (MÜLLER & STOPPEL 1981) werden als Hinweise für die Existenz dieser Schwelle zwischen Südhunsrück-Trog und Mosel-Lahn-Trog gewertet.

Nördlich der Longuicher Überschiebung treten mit den Bekond-Schiefern Äquivalente der pelagischen Wissenbach-Schiefer-Fazies auf und deuten eine Fortsetzung des nördlich der Hunsrück-Taunus-Schwelle gelegenen Wissenbach-Schiefer-Troges bzw. Mosel-Lahn-Troges nach SW an (vgl. MEYER & STETS 1980). Neben der Absenkung der beiden Tröge nördlich und südlich der Hunsrück-Taunus-Schwelle, belegt durch die auftretende Mächtigkeit der Schich-

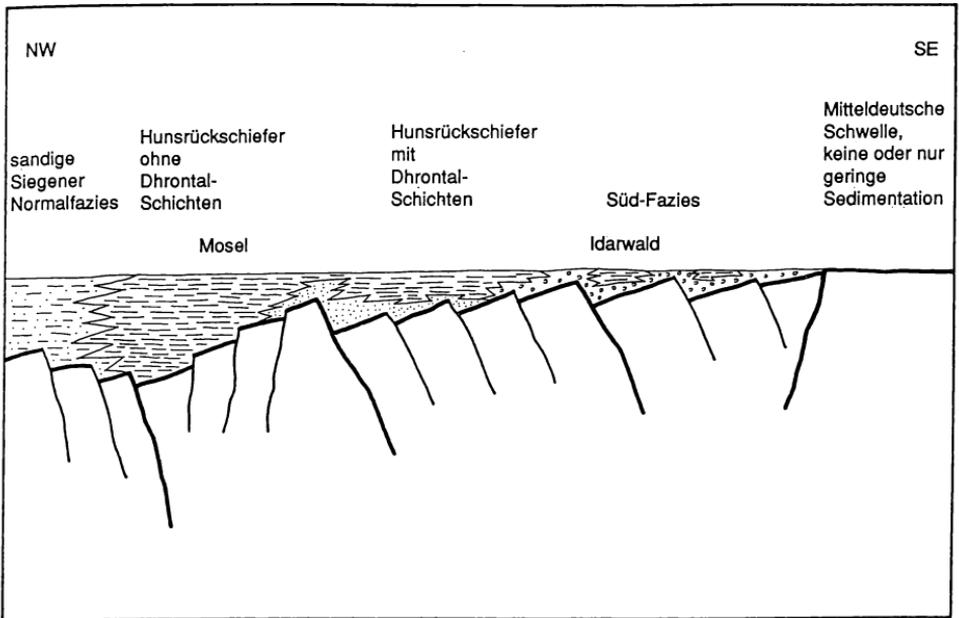


Abb. 44: Gliederung des Ablagerungsraumes mit Hilfe der 3 Faziseinheiten in einzelne Großschollen oder Großschollenbereiche

tenfolgen, muß wegen der pelagischen Fazies mit einer zusätzlichen erheblichen Absenkung gerechnet werden.

Während des Givet zeigen die Verhältnisse im Südhunsrück-Trog eine starke fazielle Differenzierung an (MEYER, D.E 1970). Einerseits die mächtigen Karbonate der Stromberg-Bingerbrück-Schwelle, andererseits die geringermächtigen Tonschiefererien mit Karbonatlinsen im NW und SE der Schwelle sowie ein lebhafter syngenetischer Diabasvulkanismus als Anzeichen einer erhöhten Mobilität des Untergrundes im Bereich des Ablagerungsraumes.

Im Gebiet nördlich des Hunsrücks kommen Karbonate des Givet erst im Bereich der Eifeler Kalkmulden vor.

In Oberrotliegend-Konglomeraten der Wittlicher Senke wies SOLLE (1976) Dolomitgerölle nach, so daß Karbonate südlich der Grenzen der heutigen Kalkmulden lokal am Rande der Moselmulde (Olkenbacher Mulde) vertreten waren.

Durch diese fazielle Differenzierung ergibt sich für den bereits vorgegebenen Großschollenbau folgende Veränderung (Abb. 45):

1. Der Untergrund der Mitteldeutschen Schwelle wird ab der Eifel-Stufe erstmals nachweisbar mobilisiert und bis zum Unterkarbon um mindestens 1000 m abgesenkt. Trotz der Absenkung bleibt sie als Plattformareal weiter aktiv.
2. Zwischen Mitteldeutscher Schwelle und Hunsrück-Taunus-Schwelle liegt eine Zone erhöhter Mobilität und starker fazieller Differenzierung, der Südhunsrück-Trog.
3. Die Hunsrück-Taunus-Schwelle im südwestlichen Hunsrück bleibt ohne Anzeichen von Sedimentation. Einer Hunsrückinsel im Sinne von SOLLE (1970) muß jedoch für diese Zeit, genauso wie für ältere Formationen, widersprochen werden, da ein direkter Landeinfluß in den Sedimenten schwer beweisbar ist.
4. Zwischen der Hunsrück-Taunus-Schwelle und der Eifel-Schwelle ergibt sich ebenfalls eine Zone erhöhter Mobilität und starker fazieller Differenzierung, der Mosel-Lahn-Trog.

5. Das Eifel-Hochgebiet ab dem Givet mit den Plattformkarbonaten der Eifelkalkmulden und eine flach gegen den Mosel-Lahn-Trog einfallenden Rampe, auf der die Karbonate nach S zunehmend durch Mergel vertreten werden.

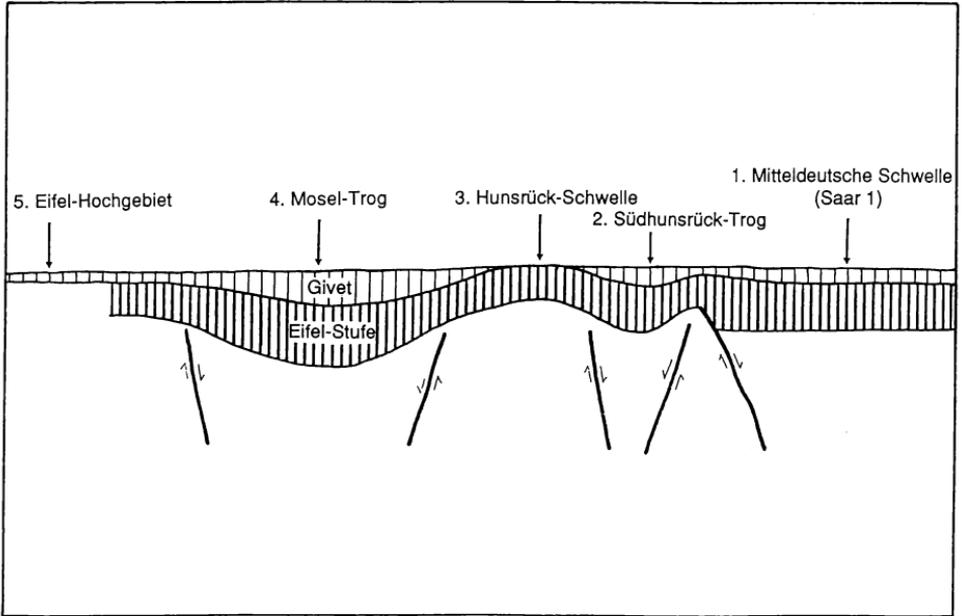


Abb. 45: Weitere fazielle Differenzierung des bereits vorgegebenen Großschollenbaus ab der Ober-Ems-Stufe

Von diesen Veränderungen wird hauptsächlich der Nordrand des Untersuchungsgebietes betroffen. Der Übergang zur Wissenbach-Schiefer-Fazies findet im Bereich nördlich der Longuicher Überschiebung statt, d. h., diese ab dem Siegen aktive Schollengrenze kontrolliert weiterhin die fazielle Entwicklung. Südlich der Longuicher Überschiebung endet mit der Hunsrückschiefer-Fazies die Überlieferung durch die Sedimentation. Deshalb gibt es keine Hinweise auf Bewegungen im Bereich der Hunsrück-Taunus-Schwelle.

Für das Untersuchungsgebiet ergeben sich damit folgende Vorgaben:

Die Longuicher Überschiebung kontrolliert ab dem Siegen als steilstehende Schollengrenze 1. Ordnung die fazielle Entwicklung des devonischen Ablagerungsraumes.

Die Moselachse und die Überschiebung am Nordrand der Idarwald-Schuppenzone kontrollieren ab dem Siegen als steilstehende Schollengrenzen 1. Ordnung die fazielle Entwicklung zumindest bis zum Ende der Hunsrückschiefer-Fazies.

Zwischen Moselachse und Idarwald-Schuppenzone ergeben sich ab dem Siegen steilstehende Schollengrenzen 2. und höherer Ordnung, die die fazielle Entwicklung bis zum Ende der Hunsrückschiefer-Fazies und vielleicht auch darüber hinaus kontrollieren.

Die folgende einengende Deformation trifft auf einen in zahlreiche Schollen zerlegten Ablagerungsraum. Die Schollengrenzen stehen anfangs steil und reichen bis in das kristalline Basement. Die Einengungsrichtung beträgt etwa  $150^\circ$  (HOEPPENER 1957 b). Die Einengung betrifft den Sockel und die darüberliegende ungleich mächtige Sedimenthaut. Beide weisen unterschiedliche Möglichkeiten der Reaktion auf die Einengung auf:

Der Sockel kann in den oberen Abschnitten noch spröde reagieren, in den tieferen Abschnitten reagiert er sicherlich duktil. Die Sedimente im oberen Stockwerk reagieren durch Faltung und Schieferung sowie durch Durchpausen und Neuanlegen von Unstetigkeitsflächen.

Als Folge des Großschollenbaus ergeben sich zusätzlich in den einzelnen unterschiedlich faziell differenzierten Ablagerungsräumen verschiedene tektonische Baustile im oberen Stockwerk:

Nördlich der Longuicher Überschiebung bildete sich im SE-Flügel der Olkenbacher Mulde ein schwach NW-vergenter bis vergenzloser Faltenbau mit flach nach NW fallendem bis horizontalem Falten Spiegel und Falten mit großem Öffnungswinkel aus (KÖLSCHBACH 1986). Die 1. Schieferung beschränkt sich auf die Faltscharniere und ist äußerst schwach ausgebildet. Eine 2. Schieferung ist nicht vorhanden.

Zwischen der Longuicher Überschiebung und der Moselachse, in der Flach Nordwestvergenten Zone, überwiegt ein flach NW-vergenter Faltenbau mit flach nach SE einfallendem Falten Spiegel und stark asymmetrischen Falten mit geringem Öffnungswinkel. Die 1. Schieferung ist eine intensive Transversalschieferung. Die 2. Schieferung tritt nur im näheren Bereich der Moselachse auf und klingt nach NW hin aus.

Südlich der Moselachse bis zum nördlichen Rand der Idarwald-Schuppenzone fällt der Falten Spiegel innerhalb der einzelnen Schuppenzonen grundsätzlich nach SE ein. Die Einfallwinkel variieren stark und versteilen sich generell nach SE.

Die Falten sind hauptsächlich stark asymmetrische Kurzschenkefaltens und haben monokline Symmetrie. Die 1. Schieferung ist eine Transversalschieferung und wird nach dem Modell von WEBER (1976) bei rotationaler Deformation aus Flexurzonen hergeleitet.

Als Folge der Materialabhängigkeit (STETS 1960) und der präkinematischen, schichtungsparallelen Phyllosilikatregelung (WEBER 1976) können die Winkel der 1. Schieferung bei der Anlage variieren.

Wegen der unterschiedlichen synsedimentären Schollenkippen im Untersuchungsgebiet muß mit verschiedenen Winkeln bei der Anlage der  $s_1$ -Flächen gerechnet werden. Dies ergibt eine große primäre Streuung der  $s_1$ -Flächen. Trotzdem läßt sich heute eine generelle Streichrichtung von 55 bis 65° für die  $s_1$ -Flächen beobachten. Sie stehen saiger oder fallen mit bis zu 50° nach NW ein.

Bei einem auf die 150°-Richtung fixierten Bewegungsplan ergibt sich auf den in südöstliche Richtung verkippten Schollen eine primäre NW-Vergenz und ein entsprechender asymmetrischer Faltenbau mit langen SE-Flügeln und kurzen NW-Flügeln. Bei progressiver Deformation kommt es auf den Schollen zu  $s_1$ -parallelen Überschiebungen und südlich der Moselachse zu einer Aufrichtung der Schuppeneinheiten mit nach SE gerichteten Rotationen und einer Differenzierung der  $s_1$ -Flächen auf den einzelnen Schuppen.

Nördlich der Moselachse, in der Flach Nordwestvergenten Zone, gibt die flache Lagerung des  $s_1$ -Flächengefüges einen Anhaltspunkt für eine mögliche Rotation nach NW im Zusammenhang mit einer Abnahme der einengenden Deformation nach Anlage der 1. Schieferung, die mit dem Ausklingen der 2. Schieferung nördlich der Moselachse nachweisbar ist. Die Rotation nach NW in Verbindung mit der Abnahme der einengenden Deformation läßt sich durch eine mögliche Absenkung des zentralen Schiefergebirgstrogs auch während der Deformation erklären. Die deutliche Fächerung im Bereich der Moselachse hat damit ihre Ursache in den entgegengesetzten Rotationsrichtungen zu beiden Seiten der Störungszone.

Auch die Meilerung im Bereich der Longuicher Überschiebung wird hauptsächlich durch diese Rotation der  $s_1$ -Flächen der Flach Nordwestvergenten Zone nach NW erklärt. Eine weitere Ursache für diese Meilerung liegt in dem Auftreten der  $s_1$ -Flächen in verschiedenen tektonischen Stockwerken, denn die Falten des SE-Flügels der Olkenbacher Mulde haben im Gegensatz zu den asymmetrischen Falten der Flach Nordwestvergenten Zone große Öffnungswinkel. Die Bewegungskomponente im Bereich dieser Störungszone ist damit hauptsächlich vertikal.

Im Gegensatz dazu muß im Gebiet südlich der Moselachse mit Rotationen nach SE gerechnet werden. Die Größenordnung dieser Rotationen ist abhängig von der Größenordnung der primären NW-Vergenz auf den einzelnen Schollen. Wegen des flach nach SE einfall-

lenden Falten spiegels und der Scheitelvergenz der Falten 2. Ordnung in der Schuppenzone von Gornhausen, im nördlichen Teil der Thalfanger Schuppenzone und in der Greimerather Schuppenzone wird dort mit einer primären NW-Vergenz gerechnet, wobei die  $s_1$ -Flächen vor den Rotationen nach SE mit etwa 60 bis 80° nach NW einfielen. Aufgrund der Vergenz der Falten 2. Ordnung der 1. Faltung  $F_1$ , die durch die Rotationen nicht verändert werden darf, ergibt sich eine Größenordnung für die nach SE gerichteten Rotationen von bis zu 40°. Diese sind nur dort möglich, wo Abscherbahnen vorliegen bzw. der Sockel hochgradig syngenetisch mobilisiert ist.

Zwangsläufig ergeben sich Abscherungen im Untergrund. Für die Rotationen bieten sich zum einen die synsedimentären Schollengrenzen im Bereich der Moselachse und am Nordrand der Idarwald-Schuppenzone an, zum anderen werden Rotationen nach SE an untergeordneten scholleninternen Unstetigkeitsflächen verstärkt.

Beide Arten von Bewegungsbahnen richten sich wahrscheinlich an Bereichen paläogeographischer Vorzeichnungen aus. Verstärktes Achsenabtauchen nach SW tritt dort auf, wo sich die Fazies der Dhrontal-Schichten mit den Zerf-Schichten und diese wiederum sich mit den Kaub-Schichten verzahnen, d. h., es haben synsedimentäre Absenkungen nach SW stattgefunden. Dies läßt sich in der Schuppenzone von Gornhausen, der Horather Schuppenzone, in der Osburger Schuppenzone und Osburger Hochwald-Schuppenzone nachvollziehen.

Der Faltenbau 1. Ordnung, der sich an syngenetischen Bruchschollen orientiert, setzt sich bis in das kristalline Basement fort (Kap. 7 Profile 1-6 und Abb. 46 I). Eine Abscherung findet demnach erst in Tiefenlagen statt, die von den Profilschnitten nicht mehr erreicht werden. Die flache Raumlage der Schichtung in den Falten 1. Ordnung in den Profilschnitten südlich der Moselachse ist wahrscheinlich primär und hauptsächlich auf die Faltung und nur untergeordnet auf die listrische nach SE gerichtete Verflachung der Überschiebungsbahnen zurückzuführen. Das heißt, die 1. Schieferung schneidet in den Positionen der Faltscheitel die Schichtung unter größeren Winkeln, während sie sich auf den Flanken der Raumlage des  $s_1$ -Flächengefüges angleicht. Nach der Tiefe zu ist damit zu rechnen, daß die  $s_1$ -Flächen spitzwinklig bis subparallel zu den Überschiebungsbahnen verlaufen (Abb. 46 II). Durch Fortsetzung der rotationalen Deformation werden auch Falten 2. und höherer Ordnung angelegt (Abb. 46 III).

Der Vorgang der 2. Schieferung erklärt sich ebenfalls in einer Fortsetzung der rotationalen Deformation nach Anlage der 1. Faltung und Schieferung und ist in Bezug dazu koaxial und symmetriekonstant. Der Mechanismus der Entwicklung der  $s_1$ -Flächen ist deshalb auch auf die Entwicklung der  $s_2$ -Flächen übertragbar. Die Rolle der Schichtung als Anisotropiefläche wird bei der Ausbildung der  $s_2$ -Flächen meistens von den  $s_1$ -Flächen übernommen. Durch Faltung der undeformierten  $s_1$ -Flächen (Abb. 46 IV a) entstehen zuerst Flexuren, deren Wendepunkte die Lage der  $s_2$ -Flächen bestimmen (Abb. 46 IV b). Werden die Schenkel zwischen den Faltscheiteln dieser Flexuren in Lagen über 90° zu den  $s_2$ -Flächen rotiert, so bilden sich neue parallele Flexurzonen und  $s_2$ -Flächen (Abb. 46 IV c).

Das übergeordnete Störungssystem für das  $s_2$ -Gefüge ist im südwestlichen Hunsrück die Moselachse. Entlang der Moselachse verläuft die Front der 2. koaxialen Deformation, die die Gebiete unmittelbar an und südlich dieser Störungszone betrifft. Die Winkel zwischen den  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen schwanken zwischen 5 und 70° in den verschiedenen Struktureinheiten bei gemeinsamer Symmetrie und hauptsächlich nach SE gerichteter Rotation. Die Größenordnung der nach SE gerichteten Rotationen läßt sich nicht allein aus der Winkeldifferenz der  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen ableiten, so daß sowohl mit einer möglichen Anlage in verschiedenen Stadien der Rotation als auch mit verschiedenen Einfallswinkeln zum Zeitpunkt der Anlage der  $s_2$ -Flächen gerechnet werden muß. Eine mögliche Ursache für die Variation der Einfallswerte der  $s_2$ -Flächen zum Zeitpunkt ihrer Anlage wird in der Wechselwirkung von Schichtung und  $s_1$ -Flächen als Anisotropiefläche gesehen.

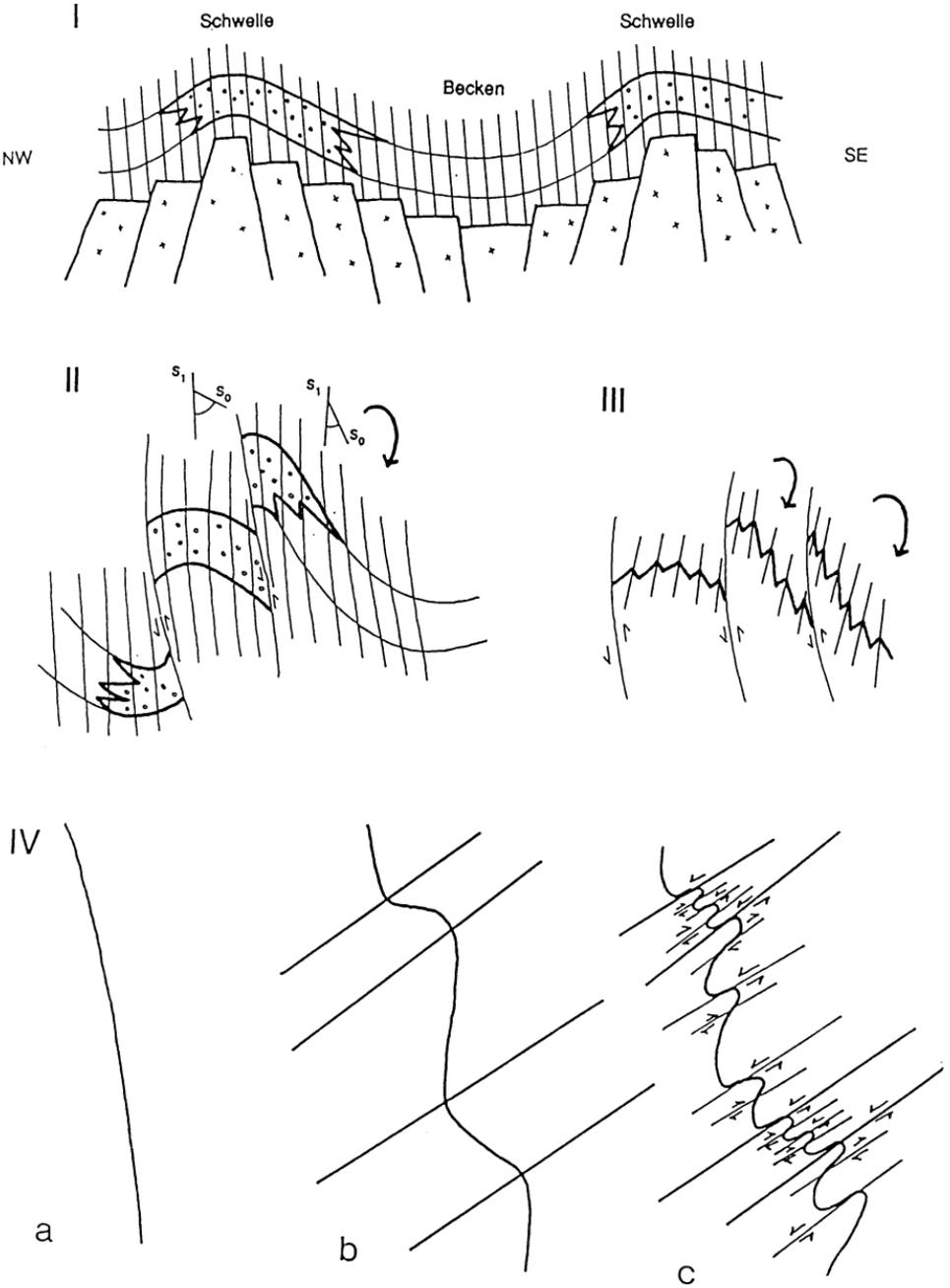


Abb. 46: Strukturelles Entwicklungsschema des südwestlichen Hunsrückes

## 7. Profile, Profiltafeln und Lagekugelprojektionen

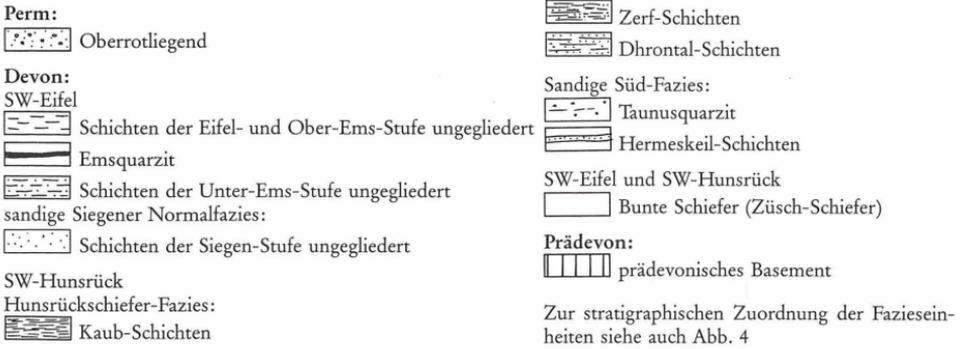


Abb. 47: Legende zu den Profilen 1-6

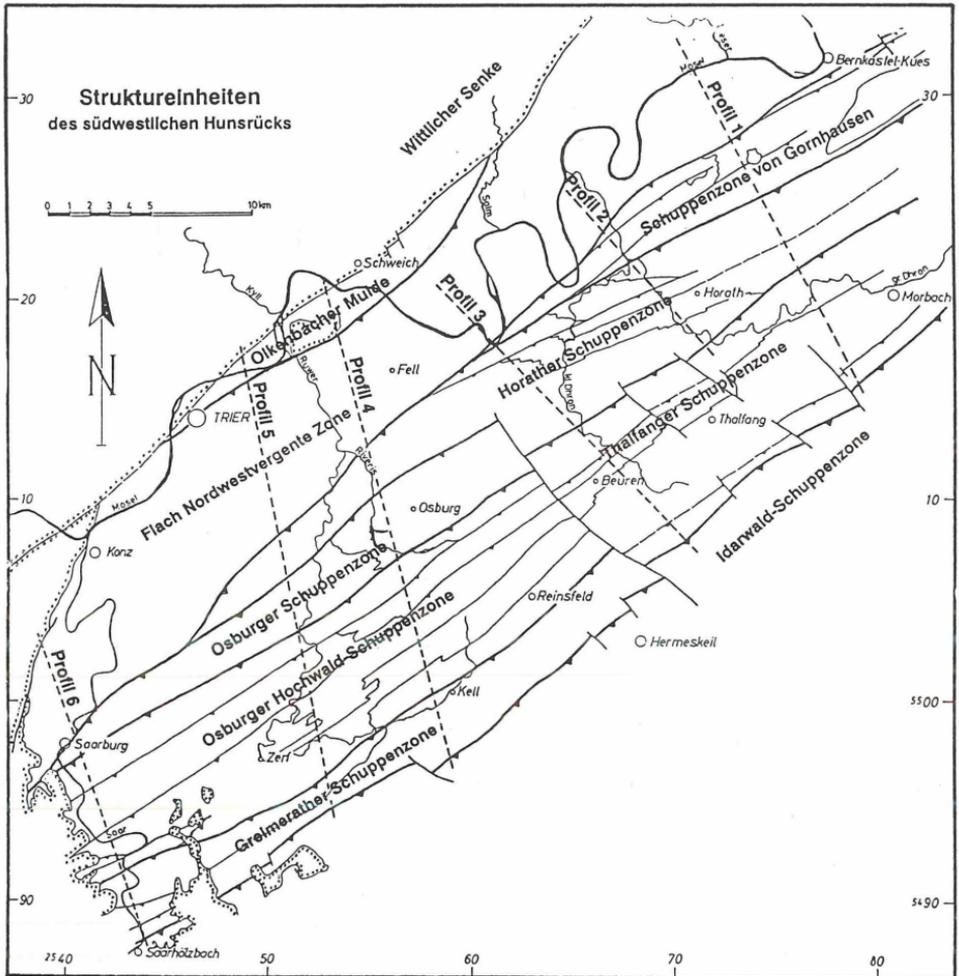


Abb. 48: Lage der Profile 1-6

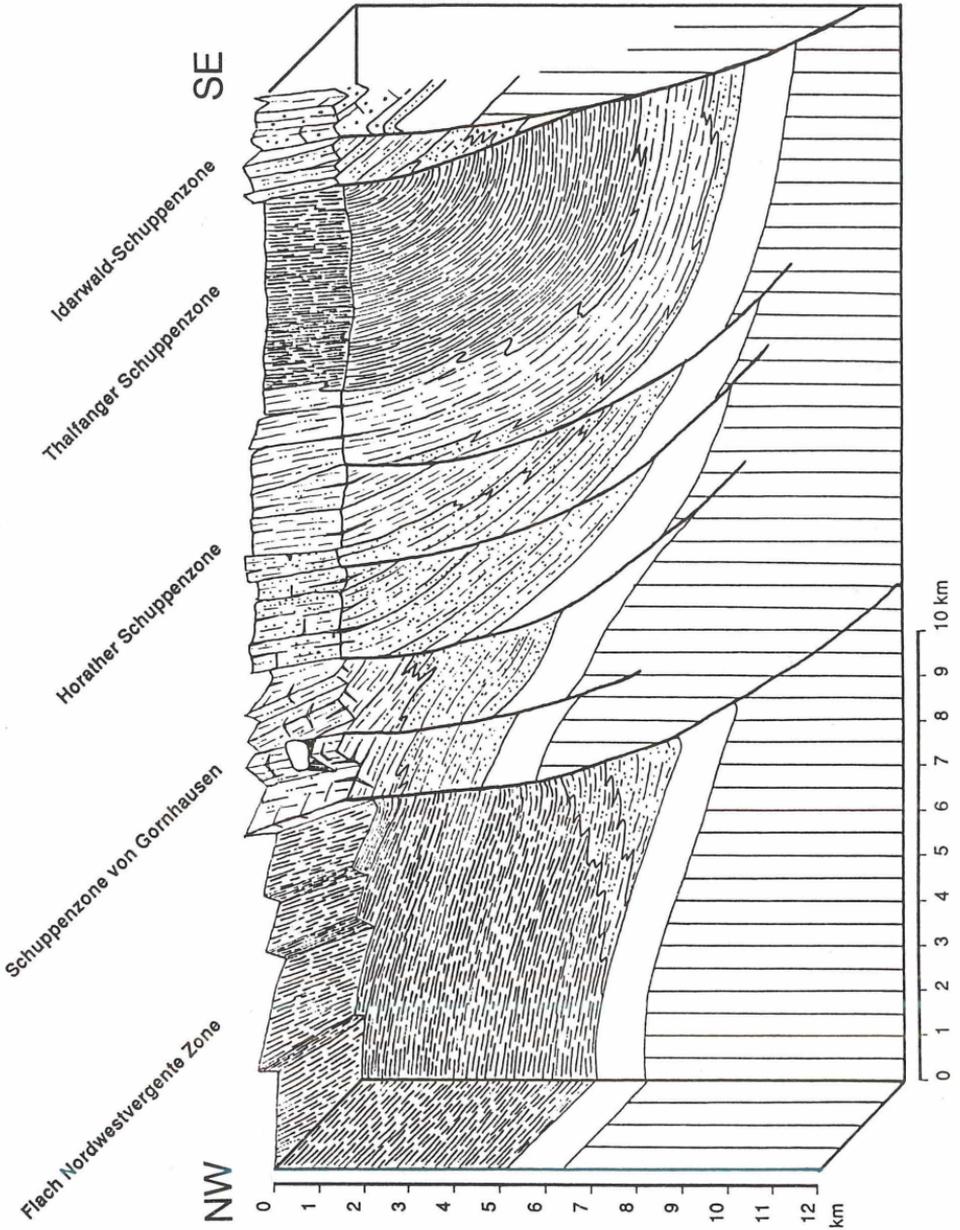


Abb. 49: Profil 1 (Flach Nordwestvergente Zone bis Idarwald-Schuppenzone)

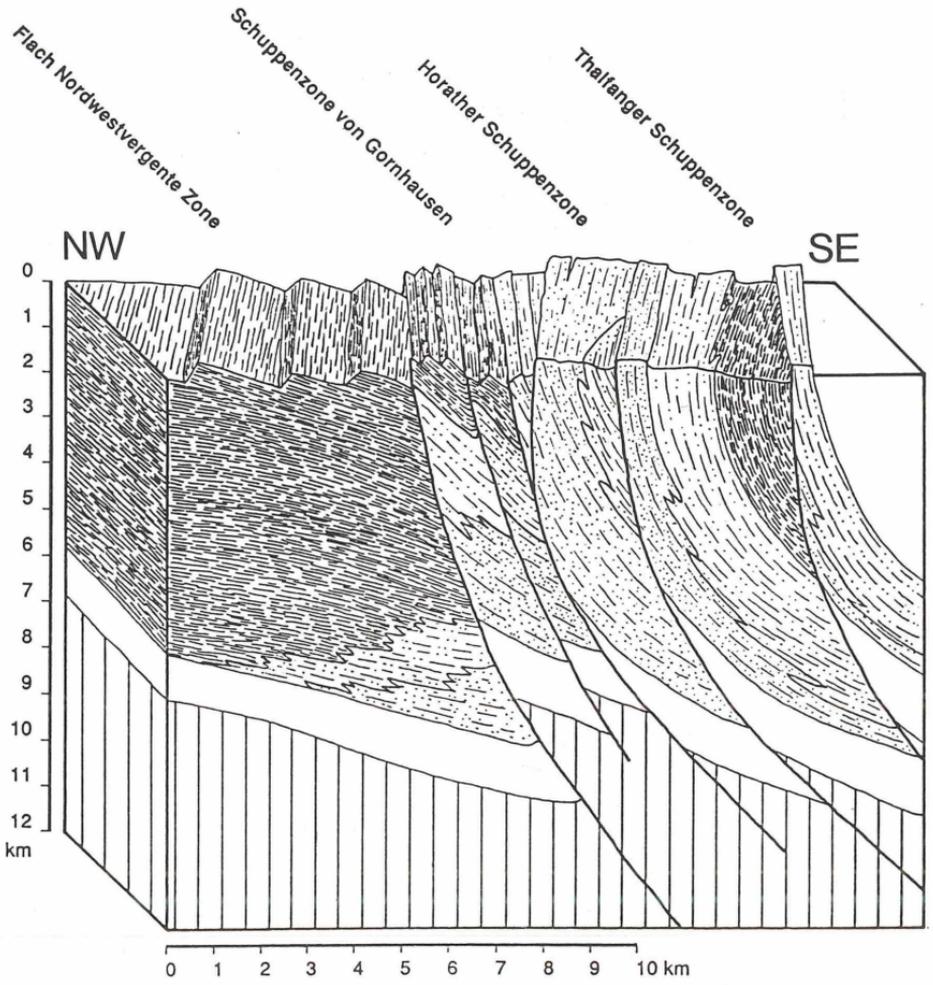


Abb. 50: Profil 2 (Flach Nordwestvergente Zone bis Thalfanger Schuppenzone)

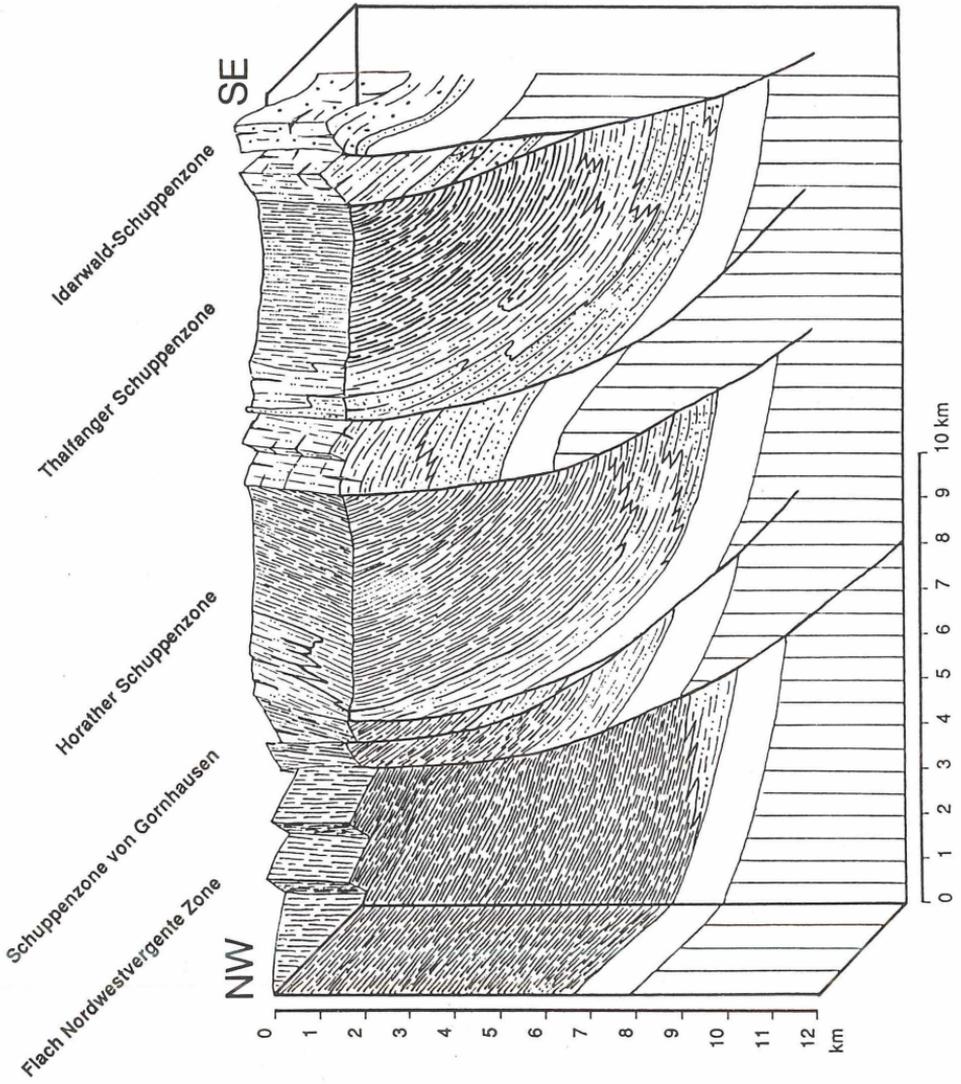


Abb. 51: Profil 3 (Flach Nordwestvergente Zone bis Idarwald-Schuppenzone)

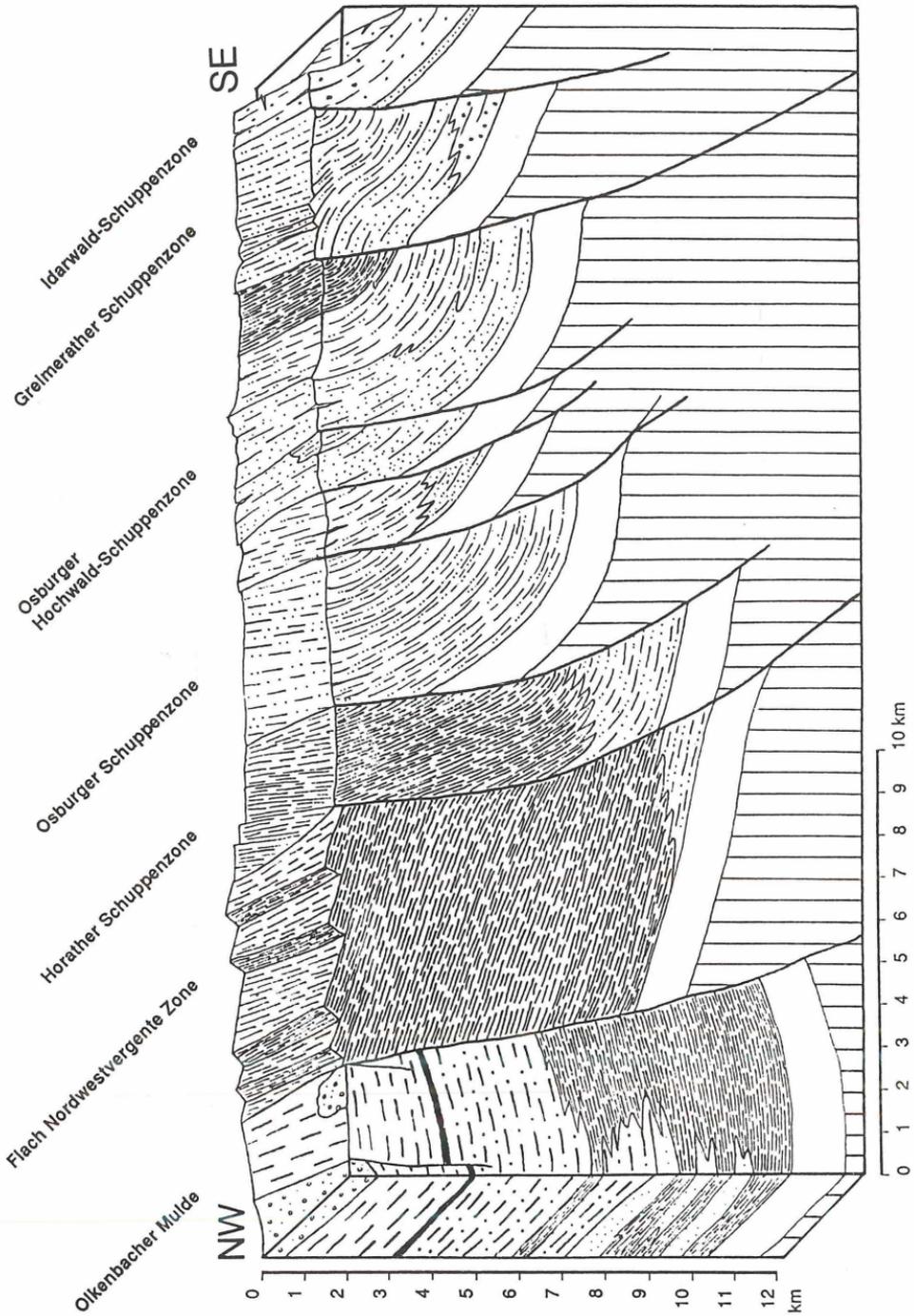


Abb. 52: Profil 4 (Olkenbacher Mulde bis Idarwald-Schuppenzone)

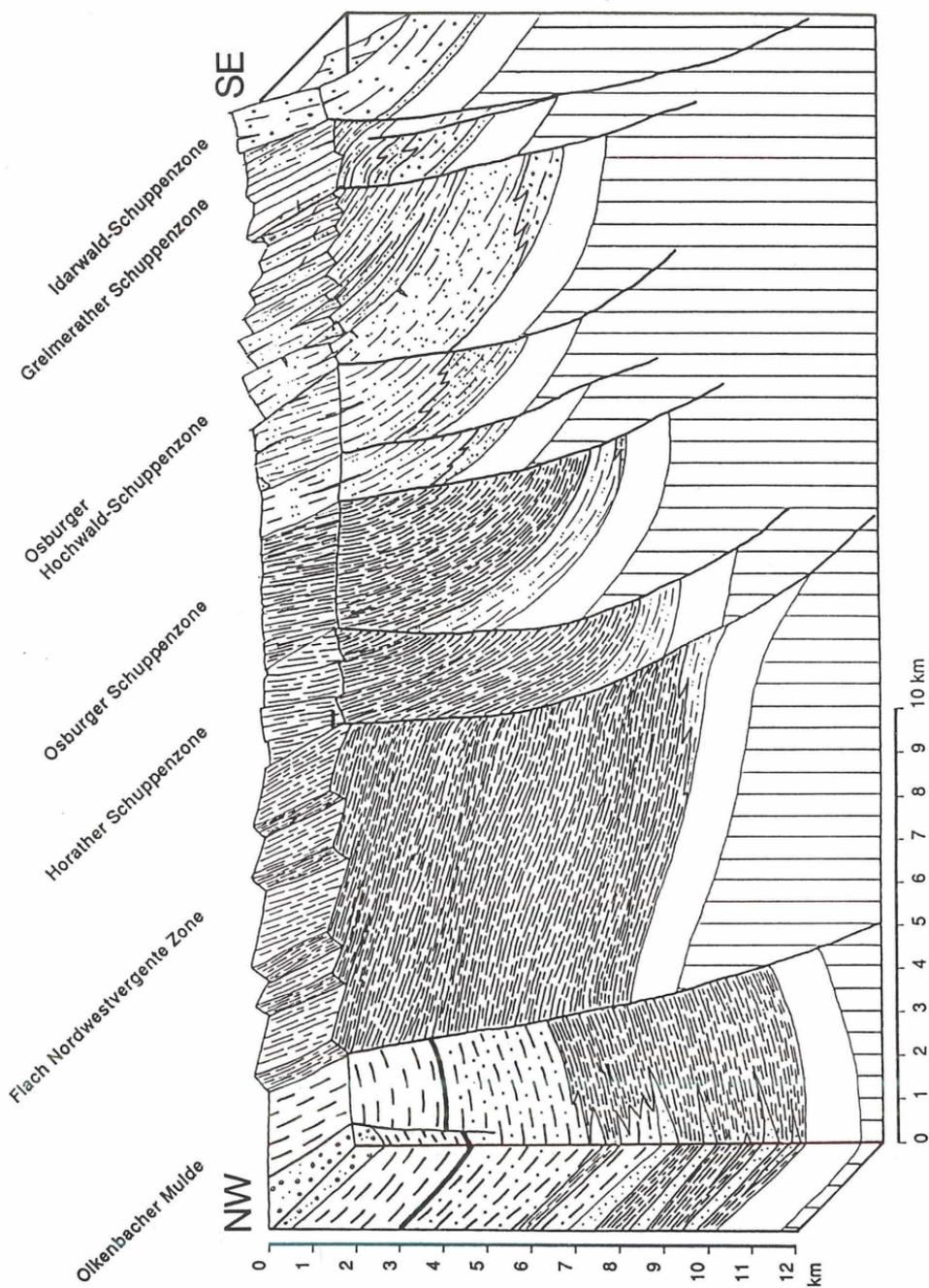


Abb. 53: Profil 5 (Olkenbacher Mulde bis Idarwald-Schuppenzone)

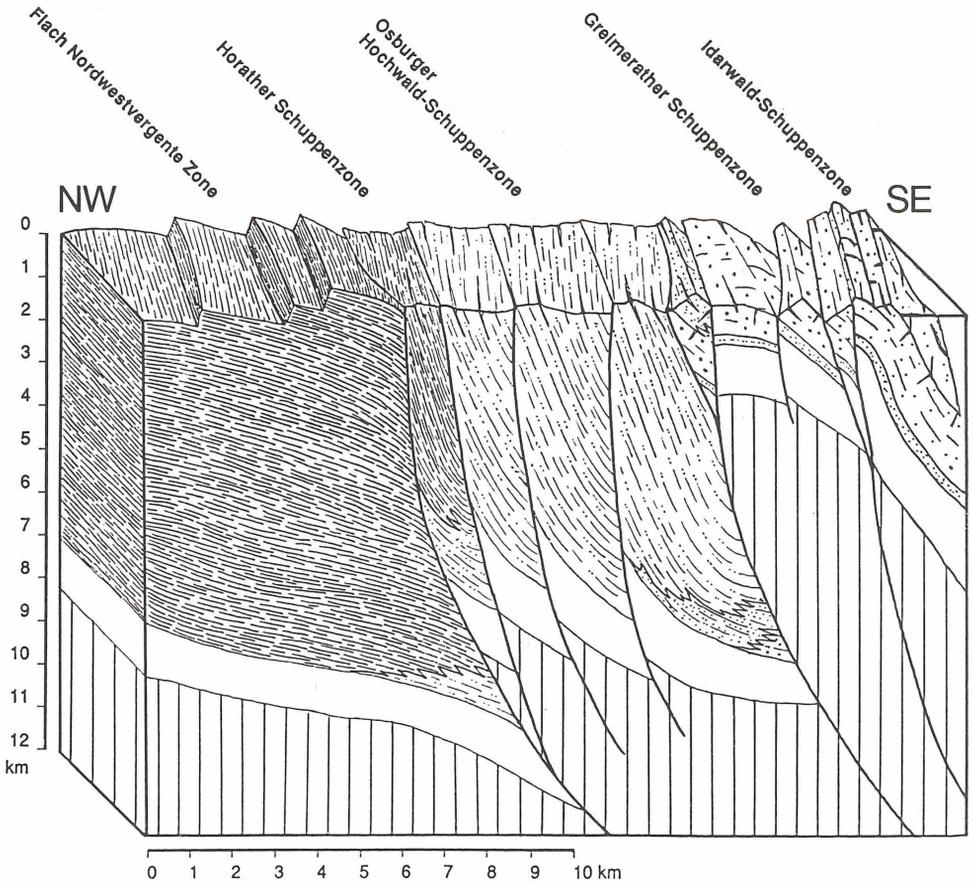


Abb. 54: Profil 6 (Flach Nordwestvergente Zone bis Idarwald-Schuppenzone)

- Devon:  
 Hunsrücksschiefer-Fazies:  
 [horizontal lines] Kaub-Schichten  
 [wavy lines] Zerf-Schichten  
 [dotted lines] Dhronal-Schichten  
 Sandige Süd-Fazies:  
 [small dots] Taunusquarzit  
 [vertical hatching] 1. Schieferung

Abb. 55: Legende zu den Profiltafeln 1-5

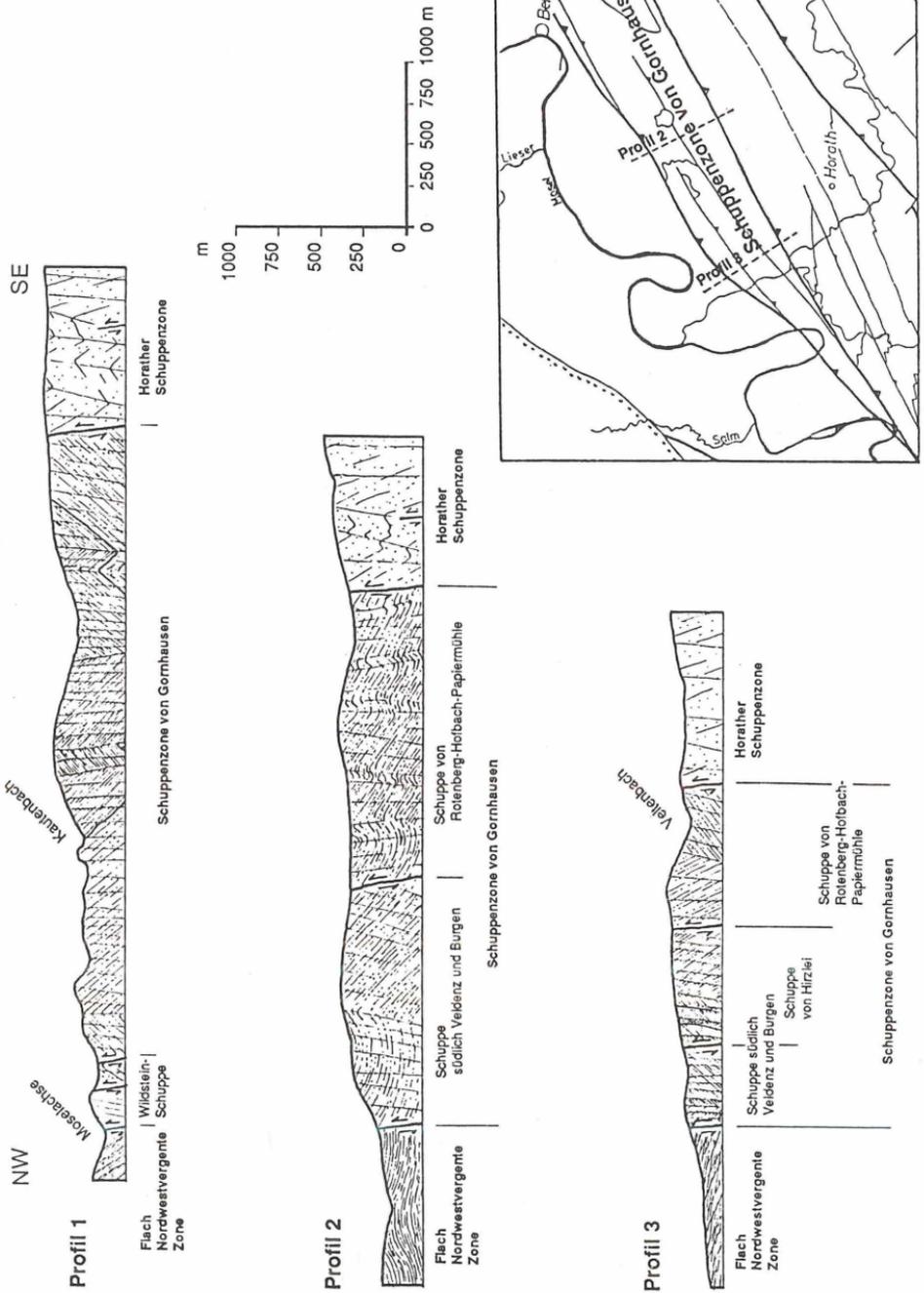


Abb. 56: Profiltafel 1

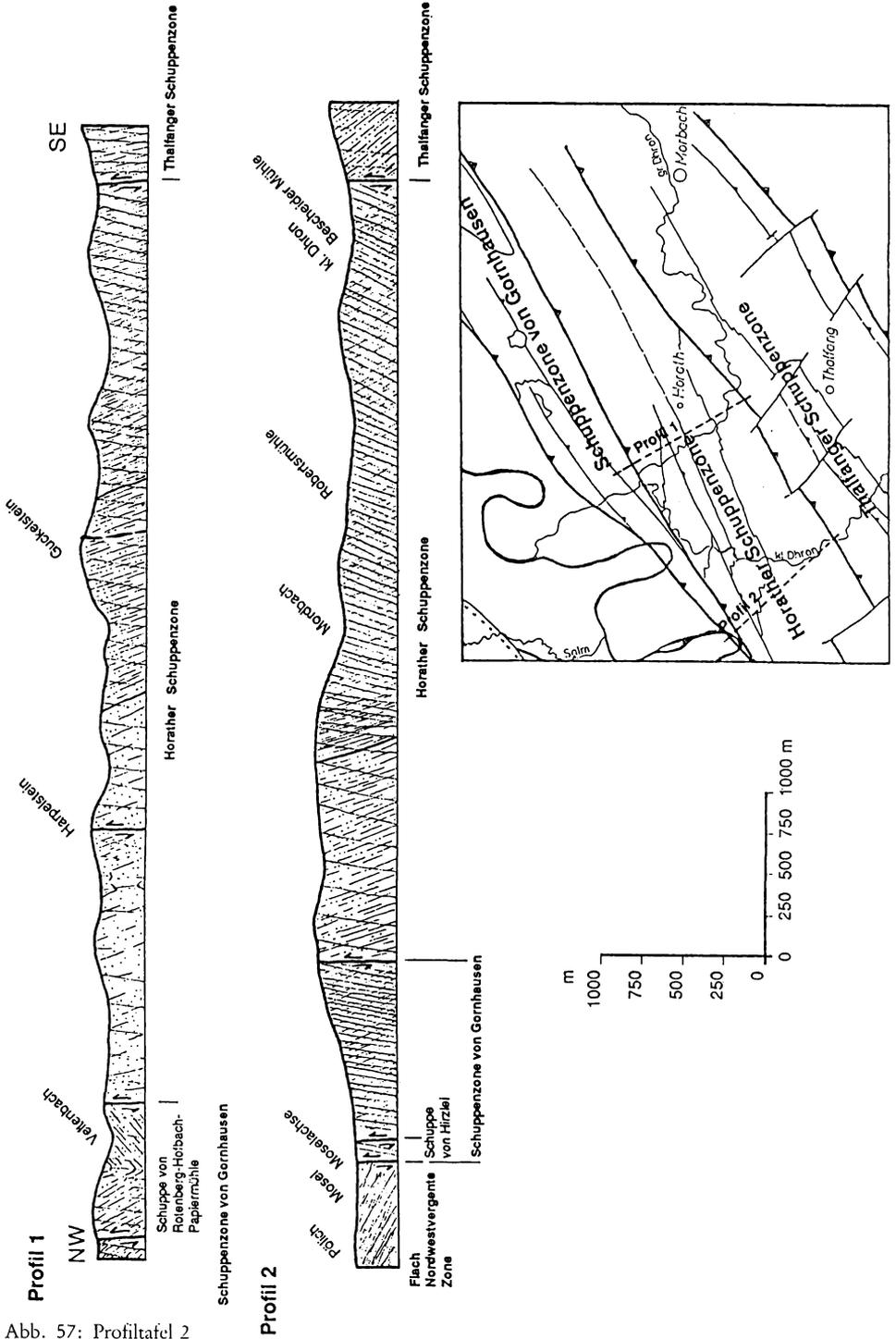
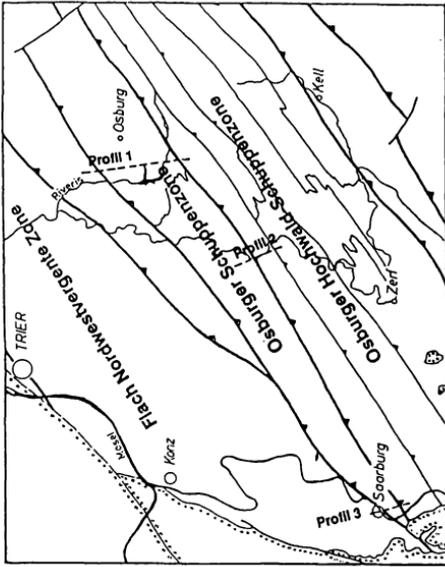
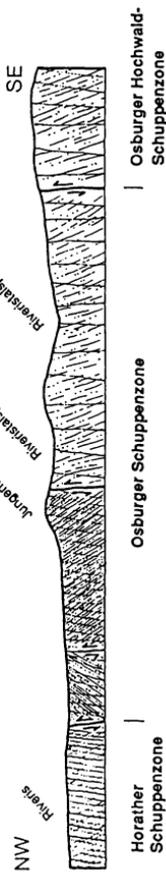


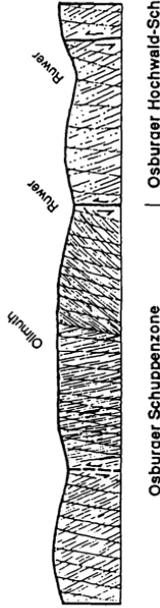
Abb. 57: Profiltafel 2



Profil 1



Profil 2



Profil 3



Fach Nordwestvergente Schuppenzone | Osburger Schuppenzone | Osburger Hochwald-Schuppenzone

Abb. 58: Profiltafel 3

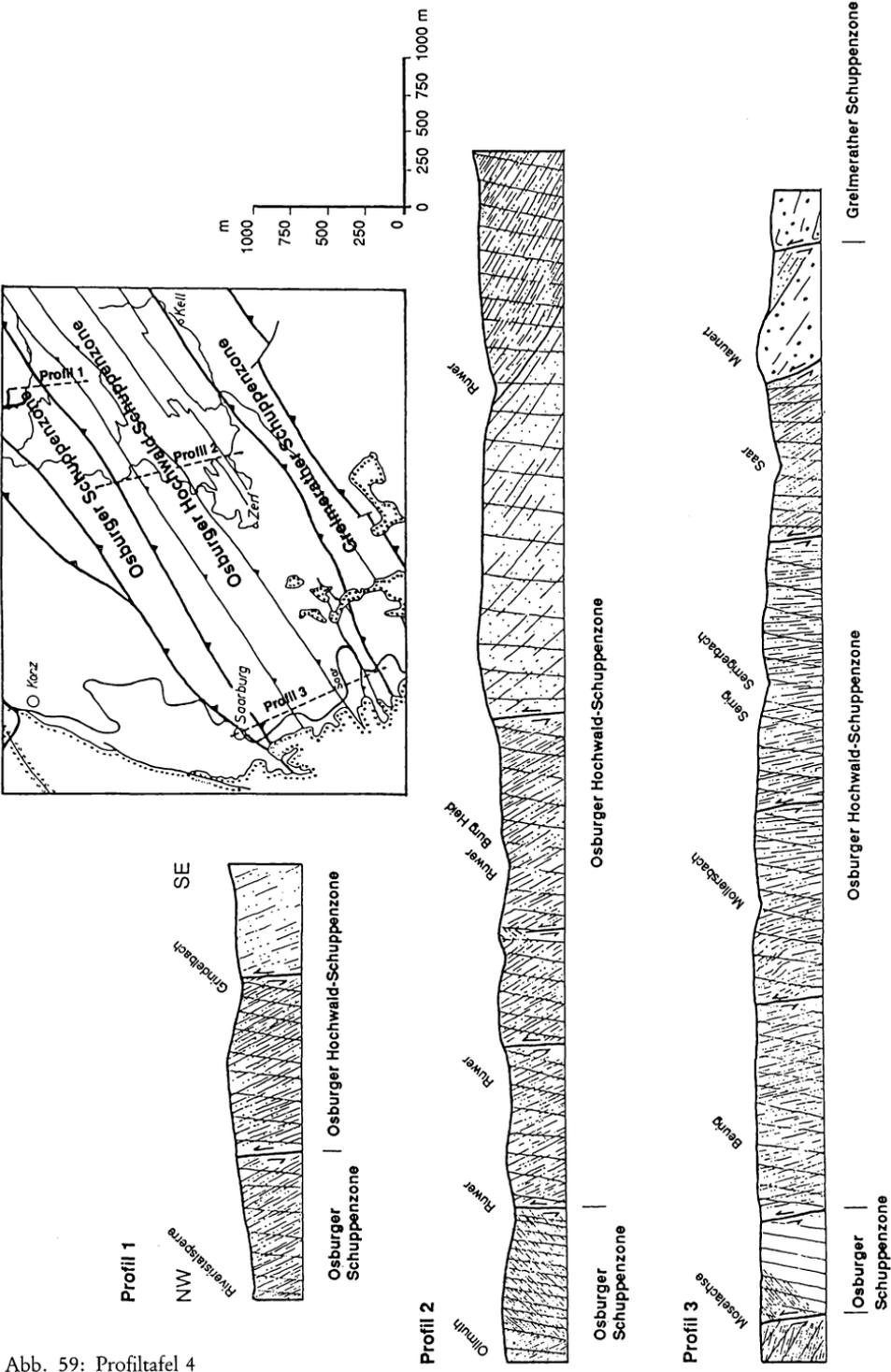


Abb. 59: Profiltafel 4

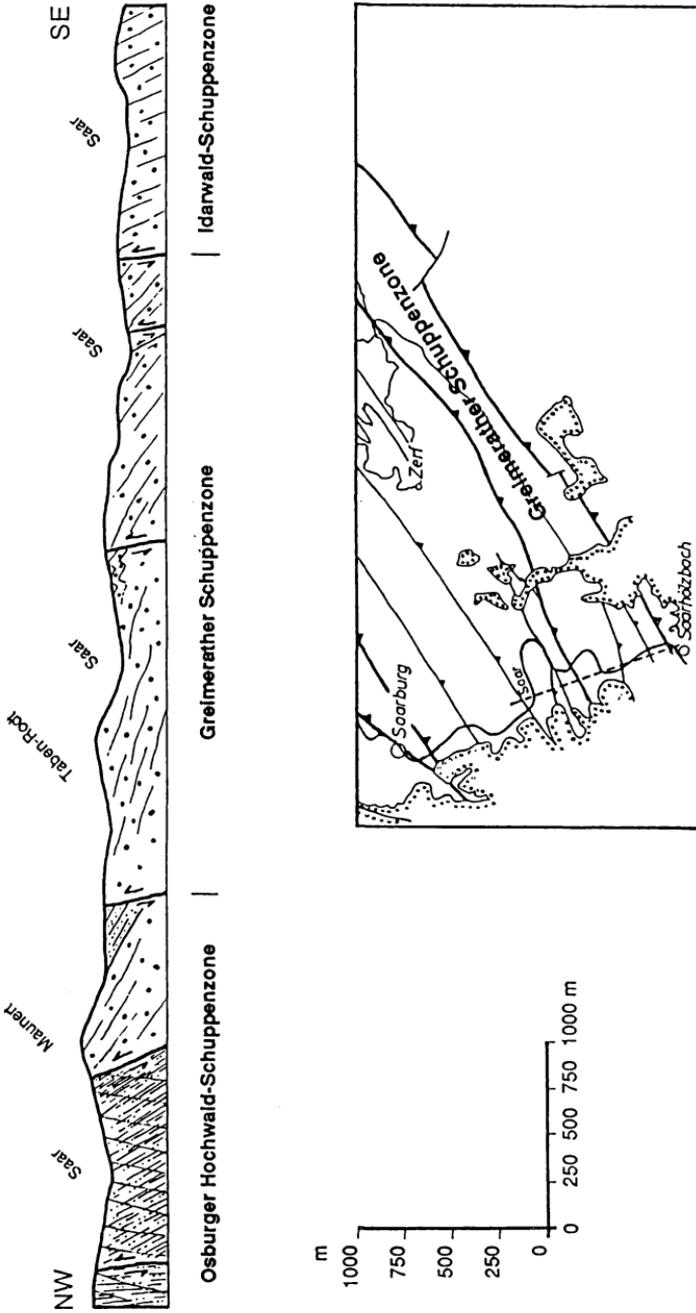
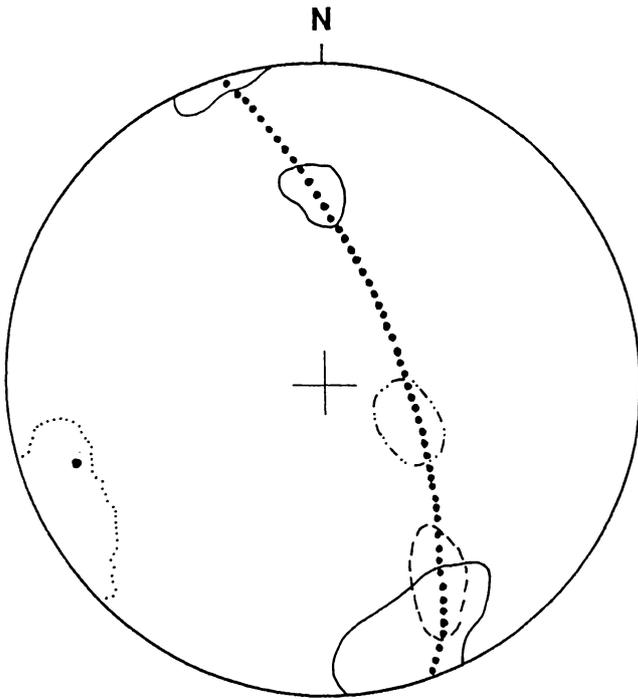


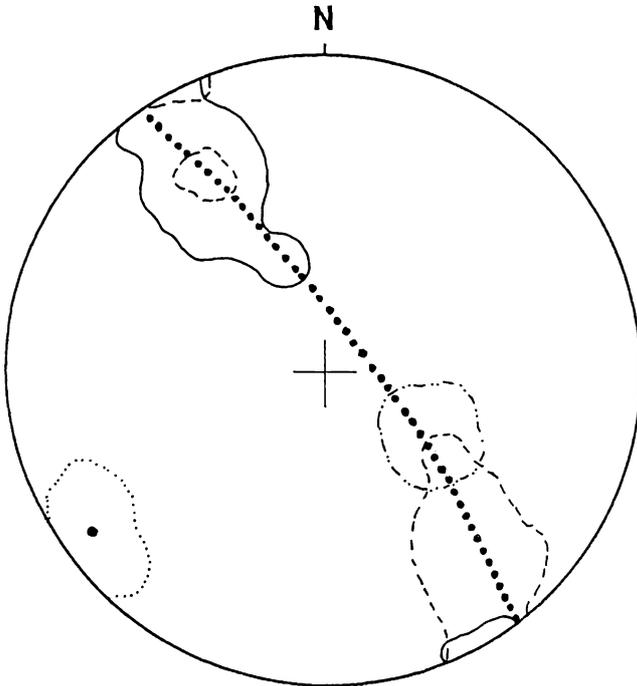
Abb. 60: Profiltafel 5



**Synoptisches  
Sammeldiagramm**

- $S_0$
- - -  $S_1$
- · -  $S_2$
- $l_{0-1}, l_{0-2},$   
 $l_{1-2}, b_1, b_2$
- $\pi$ -Pol
- $\pi$ -Kreis

10% Maximusflächen  
Horather Schuppenzone  
TK 25, Nr. 6207, Blatt  
Beuren

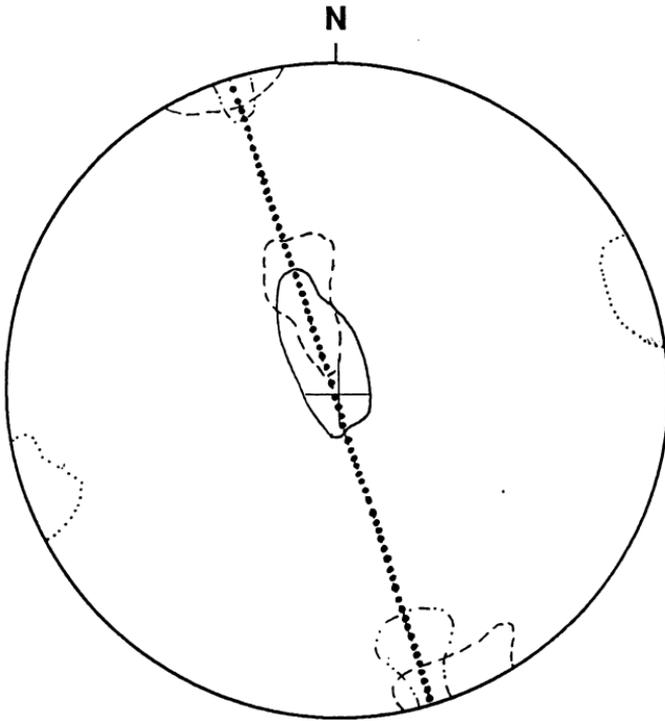


**Synoptisches  
Sammeldiagramm**

- $S_0$
- - -  $S_1$
- · -  $S_2$
- $l_{0-1}, l_{0-2},$   
 $l_{1-2}, b_1, b_2$
- $\pi$ -Pol
- $\pi$ -Kreis

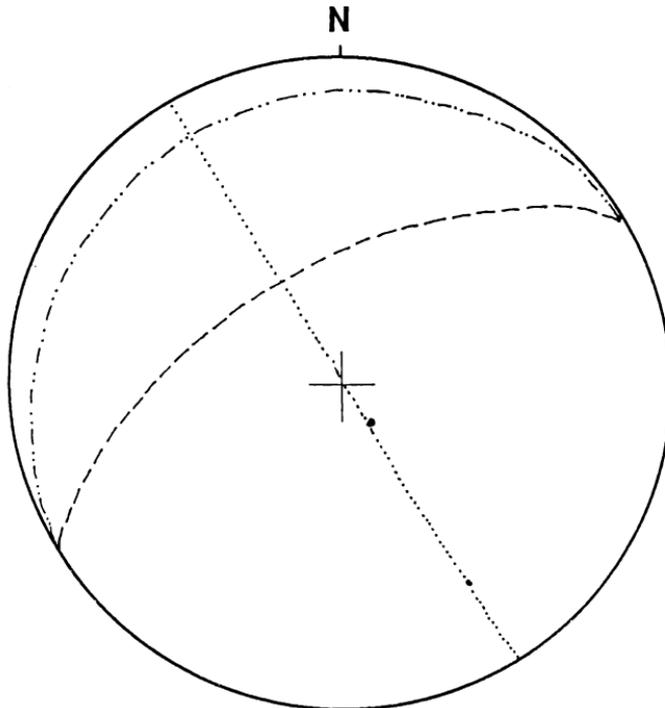
10% Maximusflächen  
Osburger Hochwald-  
Schuppenzone, TK 25,  
Nr. 6306, Blatt Kell

Abb. 61: Synoptische Sammeldiagramme



**Synoptisches  
Sammeldiagramm**

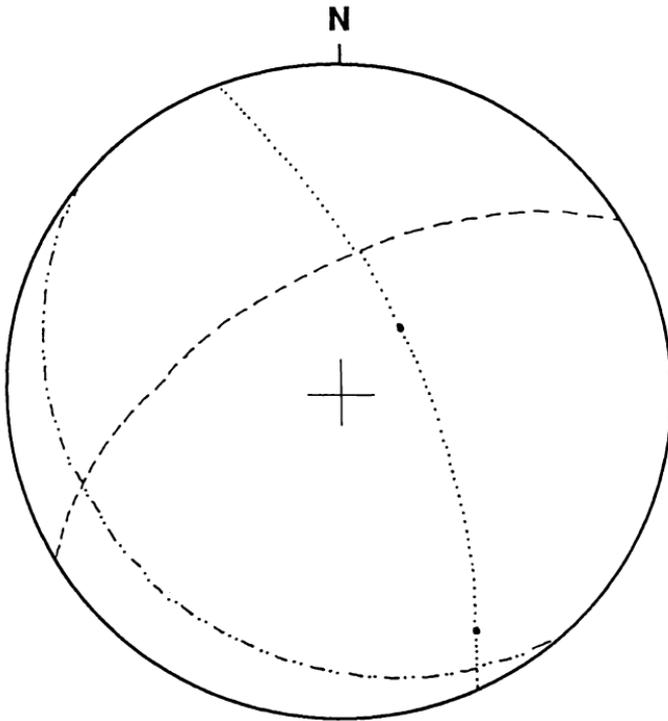
- $s_0$
  - - -  $s_1$
  - · -  $s_2$
  - · · ·  $l_{0-1}, l_{0-2},$   
 $l_{1-2}, b_1, b_2$
  - $\pi$ -Pol
  - · · ·  $\pi$ -Kreis
- 10% Maximusflächen  
Flach Nordwestvergen-  
te Zone zwischen Bern-  
kastel und Mehring



**Winkelbestimmungen  
zwischen  
 $s_1$  und  $s_2$**

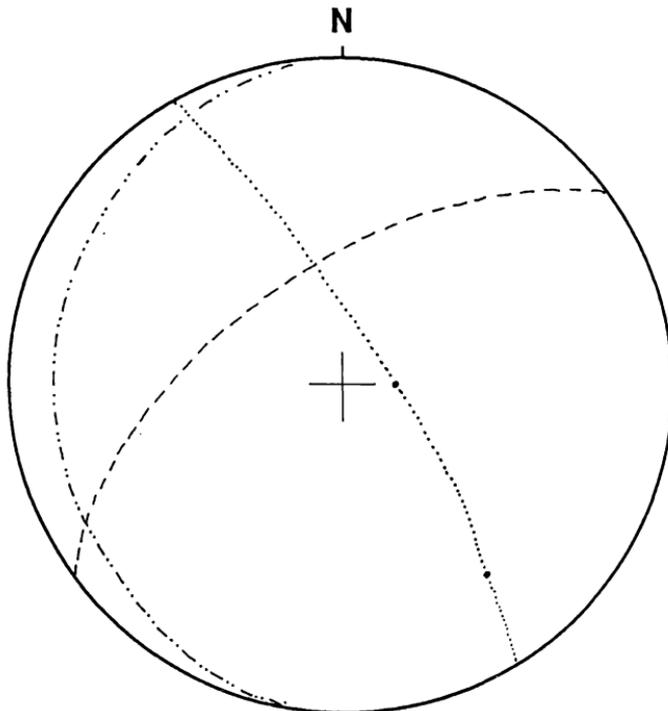
- - -  $s_1$
  - · -  $s_2$
  - $\pi$ -Pol
  - · · ·  $\pi$ -Kreis
- Thalfanger Schuppen-  
zone südlich Haag  
Winkel :  $48^\circ$

Abb. 62: Synoptisches Sammeldiagramm und Winkelbestimmungen zwischen  $s_1$  und  $s_2$



**Winkelbestimmungen  
zwischen  
 $s_1$  und  $s_2$**

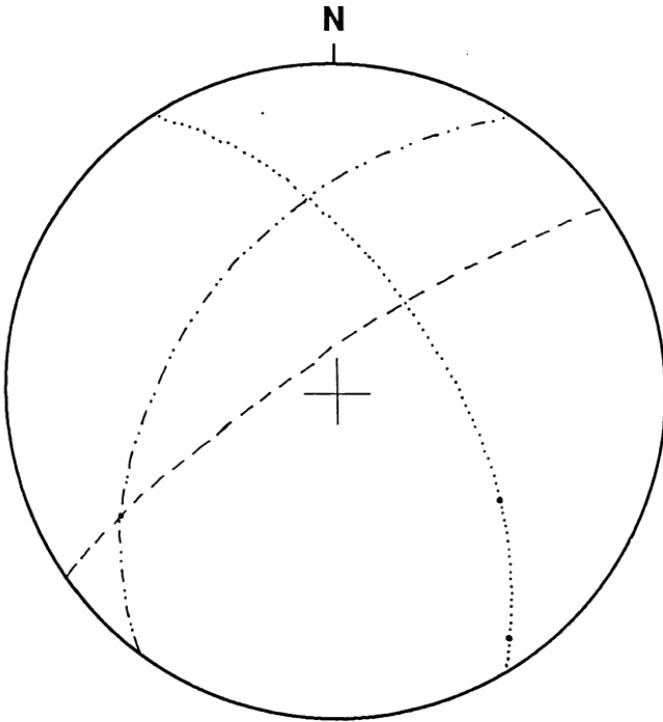
- $s_1$
  - · - · -  $s_2$
  - $\pi$ -Pol
  - .....  $\pi$ -Kreis
- Thalfanger Schuppenzone südlich Morscheid  
Winkel :  $78^\circ$



**Winkelbestimmungen  
zwischen  
 $s_1$  und  $s_2$**

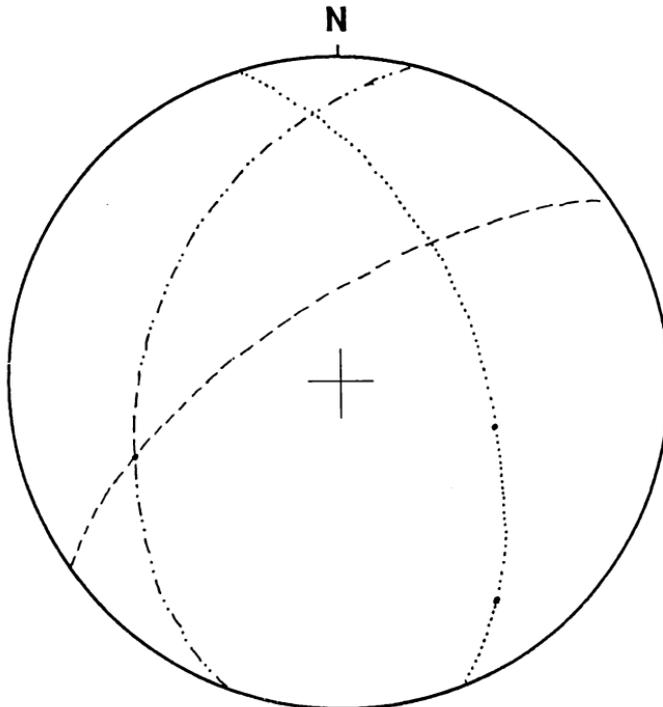
- $s_1$
  - · - · -  $s_2$
  - $\pi$ -Pol
  - .....  $\pi$ -Kreis
- Thalfanger Schuppenzone südlich Gutental/  
Odert  
Winkel :  $54^\circ$

Abb. 63: Winkelbestimmungen zwischen  $s_1$  und  $s_2$



**Winkelbestimmungen  
zwischen  
 $s_1$  und  $s_2$**

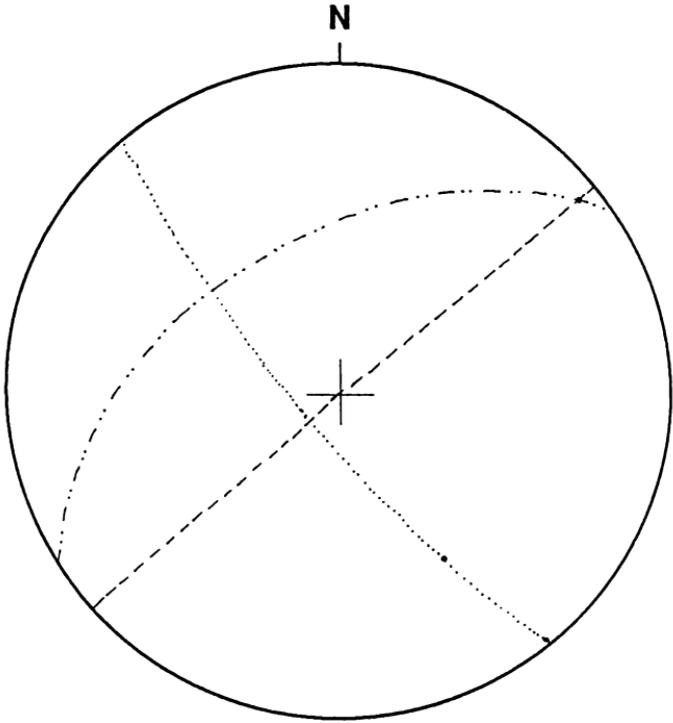
- $s_1$
  - · - · -  $s_2$
  - $\pi$ -Pol
  - $\pi$ -Kreis
- Horather Schuppenzone, nördliche Schuppe  
Winkel :  $36^\circ$



**Winkelbestimmungen  
zwischen  
 $s_1$  und  $s_2$**

- $s_1$
  - · - · -  $s_2$
  - $\pi$ -Pol
  - $\pi$ -Kreis
- Horather Schuppenzone, südliche Schuppe  
Winkel :  $42^\circ$

Abb. 64: Winkelbestimmungen zwischen  $s_1$  und  $s_2$

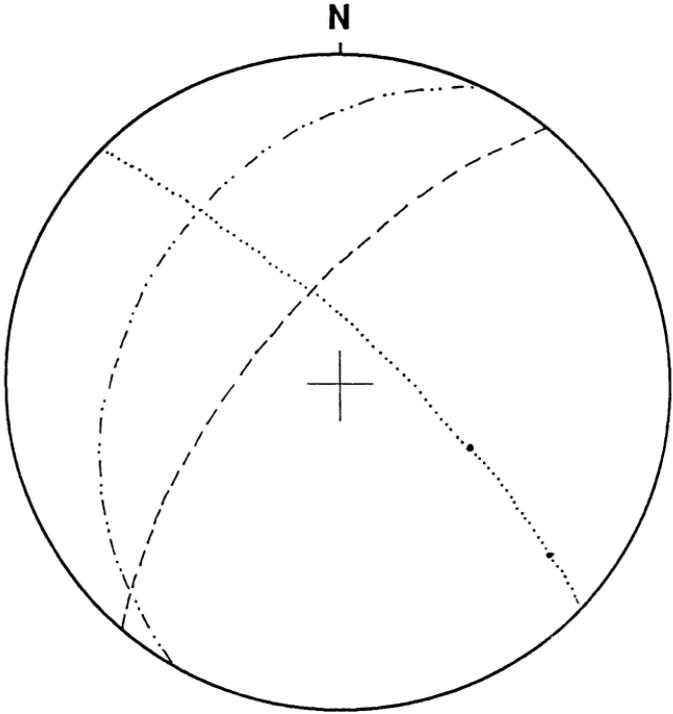


**Winkelbestimmungen  
zwischen  
s<sub>1</sub> und s<sub>2</sub>**

- s<sub>1</sub>
- · - · - s<sub>2</sub>
- π-Pol
- π-Kreis

Schuppenzone von  
Gornhausen, Hinter-  
bachtal

Winkel : 40°



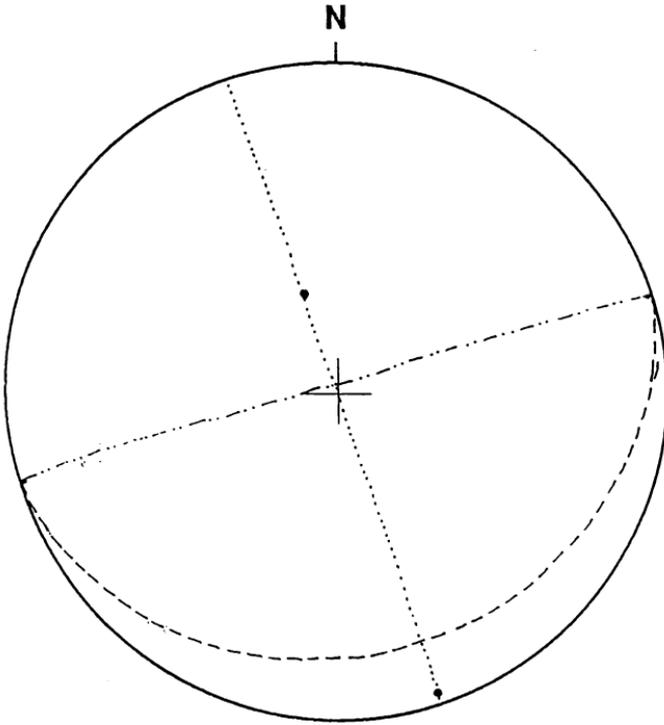
**Winkelbestimmungen  
zwischen  
s<sub>1</sub> und s<sub>2</sub>**

- s<sub>1</sub>
- · - · - s<sub>2</sub>
- π-Pol
- π-Kreis

Osburger Hochwald-  
Schuppenzone, Wald-  
weiler/Kell

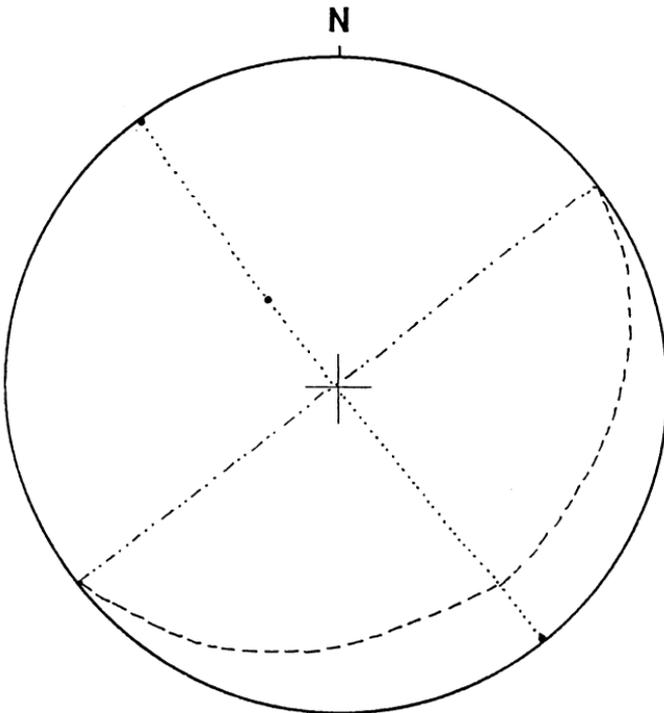
Winkel : 33°

Abb. 65: Winkelbestimmungen zwischen s<sub>1</sub> und s<sub>2</sub>



**Winkelbestimmungen  
zwischen  
 $s_1$  und  $s_2$**

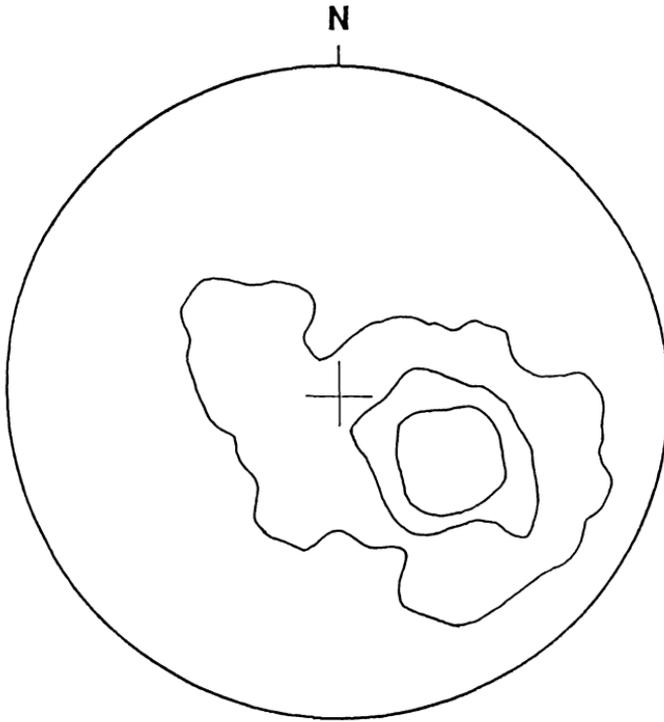
- $s_1$
  - · - · -  $s_2$
  - $\pi$ -Pol
  - $\pi$ -Kreis
- Flach Nordwestvergente Zone zwischen Bernkastel und Mehring  
Winkel :  $66^\circ$



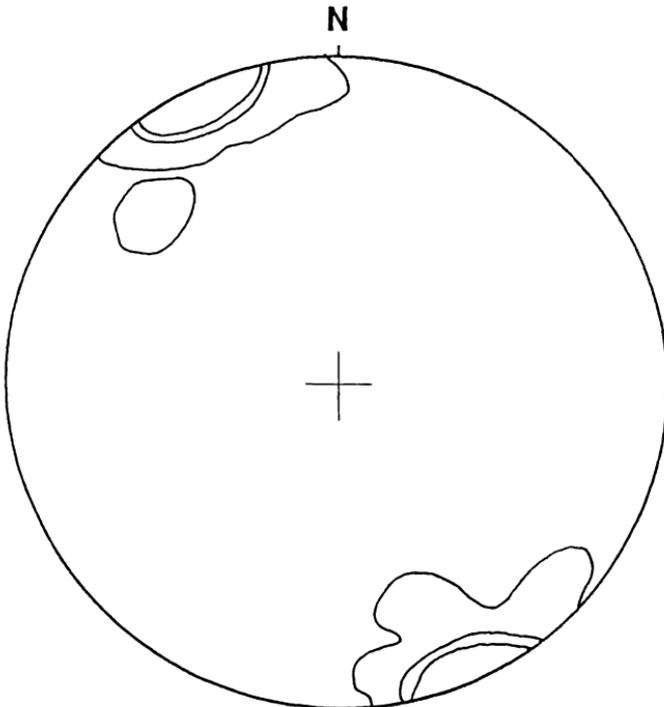
**Winkelbestimmungen  
zwischen  
 $s_1$  und  $s_2$**

- $s_1$
  - · - · -  $s_2$
  - $\pi$ -Pol
  - $\pi$ -Kreis
- Flach Nordwestvergente Zone zwischen Mehring und Saar  
Winkel :  $62^\circ$

Abb. 66: Winkelbestimmungen zwischen  $s_1$  und  $s_2$

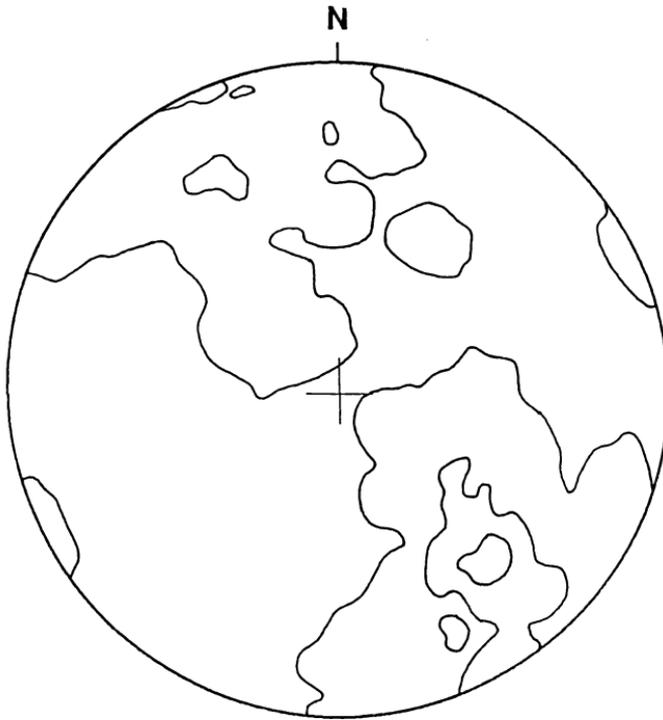


**Konstruktive Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung vorhandener Struktureinheiten  
TK 25, Nr. 6306 Blatt Kell,  
384  $s_2$ -Flächen  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 80%

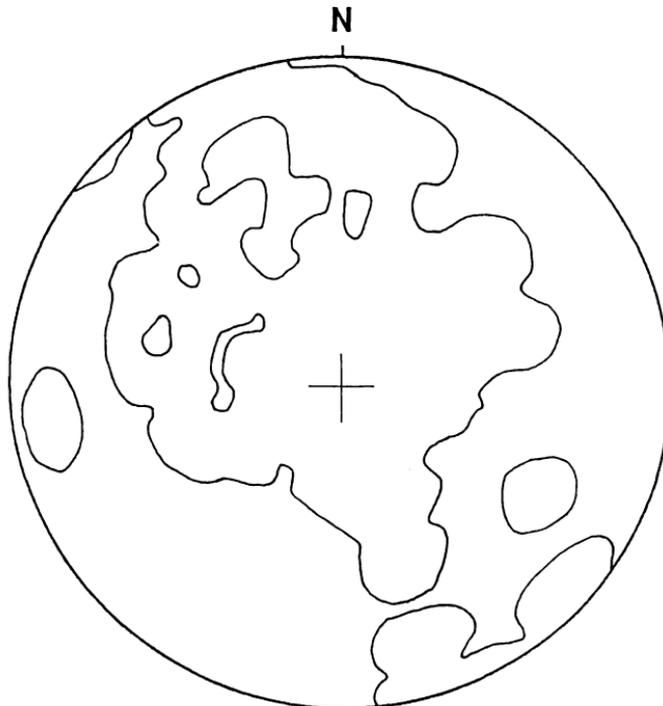


**Konstruktive Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung vorhandener Struktureinheiten  
 $s_2$ -Zielrotation: 155/90  
 $s_2$ -Flächen rotiert  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 94 %

Abb. 67: Konstruktive Rückformungen

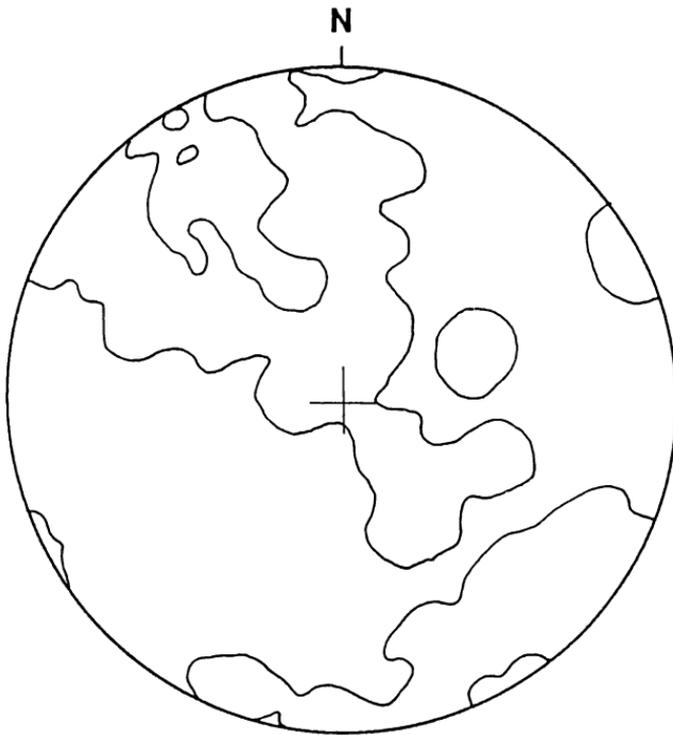


**Konstruktive  
Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung  
vorhandener  
Struktureinheiten  
TK 25, Nr. 6306 Blatt  
Kell,  
338  $s_1$ -Flächen  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 72%

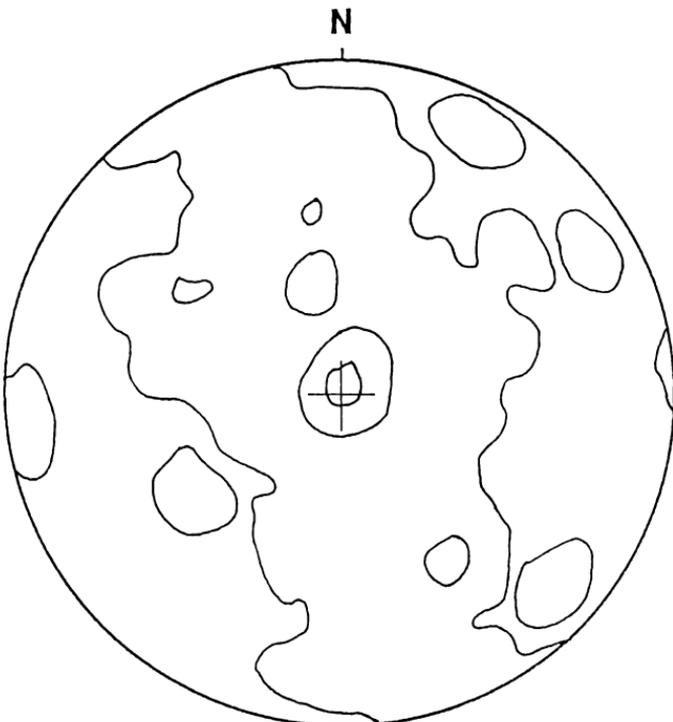


**Konstruktive  
Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung  
vorhandener  
Struktureinheiten  
 $s_2$ -Zielrotation: 155/90  
 $s_1$ -Flächen rotiert  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 67 %

Abb. 68: Konstruktive Rückformungen

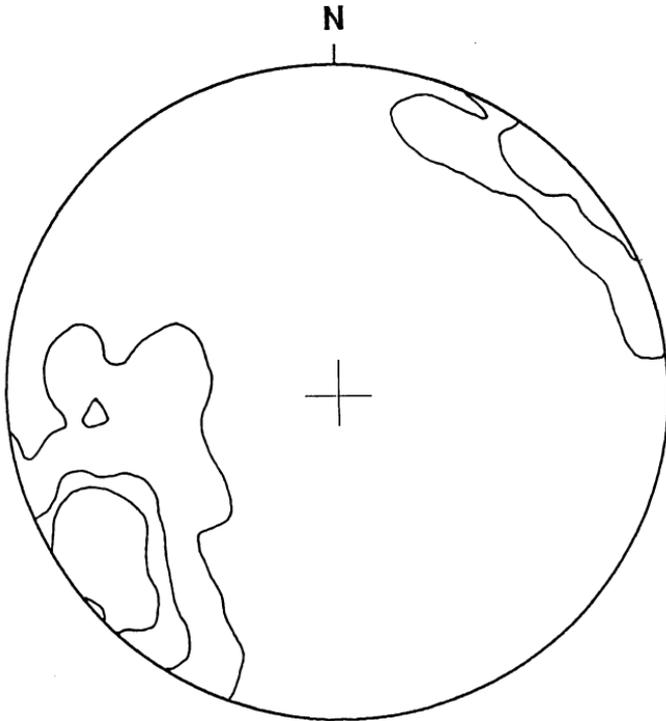


**Konstruktive  
Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung  
vorhandener  
Struktureinheiten  
TK 25, Nr. 6306 Blatt  
Kell,  
324 s<sub>0</sub>-Flächen  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 72%

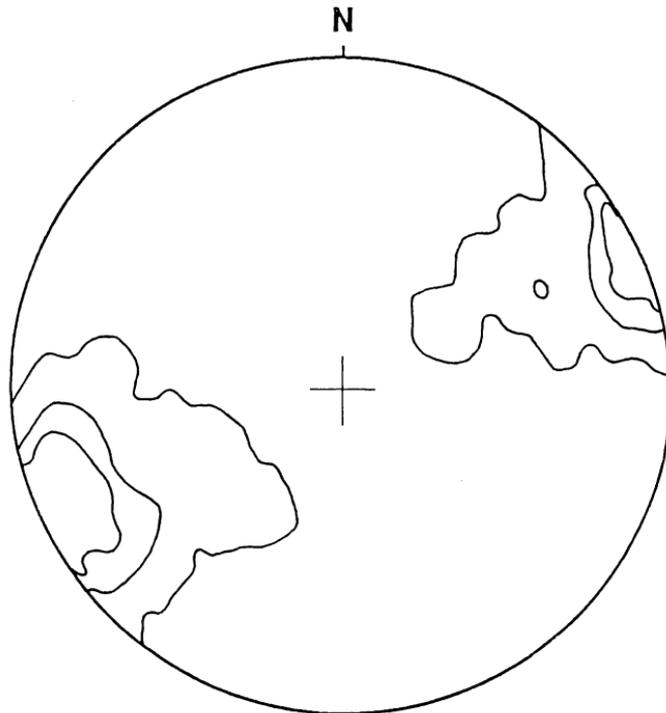


**Konstruktive  
Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung  
vorhandener  
Struktureinheiten  
s<sub>2</sub>-Zielrotation: 155/90  
s<sub>0</sub>-Flächen rotiert  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 67 %

Abb. 69: Konstruktive Rückformungen



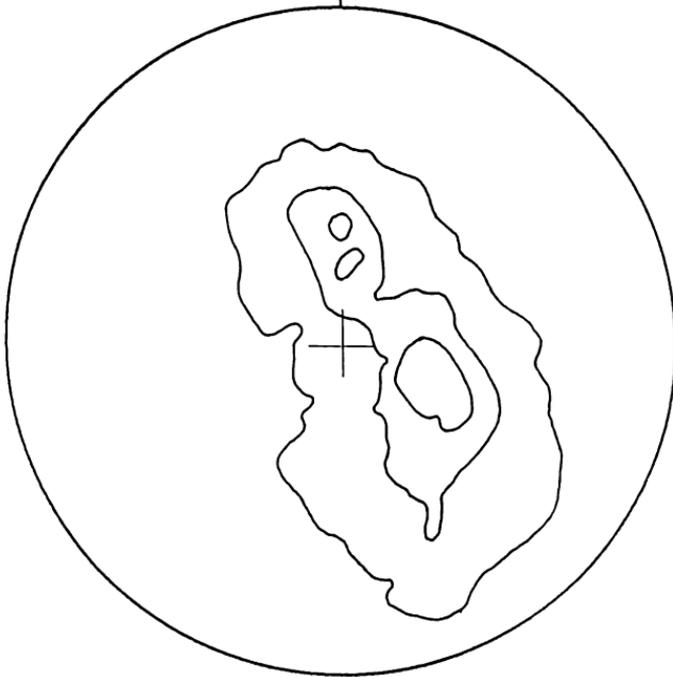
**Konstruktive Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung vorhandener Struktureinheiten  
TK 25, Nr. 6306 Blatt Kell,  
244  $b_1$ -,  $b_2$ -Achsen,  $l_{0-1}$ -,  $l_{0-2}$ -,  $l_{1-2}$ -Lineationen  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 86%



**Konstruktive Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung vorhandener Struktureinheiten  
 $s_2$ -Zielrotation: 155/90  
 $b_1$ -,  $b_2$ -Achsen,  $l_{0-1}$ -,  $l_{0-2}$ -,  $l_{1-2}$ -Lineationen rotiert  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 84 %

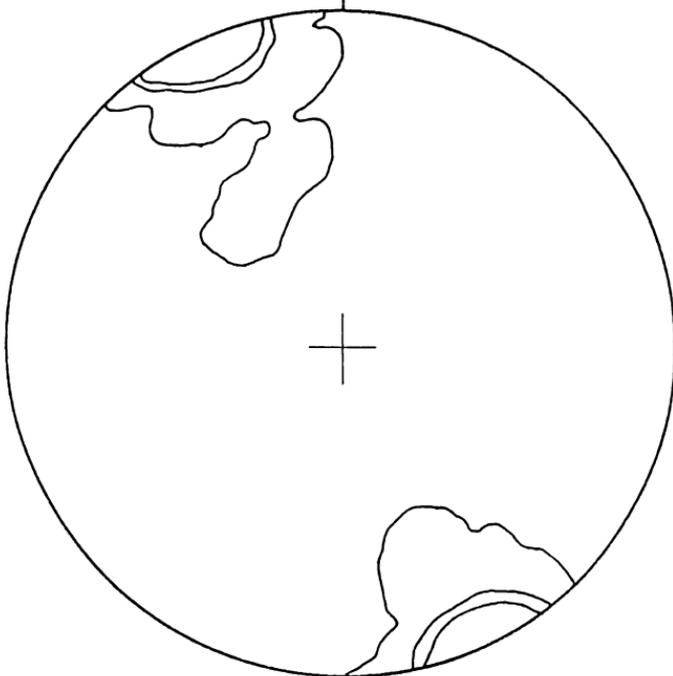
Abb. 70: Konstruktive Rückformungen

N



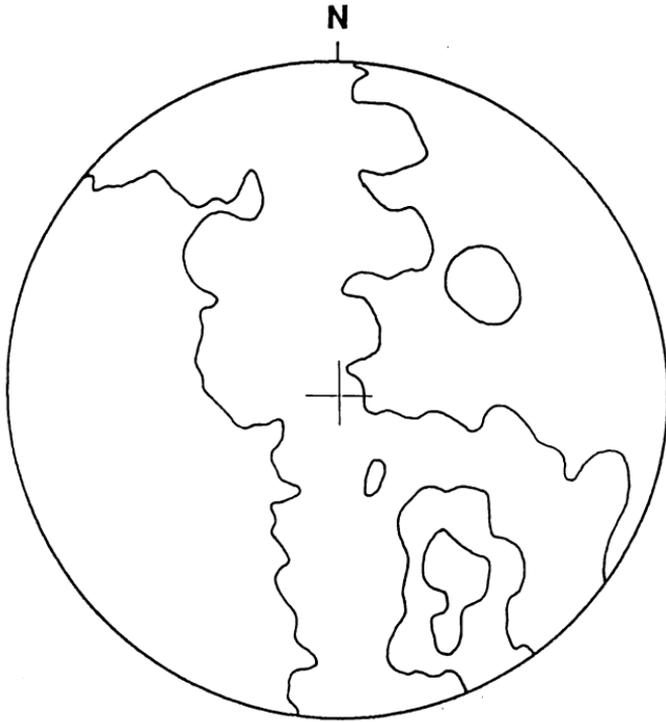
**Konstruktive Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung vorhandener Struktureinheiten  
TK 25, Nr. 6207 Blatt Beuren,  
404  $s_2$ -Flächen  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 82%

N

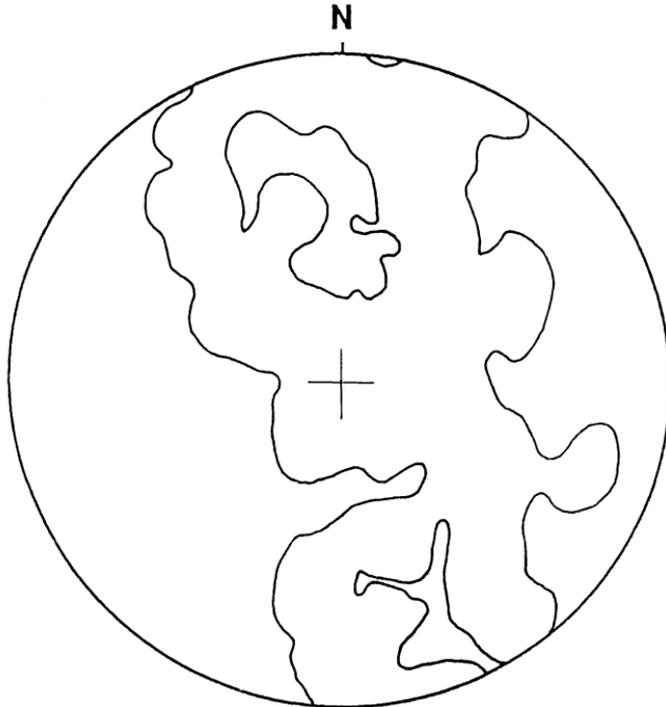


**Konstruktive Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung vorhandener Struktureinheiten  
 $s_2$ -Zielrotation: 155/90  
 $s_2$ -Flächen rotiert  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 91 %

Abb. 71: Konstruktive Rückformungen

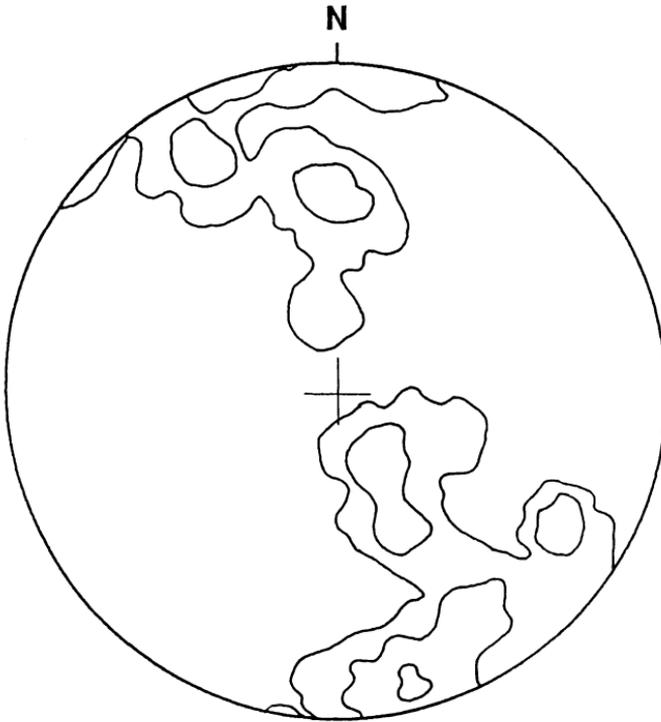


**Konstruktive Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung vorhandener Struktureinheiten  
TK 25, Nr. 6207 Blatt Beuren,  
508  $s_1$ -Flächen  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 75%

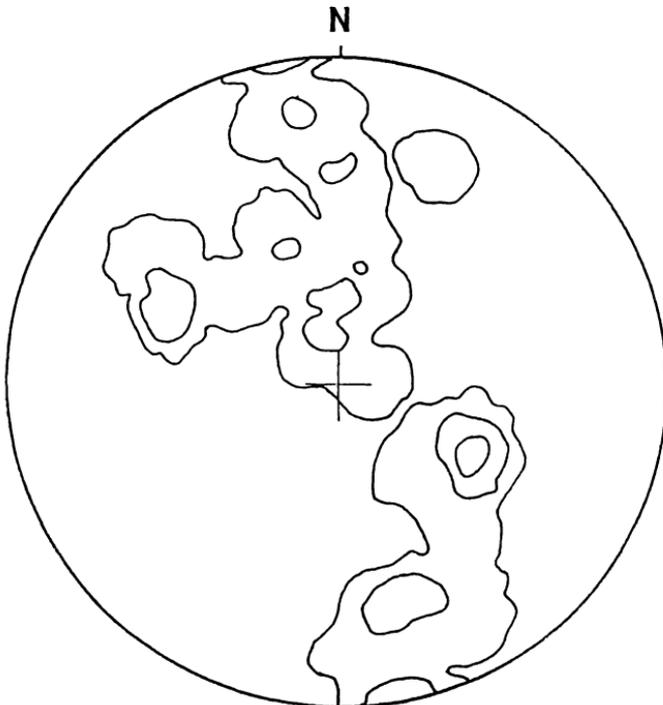


**Konstruktive Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung vorhandener Struktureinheiten  
 $s_2$ -Zielrotation: 155/90  
 $s_1$ -Flächen rotiert  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 73 %

Abb. 72: Konstruktive Rückformungen

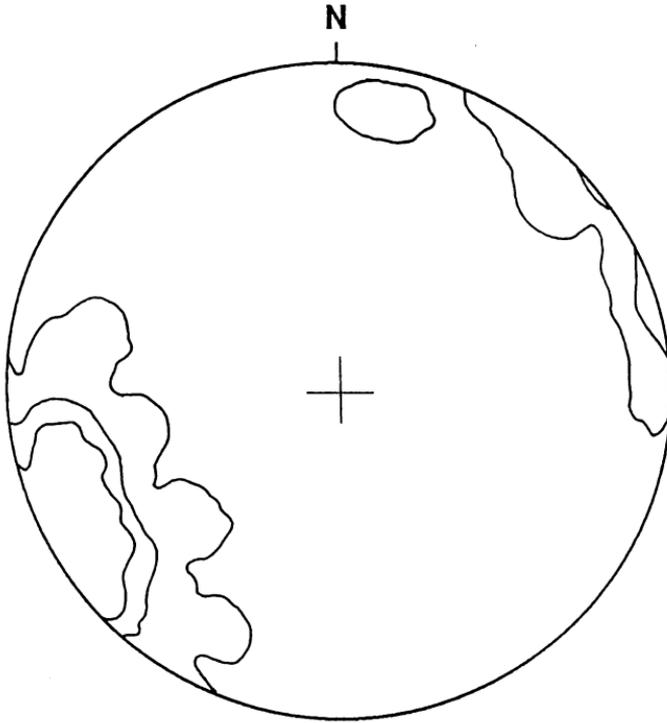


**Konstruktive  
Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung  
vorhandener  
Struktureinheiten  
TK 25, Nr. 6207 Blatt  
Beuren,  
224  $s_0$ -Flächen  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 75%

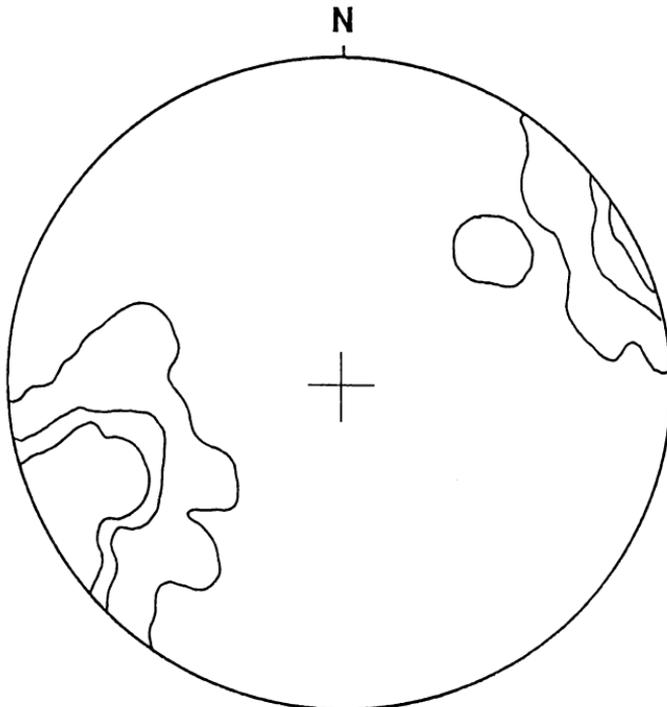


**Konstruktive  
Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung  
vorhandener  
Struktureinheiten  
 $s_2$ -Zielrotation: 155/90  
 $s_0$ -Flächen rotiert  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 74 %

Abb. 73: Konstruktive Rückformungen

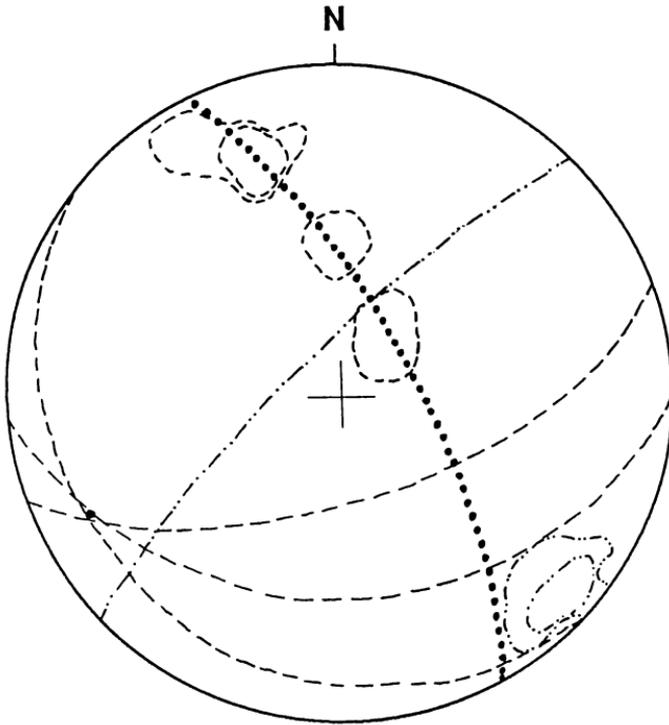


**Konstruktive  
Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung  
vorhandener  
Struktureinheiten  
TK 25, Nr. 6207 Blatt  
Beuren,  
360  $b_1$ -  $b_2$ -Achsen,  $l_{0-1}$ -,  
 $l_{0-2}$ -,  $l_{1-2}$ -Lineationen  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 88%



**Konstruktive  
Rückformungen**  
ohne Berücksichtigung  
vorhandener  
Struktureinheiten  
 $s_2$ -Zielrotation: 155/90  
 $b_1$ -  $b_2$ -Achsen,  $l_{0-1}$ -,  $l_{0-2}$ -,  
 $l_{1-2}$ -Lineationen rotiert  
Isolinien: 1%-5%-10%  
Belegung < 1%: 87 %

Abb. 74: Konstruktive Rückformungen



### **$b_2$ -Falte**

mit spitzwinkliger Abweichung der  $s_2$ -Flächen von der Faltenachsebene

---  $s_1$

- · -  $s_2$

•  $\pi$ -Pol

· · · ·  $\pi$ -Kreis

TK 25, Nr. 6206 Blatt  
Trier-Pfalzel, Straße  
von Gutweiler nach  
Waldrach, r: <sup>25</sup>53 220,  
h: <sup>55</sup>10 580

28  $s_1$ -Flächen, 19  $s_2$ -  
Flächen

Isolinien: 1%-5%

Abb. 75:  $b_2$ -Falte

## 8. Danksagung

Die Anregung zu dieser Arbeit ging von Herrn Prof. Dr. Stets aus. Für sein großes Interesse am Werdegang dieser Arbeit und seiner beständigen Diskussionsbereitschaft möchte ich mich bedanken. Für die Diskussion des Blockbildes möchte ich mich bei Herrn Dr. Stapf, Herrn Prof. Dr. Stets und Herrn Prof. Dr. Wurster bedanken.

Herrn Dr. Rüber danke ich für die Einführung in das Programm GELICH.

Für die Erstellung der Dünnschliffe danke ich Herrn Merten.

Dank gilt auch den an dieser Stelle nicht genannten Studienkollegen am Geologischen Institut Bonn für ihre zahlreichen Hilfen und Anregungen.

Besonders möchte ich mich bei meiner Frau Susanne und meinen 2 kleinen Töchtern Julia und Katja für ihre Geduld bedanken, die es mir ermöglichte, trotz Beruf und Familie die Dissertationsschrift fertigstellen zu können.

## 9. Literaturverzeichnis

- ADLER, R. E.; KRÜCKEBERG, F.; PFISTERER, W.; PILGER, A. & SCHMIDT, M. W. (1968): Elektronische Datenverarbeitung in der Tektonik.- Clausthaler tekt. H., 8: 157 S., Clausthal-Zellerfeld
- ALTERMAN, I. B. (1973): Rotation and dewatering during slaty cleavage formation: Some new evidence and interpretation.- Geology, 1: 33 - 36, Boulder/CO

WILDBERGER: Zur tektonischen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks

- ANDERLE, H.-J. (1987): The evolution of the South Hunsrück and Taunus Borderzone.- *Tectonophysics*, **137**: 101 – 114, Amsterdam
- ARTHAUD, F. (1969): Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles.- *Bull. Soc. géol. France*, **11** (7):729-737, Paris
- ASSELBERGHS, E. & HENKE, W. (1935 a): Le Siegenien et le Gedinnien du Hunsrück et du Taunus.- *Bull. Acad. roy. Belgique*, **21**: 865 – 882, Brüssel
- (1935 b): Contribution à la tectonique du Hunsrück et du Soonwald.- *Bull. Acad. roy. Belgique, Cl. de Sci.*, **21**: 974 – 979, Brüssel
- BANDEL, K. & MEYER, D. E. (1975): Algenriffkalke, allochthone Riffblöcke und autochthone Beckenkalke im Südtteil der Rheinischen Eugeosynkinale.- *Mainzer geowiss. Mitt.*, **4**: 5 – 65, Mainz
- BANK, H. (1953): Tektonisch-stratigraphische Untersuchungen auf dem Nordflügel der Nahemulde.- *Diss.*, 101 S., Mainz
- BANKWITZ, P. (1981): Korrelation zwischen mikroskopisch und megaskopisch ableitbaren Gefügeparametern im Hinblick auf die Deformationsbedingungen in der Erdkruste.- *Z. geol. Wiss.*, **9**: 293 – 307, Berlin
- BEHRENS, M. & STEHL, A. (1975): GELI 2 – ein Rechenprogramm zur Gefüge- und Formanalyse.- *Geol. Rundsch.*, **64**: 301 – 324, Stuttgart
- (1975): Aufbau und Handhabung der Programmiersprache GELI 2. *Z. deutsch. geol. Ges.*, **126**: 135 – 154, Hannover
- BELL, T. H. & RUBENACH, M. J. (1983): Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation.- *Tectonophysics*, **92**: 171 – 194, Amsterdam
- BEYENBURG, E. (1930): Stratigraphie und Tektonik des Guldenbachtals im südlichen Hunsrück.- *Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1930*, **51**: 417 – 461, Berlin
- BIERMANN, C. (1987): Basement topography and thrust fault ramping, a model to explain cleavage fans in the Mosel area (Rheinisches Schiefergebirge).- *Geol. en Mijnbouw*, **66**: 333 – 341, Dordrecht
- BIERTHER, W. (1941): Geologie des unteren Hahnenbachtals bei Kirn a. d. Nahe.- *Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1940*, **61**: 109 – 156, Berlin
- (1954): Zur Herkunft der kristallinen Gesteine von Wartenstein im südlichen Hunsrück.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1954**: 97 – 103, Stuttgart
- BINOT, F. (1980): Zur Geologie der Umgebung von Ürzig (Mosel, Rheinisches Schiefergebirge) mit einem Beitrag zur Genese der Rotliegendensedimente in der Wittlicher Senke.- *Dipl. Arb.*, 115 S., Bonn (unveröff.)
- BINOT, F. & STETS, J. (1982): Die Rotliegend-„Porphyrtuffe“ von Ürzig/Mosel und ihre Xenolithe (Wittlicher Senke, Rheinisches Schiefergebirge).- *Mainzer geowiss. Mitt.*, **11**: 15 – 28, Mainz
- BORN, A. (1929): Über die Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper.- *Fortschr. Geol. Paläont.*, **7**, **22**: 329 – 428, Berlin
- BORRADAILE, G. J. (1977): On cleavage and strain: results of a study in West Germany using tectonically deformed sand dykes.- *J. geol. Soc.*, **133**: 146 – 164, London
- BOTT, M. H. P. (1959): The mechanics of oblique slip-faulting.- *Geol. Mag.*, **96**: 109 – 117, London
- BOYER, S. E. & ELLIOTT, D. (1982): Thrust systems.- *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **66**: 1196 – 1230, Tulsa/OK
- BRAUN, G. (1981): Der Regelungsgrad vektorieller Gefüge und seine Bedeutung für die Analyse von Gefügediagrammen.- *Z. deutsch. geol. Ges.*, **132**: 95 – 109, Hannover
- BREDDIN, H. (1965): Können asymmetrische und vergente Falten durch scherende Verformung entstehen? - *Geol. Mitt.*, **4**: 211 – 234, Aachen
- BREDDIN, H. & FURTAH, H. (1963): Zur Geometrie asymmetrischer Falten.- *Geol. Mitt.*, **3**: 197 – 219, Aachen

WILDBERGER: Zur tektonischen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks

- BREDDIN, H.; FURTAK, H. & HELLERMANN, E. (1964): Eine geometrische Erklärung für die flache Lage der Faltenachsenflächen und der Schieferigkeit.- *Geol. Mitt.*, 3: 253 – 274, Aachen
- BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle.- *Geol. Rundsch.*, 36: 57 – 66, Stuttgart
- BRÜHL, H. (1969): Boudinage in den Ardennen und in der Nordeifel als Ergebnis der inneren Deformation.- *Geol. Mitt.*, 8: 263 – 308, Aachen
- CLEVER-BANSEMER, G. (1987): Die Faziesverhältnisse im Oberrotliegenden der Wittlicher Senke (Rheinisches Schiefergebirge) bei Klausen und Platten.- *Dipl. Arb.*, 100 S., Bonn (unveröff.)
- CLOOS, H. (1936): Einführung in die Geologie.- 503 S., Berlin
- (1950): Gang und Gehwerk einer Falte.- *Z. deutsch. geol. Ges.*, 100: 290 – 303, Hannover
- COSGROVE, J. W. (1976): The formation of crenulation cleavage.- *J. geol. Soc.*, 132: 155 – 178, London
- CROSS, T. A. & PILGER, R. H. (1982): Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs and tectonics of arc and back-arc regions.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93: 545 – 562, Boulder
- DAHMER, G. (1934): Die Fauna der Siegener Schichten in der Umgebung des Laacher Sees.- *Jb. preuß. geol. L.-A.*, 55: 122 – 141, Berlin
- DENNIS, J. G. (1976): Geosynklinale, Orogenese, Plattentektonik.- *Z. deutsch. geol. Ges.*, 127: 73 – 85, Hannover
- DE SITTER, L. U. (1954): Schistosity and shear in micro- and macrofabrics.- *Geol. en Mijnbouw*, 16: 429 – 439, Dordrecht
- DEWEY, J. F. (1965): Nature of kink bands.- *Tectonophysics*, 1: 459 – 494, Amsterdam
- DRESEN, G. (1979): Zur Geologie der Umgebung von Taben/Saar unter besonderer Berücksichtigung des kleintektonischen Gefüges im variszisch geprägten Sockel (SW Hunsrück/Rheinisches Schiefergebirge).- *Dipl. Arb.*, 95 S., Bonn (unveröff.)
- DROZDZEWSKI, G. (1979): Grundmuster der Falten und Bruchstrukturen im Ruhrkarbon.- *Z. deutsch. geol. Ges.*, 130: 51 – 67, Hannover
- ECKE, H.-H.; HOFFMANN, M.; LUDEWIG, B. & RIEGEL, W. (1985): Ein Inkohlungsprofil durch den südlichen Hunsrück (südwestliches Rheinisches Schiefergebirge).- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1985: 395 – 410, Stuttgart
- EINECKE, G. & KÖHLER, W. (1910): Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches.- *Arch. Lagerst.-Forsch.*, 1: XXII + 767 S., Berlin
- ENGELS, B. (1955): Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen a. Rhein.- *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 14: 1 – 96, Wiesbaden
- (1959): Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum.- *Geotekt. Forsch.*, 13: 1 – 129, Stuttgart
- (1960): Zur Geologie der Moselmulde zwischen Würriich/Hunsrück und Mayen/SE-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge).- *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 29: 42 – 60, Hamburg
- FISCHER, G. (1929): Zum Problem der Schieferung.- *Zbl. Min. B.*: 474 – 484, Stuttgart
- GAMOND, J. F. (1972): Les plis coniques; analyse théorique et implications mécaniques.- *Diss.*, 109 S., Grenoble
- GASSER, U. (1978): Zur tektonischen Problematik der Moselmulde (Rheinisches Schiefergebirge).- *Geotekt. Forsch.*, 54: 1 – 84, Stuttgart
- GIESE, P. (1978): Die Krustenstruktur des Varistikums und das Problem der Krustenverkürzung.- *Z. deutsch. geol. Ges.*, 129: 513 – 520, Hannover
- GONZALES-BONORINO, F. (1960): The mechanical factor in the formation of schistosity.- *Int. Geol. Congr. Rep.*, 21st Session Part 18: 303 – 316
- GOSSELET, J. (1890): Deux excursions dans le Hunsrück et le Taunus.- *Ann. Soc. géol. Nord 1889 – 1890*, 17: 300 – 342, Lille

## WILDBERGER: Zur tektonischen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks

- GRAY, D. R. (1979): Microstructure of crenulation cleavages: an indicator of cleavage origin.- Am. J. Sci., 279: 97 - 128, New Haven
- GREBE, H. (1881): Über die Quarzit-Sattel-Rücken im südöstlichen Theile des Hunsrück (Linksrheinischen Taunus).- Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. f. 1880, 1: 243 - 259, Berlin
- HAAS, W. (1975): Zur Tektonik der Bopparder Hauptmulde und ihres Südost-Rahmens am Mittelrhein zwischen Braubach und Boppard (Rheinisches Schiefergebirge).- Mainzer geowiss. Mitt., 4: 159 - 194, Mainz
- HANNAK, W. (1959): Zur Geologie an der unteren Lahn zwischen Laurenburg und Bad Ems.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87: 293 - 316, Wiesbaden
- HENNINGSSEN, D. (1970): Paläogeographische Probleme der Mitteldeutschen Schwelle.- Z. deutsch. geol. Ges., 121: 143 - 150, Hannover
- HERBST, F. & MÜLLER, G. (1966): Der Blei-Zinkerzbergbau im Hunsrück-Gebiet.- Gewerkschaft Merkur, Bad Ems
- HESEMANN, J. (1971): Die Diskrepanz in der Fortsetzung der paläogeographischen und lagerstättenkundlichen Einheiten im links- und rechtsrheinischen Schiefergebirge.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1971: 91 - 94, Stuttgart
- HOEPPENER, R. (1956): Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung.- Geol. Rundsch., 45: 247 - 287, Stuttgart
- (1957 a): Beziehungen zwischen Struktur und Bewegung des Untergrundes und der Tektonik des Deckgebirges im Gebiet der Eifel und der Moselmulde (Rheinisches Schiefergebirge).- Geol. Rundsch., 46: 213 - 220, Stuttgart
- (1957 b): Zur Tektonik des SW-Abschnittes der Moselmulde.- Geol. Rundsch., 46: 318 - 348, Stuttgart
- (1960): Ein Beispiel für die zeitliche Abfolge tektonischer Bewegungen aus dem Rheinischen Schiefergebirge.- Geol. en Mijnbouw, 39: 181 - 188, Brüssel
- HOEPPENER, R.; BRIX, M. & VOLLBRECHT, A. (1983): Some aspects on the origin of foldtype fabrics - theory, experiments and field applications.- Geol. Rundsch., 72: 421 - 450, Stuttgart
- HONSEMAN, G. A. & ENGLAND, P. C. (1986): A dynamical model of lithosphere extension and sedimentary basin formation.- J. geophys. Res., 91: 719 - 729
- HUBBERT, M. K. (1951): Mechanical basis for certain familiar geologic structures.- Geol. Soc. Amer. Bull., 62: 355 - 372, Boulder/CO
- JOHNSON, A. M. (1977): Styles of Folding. Mechanics and Mechanisms of Folding of Natural Elastic Materials.- 406 S., Amsterdam
- KAYSER, E. (1881): Beitrag zur Kenntnis der Fauna des rheinischen Taunusquarzit.- Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1880: 260 - 266, Berlin
- KELCH, H.-J. & REIBLE, P. (1976): Beschreibung der Spülproben und Kerne der Bohrung Saar 1.- In: Die Tiefbohrung Saar 1.- Geol. Jb., A 27: 29 - 89, Hannover
- KIENOW, S. (1934): Die innere Tektonik des Unterdevons zwischen Rhein, Mosel und Nahe.- Jb. preuß. geol. L.-A. 54: 58 - 95, Berlin
- (1942): Grundzüge einer Theorie der Faltungs- und Schieferungsvorgänge.- Fortschr. Geol. Paläont., 14, 46: 1 - 129, Berlin
- (1949): Beiträge zur Geomechanik. 1. Über Faltungsschieferung.- N. Jb. Mineral. etc., Abh., 90, Abt. B: 345 - 378, Stuttgart
- (1953): Über Gleitfaltung und Gleitfaltungsschieferung.- Geol. Rundsch., 41: 110 - 128, Stuttgart
- KIRNBAUER, T. (1986): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des unteren Ems/ Unter-Devon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge.- Diss., 411 S., Freiburg
- KNETSCH, G. (1939): Kohlensäure, Vulkanismus und Erzlagerstätten des Rheinischen Schiefergebirges (eine Karte tektonisch-magmatischer Konsequenzen).- Geol. Rundsch., 30: 776 - 789, Stuttgart

WILDBERGER: Zur tektonischen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks

- KNEUPER, G. (1976): Regionalgeologische Folgerungen aus der Bohrung Saar 1.- In: Die Tiefbohrung Saar 1.- Geol. Jb., A 27: 499 – 510, Hannover
- KOCH, C. (1881): Über die Gliederung der rheinischen Unterdevonschichten zwischen Taunus und Westerwald. – Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1880, 1: 190 – 242, Berlin
- KÖLSCHBACH, K.-H. (1986): Tektonische Untersuchungen im Unterdevon der Südwesteifel zwischen dem Manderscheider Sattel und der Wittlicher Senke (Nordwestflanke der Moselmulde).- Diss., 145 S., Bonn
- KOSSMAT, F. (1927): Die Gliederung des varistischen Gebirgsbaues.- Abh. sächs. geol. L.-A., 1: 1 – 39, Leipzig
- KREBS, W. (1970): Nachweis von Oberdevon in der Schwerspatgrube Eisen (Saargebiet) und die Folgerungen für die Paläogeographie und Lagerstättenkunde des linksrheinischen Schiefergebirges.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970: 465 – 480, Stuttgart
- (1976): Zur geotektonischen Position der Bohrung Saar 1.- In: Die Tiefbohrung Saar 1.- Geol. Jb., A 27: 489 – 498, Hannover
- KRÜCKENBERG, F. (1968): Eine Programmiersprache für gefügekundliche Arbeiten.- Clausthaler tekt. H., 8: 7 – 53, Clausthal-Zellerfeld
- KUTSCHER, F. (1935 a): Die Throner Quarzite des hinteren Hunsrückgebietes.- Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1934, 55: 213 – 218, Berlin
- (1935 b): Ein Fossilvorkommen in den Throner Quarziten westlich Horath.- Z. deutsch. geol. Ges., 87: 702 – 703, Berlin
- (1937): Taunusquarzit, Throner Quarzit und Hunsrückschiefer des Hunsrücks und ihre stratigraphische Stellung.- Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1936, 57: 186 – 237, Berlin
- LANGHEINRICH, G. (1976): Verformungsanalyse im Rhenohercynikum.- Geotekt. Forsch., 51: 1 – 127, Stuttgart
- LEPPLA, A. (1896): Zur Geologie des Linksrheinischen Schiefergebirges.- Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1895, 16: 74 – 94, Berlin
- (1924): Über den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges, Begleitworte zu den Blättern Trier-Mettendorf und Mainz.- Z. deutsch. geol. Ges. f. 1923, 75, Mber.: 80 – 87, Berlin
- LORENZ, V. & BÜCHEL, G. (1980): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel.- Mitt. POLLICHA, 68: 29 – 100, Bad Dürkheim
- LOSSEN, K. A. (1867): Geognostische Beschreibung der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus in der östlichen Hälfte des Kreises Kreuznach.- Z. deutsch. geol. Ges., 19: 509 – 700, Berlin
- MARTIN, G. (1960): Die Geologie am Westrand der Moselmulde (Rheinisches Schiefergebirge).- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88: 172 – 189, Wiesbaden
- (1979): Die marin-sedimentären Eisenerzlager der westlichen Mosel-Mulde (Grubenfeld „Schweicher Morgenstern“).- Geol. Jb., D 31: 123 – 131, Hannover
- MARTIN, H. & WALLISER, O. H. (1973): Das Programm des SFB 48 Entwicklung, Bestand und Eigenschaften der Erdkruste, insbesondere der Geosynklinalräume.- Sonderh. deutsch. geol. Ges., 9: 93 – 103, Hannover
- MATTE, Ph. (1986): La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère.- Bull. Soc. géol. France, (8), 2: 9 – 24, Paris
- MAXWELL, J. C. (1962): Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware Water Gap area New Jersey and Pennsylvania.- In: ENGEL, J. & L. (Ed.): Petrologic Studies (Buddington volume).- Geol. Soc. Amer.: 281 – 311, Boulder/CO
- MEISL, S. (1986): Mineralogisch-petrographische Exkursion in den Soonwald – Exkursion A2.- Fortschr. Miner., 64, Beih. 2: 35 – 95, Stuttgart
- MEISSNER, R.; BARTELSSEN, H. & MURAWSKI, H. (1980): Seismic reflections and refraction studies for investigating fault zones along the geotransverse Rhenohercynicum.- Tectonophysics, 64: 59 – 84, Amsterdam

WILDBERGER: Zur tektonischen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks

- MEYER, D. E. (1970): Stratigraphie und Fazies des Paläozoikums im Guldenbachtal/SE-Hunsrück am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges.- Diss., 307 S., Bonn
- MEYER, W. & STETS, J. (1975): Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen.- Z. deutsch. geol. Ges., **126**: 15 – 29, Hannover
- (1980): Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge.- Z. deutsch. geol. Ges., **131**: 725 – 751, Hannover
- MEYER, W. & STRIEM, H. L. (1983): Geological indications for young horizontal displacements in the Central Rhenish Massif.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1983**: 97 – 100, Stuttgart
- MITTMAYER, H.-G. (1974): Zur Neufassung der Rheinischen Unterdevon-Stufen.- Mainzer geowiss. Mitt., **3**: 69 – 79, Mainz
- (1980): Vorläufige Gesamtliste der Hunsrückschiefer-Fossilien.- Versteinertes Leben im Röntgenlicht.- Kleine Senckenberg-R., **11**: 34 – 39, Frankfurt a. M.
- (1982): Rhenish Lower Devonian biostratigraphy.- Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**: 257 – 270, Frankfurt a. M.
- MOONEY, W. D. & PRODEHL, C. (1978): Crustal structure of the Rhenish Massif and adjacent areas, a reinterpretation of existing seismic-refraction data.- J. Geophys., **44**: 573 – 601, Würzburg
- MOSEBACH, R. (1952): Zur Petrographie der Dachschiefer des Hunsrückschiefers.- Z. deutsch. geol. Ges., **103**: 368 – 376, Hannover
- (1954): Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **82**: 234 – 246, Wiesbaden
- MÜLLER, E. (1984): Oberrotliegendes und Trias über Devon am Hunsrücksüdrand (Exkursion E am 26. und 27. April 1984).- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **66**: 77 – 84, Stuttgart
- MÜLLER, E. & KLINKHAMMER, B. (1976): Exkursion durch die Merziger Grabenmulde und den Hunsrücksüdrand bis Saarburg am 23. April 1976 (Exkursion C).- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **58**: 33 – 38, Stuttgart
- MÜLLER, Gerh. (1982): Die Schwerspatgrube „Korb“ bei Eisen.- In: MÜLLER, Gerh. (Ed.): Saarland.- Tagungsheft VFMG-Sommertagung in Oberthal 1982: 97 – 115, Heidelberg
- MÜLLER, GERH. & STOPPEL, D. (1981): Zur Stratigraphie und Tektonik im Bereich der Schwerspatgrube „Korb“ bei Eisen.- Z. deutsch. geol. Ges., **132**: 325 – 352, Hannover
- MUKHOPADHYAY, D. (1973): Strain measurements from deformed quartz in the slaty rocks from the Ardennes and northern Eifel.- Tectonophysics, **16**: 279 – 296, Amsterdam
- MURAWSKI, H. (1975): Die Grenzzone Hunsrück/Saar-Nahe-Senke als geologisch-geophysikalisches Problem. Ergebnisse reflexionsseismischer Tiefensondierungen.- Z. deutsch. geol. Ges., **126**: 49 – 62, Hannover
- NAGEL, J. (1971): Zur Tektonik geschieferter Faltengebirge.- Geol. Jb., **89**: 251 – 296, Hannover
- NEGENDANK, J. (1983): Trier und Umgebung.- Sammlung geol. Führer, 60, 2. Aufl., 195 S., Berlin/Stuttgart: Borntraeger
- NÖRING, F. K. (1938): Die Blei-Zinkerzgänge des Hunsrücks.- Z. deutsch. geol. Ges., **90**: 412, Berlin
- (1939): Das Unterdevon im westlichen Hunsrück.- Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F. **192**: 1 – 96, Berlin
- OERTEL, G. (1955): Theoretisches zu Bewegungen in festen Körpern bei der Deformation.- Geotekt. Forsch., **11**: 84 – 107, Stuttgart
- ONCKEN, O. (1988): Geometrie und Kinematik der Taunuskammüberschiebung. Beitrag zur Diskussion des Deckenproblems im südlichen Schiefergebirge.- Geol. Rundsch., **77**: 551 – 575, Stuttgart
- (1989): Geometrie, Deformationsmechanismen und Paläospannungsgeschichte großer Bewegungszonen in der höheren Kruste (Rheinisches Schiefergebirge).- Geotekt. Forsch., **73**: 1 – 215, Stuttgart
- PHILIPPSON, A. (1932): Bilder aus der Erdgeschichte des Nahe-Hunsrücklandes.- Birkenfeld

WILDBERGER: Zur tektonischen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks

- PILGER, A. (1957): Über den Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges und Ruhrgebietes.- Geol. Rundsch., 46: 197 - 217, Stuttgart
- PLESSMANN, W. (1964): Gesteinslösung ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozeß.- Geol. Mitt., 4: 69 - 82, Aachen
- (1965): Laterale Gesteinsverformung vor Faltungsbeginn im Unterkarbon des Edersees (Rheinisches Schiefergebirge).- Geol. Mitt., 5: 271 - 284, Aachen
- (1966): Lösung, Verformung, Transport und Gefüge (Beiträge zur Gesteinsverformung im östlichen Rheinischen Schiefergebirge).- Z. deutsch. geol. Ges., 63: 650 - 663, Hannover
- PLESSMANN, W. & SPEATH, G. (1970): Sedimentgänge und tektonisches Schichtfließen (Biegungsfließen) im Rechtsrheinischen Schiefergebirge.- Geol. Mitt., 11: 137 - 164, Aachen
- PORTH, H. (1961): Die Kristallinvorkommen am Südrand des Soonwaldes.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89: 85 - 113, Wiesbaden
- QUADE, H. (1984): Die Lagekugelprojektion in der Tektonik. Das Schmidt'sche Netz und seine Anwendung.- Clausthaler tekt. H., 20, 196 S., Clausthal-Zellerfeld
- QUIRING, H. (1942): Der „Gneis von Wartenstein“ im Rheinischen Schiefergebirge.- Ber. Reichsamt Bodenforsch. f. 1942: 16 - 23, Wien
- RAMSAY, J. G. (1962): The geometry and mechanics of formation of similar type folds.- J. Geol., 70: 309 - 327, London
- (1967): Folding and Fracturing of Rocks.- 568 S., New York
- RECH, W. (1977): Zur Geometrie der geologischen Falten.- Geol. Rundsch., 66: 352 - 373, Stuttgart
- REICHMANN, H. (1966): Die Schichten des oberen Gedinnium im Rheintal bei Aßmannshausen.- Diss., 73 S., Mainz
- RICHTER, D. (1959): Schichtparallele Verschieferung einer älteren Schieferigkeit etc.- Z. deutsch. geol. Ges., 111: 108 - 144, Hannover
- RIETSCHEL, S. (1966): Die Geologie des mittleren Lahntroges.- Abh. senckenb. naturf. Ges., 509: 1 - 58, Frankfurt a. M.
- ROY, A. B. (1978): Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: A study from the Hunsrücksschiefer.- Geol. Soc. Amer. Bull., 89: 1775 - 1785, Boulder/CO
- SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. 1. Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil.- 215 S., Wien und Innsbruck
- (1950): Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. 2. Teil: Die Korngefüge.- 409 S., Wien und Innsbruck
- SCHALL, A. (1968): Grund- und Deckgebirge im Bereich der Mettlacher Saarschleife.- Diss., 93 S., Tübingen
- SCHENK, E. (1938): Die Tektonik der mitteldevonischen Kalkmuldenzone in der Eifel.- Jb. preuß. geol. L.-A. 58 f. 1937: 1 - 36, Berlin
- SCHILLING, D. (1981): Kartierung der Hunsrücksschiefer im Bereich Tiefenbachtal - Kautenbachtal/Mittelmosel.- Dipl.-Arb., 62 S., München (unveröff.)
- SCHMIDT, W. (1932): Tektonik und Verformungslehre.- 206 S., Berlin
- SCHMIDT, Wo. (1958): Die ersten Agnathen und Pflanzen aus dem Taunus-Gedinnium.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86: 31 - 49, Wiesbaden
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1972): Tektonik.- In: BRINKMANN, R. (Hrsg.): Lehrbuch der allgemeinen Geologie, Bd.II: 579 S., Stuttgart
- SCHNEIDER, S. (1982): Zur Geologie von Grund- und Deckgebirge in der Umgebung von Freudenburg/Saar unter besonderer Berücksichtigung des Schrägschichtungsgefüges im Mittleren Buntsandstein.- Dipl.-Arb., 104 S., Bonn (unveröff.)

WILDBERGER: Zur tektonischen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks

- SCHOLTZ, H. (1930): Das variszische Bewegungsbild, entwickelt aus der Inneren Tektonik eines Profils von der Böhmisches Masse bis zum Massiv von Brabant.- Fortschr. Geol. Paläont. 8, 25: 235 – 316, Berlin
- SCHROEDER, E. (1966): Über Abscherungserscheinungen im schwachgefalteten Unterdevon des Rechtsrheinischen Schiefergebirges.- Geol. Jb., 84: 203 – 214, Hannover
- SCHWINNER, R. (1924): Scherung, der Zentralbegriff in der Tektonik.- Cbl. Min. Geol. Pal.: 469-479, Stuttgart
- (1928): Der Begriff der „Scherung“ in der Tektonik.- Cbl. Min. usw., Abt. A: 31 – 43, Stuttgart
- SIMPSON, C. & SCHMIDT, S. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense movement in sheared rocks.- Geol. Soc. Amer. Bull., 94: 1281 – 1288, Boulder/CO
- SOLLE, G. (1937): Geologie der mittleren Olkenbacher Mulde.- Abh. senckenb. naturf. Ges., 436: 72 S., Frankfurt a. M.
- (1940): Ein neuer Roteisen-Horizont im Rheinischen Unterdevon.- Senckenbergiana, 22: 228 – 235, Frankfurt a. M.
- (1950): Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon.- Geol. Jb., 65: 299 – 380, Hannover
- (1960): Synsedimentäre Bruchtektonik im SW-Teil der rheinischen Geosynklinale im epirogenen Stadium.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88: 343 – 360, Wiesbaden
- (1970): Die Hunsrück-Insel im oberen Unterdevon.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 98: 50 – 80, Wiesbaden
- (1976): Oberes Unter- und unteres Mitteldevon einer typischen Geosynkinal-Folge im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. Die Olkenbacher Mulde.- Geol. Abh. Hessen, 74, 264 S., Wiesbaden
- Spannbrucker, K. (1982): Zur Geologie von Trassem und Kastel-Staadt (Kreis Trier-Saarburg, Rheinisches Schiefergebirge) unter besonderer Berücksichtigung der postvariszischen Entwicklung.- Dipl.Arb., 100 S., Bonn (unveröff.)
- STETS, J. (1960): Schichtfolge und Tektonik des Unterdevons im Raum Bernkastel – Neumagen/Mosel – Thalfang/Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge) unter besonderer Berücksichtigung der kleinteuktonischen Verhältnisse.- Diss., 178 S., Mainz
- (1962): Zur Geologie der Dhronal-Schichten und Hunsrückschiefer (Unterdevon) im Gebiet von Bernkastel-Neumagen-Thalfang (Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge).- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90: 132 – 159, Wiesbaden
- STICKEL, R. (1927): Zur Morphologie der Hochfläche des Linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete.- Beitr. Landesk. Rheinl., 5, Leipzig
- TALBOT, J. L. (1964): Crenulation cleavage in the Hunsrückschiefer of the middle Moselle region.- Geol. Rundsch., 54: 1026 – 1043, Stuttgart
- TCHALENKO, J. S. (1968): The evolution of kink bands and the development of compression textures in sheared clays.- Tectonophysics, 6: 159 – 174, Amsterdam
- THIELE, J. (1960): Geologie am Südrand der Moselmulde.- Diss., 39 S., Berlin
- TILMANN, N. & CHUDOBA, K. (1931): Der Gneis von Wartenstein.- Sitzungsber. Niederrhein. geol. Ver., 23 f. 1929: 24 S., Bonn
- TURNER, F. J. & WEISS, L. E. (1963): Structural Analysis of Metamorphic Tectonites.- 104 – 125, 469 – 494, New York
- VIALON, P.; RUHLAND, M. & GROLIER, J. (1976): Eléments de tectonique analytique.- 118 S., Paris: Masson
- VOLL, G. (1969): Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose.- Habil.-Schrift, 207 S., Berlin
- (1979): Gefügeanalyse der Gebirge.- Vorlesungsskript SS 1979, 114 S., Bonn
- (1983): Crustal xenoliths and their evidence for crustal structure underneath the Eifel Volcanic District.- In: FUCHS, K. et al. (Ed.): Plateau Uplift: 336 – 342, Berlin - Heidelberg

## WILDBERGER: Zur tektonischen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks

- WEBER, K. (1976): Gefügeuntersuchungen an transversalgeschieften Gesteinen aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge (Ein Beitrag zur Genese der transversalen Schieferung).- Geol. Jb., 15: 3 – 98, Hannover
- (1978): Das Bewegungsbild im Rhenoherynikum – Abbild einer varistischen Subfluenz.- Z. deutsch. geol. Ges., 129: 249 – 281, Hannover
- (1980): Anzeichen abnormal hoher Porenlösungsdrucke am Beginn der Faltung im Rheinischen Schiefergebirge.- Z. deutsch. geol. Ges., 131: 605 – 625, Hannover
- WEIJERMARS, R. (1986):  $s_1$ -cleavage fans in the Moselmulde of the Rheinische Schiefergebirge (Federal Republic of Germany) may be due to a  $D_3$ -tectonic event: open folding and reverse faulting.- Geol. Rundsch., 75: 323 – 332, Stuttgart
- WERNER, H. H. (1950): Geologie des südlichen Hunsrücks zwischen Hahnenbach und Guldenbach.- Diss., 74 S., Bonn
- (1952): Geologie der Winterbacher Mulde im südöstlichen Hunsrück.- Geol. Jb., 66: 627 – 660, Hannover
- WILDBERGER, J. (1988): Zur strukturellen Entwicklung des südwestlichen Hunsrücks (Beitrag zur Poster-Ausstellung).- Nachr. deutsch. geol. Ges., H. 39: 87, Hannover
- WILTSCHKO, D. V. (1981): Thrust sheet deformation at a ramp: summary and extensions of an earlier model.- In: McCLAY, K. R. & PRICE, N. J. (Ed.): Thrust and Nappe Tectonics. – Geol. Soc., Spec. Publ., 9: 55 – 64, Oxford
- WIRTH, H. (1960): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Vordertaunus.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88: 146 – 166, Wiesbaden
- WOLF, M. (1978): Inkohlungsuntersuchungen im Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge).- Z. deutsch. geol. Ges. 129: 217 – 227, Hannover
- WREDE, V. (1988): Der nördliche Harzrand – flache Abscherbahn oder wrench-fault-system? - Geol. Rundsch., 77: 101 – 114, Stuttgart
- WUNDERLICH, H. G. (1959): Lineare und planimetrische Einengung bei Faltung und Schieferung.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1959: 49 – 65, Stuttgart
- (1960): Über Verformung kompetenter und inkompetenter Wechsellagerungen und den Zusammenhang von Faltung und Schieferung.- Z. deutsch. geol. Ges., 112: 132 – 149, Hannover
- (1964): Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes.- Geol. Rundsch., 54: 861 – 882, Stuttgart
- ZINSER, R. (1963): Das Unter-Devon im Bereich des Lützelsoons (Siegen-Stufe, Hunsrück; südliches Rheinisches Schiefergebirge).- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 91: 92 – 118, Wiesbaden

## 10. Kartenverzeichnis

### Geologische Karten von Preußen 1 : 25 000:

- Nr. 6007, Blatt Wittlich, LEPPLA, A. (1901)
- Nr. 6008, Blatt Bernkastel (heute Bernkastel-Kues), LEPPLA, A. (1901)
- Nr. 6106, Blatt Schweich, GREBE, H. (1892)
- Nr. 6107, Blatt Neumagen, LEPPLA, A. (1901)
- Nr. 6108, Blatt Morbach, LEPPLA, A. (1901)
- Nr. 6206, Blatt Pfalzel (heute Trier-Pfalzel), GREBE, H. (1892)
- Nr. 6207, Blatt Schönenberg (heute Beuren), GREBE, H. & LEPPLA, A. (1898)
- Nr. 6208, Blatt Morscheid (heute Morscheid-Riedenburg), GREBE, H. & LEPPLA, A. (1898)

- Nr. 6305, Blatt Saarburg, GREBE, H. (1880)  
Nr. 6306, Blatt Schillingen (heute Kell), GREBE, H. (1889)  
Nr. 6307, Blatt Hermeskeil, GREBE, H. (1889)  
Nr. 6405, Blatt Freudenburg, GREBE, H. (1880)  
Nr. 6406, Blatt Losheim, GREBE, H. (1889).

**Geologische Übersichtskarte 1 : 100 000:**

Geologische Karte des Saar-Nahe-Berglandes und seiner  
Randgebiete 1 : 100 000 von DREYER, G.; FRANKE, W. & STAPP,  
K.R.G. (1983)

**Geologische Übersichtskarten 1 : 200 000:**

- Nr. 148 und 149, Blatt Trier-Mettendorf, LEPPLA, A. (1919)  
Nr. CC 6302, Blatt Trier, Hannover (1987)

*(Bei der Schriftleitung eingegangen am 12.03.1992,  
revidierte Fassung am 16.06.1992)*

*Anschrift des Autors:*

*Dr. Jörg Wildberger, Auf dem Hofacker 5, 6571 Meckenbach*