

**Grund- und Deckgebirge
im Bereich
der Mettlacher Saarschleife**

DISSERTATION
zur Erlangung des Grades eines Doktors
der Naturwissenschaften
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen

vorgelegt von
Albrecht Schall
aus Blaubeuren
1968

Tag der mündlichen Prüfung: 4. Juli 1968

Dekan: Professor Dr. Blume

1. Berichterstatter: Professor Dr. Schönenberg

2. Berichterstatter: Professor Dr. Einsele

Inhaltsverzeichnis:

	Seite
I. Einleitung	5
II. Der Schichtaufbau	8
1. Das Unterdevon	8
1.1. Allgemeines	8
1.2. Die Schichtfolge im Taunusquarzit und die Verbreitung der Schichtglieder im Unter- suchungsgebiet	11
1.3. Richtung des Sedimenttransportes im Tau- nusquarzit	17
1.4. Fossilführung des Taunusquarzits	19
2. Permische Eruptivgesteine	20
3. Das Deckgebirge	22
3.1. Das Rotliegende	22
3.1.1. (fragliches) Unterrotliegendes (ru?)	22
3.1.2. Oberrotliegendes (ro)	23
3.1.2.1. Waderner Schichten, ro ₁ (Waderner Gruppe, ro ₂)	23
3.1.2.2. Kreuznacher Schichten, ro ₂ (Kreuz- nacher Gruppe, ro ₃)	24
3.1.2.3. Die stratigraphische Stellung der Kreuznacher Schichten des Unter- suchungsgebietes	26
3.2. Der Buntsandstein	28
3.2.1. Mittlerer Buntsandstein (Vogesensand- stein, sm)	28
3.2.1.1. Abgrenzung gegen das Liegende	28
3.2.1.2. Brecciöse Bildungen an der Aufla- gerungsfläche des Mittleren Bunt- sandsteins auf dem Devon	30
3.2.1.3. Höherer Mittlerer Buntsandstein	31
3.2.1.4. Abgrenzung gegen das Hangende. Violette Grenzzone	32

	Seite
3.2.2. Oberer Buntsandstein (so)	32
3.3. Der Muschelkalk	34
3.3.1. Unterer Muschelkalk (Muschelsand- stein, mu)	34
3.3.2. Mittlerer Muschelkalk (Anhydrit- gruppe, mm)	35
3.3.3. Oberer Muschelkalk (mo)	35
3.4. Jüngere Bildungen	36
III. Tektonik	39
1. Grundgebirge	39
1.1. Schichtlagerung im Taunusquarzit	39
1.2. Schieferung	45
1.3. Klüftung	45
1.4. Störungen	46
2. Deckgebirge	47
2.1. Schichtlagerung	47
2.2. Klüftung	50
2.3. Störungen	51
3. Vergleich der Tektonik im Grund- und Deck- gebirge	51
3.1. Klüftung	51
3.2. Störungen	53
IV. Palaeogeographie	55
1. Allgemeines	55
2. Anlage und Entwicklung des permischen Reliefs im Untersuchungsgebiet	57
3. Die Beziehungen des permischen Gewässernetzes zur Struktur des devonischen Untergrundes	79
4. Der Einfluß des permischen Reliefs auf die Ausgestaltung des Gewässernetzes der Saar	81
Zusammenfassung	85
Schriftenverzeichnis	88

I. Einleitung.

Das Untersuchungsgebiet liegt zwischen den Orten Besseringen und Serrig an der unteren Saar und erstreckt sich über Teile der Meßischblätter Kirf (6404), Freudenburg (6405), Perl (6504) und Merzig (6505) (Abb. 1).

In diesem Gebiet greift der Taunusquarzitzug des Idarwaldes und Schwarzwälder Hochwaldes mit seiner südwestlichen Verlängerung weit über die Saar hinaus nach Südwesten vor. Zwischen Saar und Mosel taucht er unter mesozoischen Schichten unter, um bei der Ortschaft Sierck nochmals und letztmalig von der Mosel und zweien ihrer rechten Zuflüsse angeschnitten zu werden. Der Taunusquarzit bildete hier im äußersten Südwesten des Hunsrücks von der Rotliegendzeit an den Hauptteil und Kamm der trennenden Schwelle zwischen dem Merziger Becken im Süden und der Trierer Bucht im Norden, die sich nach Westen, zum Senkungsfeld des Pariser Beckens hin öffnen und mit permischen und mesozoischen Sedimenten gefüllt sind. Diese Siercker Schwelle selbst fiel vollständig erst im Mittleren Muschelkalk unter Sedimentbedeckung.

Das Arbeitsgebiet umfaßt im wesentlichen den Bereich rechts und links der Saar, wo der Taunusquarzit nach SW hin unter das Deckgebirge untertaucht, das hier durch die kräftige Tiefenerosion der Saar und ihrer Nebenflüsse stark zerfranst ist. Gerade die Lückenhaftigkeit der Erhaltung der Deckgebirgsschichten bietet hier ausgezeichnete Möglichkeiten zum Studium der Auflagerung des Deckgebirges auf dem Grundgebirge und damit der Rekonstruktion der alten permischen Landoberfläche im Bereich der Siercker Schwelle. Zudem haben die tief eingeschnittene Saar und ihre zahlreichen Zuflüsse eine Vielzahl ausgezeichneter Aufschlüsse im Taunusquarzit geschaffen, die einen sehr guten Einblick in den Schichtaufbau und in die Lagerungsverhältnisse desselben gewähren.

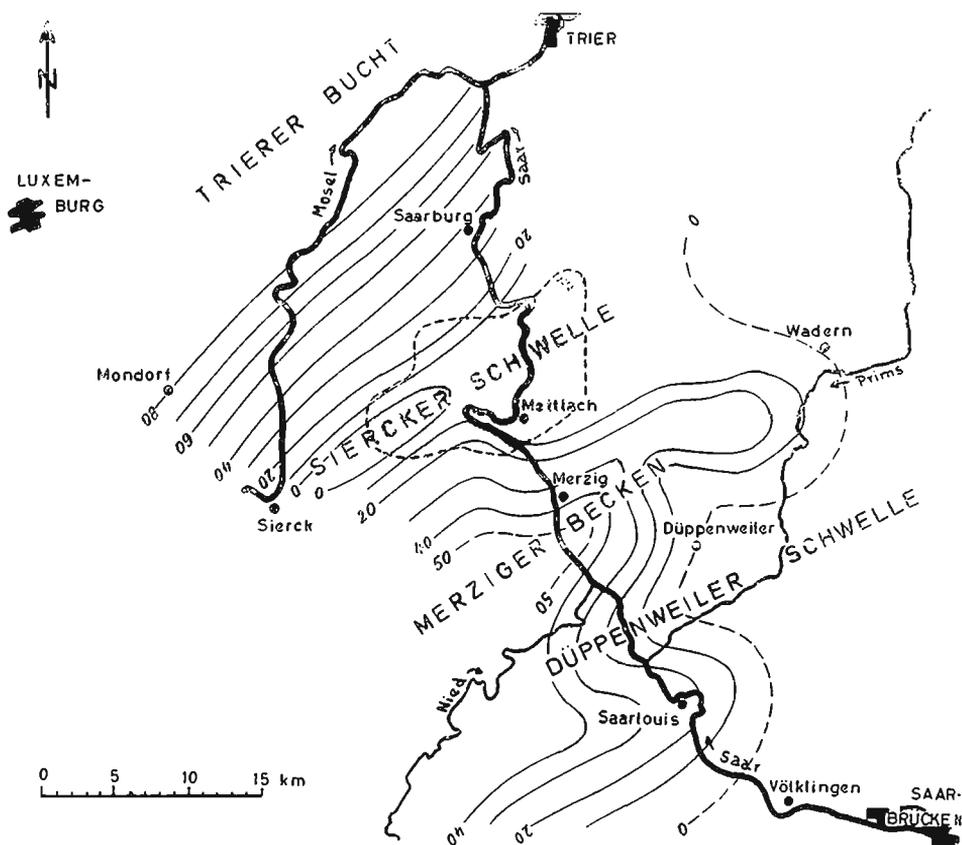


Abb. 1. Lage des Arbeitsgebietes auf der Siercker Schwelle.
Linien gleicher Mächtigkeit des Oberen Buntsandsteins
nach E.M.MÜLLER, A.BAUMANN, K.GITTINGER, H.HEITELE,
J.SCHRÖDER und eigenen Aufnahmen.

Im Folgenden werden die Ergebnisse einer Neukartierung des Deckgebirges im Maßstab 1 : 25 000 der weiteren Umgebung von Mettlach / Saar und von Untersuchungen im Taunusquarzit, ausgehend vom Saarprofil, dargelegt.

Die Arbeit wurde im Rahmen der von dem Geologischen Institut der Universität Tübingen und von der Geologischen Abteilung der Bergingenieurschule Saarbrücken, Saarbergwerke AG in Angriff genommenen Neukartierung der Trias zwischen unterer Saar und oberer Mosel durchgeführt. Für die Anregung zu dieser Arbeit und das rege Interesse an ihrem Fortgang bin ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. R. SCHÖNENBERG, Tübingen, zu besonderem Dank verpflichtet. Herrn Privatdozent Dr. G. KNEUPER, Leiter der Geologischen Abteilung der Bergingenieurschule Saarbrücken, danke ich für seine die Arbeit fördernde Kritik und Unterstützung im Gelände und bei der Auswertung der Ergebnisse.

Herr Dr. G. SELZER, Leiter des Geologischen Landesamtes des Saarlandes, ermöglichte mir, das Bohrarchiv des Amtes einzusehen. Ihm und Herrn Landesgeologen Dr. E.M. MÜLLER verdanke ich außerdem wertvolle Hinweise und die Arbeit anregende Diskussionen. Großen Dank schulde ich Herrn Direktor KRAMER vom Landesvermessungsamt des Saarlandes, der durch großzügiges Entgegenkommen den Farbdruck der geologischen Karte in der Druckerei des Amtes ermöglichte. Nicht zuletzt sei an dieser Stelle auch den Saarbergwerken AG für die mir gewährte finanzielle Unterstützung gedankt.

II. D e r S c h i c h t a u f b a u .

1. Das Unterdevon.

1.1. Allgemeines.

Weite Teile des Arbeitsgebietes werden von der mächtigen und sehr eintönig erscheinenden Serie von Quarziten und Tonschiefern des T a u n u s q u a r z i t s (tuq) aufgebaut. Auf ihn haben sich die Untersuchungen im Unterdevon beschränkt. Die stratigraphische Stellung des Taunusquarzits geht aus dem von KUTSCHER (1952) zusammengestellten Gliederungsschema für die Siegenstufe im Hunsrück hervor (Tab.1 S.9).

Bei der von LEPPLA vorgenommenen Zweiteilung des Taunusquarzits wurde das obere Drittel, das reichlich Schiefereneinschaltungen birgt, als O b e r e r Taunusquarzit von dem nur untergeordnet Schiefer führenden U n t e r e n Taunusquarzit abgetrennt. Diese petrographische Untergliederung fand dann später durch die Bearbeitung bekannter und einer Reihe neuer Fossilfunde (DAHMER 1934, KUTSCHER 1937, NÖRING 1939) Bestätigung und Ergänzung auch auf palaeontologischer Basis. Die Fundpunkte sind jedoch relativ sehr spärlich, und zudem ist die Fauna häufig untypisch, so daß regional eine biostratigraphische Zweiteilung des Taunusquarzits - von einer Feingliederung ganz abgesehen - nicht durchgeführt werden kann.

Die petrographische Gliederung LEPPLA's erwies sich als zu grob, als daß damit die Struktur des Taunusquarzits im Untersuchungsgebiet hätte erkannt werden können. So wurde versucht, in Verbindung mit einer kleintektonischen Aufnahme feinere lithologische Unterschiede zur weiteren Gliederung des Taunusquarzits heranzuziehen. Die wichtigsten Kriterien, die zur Ausscheidung von verschiedenen Schichtgliedern führten, waren

Allgemeine Gliederung		Taunusquarzit-Gliederung im Rheintal, SO- und SW- Hunsrück		Dhronal-Schichten im SW- und W- Hunsrück	
Horizonte		Petrographische Ausbildung		Horizonte	
Ulmen-Gruppe (nach Sölle)	Bornicher Schichten	Transversal geschichtete Grauwackensandige Schiefer, Tonschiefer		Kauler Schichten	Tonschiefer
	Kauler Schichten	Tonschiefer			
	Sauertal Schichten	Tonschiefer mit sandigen Schiefem und Grauwackensinken			
Herdorf-Gruppe	Oberer Taunusquarzit (nach Leppla)	Graue, weißgraue, feinkörnige, dünnbankige Quarzite, Grauwacken und Sandsteine mit reichlichen Tonschieferlagen		Dhronal-Schichten	Graue, grüne und bläuliche Quarzite, sandige Schiefer, Sandsteine, Tonschiefer
	Unterer Taunusquarzit (nach Leppla)	Weiße, weißgraue Quarzite, quarzitische Grauwacken, glimmerhaltige Sandsteine, sandige Schiefer, untergeordnet reine Tonschiefer			
Rauh-faser-Gruppe	Unterer Taunusquarzit (nach Leppla)	Weiße und weißgraue, dickbankige Quarzite mit untergeordneten Tonschieferlagen		Dhronal-Schichten mit Dhroner Quarziten	Graue u. grüne Quarzite, sandige Schiefer
	Oberer Hermeskeiler Schichten (nach Nöring)	Weiße Quarzite, kammförmig untergeordnet Tonschieferlagen			
Hermeskeiler Schichten	Oberer Hermeskeiler Schichten (nach Nöring)	Graue und grünliche Quarzite mit blauen Tonschiefern, örtlich Dadschieferlagen, Rippelmarkhorizonte und konglomeratartige Sandsteine		Dhronal-Schichten mit Dhroner Quarziten	Helle Dhroner Quarzite
	Untere Hermeskeiler Schichten (nach Nöring)	Feinkörnige graue und graugrüne Quarzite, rote und grüne Tonschiefer			
Siegen-Stufe		Faunenführung		Faunenführung	
Siegen-Stufe		Nach Sölle Mischfaunen: Stegen/Unterkoblentz		Kauler Schichten Zerler Schichten Hunsrück-schiefer	
Siegen-Stufe		Oberste Herdorter Fauna (Niveauparawald-Kohlenh.) Herdorter Fauna (vorwiegend Brachopoden)		Herdorter Fauna	
Siegen-Stufe		Seifener Fauna (Niveauparawald-Kohlenh.) Faunen bisher nicht aufgefunden		Seifener Fauna	
Siegen-Stufe		Faunen bisher nicht aufgefunden An der Basis Fischführender Horizont		Faunen bisher nicht gefunden	

Tabelle 1. Die stratigraphische Gliederung der Siegenstufe im Hunsrück (aus F.KUTSCHER 1952).

der relative Anteil der an ihrem Aufbau beteiligten sandigen Schiefer, die Art der Schichtung (Bankung, plattige Absonderung, örtlich auch Schrägschichtung) und die Bankmächtigkeit der Quarzite. Untergeordnet spielten Färbung, Reaktion auf mechanische Beanspruchung, Art und Anfälligkeit gegenüber der Verwitterung und Verwitterungsfarbe der Quarzite eine Rolle. Dazu ist natürlich zu bemerken, daß die ausgeschiedenen Schichtglieder vornehmlich lithofaziellen und kaum stratigraphischen Wert besitzen, da petrographisch und faunistisch belegte Leit- und Bezugshorizonte fehlen. Sie sollten in erster Linie dazu beitragen, die Struktur des Taunusquarzits im Arbeitsgebiet aufzuhellen.

Bei erzgebirgischem Streichen der Schichten und Einfallen in der Regel nach SE ist im ungefähr Nord-Süd verlaufenden Saarprofil weder das Liegende des Taunusquarzits im Norden noch das Hangende im Süden erschlossen. Die Nordgrenze wird von der großen **H a m m e r Ü b e r s c h i e b u n g** gebildet, wo der Taunusquarzit auf NW-fallenden Hunsrückschiefer nach NW überschoben ist. Im Süden ist die Hangendgrenze durch das Abtauchen der Grenze Grundgebirge / Deckgebirge unter das Saarniveau der Betrachtung entzogen. Das Absinken der Auflagerungsfläche ist hier am relativ schroffen Südrand der Siercker Schwelle in erster Linie primärer Natur, unterstützt allerdings durch die südabschiebenden nördlichen Randstörungen der Merziger "Grabenmulde" (MÜLLER & KLINKHAMMER 1963).

Der Taunusquarzit im stratigraphischen Sinne ist an der Saar also nicht vollständig erschlossen. Wenn auch möglicherweise im Hangenden und Liegenden nur geringmächtige Partien unterdrückt sind, so geht doch allein aus dieser Tatsache hervor, daß sich der Gliederungsversuch des Taunusquarzits auf eine Gliederung des **S a a r p r o f i l s** beschränkt, ganz davon abgesehen, daß die im äußersten Südwesten des Hunsrücks erzielten Gliederungsergebnisse sowie das fazielle Verhalten der einzelnen Schichtglieder im Streichen noch einer Überprüfung an Hand anderer Profile weiter im NE bedürfen.

1.2. Die Schichtfolge im Taunusquarzit und die Verbreitung der Schichtglieder im Untersuchungsgebiet.

Im Taunusquarzit an der Saar treten relativ reine, geschlossene Quarzitfolgen im Wechsel mit mehr oder weniger stark Schiefer führenden Quarziten auf. Erstere sind in der Regel dickbankig, letztere meist dünnbankig und neigen zu plattiger Absonderung. Da alle möglichen Übergänge vorhanden sind, lassen sich die einzelnen Partien jedoch weder nach unten noch nach oben scharf abgrenzen. Aus diesem Grunde mußte auch darauf verzichtet werden, die Gliederung in die geologische Karte zu übernehmen. Ein Normalprofil, zusammengestellt vor allem an Hand der Aufschlüsse im Saartal, zeigt Abb. 2. Die Angaben über die Gesamtmächtigkeit des Taunusquarzits wie auch über die Mächtigkeiten der einzelnen Folgen lassen sich nur mit großen Vorbehalten machen, da mit teilweise sicherlich beträchtlichen streichenden Auf- bzw. Überschiebungen gerechnet werden muß (s.S. 46). So wurde auch der Darstellung in Form eines schematisierten Querprofils gegenüber der eines Säulenprofils der Vorzug gegeben.

Es lassen sich 8 mehr oder weniger gut identifizierbare Schichtglieder aussondern (Abb. 2 und Tafel 1):

Über der Hammer Überschiebung setzt der tuq mit einer geschlossenen Quarzitfolge ein (a). Diese baut im wesentlichen den langgezogenen und schmalen, zur Saar hin schroff abfallenden Rücken des Maunert auf. Rechts der Saar ist die Folge (a) östlich der rheinischen Störungszone nicht mehr in diesem Ausmaß zu erkennen. Sie dürfte dort, da die Hammer Überschiebung flacher als die Schichtflächen nach NW ansteigt, zum größten Teil bereits der Abtragung anheimgefallen sein. Dieses relativ reine und gleichmäßig geschichtete Quarzitpaket (Bankmächtigkeit überwiegend 20-50 cm) wird im Hangenden von einer uneinheitlichen Folge abgelöst(b). Diese setzt sich aus mehreren Quarzitlagen zusammen, die sich im Tongehalt

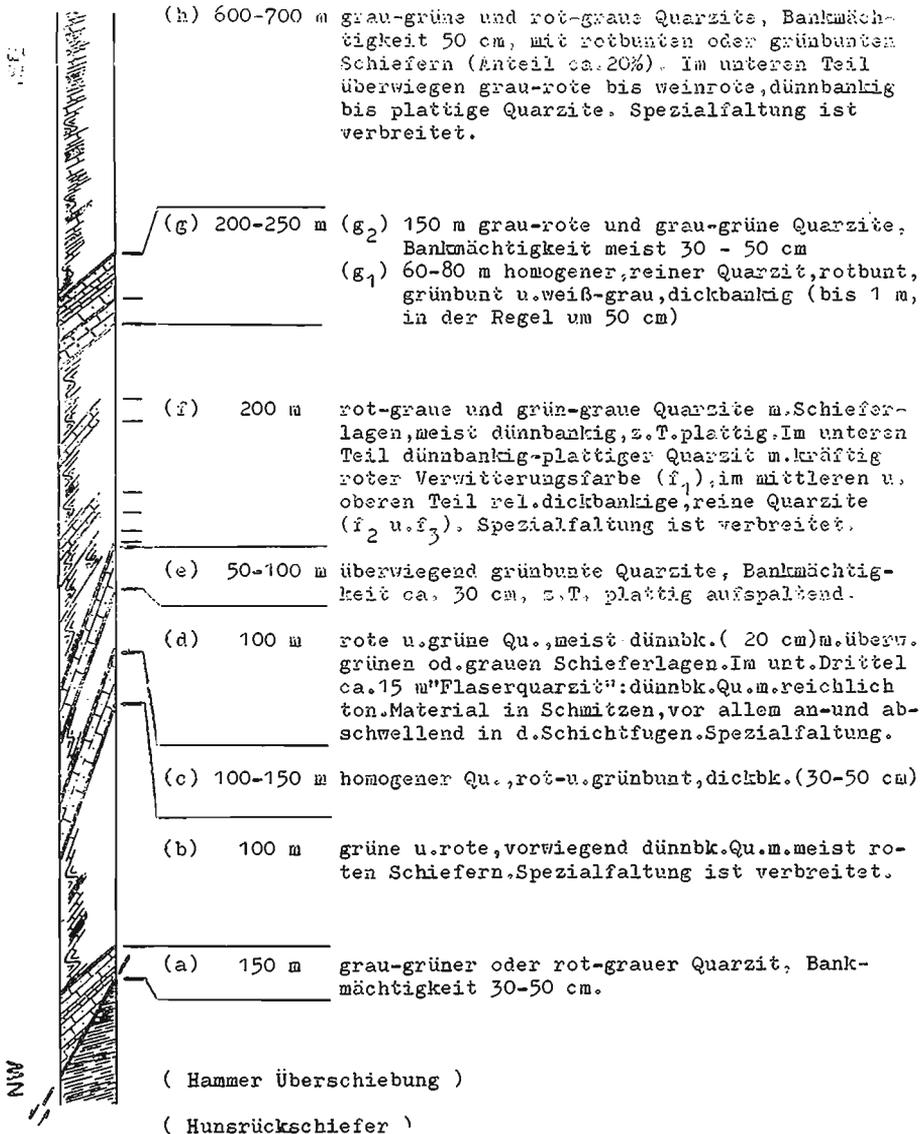


Abb. 2. Normalprofil des Taunusquarzits, zusammengestellt an Hand der Aufschlüsse an der Saar.

und in der Bankmächtigkeit (meist unter 30 cm, plattige Absonderung selten) unterscheiden. Gelegentlich kann Schrägschichtung beobachtet werden. Zwischen die Quarzite schieben sich dünne, einige dm oder m starke, mehr oder weniger sandige und meist rote Schieferlagen ein, deren Anteil an der Folge jedoch schätzungsweise 5-10 % kaum übersteigen dürfte. Bemerkenswert ist eine starke Spezialfaltung, wie sie vor allem in den Aufschlüssen beim Bahnhof Taben beobachtet werden kann.

Im Hangenden folgt wieder ein mächtiger, dickbankiger (30 bis 50 cm) Quarzitkomplex, in dem Schieferbänder fast völlig fehlen (c). Charakteristisch für ihn sind vielfach nur mäßig gut entwickelte Schichtflächen und meist mangelnde Parallelschichtigkeit. Morphologisch tritt die Folge auf Grund ihrer Mächtigkeit und Geschlossenheit besonders gut in Erscheinung. Rechts der Saar baut sie den auf über 500 m Höhe ansteigenden Rücken des Höckerberges auf, im Saartal bildet sie die schroffen Felsen unterhalb der Michelskapelle bei Taben und zieht dann unter dem Deckgebirge nach SW zum Leuktal, das sie zwischen Oberer und Unterster Stegmühle in einem mächtigen Riegel quert. Jenseits der parallel zur Mettlacher Saarschleife gerichteten Störungszone ist ihr Verlauf durch einige gute Aufschlüsse bei der Haselmühle und südlich Keßlingen mehr oder weniger gut markiert.

Praktisch vollständig ist die Folge (c) in den Steinbrüchen beim Bahnhof Taben aufgeschlossen. Der oberste Teil des Hauptbruchs, wo ein zunehmender Tongehalt der Quarzite festzustellen ist, leitet bereits über zu der nächsthöheren Folge (d), in der neben Quarziten unterschiedlicher Ausbildung untergeordnet sandige Schiefer und zum Teil reine Tonschiefer auftreten. Die Quarzite sind überwiegend dünnbankig (unter 20 cm) oder spalten - weniger häufig - plattig auf. Der Schieferanteil liegt im unteren Abschnitt der Folge relativ hoch. Grüne und graue Farben scheinen bei den Schiefen zu überwiegen. Ungefähr in der Mitte der Folge (d) und für diese sehr typisch liegt ein ca. 15 m mächtiger dünnbankiger (10 cm)

Quarzit, der in unregelmäßiger Verteilung, vor allem an- und abschwelend in den Schichtfugen, sehr viel toniges Material enthält. Dieser grünbunt gefärbte "Flaserquarzit" ist rechts der Saar bei der Höhe 423,0 (Abt.40/41) und links der Saar am Kaiserweg zwischen etwa 300 und 700 m südlich der Michelskapelle aufgeschlossen. Im Leuktal konnte er nicht aufgefunden werden.

Auch diese Folge zeigt wie (b) eine kräftige Spezialfaltung (rechts der Saar: Steinbrüche bei Saarhausen und Höhe 423,0; links der Saar: Aufschlüsse gegenüber Saarhausen, Steinbruch 750 m südlich Keßlingen u.a.O.).

Bei der relativ geringmächtigen Folge (e) handelt es sich um ein recht gleichmäßig geschichtetes und relativ dickbankiges (ca.30 cm) Quarzitpaket, das nur wenige und dünne Schieferbänder enthält. Während die meist reinen Quarzite in der Regel grünbunt gefärbt sind, weisen die Schiefer überwiegend rotbunte Färbung auf. Oberflächennah spalten die Quarzitbänke häufig plattig auf infolge einer stellenweise ausgeprägten Feinschichtung (z.T. Schrägschichtung).

Früher wurden in diesem Quarzit zahlreiche Steinbrüche angelegt, von denen heute jedoch nur noch einer in Betrieb ist und in dem Platten und Mauersteine gewonnen werden (Steinbruch Bärenfels bei Orscholz der Bettinger Hartsteinwerke). Die Aufschlußverhältnisse sind daher auch außerhalb des Saartales sehr gut. Die wichtigsten Aufschlüsse liegen, von NE nach SW: auf der Kuppe ca. 1 km südlich Panzhaus, im Saartal r. d. Saar ca. 600 m südlich vom Schotterwerk Saarhausen und auf der anderen Saarseite am Fuße des Weidelsberges, im Leuktal südlich Oberer Stegmühle, sowie am Bärenfels bei Orscholz und am Kirohenfels südlich Keßlingen.

Die Folge (f) setzt sich wiederum aus einzelnen lithologisch unterschiedlichen Gliedern zusammen. Mehr oder weniger sandige, grün- oder rotbunte Schiefer sind, vor allem im unteren Teil, an ihrem Aufbau beteiligt, stärker als bei den quarzitischen

Folgen, aber dennoch untergeordnet. Schieferaufschlüsse finden sich vor allem am Höhenweg um den Schwellenkopf und den Wackelsenfels, im tuq - Fenster am Hundscheider - Bach (Seminarium), in einem Steinbruch links über der Schwellenbachmündung, sowie im Saartal an der Bahnlinie.

Unter den jeweils relativ geringmächtigen Quarziten, die sich vor allem in der Bankmächtigkeit unterscheiden - teils dickbankig bis massig, teils dünnbankig bis plattig - tritt im unteren Teil der Folge einer besonders hervor. Dieser z. T. dünnbankige, rote Quarzit (f_1) zeigt eine auffallend kräftig rote Verwitterungsfarbe. Ebene Feinschichtung und Schrägschichtung sind in ihm häufig, weshalb die Bänke oberflächen- nah zu plattigem Aufspalten neigen. Er ist allem Anschein nach mit einer eine starke Spezialfaltung aufweisenden Zone identisch, die vom Schwellenbach über die Taunusquarzitkuppen am Dörrbach, am Zweibach und im Dinscheid nördlich Orscholz bis in den Südwesten des Arbeitsgebietes verfolgt werden kann, wo sie sehr wahrscheinlich in einer Steinbruchkette östlich Pt. 406,6 (Staatsforst Mettlach) und im Schwarzbruch nördlich Pt. 429,4 zu Tage tritt.

Im Hangenden von (f_1) kommen an mindestens zwei Stellen im Profil der Folge mittel- bis dickbankige, reine Quarzite vor (f_2 und f_3), die sich aber nicht durchgehend im Gelände verfolgen lassen. In diesen Quarziten sind mehrere Steinbrüche angelegt: links über der Schwellenbachmündung (f_2), nordwestlich vom Zusammenfluß von Dörrbach und Zweibach (f_3), beim Freilichttheater Orscholz (f_3), an der Straße Orscholztünsdorf bei Pt. 392,5 (f_3), im Schwarzbruch bei Pt. 425,6 (f_3) und a.0.

Die geschlossene Quarzitfolge (g) setzt zunächst mit einem ziemlich homogenen, etwa 60 bis 80 m mächtigen Quarzitpaket ein (g_1). Die Bankmächtigkeit dieses Quarzits kann bis zu 1 m erreichen, liegt aber in der Regel um 50 cm oder wenig darunter. Die Schichtflächen sind auffallend ebenmäßig entwickelt, und ebenso auffällig ist die sehr regelmäßig und gut ausge-

bildete, relativ weitständige Klüftung. Die Farbe ist rotbunt, weißgrau oder grünbunt, wobei rote Farben überwiegen. Die Färbung ist nicht horizontbeständig.

Dieser Quarzit kann im Arbeitsgebiet mit einiger Sicherheit durchgehend nachgewiesen und verfolgt werden. Gut aufgeschlossen ist er in Saalhölzbach (Kriegerdenkmal, Kreuzberg), im Wellesbachtal, am linken Saarufer bei Saar-km 69,4 - 69,5, beiderseits der Saar bei Steinbach, bei der Nauburg und bei der Neumühle nördlich Tünsdorf (Steinbruch der Bettinger Hartsteinwerke).

Der wesentlich mächtigere (?150 m) obere Teil (g_2) der Folge wird von wenig typischen, relativ dickbankigen (30 - 50 cm) Quarziten aufgebaut. Untergeordnet treten in ihm geringmächtige (bis etwa 5 m), mehr oder weniger sandige und meist rotbunte Schiefer auf (Steinbrüche und Bahnanschnitte südlich Saalhölzbach).

Mit zum Hangenden hin zunehmender Mächtigkeit der Schiefer vollzieht sich der Übergang zur nächsthöheren Folge (h). Diese führt mit einem Anteil von schätzungsweise 20% in deutlich stärkerem Maße Schiefer als die bisher beschriebenen Folgen (a) bis (g). Die Folge (h) dürfte demnach dem Oberen Taunusquarzit LEPPLA's gleichzusetzen sein.

Neben dem erhöhten Schieferanteil sind für die Folge (h) dünnbankige, oft dünnplattig aufspaltende Quarzite mit kräftig grauroter bis weinroter Farbe sehr typisch. Diese sind vor allem im unteren Teil weit verbreitet. Bei den Schiefen sind alle Übergänge von reinen Tonschiefern zu tonigen Quarziten zu beobachten. In stärkere Schieferpakete sind gelegentlich einzelne oder mehrere Quarzitbänke eingelagert. Die Schiefer sind rotbunt oder grünbunt gefärbt, wobei in dünnen Schieferbändern rote, in mächtigeren Schieferpaketen dagegen grüne Farben vorzuherrschen scheinen. Die Folge (h) ist wie die tonigen Folgen (b), (d) und (f) in starkem Maße spezialgefaltet.

1.3. Richtung des Sedimenttransportes im Taunusquarzit.

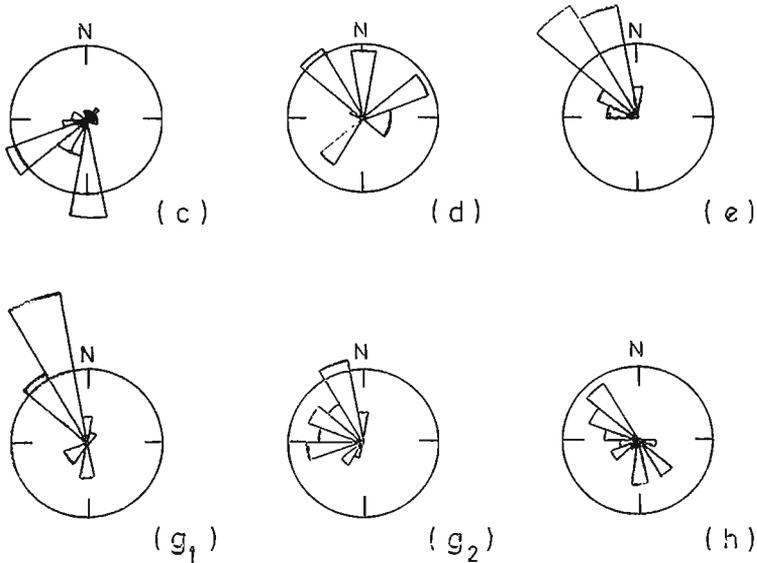
In den Quarziten kann sehr häufig Schrägschichtung beobachtet werden. Die Leeblätter können jedoch nur selten direkt eingemessen werden. Zudem lassen sich häufig in den schräggeschichteten Partien die Daten der Schichtflächen nicht eindeutig ermitteln, um die die Leeblätter bei der statistischen Auswertung transformiert werden müssen.

Für die Schüttungsrosen von Abb. 3 wurden aus einer Reihe von Aufschlüssen stammende Schrägschichtungsmessungen herangezogen und entsprechend dem Niveau der Aufschlüsse im Taunusquarzitprofil zusammengefaßt. In Anbetracht der relativ geringen Anzahl der Meßwerte und -punkte lassen sich keine sicheren Aussagen über die Schüttungsrichtung im Taunusquarzit machen.

Beim Taunusquarzit handelt es sich um ein Flachmeer-Sediment des südlichen Randsaumes der rheinischen Geosynklinale. Nach Norden, gegen das Beckeninnere, verzahnt er sich mit den Dhronental-Schichten (s. Tab. 1, S. 9), seinem küstenferneren zeitlichen Äquivalent (ASSELBERGHS & HENKE 1935 a, KUTSCHER 1937, NÖRING 1939, SOLLE 1950). Die Dhronental-Schichten weisen einen wesentlich höheren pelitischen Sedimentanteil auf als der küstennahe Taunusquarzit.

In dieses palaeogeographische Bild fügen sich die einen nach N bzw. NW gerichteten Sedimenttransport anzeigenden Schüttungsrosen der Folgen (d) bis (h) sehr gut ein. Hierbei fällt die relativ starke Streuung in den Rosen der Folgen (d) und (h) auf. Diese dürfte auf eine mehrfache Sedimentumlagerung zurückzuführen sein, worin sich ebenso wie auch in dem häufigen Wechsel von Quarziten und Tonschiefern die offenbar unruhigen Sedimentationsverhältnisse in diesen Folgen widerspiegeln.

Völlig aus dem Rahmen fällt die Schüttungsrose der Folge (c), also aus dem unteren Teil des tuq, die sehr eindeutig einen



Folge	(c)	(d)	(e)	(g ₁)	(g ₂)	(h)
Anzahl der Meßwerte	47	27	24	31	26	49
Anzahl der Meßpunkte (Aufschlüsse)	3	4	3	4	2	4

Abb. 3. Richtung des Sedimenttransportes in den einzelnen tuq-Folgen. Die Rosen geben die Einfallsrichtung der Schüttungs - Leeblätter wieder. ($r = 20\%$)

nach S bzw. SW gerichteten Sedimenttransport anzeigt. In Anbetracht des kleinen Untersuchungsausschnittes und mangels näherer sedimentologischer Untersuchungen muß jedoch die Frage offen bleiben, ob es sich hierbei um ein durch Sedimentumlage-

ung bedingtes lokales Phänomen handelt, wobei in erster Linie an Strömungen, aber auch an eine embryonale tektonische Gliederung der Geosynklinale gedacht werden kann, oder ob sich darin generell ein größerer Einfluß des nördlichen Liefergebietes abzeichnet.

1.4. Fossilführung des Taunusquarzits.

Fossilfundpunkte sind, wie schon eingangs erwähnt, im Taunusquarzit relativ sehr selten. GREBE (1880, S. 4-5) gibt in den Erläuterungen zu Blatt Freudenburg einige Fundpunkte an, die jedoch bei der Neukartierung nicht wieder aufgefunden werden konnten. Der Vollständigkeit halber seien sie und die dort aufgefundene Fauna hier erwähnt, und zwar in der Zusammenstellung von NÖRING (1939, S. 30):

- 500 m südwestlich Taben, am Weg nach Mettlach:
Crinoidenstielglieder
- Weg von Hamm nach Taben:
Orthis sp.sp.
? Rensselaerien
- Cahrenbach, nordöstlich Taben:
Orthis sp. sp.
? Rensselaerien
- Weg von Serrig über Panzhaus nach Greimerath
(Blatt Losheim), nahe dem Jagdhaus Neunhäuser:
Lamellibranchiaten
Orthis sp. sp.
Crinoidenstielglieder
- Weg von Panzhaus nach Irsch (nördlich Panzhaus):
Orthis sp. sp.
? Rensselaerien

2. Permische Eruptivgesteine.

Im Süden des Untersuchungsgebietes, bei Mettlach-Keuchingen, Dreisbach und St. Gangolf liegen mehrere Vorkommen von Melaphyr. Da bisher keine genaueren Untersuchungen dieser etwas unterschiedlichen Gesteine vorliegen, soll hier die alte Bezeichnung beibehalten werden.

Es handelt sich um grünlich - graue, graue oder violette Gesteine, meist rotbraun gefleckt und örtlich mit kleinen Mandeln (Jugendherberge Dreisbach). Infolge tiefgründiger Verwitterung sind die Melaphyre meist weich und mürbe oder mulmig - locker.

Nach DIETZ (1965) haben die Gesteine einen basischen Charakter, wobei der stellenweise beträchtliche Anteil an freiem Quarz in der Grundmasse und in Nestern zu beachten ist. Das dichte Gestein mit porphyrischer Struktur und gut sichtbarer Fließtextur hat nach DIETZ folgende mineralogische Zusammensetzung:

a) Grundmasse:

- P l a g i o k l a s , noch frische, gut ausgebildete Leistchen
- P y r o x e n , stark umgewandelt
- Q u a r z , z.T.große Kristalle in Nestern (vor allem bei Schwemlingen, bei Keuchingen und bei der Salzmühle)
- A p a t i t , (bei der Salzmühle)
- E r z , in feiner Verteilung
- M a n d e l n , mit chalcedonartigem Quarz und Karbonaten ausgefüllt
- G ä n g e , mit Karbonatkristallen und Kieselsäure gefüllt

b) Einsprenglinge:

- P y r o x e n , Klinopyroxen, meist verhältnismäßig frisch, oft nach 100 verzwillingt, häufig "Sanduhrstruktur" und Zonarbau
- O l i v i n , stets umgewandelt und nur noch Reststrukturen vorhanden

Bei diesen Melaphyren handelt es sich um das isolierte westlichste Vorkommen der im Perm aufgedrungenen magmatischen Gesteine des Saar - Nahe - Raumes. Es liegt nahe, das Aufdringen der basischen Eruptivgesteine im Raum Keuchingen - Dreisbach - St. Gangolf mit den sich dort kreuzenden großen, altangelegten Störungszonen in Zusammenhang zu bringen. DIETZ vertritt die Ansicht, daß von einem etwa in der Gegend von Keuchingen gelegenen Ausbruchszentrum aus (Schlotbreccie) sich die Lava den damaligen topographischen Gegebenheiten folgend nach Süden ausbreitete und die Permtäler bis zu einem bestimmten Niveau ausfüllte.

Dieser Annahme eines den einzelnen Melaphyrvorkommen gemeinsamen Ausbruchszentrums stehen jedoch Beobachtungen in einem Aufschluß bei der Jugendherberge Dreisbach entgegen. Dort ist ein Melaphyrstock in annähernd senkrechtem Kontakt mit einem braunroten Sandstein aufgeschlossen. In dem Melaphyr ist eine zur Abkühlungsfläche, d. h. nach oben zur Erdoberfläche und seitlich zum Sandstein parallele Absonderung zu beobachten. Von dem Melaphyr ausgehend durchziehen den Sandstein zahlreiche schichtparallel verlaufende, mehrere cm bis dm starke Apophysen, in deren Hangenden und Liegenden der Sandstein jeweils gebleicht ist. Der Aufschluß vermittelt ganz das Bild einer in den Sandstein eingedrungenen Melaphyrkuppe und nicht etwa das einer Lavadecke mit einer jüngeren, später mit Sand gefüllten Erosionsrinne. Zwischen dem von DIETZ angenommenen Ausbruchszentrum bei Keuchingen und den Melaphyrvorkommen bei Dreisbach bestand damals auch keine direkte Talverbindung, die von einem Lavastrom hätte benutzt werden können. Vielmehr liegen beide Vorkommen am Grunde oder an den Flanken zweier ge-

trennter Permtäler, die ein relativ kräftiges Gefälle nach SE aufwiesen (s. Taf. 3). Es ist daher eher anzunehmen, daß das Magma in diesem Gebiet verschiedene Schwächestellen zum Aufstieg benutzt hat, von wo aus sich die Lava dann auch flächenhaft im vorgefundenen Relief ausbreitete. Darauf weisen einzelne Vorkommen am Grund oder an den Flanken permischer Täler hin (z. B. rechts der Saar gegenüber Dreisbach), die nie über ein bestimmtes Niveau hinaufreichen.

3. Das Deckgebirge.

3.1. Das Rotliegende.

Die Ausbildung des Rotliegenden und aller jüngeren Schichtglieder im Arbeitsgebiet und deren Abgrenzung gegeneinander haben in jüngster Zeit durch MÜLLER & KLINKHAMMER (1963) und DIETZ (1965) eine eingehende Untersuchung und Beschreibung erfahren, so daß sich in diesem Rahmen die Ausführungen auf eine kurze Charakterisierung der Schichtglieder und einige Ergänzungen zu den angeführten Arbeiten beschränken können.

3.1.1. (fragliches) Unterrotliegendes (ru?).

Hierbei handelt es sich um das bereits erwähnte kleine Sandsteinvorkommen bei Dreisbach. Bisher nicht bekannt, wurde es vor kurzem bei Straßenbauarbeiten angeschnitten. Der Sandstein, braunrot gefärbt mit leicht violetter Einschlag, mittelkörnig, feldspatführend, mit tonigem Bindemittel, unterscheidet sich deutlich von den benachbarten Sedimenten des Oberrotliegenden bei St. Gangolf und Besseringen. Seine genaue stratigraphische Stellung muß jedoch offen bleiben. Aus der Tatsache, daß dieser Sandstein von einem Melaphyr durchdrungen ist, läßt sich nur schließen, daß er älter ist als dieser und damit auch älter als die benachbarten Rotliegendesedimente, die bereits

Melaphyrgerölle enthalten. Da jedoch über den Zeitpunkt der Magmenförderung im Untersuchungsgebiet innerhalb der Eruptionsphase im Saar - Nahe - Raum (ab Grenze r_u / r_o , Grenzlagergruppe) keine genauen Angaben gemacht werden können, kann der Sandstein bei Dreisbach sowohl ins Unterrotliegende als auch in die Grenzlagergruppe (r_{o_1} , FALKE 1954) gestellt werden.

3.1.2. Oberrotliegendes (r_o).

Von SE her greifen die Sedimente des Oberrotliegenden, den auf der Siercker Schwelle angelegten älteren Tälern folgend, nach NW auf das Devon über. Im Untersuchungsgebiet bilden sie im wesentlichen nur die Füllung dieser vor - oberrotliegenden Täler bis zu einem bestimmten, talaufwärts, d. h. generell nach NW ansteigenden Niveau, während die höheren Teile der Schwelle sedimentfrei blieben (Abb.12 und Taf.5).

Auf der geologischen Karte wurde für das Oberrotliegende die Bezeichnungswiese beibehalten, wie sie auf den älteren Karten des Saarlandes üblich ist.

3.1.2.1. Waderner Schichten, r_{o_1} (Waderner Gruppe, r_{o_2} , FALKE 1954).

Mit einer je nach den morphologischen Gegebenheiten vor ihrer Ablagerung von 0 bis auf rund 150 m anschwellenden Mächtigkeit bilden sie die Hauptmasse der Talfüllungen. Es handelt sich um teils grobe, teils feinere Schuttmassen, die sich im wesentlichen aus mehr oder weniger stark kantengerundeten Quarzit-, Milchquarz- und untergeordneten Schieferbruchstücken in sandig - toniger Grundmasse zusammensetzen. In der Nachbarschaft von Melaphyren sind meist stark verwitterte Melaphyrgerölle beigemischt, deren Anteil bis zu 80 % erreichen kann (GREBE 1880, DIETZ 1965). Der maximale Durchmesser

der größten Gerölle nimmt vom Schwellenhöchsten nach SE zum Merziger Becken von etwa 50 cm auf etwa 10 cm ab. Die Oberfläche der Gerölle ist meist poliert. Windkanter sind nicht selten.

In der Sandfraktion können nach DIETZ deutlich zwei Anteile unterschieden werden: eckige Körner, oft durch Mörtelstruktur als Quarzitbruchstücke identifizierbar, und kantengerundete bis völlig abgerundete Körner mit matter Oberfläche, in einigen Fällen ebenfalls mit Mörtelstruktur. Der Anteil der eckigen Körner beträgt im Durchschnitt 37 %, in einigen Proben jedoch über 60 %.

Die tief braunrot bis violettrot gefärbten Fanglomerate sind in der Regel völlig unsortiert, und die Schichtung wird nur durch die Einregelung flacher Gerölle angedeutet. Nur gelegentlich schieben sich geröllarme oder geröllfreie Sandlagen linsenförmig ein.

In Ausnahmefällen sind die Waderner Schichten verfestigt, so am Weg von Keuchingen zur Lutwinuskapelle und nördlich Saarhölzbach (jeweils nur eine einige Meter mächtige Partie an der Basis).

Eine Reihe von Aufschlüssen vermittelt einen guten Einblick in den Aufbau der Waderner Schichten: Weganschnitt am Hundscheider-Bach (Seminarium), Steinbrüche südlich Saarhölzbach, Weganschnitt am Wolfsbach, Straßenanschnitt beim Freibad Mettlach, Straße und Hohlweg zum Geißert bei Mettlach, B 51 am Ortsausgang von Keuchingen u.v.a.

3.1.2.2. Kreuznacher Schichten, ro_2 (Kreuznacher Gruppe, ro_3 , FALKE 1954).

Über den Fanglomeraten der Waderner Schichten folgen ohne scharfe Grenze Sande bzw. wenig verfestigte Sandsteine der

Kreuznacher Schichten. Die Farbe der Sandsteine ist weniger intensiv und wechselt von rotbraun zu hellrot bis blaßrosa mit gelegentlich violettem Einschlag. Helle Flecken und Schlieren sind häufig, ebenso, vornehmlich im oberen Teil, unregelmäßige Bänder von Brauneisenstein sowie Nester und Schlieren von dunklem Fe-Mn-Mulm ("Tigersandsteine"). Die mittel- bis feinkörnigen Sandsteine führen im allgemeinen reichlich verwitterten Feldspat. Nicht selten ist in ihnen eine flache, nach SW bis NW einfallende, großbogige Schrägschichtung zu erkennen.

Nahe der Hangendgrenze treten örtlich Bänke und Knauern verrieselter dolomitischer Sandsteine auf (ca. 300 m nordöstlich vom Freibad Mettlach an einem zum Hungerberg führenden Waldweg). Lichtviolette Farben herrschen in dieser Zone vor. Diese Bildungen sind denen der Violetten Grenzzone (S.32), dem Abschluß des Mittleren Buntsandsteins, sehr ähnlich.

Stellenweise, am Hohlweg zum Geißert bei Mettlach und an der den St. Gangolfer Rücken querenden Straße südlich vom Mettlacher Freibad, finden sich in den Kreuznacher Schichten Lagen von roten Schiefertönen bis Feinsandsteinen, sogen. "Rötelschiefern". WEHRLI (1934) ordnet diese dem obersten Abschnitt der Kreuznacher Schichten zu. Dies muß jedoch in Frage gestellt werden, da die "Rötelschiefer" an den angegebenen Orten, wo die Kreuznacher Schichten eine Mächtigkeit von nur wenigen Metern erreichen, sich auf deren gesamtes Profil verteilen und auch schon an der Grenze zu den Waderner Schichten auftreten.

Die Kreuznacher Schichten, die im Arbeitsgebiet eine Mächtigkeit von maximal 30 bis 40 m erreichen (östlich der Straße Mettlach - Britten), keilen nach NW hin wesentlich rascher aus als die Waderner Schichten. Im Saarhölzbachtal, bei Saarhölzbach und nördlich Keuchingen sind sie nicht mehr anzutreffen. Im Gelände gewinnt man den Eindruck, daß - in der Horizontalen - auf die vorwiegend rein sandigen Kreuznacher

Schichten im NW noch ein schmaler Saum folgt, wo sich sandige und fanglomeratische Fazies verzahnen bzw. eine Mischfazies auftritt, angezeigt durch etwas lichtere Farben und eine bessere Sortierung der Sandfraktion der höchsten Partien der Fanglomerate. Gute Aufschlüsse, die diese Vermutung eventuell bestätigen könnten, fehlen jedoch leider.

Eine scharfe Trennung zwischen ro_1 und ro_2 kann im Gelände nicht immer durchgeführt werden. Soweit möglich, wurde die Unterteilung auf der Karte vorgenommen. In den übrigen Fällen wurden ro_1 und ro_2 gemeinsam als ro ausgeschieden. Die Bezeichnung ro erscheint auch dort angebracht, wo, in Annäherung an die Kammlinie der Schwelle, die Sandsteine der Kreuznacher Schichten nicht mehr abgelagert wurden. Die Annahme liegt durchaus nahe, daß dort in Anbetracht des noch kräftigen Reliefs (s. Taf. 3) die Lieferung von Quarzitschutt, wenn auch in geringerem Maße, weiter ging, während gleichzeitig weiter ab von der Kammlinie die Sande der Kreuznacher Schichten sedimentiert wurden.

3.1.2.3. Die stratigraphische Stellung der Kreuznacher Schichten des Untersuchungsgebietes.

Über den Kreuznacher Schichten kam im Untersuchungsgebiet ohne erkennbare Diskordanz der Mittlere Buntsandstein zur Ablagerung. Es erhebt sich nun natürlich die Frage, ob hier eine echte Schichtlücke vorliegt oder ob im Untersuchungsgebiet die Kreuznacher Schichten (als Faziesbegriff) auch als Vertreter des Zechsteins und Unteren Buntsandsteins betrachtet werden müssen.

WEHRLI (1934) kommt nach vergleichender Betrachtung der Verhältnisse in der Haardt und in der Pfalz zu der Auffassung, daß die im Grenzbereich ro / sm am Süd- und Nordrand der Siercker Schwelle auftretenden Dolomite, dolomitischen Sandsteine, "Rötelschiefer" und "Tigersandsteine" als Bildungen

des Zechsteins und Unteren Buntsandsteins anzusehen sind. Er versucht so eine kontinuierliche Sedimentation vom Oberrotliegenden bis zum Mittleren Buntsandstein nachzuweisen.

Nun sind aber die "Tigersandsteine", worauf schon MÜLLER & KLINKHAMMER (1965) hingewiesen haben, und wahrscheinlich auch die nur örtlich auftretenden "Rötelschiefer" nicht auf den hangenden Teil der Kreuznacher Schichten beschränkt. Sie sind, wenn auch nicht in diesem Ausmaß, bereits in den tieferen Partien derselben verbreitet, scheiden somit als nur einen bestimmten Zeitabschnitt (Zechstein, Unterer Buntsandstein) repräsentierende Bildungen praktisch aus.

Als für die Hangendgrenze der Kreuznacher Schichten typische Bildung dürfen aber, wenn auch nicht immer vorhanden, die Knauern und Bänke verkieselter dolomitischer Sandsteine gelten. In der berechtigten Annahme, daß es sich hierbei um Ausscheidungen aus azendenten Lösungen handelt, deren Bildung eine gewisse Zeit der Sedimentationsruhe voraussetzt, folgern MÜLLER & KLINKHAMMER, daß zwischen Oberrotliegendem und Mittlerem Buntsandstein eine echte Sedimentationslücke besteht, deren Ausmaß sich nach dem nicht bekannten genauen stratigraphischen Niveau des Basiskonglomerates (s.u.) innerhalb des Mittleren Buntsandsteins richtet.

Neuere petrographische, sedimentologische und geochemische Untersuchungen von FALKE (1965) sprechen für eine früher schon verschiedentlich vermutete Einstufung der Schichten der Kreuznacher Gruppe des Pfälzer Raumes in den Zechstein. Die in der Pfalz erzielten Ergebnisse dürfen natürlich nicht ohne weiteres auf die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet bzw. im Merziger Becken übertragen werden, wo analoge Untersuchungen noch ausstehen. Immerhin nähren sie die Vermutung, daß die in diesem Raum als Kreuznacher Schichten ausgeschiedenen Sedimente über das Oberrotliegende hinaus zumindest noch den Zechstein repräsentieren. Ob diese auch den Unteren Buntsandstein einschließen, oder ob eine den Unteren Buntsandstein umfassende

Schichtlücke besteht, muß vorerst offen bleiben. Auf diese Frage wird im Kapitel "Palaeogeographie" (S.60f) nochmals eingegangen.

3.2. Der Buntsandstein.

3.2.1. Mittlerer Buntsandstein (Vogesensandstein, sm).

Weiter als die Sedimente des Oberrotliegenden greift der Mittlere Buntsandstein von Norden und Süden her gegen die Quarzschwelle vor und stellenweise über diese hinweg. Seine Mächtigkeit liegt im Untersuchungsgebiet zwischen 0 und 80 m.

3.2.1.1. Abgrenzung gegen das Liegende.

Während im Bereich des Merziger Beckens die Abgrenzung gegen die Kreuzbacher Schichten wegen der Ähnlichkeit der Sedimente auf Schwierigkeiten stößt, ist im Untersuchungsgebiet, am Hunsrückrand, zwischen diesen und dem Mittleren Buntsandstein ein scharfer Sedimentationsschnitt zu erkennen. Über dem Oberrotliegenden und teilweise auch über dem Devon (Kollersleuken, Taben) setzt hier der sm im allgemeinen mit einem bis zu einigen Metern mächtigen Konglomerat ein. Dessen Mächtigkeit und Geröllführung wie auch Größe und Rundungsgrad der Gerölle unterliegen starken Schwankungen. Am deutlichsten tritt das Basiskonglomerat bei Mettlach und Besseringen in Erscheinung (Luftschacht am Besseringer Eisenbahntunnel: 5,5 m stark verfestigtes, dicht gepacktes Konglomerat). Andernorts tritt an die Stelle des Basiskonglomerates ein mehr oder weniger stark geröllführender, meist harter, braunroter bis ziegelroter Kristallsandstein.

Nach SE läßt die Geröllführung an der Basis des sm sehr rasch

nach. Schon am SE - Ausgang von Besseringen treten nur noch vereinzelt Gerölle auf (MÜLLER & KLINKHAMMER 1965). Ganz allgemein kann nach KLINKHAMMER (1959) und MÜLLER & KLINKHAMMER im Bereich des Merziger Beckens das Basiskonglomerat seitlich durch geröllarme bis geröllfreie Kristallsandsteine vertreten sein. Für die Grenze ro/sm am Nordrand des Merziger Beckens geben sie folgendes Normalprofil an:

- höherer sm
- leicht verfestigte Sandsteinbank mit Grobschüttung, kaum erkennbare Schichtung
- mürbe, dünn - ebengeschichtete, rote und weiße Sandsteine, feinkörnig
- Kristallsandsteine, blaßrot, mittel- bis grobkörnig, im unteren Teil geröllführend bis konglomeratisch, an der unmittelbaren Basis bisweilen vererzt durch Brauneisenstein, Gerölle teilweise als Windkanter ausgebildet
- helle bis blaßrosa-violette, verkieselte, dolomitische Sandsteine (Karbonat - Kieselsäure - Kruste als Abschluß des ro₂)
- ro₂

Neben der "Karbonat - Kieselsäure - Kruste" als Abschluß der Kreuznacher Schichten werden von MÜLLER & KLINKHAMMER die Kristallsandsteine als seitliche Vertreter des Basiskonglomerates des sm als wichtigstes Kriterium für eine scharfe Abgrenzung von Mittlerem Buntsandstein gegen Kreuznacher Schichten im Bereich des Merziger Beckens herausgestellt.

Im Gegensatz zum Südrand der Siercker Schwelle, wo die Geröllführung auf höchstens einige Meter an der Basis des sm beschränkt bleibt, ist an ihrem Nordrand, bei Kollesleuken und Kastel, der Mittlere Buntsandstein bis zu seiner Hangengrenze konglomeratisch ausgebildet oder geröllführend in einzelnen Lagen.

3.2.1.2. Brecciöse Bildungen an der Auflagerungsfläche des Mittleren Buntsandsteins auf dem Devon.

Dort, wo der Mittlere Buntsandstein unmittelbar auf dem Devon zur Ablagerung kam, hat er einen mehr oder weniger mächtigen Schuttmantel der älteren Erdoberfläche konserviert. Meist ist die Auf- bzw. Anlagerungsfläche relativ glatt, d.h. der Taunusquarzit ist an der fossilen Erdoberfläche nur leicht aufgewittert und nachträglich wieder verfestigt. Gelegentlich kann fossile Gehängeschleppung beobachtet werden (vergl. RÖSSLE 1937). In den Fällen, in denen die Anlagerungsfläche stark geneigt ist, d.h. vor allem an den Flanken der im Buntsandstein aufgefüllten Permtäler, liegen in einem Abstand von bis zu einigen Metern von der Anlagerungsfläche eckige Quarzittrümmer unterschiedlicher Größe (RÖSSLE: bis zu $\frac{1}{4} \text{ m}^3$) in den sandigen Sedimenten des sm eingebettet. Die Kanten der Trümmer sind gelegentlich gebrochen, aber nur selten gerundet, so daß ein weiterer Transport ausgeschlossen ist. Die Quarzitstücke dürften vielmehr von der Seite her in das frische Sediment gestürzt oder gerutscht sein.

Die Bildung der Breccie fällt zwangsläufig nur in Ausnahmefällen zeitlich mit der des Basiskonglomerates zusammen, da die höheren, vom Oberrotliegenden nicht eingenommenen Teile der Schwelle im Buntsandstein nur sukzessive in den Sedimentationsbereich einbezogen wurden (vergl. Abb.12 S.69).

Die Breccie ist an vielen Orten ausgebildet und auch aufge-

schlossen, u.a. im Leiteswald nördlich Keuchingen (auf der geologischen Karte versehentlich als Basiskonglomerat eingetragen), am Wolfsbach, bei der Ruine Montclair (Saarschleife), in dem Steinbruch bei der Cloef/Orscholz (vergl. RÖSSLE 1937, Abb. 2) sowie an verschiedenen Stellen im Leuktal.

3.2.1.3. Höherer Mittlerer Buntsandstein.

Über den Basisbildungen verschiedener Art folgen in ziemlich eintöniger Ausbildung die gut sortierten, fein- bis mittelkörnigen, im allgemeinen glimmerfreien Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins. Diese sind braunrot bis ziegelrot, selten hell braungelb oder weiß gefärbt, teils locker, teils fest und örtlich durch Verkieselung sehr hart. Relativ häufig sind dünne Tonlagen, Tongallen und Tontüten, Trockenrisse, Regentropfeneindrücke und Rippelmarken zu beobachten. Gelegentlich eingestreut finden sich einzelne Quarz- und Quarzitzerolle oder eckige Stücke, örtlich auch Konglomeratlinsen oder, in der unmittelbaren Nachbarschaft von anstehendem Devon, Fanglomeratlagen oder -linsen (Steinbruch bei der Cloef). In den im allgemeinen nur mäßig gut gebankten Sandsteinen ist Schrägschichtung weit verbreitet.

U.d.M. sind nach RÖSSLE und DIETZ ursprünglich meist gut gerundete Quarzkörner zu erkennen, die mehr oder weniger deutlich sichtbar feine Eisenoxydhäutchen besitzen. Durch sekundäres Kornwachstum in gleicher optischer Orientierung wurden entweder Anwachsstreifen gebildet oder der Porenraum vollständig ausgefüllt. Neben Quarz erscheint regional Hämatit als Bindemittel. Außer dem Hauptbestandteil Quarz führen die Sandsteine sehr selten Plagioklase und an akzessorischen Bestandteilen wenige Opakkörner, runde Zirkone und Turmaline.

3.2.1.4. Abgrenzung gegen das Hangende. Violette Grenzzone (VG, MÜLLER 1954).

Den Abschluß des Mittleren Buntsandsteins bildet die aus dem Liegenden ohne scharfe Grenze hervorgehende Violette Grenzzone, die MÜLLER als Verwitterungsrinde der Landoberfläche des Mittleren Buntsandsteins deutet. In ihr hat das ursprüngliche sm - Material sekundär eine starke Veränderung erfahren. Charakteristisch für die rot- bis blauviolett verfärbte Zone sind Neubildungen chemischer Art. Angereichert in dünnen Bänken oder Knauern wie auch als Bindemittel in den Sandsteinen kann Dolomit auftreten. Eine Verkieselung der Sandsteine und auch der Dolomite ist häufig zu beobachten, ebenso Fe-Mn-Mulm. Die Zone führt, im Arbeitsgebiet allerdings nur sehr vereinzelt, Milchquarz- und Quarzitgerölle (? Reste des aufgearbeiteten Hauptkonglomerates, MÜLLER 1954).

Die eine Mächtigkeit von bis zu etwa 2 m erreichende VG stellt einen ausgezeichneten, im Gelände leicht ansprechbaren Kartierhorizont dar. Sie ist im Untersuchungsgebiet nur an wenigen Punkten gut aufgeschlossen (beim Friedhof Nohn, im Steinbruch bei der Cloef, bei der Mittleren und Oberen Steinmühle südlich Orscholz). Durch Handbohrungen und kleine Schürfe konnte sie jedoch an zahlreichen Stellen nachgewiesen und damit wahrscheinlich gemacht werden, daß die VG auch auf der Siercker Schwelle in der Regel ausgebildet ist, wenn auch stark verkümmert, wie etwa an der Cloef.

3.2.2. Oberer Buntsandstein (so).

Über der Violetten Grenzzone beginnt der Obere Buntsandstein mit der basalen Dolomitbröckelbank (MÜLLER 1954), einem dolomitischen Sandstein, der zahlreiche

kleine, teils abgerollte, teils eckige Dolomitbröckchen führt. Sowohl am Südrand (Steinmühle) als auch am Nordrand (Kollesleuken) der Siercker Schwelle ist diese Bank entwickelt. Es können jedoch mangels guter Aufschlüsse keine Angaben darüber gemacht werden, ob sie auch auf der Schwelle selbst überall ausgebildet ist oder dort ebenso örtlich fehlt wie auf der Düppenweiler Schwellenzone (MÜLLER 1954).

Über der basalen Dolomitbröckelbank folgen die schmutzig violett- bis braunroten oder gelbbraunen (Steinmühle), fein- oder grobkörnigen Sandsteine der *Z w i s c h e n s c h i c h t e n* (so_1 , 0 - 15 m mächtig). Dolomit als Bindemittel wie auch Fe-Mn-Mulm in Nestern ist verbreitet. Durch ihre zunächst reichliche, später geringe, aber wohl stets vorhandene Glimmerführung und einen wechselnden Tongehalt heben sie sich deutlich vom liegenden Mittleren Buntsandstein ab. Eine scharfe Abgrenzung gegen den hangenden *V o l t z i e n s a n d - s t e i n* (so_2 , Werksteinzone und Lettenregion, 0 - 10 m mächtig) ist im Gelände jedoch nicht möglich. Diese feinkörnigen, tonreichen Sandsteine führen reichlich Glimmer, vor allem auf den Schichtflächen. Neben vorherrschend roten sind gelblich - weiße und grünliche Farbtöne nicht selten. Im obersten Teil schieben sich zunehmend tonige Lagen ein (Lettenregion).

Nach oben wird der Buntsandstein durch den *G r e n z - l e t t e n* (WEISS 1869), den MÜLLER als oberste Lage der Lettenregion zurechnet, abgeschlossen. Der dunkelrote bis violettrote sandige Ton, in den sich nach oben gelblich-weiße und grünliche, etwas sandigere Lagen einschalten, ist im Untersuchungsgebiet zwischen weniger als 50 cm und ungefähr 2 m mächtig, wobei er südlich der Kammlinie im Durchschnitt wohl geringmächtiger ist als nördlich davon.

Im Merziger Becken bis zu etwa 50 m, in der Trierer Bucht bis über 80 m mächtig, erreicht der Obere Buntsandstein im Untersuchungsgebiet nur noch eine Mächtigkeit von höchstens 25-30 m (bei Nohn und Freudenburg/Weiten) und keilt bei und westlich

Orscholz vollends aus. An der Mächtigerkeitsverringering sind, wie MÜLLER (1954) gezeigt hat, die einzelnen Schichtglieder des Oberen Buntsandsteins gleichermaßen beteiligt.

3.3. Der Muschelkalk.

3.3.1. Unterer Muschelkalk (Muschelsandstein, mu).

Seine bis etwa 35 - 40 m mächtige, im Untersuchungsgebiet schlecht aufgeschlossene Folge baut sich aus tonig - dolomitischen Sandsteinen, grün- und rotbunten Tonlagen und mehr oder weniger sandigen Karbonatbänken auf. Die fein- bis mittelkörnigen Sandsteine sind reich an Glimmer und von schmutzig ockergelber oder grünlicher, gelegentlich rötlich-brauner Farbe. Charakteristisch sind außerdem häufig im Querschnitt erscheinende dunkle Flecken und Pünktchen. Eine Sonderausbildung zeigt der Muschelsandstein zwischen Orscholz und Tünsdorf. Dort überwiegen in ihm rotbraune Farben, wodurch er oftmals nur schwer vom Oberen Buntsandstein zu unterscheiden ist.

Die Sandsteine und Karbonatbänke führen relativ häufig marine Fossilien. Gefunden wurden:

Myophoria vulgaris

Pecten laevigatus

Mytilus eduliformis

sowie schlecht erhaltene Gastropoden - Steinkerne.

Den Abschluß des Unteren Muschelkalkes bilden die nur wenige Meter mächtigen sogen. *Orbicularis* - Platten oder - Schichten, ein schwachsandiger, teilweise spätiger Dolomit von schmutzig rötlich - grau - gelber Farbe mit *Myophoria vulgaris* und, sehr selten, *Myophoria orbicularis*. Die relativ harten *Orbicularis* - Platten bilden im Gelände örtlich eine, allerdings nur schwach erkennbare kleine Stufe, wittern leicht heraus

oder werden auf den Feldern herausgepflügt, so daß ihr Ausbiß häufig durch herumliegende grobe Platten markiert wird.

3.3.2. Mittlerer Muschelkalk (Anhydritgruppe, mm).

Der bis etwa 40-45 m mächtige Mittlere Muschelkalk wird von bunten Tonen und Mergeln sowie, besonders im höheren Teil, von Gips und Anhydrit aufgebaut. Letztere konnten im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen werden. Im unteren Teil überwiegen violettrote, z.T. sehr fette Tone. Für den oberen Teil, wo grünlich-graue bis olivgrüne Farben vorherrschen und Mergellagen häufiger auftreten, sind zahlreiche dünne, bis etwa 2 - 3 cm starke Dolomitbänkchen sehr charakteristisch. Auf der Oberfläche dieser olivgrünen und meist schwach feinsandigen Dolomitbänkchen finden sich sehr häufig kleine Steinsalz - Pseudomorphosen.

Mit dem den Mittleren Muschelkalk abschließenden, etwa 3 m mächtigen *L i n g u l a - D o l o m i t* wird bereits die überwiegend karbonatische Sedimentation des Oberen Muschelkalkes eingeleitet. Der feinkörnige und dichte, hell gelblich-weiße Dolomit läßt sich jedoch deutlich vom überlagernden Trochiten - Dolomit unterscheiden.

3.3.3. Oberer Muschelkalk (mo).

Dieser ist, wie auch der *Lingula - Dolomit*, nur in geringer Ausdehnung am Eiderberg bei Freudenburg erhalten. Die ca. 15 bis 20 m Dolomit des Eiderberges repräsentieren zudem nur einen Teil des Oberen Muschelkalkes. Der *N o d o s u s - D o l o m i t (mo₂)* und wohl auch die höchsten Partien des

T r o c h i t e n - D o l o m i t e s (mo_1) sind bereits abgetragen.

Der Trochiten - Dolomit wird von 10 - 20 cm starken Bänken gelblich-grauer, feinkristalliner und nicht selten oolithischer Dolomite und Dolomitzalke aufgebaut. Trochiten sind am Eiderberg relativ selten und auf einige wenige Bänke und Nester beschränkt.

3.4. Jüngere Bildungen.

Bei den jüngeren Bildungen wurden unterschieden: L e h m e (d_1), S a n d e und S c h o t t e r der T e r r a s s e n (d_2) sowie A l l u v i u m der T ä l e r (a).

Im Raum Hellendorf - Orscholz - Freudenburg sind mehr oder weniger stark sandige, hell braungelbe oder rote Lehme weit verbreitet, in denen sich häufig kleine Fe-Konkretionen ("Bohnerz") finden. Diese Bildungen gehören der bekannten 400 m - Verebnungsfläche ("Trogfläche", STICKEL 1927) oligo - miozänen Alters zwischen der unteren Saar und der Mosel an. Diese Rumpffläche wurde von STICKEL (1927), CAPOT-REY (1934), MATHIAS (1936) und zuletzt FISCHER (1956a, 1956b) eingehend untersucht und beschrieben. Nach FISCHER (1956a) ist "diese Peneplain...aber nicht in ihrer ursprünglichen Form erhalten; sie wurde später - vor allem durch periglaziale, flächenhaft wirkende Abtragungsvorgänge - mehr oder weniger umgestaltet".

Die Schotterterrassen der Saar wurden von MATHIAS (1936) und FISCHER (1956b) bearbeitet. FISCHER unterscheidet 4 Horizonte A bis D, im Hunsrück außerdem noch 2 höher gelegene Horizonte E und F. Den relativen Höhenabstand der Terrassen über der Talaue gibt er an mit:

	Merziger Becken	bei Serrig
Horizont A	3 - 6 m	9 - 11 m
Horizont B	12 - 18 m	25 - 29 m
Horizont C	30 - 40 m	38 - 45 m
Horizont D	50 - 60 m	75 - 85 m

Nach FISCHER liegen die Terrassen im Bereich des Hunsrücks also in größerer relativer Höhe über der heutigen Talaue als im Bereich des Merziger Beckens. Das Gefälle nimmt von A bis D ab. Der Gefällswert der Horizonte E und F ist zwischen dem Quarzitengtal und der Saarmündung gleich Null. FISCHER folgert daraus eine quartäre relative Heraushebung des Hunsrücks gegenüber seinem Vorland, und zwar seit Ablagerung des

Horizontes A	um	5 - 7 m
Horizontes B	um	12 - 15 m
Horizontes C	um	15 - 18 m
Horizontes D	um	25 - 30 m

Die Saarterrassen im Untersuchungsgebiet lassen sich nicht alle ohne Zwang in das von FISCHER gegebene Schema eingliedern. Das mag daran liegen, daß den Geländebeobachtungen zufolge die Basis der Terrassen im Quarzitengtal quer zur Saar meist relativ kräftig ansteigt. Mit zunehmender Tieferlegung der Saar und damit einhergehender Seitenerosion rückte demnach die Vorderkante der Terrassen relativ rasch in ein höheres Niveau, zweifellos stärker, als dies im ursprünglich schon breiter angelegten Saartal im Bereich der Triassschichten des Merziger Beckens der Fall war (Abb. 4).

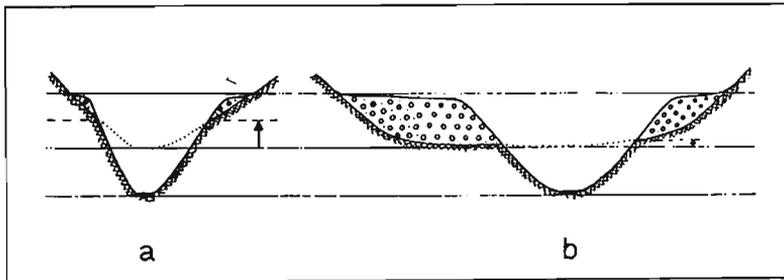


Abb. 4. Flußterrasse in einem engen (a) und in einem weiten Tal (b). Bei der Tieferlegung des Flußlaufes und damit einhergehender Seitenerosion rückt die Vorderkante der Terrasse im Engtal relativ rascher in ein höheres Niveau über der Talauflage als in einem ursprünglich breiter ausgeräumten Talabschnitt. Schematische und übertriebene Darstellung.

Dieser Effekt fällt bei den älteren Terrassen stärker ins Gewicht als bei den jüngeren. Ohne eine junge relative Hebung des Hunsrückes gegenüber seinem Vorland grundsätzlich anzuzweifeln, muß doch der Einwand erhoben werden, daß durch diesen Effekt sehr wahrscheinlich eine stärkere quartäre Hebung vorgetäuscht wird.

Im Arbeitsgebiet sind diluviale Blockmeere ab etwa 320 m über NN, in größerem Umfang über 400 m weit verbreitet (vergl. SELZER 1964). Sie erreichen nach Schürfen und geoelektrischen Messungen im Wellesbachtal und im Schwarzbruch nördlich Tünsdorf über weite Strecken eine Mächtigkeit zwischen 15 und 20 m. Im Schwarzbruch wurden von SELZER außerdem etwa 50 glaziale Steinringe gezählt.

III. T e k t o n i k .

1. Grundgebirge

1.1. Schichtlagerung im Taunusquarzit.

Der westliche Hunsrück gliedert sich großtektonisch in eine Anzahl erzgebirgisch streichender Sättel und Mulden von mehreren Kilometern Ausdehnung (ASSELBERGHS & HENKE 1935, NÖRING 1939) (s.Abb. 5).

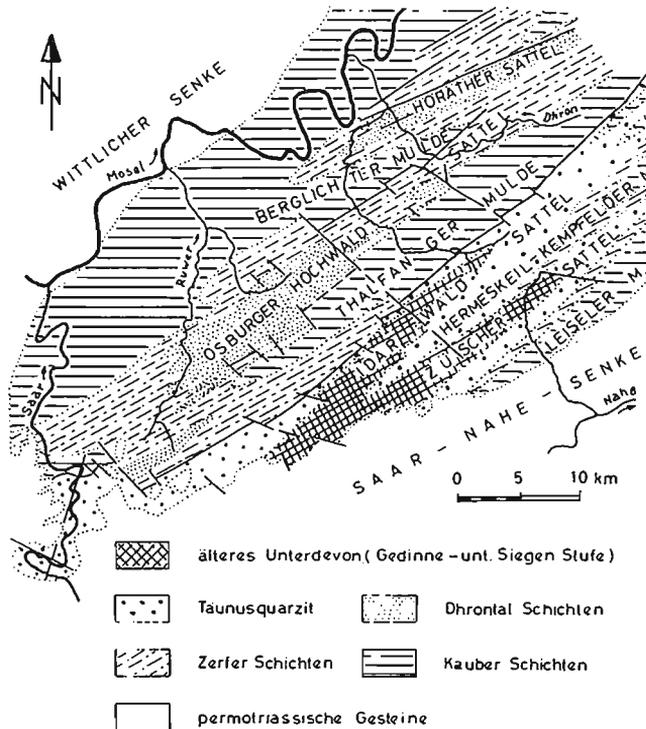


Abb. 5. Geologisch-tektonische Übersichtskarte des westlichen Hunsrücks (aus STETS 1962, nach LEPLA, NÖRING, SOLLE und STETS).

Hierbei fällt dem Materialgegensatz Quarzit - Tonschiefer eine wichtige Rolle zu, denn während sich die Sättel aus den Quarziten des Taunusquarzits bzw. der Dhronal-Schichten aufbauen, werden die Muldenfüllungen von dem überwiegend tonigen Hunsrückschiefer gebildet (Zerfer und Kauber Schichten). Die Sättel werden im NW größtenteils von streichenden oder spitzwinklig zum Achsenstreichen verlaufenden Auf- oder Überschiebungen begrenzt, an denen die Quarzite hochgehoben bzw. nach NW über die jüngeren Hunsrückschiefer geschoben wurden. Dabei wurden die SE-Flügel der Mulden bzw. die NW-Flügel der Sättel weitgehend unterdrückt und somit Schuppenstrukturen geschaffen (STETS 1962).

In diesem großtektonischen Rahmen bildet der Taunusquarzit an der Saar die südwestliche Fortsetzung des I d a r - w a l d s a t t e l s . Zu Tage tritt nur der in sich verfaltete SE-Flügel des Großsattels, der im NW an der Hammer Überschiebung gegen Hunsrückschiefer (Kauber Schichten) stößt. In dem generell N 55-65° E streichenden und unter wechselnden Winkeln flach bis halbstiel nach SE einfallenden Taunusquarzit lassen sich deutlich einzelne Partien unterschiedlicher tektonischer Prägung erkennen, die sich im wesentlichen mit den nach lithologischen Kriterien ausgedehnten Taunusquarzit - Folgen a - h decken (Tafel 1). Bereits SCHOLTZ (1933, S.346) beobachtete "eine deutliche Abhängigkeit des Faltenwurfs von der Mächtigkeit der einzelnen Bänke, derart, daß dünn-schichtige Lagen stark zusammengestaucht erscheinen und von ungefalteten mächtigen Quarzitbänken überschoben werden".

In den grobgeschichteten reinen Quarzitfolgen (a, c, e, g) herrscht im allgemeinen eine sehr gleichmäßige Schichtlagerung vor. Spezialfaltung ist, von großräumigen Wellungen und lokal begrenzten Stauchungen abgesehen, kaum zu beobachten. Schichtparallele oder spitzwinklig zur Schichtung angelegte Auf- oder Überschiebungen scheinen, wie einige Aufschlüsse und die Schichtmächtigkeit betreffende Überlegungen

(s.S.46) zeigen, in den Quarzitfolgen verbreitet zu sein. Sofern diese nicht aufgeschlossen sind, lassen sie sich jedoch infolge der Eintönigkeit der Quarzite nicht nachweisen.

Auf den Schichtflächen sind Spuren schichtparalleler Bewegungen relativ selten. Dünne Schieferzwischenlagen sind jedoch häufig stark zerschert, gestaucht oder ausgewalzt.

Demnach haben die reinen Quarzitfolgen auf den Faltungsdruck starr reagiert. Druckspannungen lösten sich in steilen Auf- oder Überschiebungen. Mit der Auffaltung zum Idarwaldsattel einhergehende schichtparallele Bewegungen vollzogen sich auf relativ wenigen, bevorzugten Bahnen.

Die in der Regel feiner geschichteten Tonschiefer-Quarzitfolgen (b, d, f, h) zeigen dagegen teilweise intensive Spezialfaltung. Typisch sind eng geknickte NW-vergente Falten mit flach nach SE einfallenden SE- und steil nach NW fallenden oder nach SE überkippten NW-Flügeln. Sehr schöne Beispiele hierfür sind links der Saar oberhalb dem Keuchinger Kraftwerk (bei Saar-km 70,85, Abb. 6 a), beim Schotterwerk Saarhausen und beim Bahnhof Taben aufgeschlossen.

Hierbei sind die relativ wenigen echten, im Streichen länger aushaltenden Biegefalten von den relativ häufigen, lokal begrenzten schichtparallelen Stauchungen oder Schleppungen bei schichtparallelen oder spitzwinklig zur Schichtung angelegten Bewegungen (Abb. 6 b,c) zu unterscheiden, die sowohl in den SE- als auch in den NW-Flügeln der Sättel bzw. Mulden auftreten und meist "Südvergenz" zeigen. In einigen Fällen ist die Ursache dieser Fältelung nicht ohne weiteres zu erkennen. Sie könnte, wie in einem Fall gezeigt werden kann (Abb. 6 d), auf seitlichen Wechsel von tonigen und sandigen Sedimenten zurückzuführen sein. Eine Beteiligung der südvergenten 2.Schieferung an der Fältelung, wie sie SCHOLTZ (1930) und NÖRING (1939) aus den Dhrontal-Schichten und aus dem Hunsrückschiefer beschreiben, konnte nicht nachgewiesen werden.

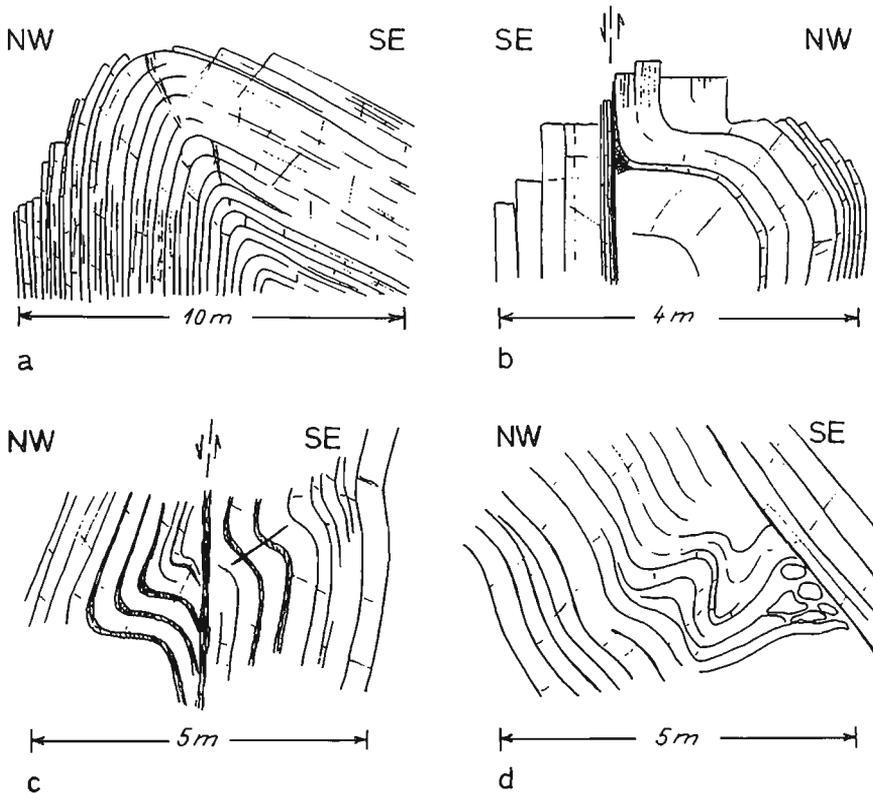


Abb. 6. a : Sattel in dünnbankigem Quarzit der tuq-Folge h, l.d.Saar oberhalb Kraftwerk Keuchingen bei Saarkilometer 70,85.

b : Stauchung bei schichtparalleler Bewegung auf dem NW-Flügel eines Sattels, r.d.Saar oberh.Kraftw. Keuchingen, Saar-km 70,68.

c : Durch tonige Zwischenlagen begünstigte Stauchung an schichtparalleler Störung. Bahnlinie nördlich Mettlach, Bahn-Km 47,225.

d : Stauchung bei seitlichem Wechsel von (sand.) Tonschiefer zu (tonig.) Quarzit. Steinbruch 1 km südwestlich Saalhölzbach.

Die echten Biegefallen lassen sich in einzelne Faltenzüge einordnen, die das Arbeitsgebiet entsprechend dem Schichtenstreichen in nordost - südwestlicher Richtung durchziehen und sich in ihrem Verlauf, wie schon erwähnt, offensichtlich mehr oder weniger streng an die dünner gebankten und stärker Schiefer führenden Partien innerhalb des Taunusquarzit - Profils halten (Tafel 1). Schon GREBE hat bei der geologischen Aufnahme des südwestlichen Hunsrücks die wichtigsten Faltenzüge im Saarprofil erkannt und auch versucht, diese mit den von ihm beobachteten "Quarzit - Sattel - Rücken" weiter im Nordosten zu parallelisieren (GREBE 1881). Es sind dies von SE nach NW:

- Faltenzug Mettlach - St.Gangolfer Rücken (Folge h): Vor allem die unteren, dünnbankig-plattigen Quarzite sind in mehrere Falten gelegt, wobei Sättel häufig, Mulden dagegen praktisch nie aufgeschlossen sind. Die SE - Flügel der Sättel sind zudem stark verkürzt, so daß Anlaß gegeben ist zu der Vermutung, daß die Falten in den Muldenkernen gerissen und die SE-Flügel der Sättel teilweise überschoben sind.
- Faltenzug Vogelsfelsen/Saarlöcher - Cloef/Orscholz (Folge f): Hier sind die NW-Flügel der Falten reduziert. In den Muldenkernen liegen, wie mehrere Aufschlüsse (Vogelsfelsen, Wolfsbachmündung, Cloef) zeigen, Auf- bzw. Überschiebungen.
- Faltenzug Saarhausen - Oberleuken (Folge d) und
- Faltenzug Bahnhof Taben - Unterste Stegmühle (Folge b): Die in diesen beiden liegenden Falten sind offenbar nicht oder doch nur geringfügig gestört.

Von 80 konstruktiv ermittelten Faltenachsen (β ss) fallen 39 nach SW und 33 nach NE ein, 8 liegen horizontal. Das Maximum

liegt bei etwa $N 55^{\circ} E / 2^{\circ} SW$ (Abb. 7a). Für die Bestimmung der primären Achsenlage muß die spätere Kippung um ungefähr $1 - 2^{\circ}$ nach SW (s.S. 48) rückgängig gemacht werden. Danach tauchen nur noch 34 Achsen nach SW, 42 dagegen nach NE ab, 4 liegen horizontal. Das Maximum liegt nach der Transformation bei etwa $N 55^{\circ} E / 0^{\circ}$ (Abb. 7b).

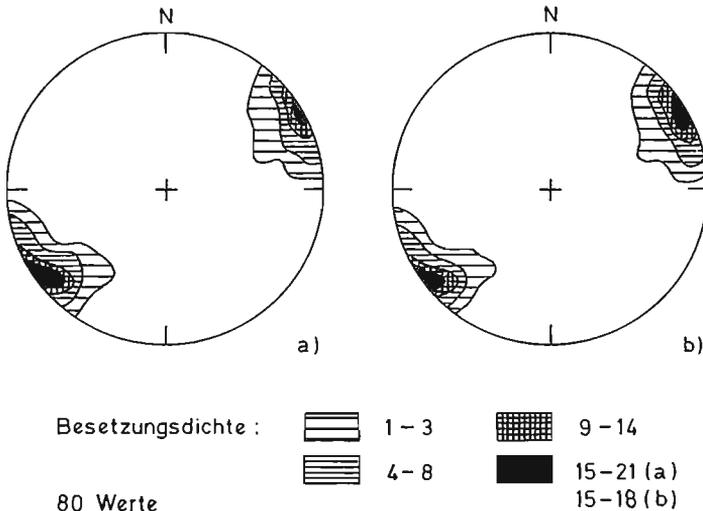


Abb. 7. Heutige (a) und primäre (b) Lage der konstruktiv ermittelten Faltenachsen (β ss) im Taunusquarzit.

Was das primäre Achsenfallen angeht, kommt WEHRLI (1934, S.82) für den sich nördlich anschließenden Hunsrückschiefer zu einem ähnlichen Ergebnis, berücksichtigt man, daß er die spätere Kippung nach SW mit $5-15^{\circ}$ um einiges zu hoch ansetzte. Nach einer Korrektur von durchschnittlich 10° gibt er für 13 im Hunsrückschiefer gemessene Faltenachsen das primäre Achsenfallen an mit: 3 nach SW, 9 nach NE, 1 horizontal. Da die spätere Kippung im Mittel jedoch nur etwa $1 - 2^{\circ}$ ausmacht, lauten

die entsprechenden Zahlen: 6, 7 und 0. Den wenigen Werten zufolge pendelten die Achsen primär wie im Taunusquarzit um die Horizontale.

WEHRLI widerspricht damit der Auffassung von SCHOLTZ (1930), wonach das Abtauchen des Hunsrückschiefers primär sein soll (Achsenfallen $15 - 20^\circ$ nach SW, Einfallen des Buntsandsteins $5 - 10^\circ$ nach W). Das längere Fortstreichen des Taunusquarzits nach SW, nach SCHOLTZ durch die Auffaltung und Aufschiebung bedingt, führt WEHRLI allein auf den Materialunterschied zurück, ohne eine Beteiligung tektonischer Vorgänge (Bruchbildung) an der Ausgestaltung des ehemaligen Hunsrück - Westrandes ganz auszuschließen.

Die Faltenachsebenen fallen mit etwa $55 - 75^\circ$ nach Südosten ein.

1.2. Schieferung.

Im schieferungsfeindlichen Taunusquarzit tritt Schieferung nur in den stärkeren feinklastischen Einschaltungen auf, vor allem also im obersten Teil des Profils. Sie ist bei steilem Einfallen nach SE nordwest-vergent (Einfallen: $75 - 85^\circ$ SE beim Kraftwerk Keuchingen, $75 - 85^\circ$ SE südlich Saarlöcherbach, $60 - 65^\circ$ SE nördlich Saarlöcherbach, 60° SE beim Bahnhof Taben). Sie wird durchschnitten von einer mit $35 - 45^\circ$ nach NW einfallenden, also südost-vergenten 2. Schieferung (Schubklüftung, SCHOLTZ 1930), wobei es vielfach zur Bildung von Gleitbrettern und Fältelung der 1. Schieferung kam (Kraftwerk Keuchingen, vergl. SCHOLTZ 1933, S.346 und Abb.11 S.347).

1.3. Klüftung.

In fast allen Klüftrosen des Grundgebirges (Tafel 2) treten die 120° - Diagonalrichtung, die Querrichtung und die Längs-

richtung als Maxima deutlich in Erscheinung. Weniger ausgeprägt sind im allgemeinen die N-S-Diagonalrichtung und die rheinische Richtung, die jedoch örtlich das Kluftbild beherrschen können.

Die faltengebundenen Klüfte des Grundgebirges fallen nach bevorzugten Richtungen ein: $0-90^{\circ}$ streichende nach W bis N, $90-180^{\circ}$ streichende nach N bis E.

1.4. Störungen.

In der relativ sehr eintönigen Schichtenserie des Taunusquarzits stößt der Nachweis von Verwerfungen auf große Schwierigkeiten. Dank der guten Aufschlußverhältnisse konnte jedoch eine Reihe von Störungen erkannt werden. Um bedeutende Störungszonen handelt es sich vor allem bei der quer bis diagonal gerichteten parallel zur Mettlacher Saarschleife und bei jener in rheinischer Richtung, die ungefähr parallel zum Saartal zwischen Mettlach und Hamm verläuft. Daß erstere, wie es in der Karte von SCHRIEL zum Ausdruck kommt, auch das Deckgebirge verwirft, konnte nicht bestätigt werden. Letztere, beim Bahnhof Taben aufgeschlossen, konnte im Süden des Gebietes zwar nachgewiesen, ihr Verlauf jedoch nicht genau festgelegt werden (s. Tafel 1). Nach Norden läßt sie sich weit über das Untersuchungsgebiet hinaus morphologisch sehr gut verfolgen.

Verschiedentlich wurden neben streichenden Abschiebungen auch streichende oder spitzwinklig zum Streichen angelegte Auf- bzw. Überschiebungen beobachtet. Es spricht einiges dafür, daß diesen eine größere Bedeutung zukommt. So kann für den Taunusquarzit im Arbeitsgebiet, soweit aufgeschlossen, eine Mächtigkeit von rund 2 500 m ermittelt werden (Unterer tuq 1 500 m, Oberer tuq 1 000 m), während NÖRING diese für den

Taunusquarzit des Hunsrücks mit nur etwa 800 m angibt (550 m bzw. 250 m). Wenn auch möglicherweise die Werte von NÖRING etwas zu niedrig sind, so bleibt doch eine deutliche Diskrepanz bestehen. Durch streichende Störungen kann nun aber eine größere Schichtmächtigkeit vorgetäuscht werden, und für das Vorhandensein bedeutender streichender Störungen spricht neben den direkten Beobachtungen auch die Tatsache, daß die einzelnen Taunusquarzit-Folgen im NE des Gebietes ungefähr dieselbe Ausstrichbreite besitzen wie im SW, obwohl im NE ein durchschnittliches Schichtfallen von $40 - 45^\circ$, im SW dagegen ein solches von nur etwa 20° ermittelt wurde. Den Geländebeobachtungen zufolge muß vor allem mit streichenden Auf- bzw. Überschiebungen und weniger mit Abschiebungen gerechnet werden. Das würde bedeuten, daß der Taunusquarzit in sich geschuppt wäre, wobei die Aufschiebungen, um die gleichbleibende Ausstrichbreite bei unterschiedlichem Schichtfallen zu erklären, im NE steiler als im SW (bezogen auf die Schichtflächen) nach SE einfallen bzw. im NE eine größere Schubweite als im SW besitzen würden. Dennoch muß für die an der Saar aufgeschlossenen Quarzite nach sehr vorsichtiger Bestimmung mit einer wahren Mächtigkeit von 1 500 m gerechnet werden.

2. Deckgebirge.

2.1. Schichtlagerung.

Generell tauchen die Deckgebirgsschichten in südwestlicher Richtung ab, wobei das Schichtfallen nördlich der permischen Kammlinie mehr nach W bis NW (BAUMANN 1964), südlich davon dagegen stärker nach S bis SE (STOCKMEYER 1964) tendiert. Verschiedentlich ist jedoch auch ein Schichtfallen in anderen Richtungen zu erkennen. Hierbei handelt es sich teilweise um

Verkipungen einzelner von Störungen begrenzter Schollen, wie etwa der Muschelkalk - Scholle des Eiderberges bei Freudenburg, die mit ca. 7° gegen die große Freudenburger Störung nach S einfällt.

In der Regel wird das permische Relief von den Schichtgrenzen stark abgeschwächt nachgezeichnet. Als Beispiel sei der Verlauf von Violetter Grenzzone und Grenzletten bei den Steinmühlen südlich Orscholz genannt. Der Steinbach hat hier ein Perm - Tal quer angeschnitten (Tafel 3), dessen Talsohle etwa in Höhe der Steinmühlen liegen dürfte. VG und GL steigen von dort aus nach E und W um ca. 15 - 20 m in topographisch höheres Niveau an. Sie zeichnen somit das alte Tal - Querprofil nach, was in diesem Fall mit Sedimentsetzung erklärt werden kann (s.S. 73).

Die Deckgebirgsechichten zeigen also im Bereich der Siercker Schwelle eine Art umlaufendes Streichen, was in der Schichtlagerungskarte des Lingula-Dolomits bzw. der Grenze Mittlerer/Oberer Muschelkalk sehr deutlich zum Ausdruck kommt (Tafel 5). Dies könnte etwa darauf zurückgeführt werden, daß die Schichten bei der jungen Heraushebung des Hunsrücks nach SW gegen das Pariser Becken, nach NW gegen die Trierer Bucht und nach SE gegen das Merziger Becken gekippt wurden.

Das Ausmaß der jungen Kippung des Gebietes nach SW ist u. a. für die Frage der primären Achsenlage im Devon von Bedeutung (S. 44). Für die Bestimmung des Kippungsbetrages bietet sich zunächst die Grenze ro / sm als Bezugshorizont an, da diese sowohl im NE als auch im SW des Untersuchungsgebietes erschlossen ist bzw. deren topographische Höhe mit ziemlicher Genauigkeit ermittelt werden kann. Die Grenze ro / sm erreicht im NE (Judenkopf) etwa 470 m ü.NN, im Wolfsbachtal etwa 330 m. Bei den Steinmühlen dürfte sie auf Grund von Mächtigkeitserwägungen bei etwa 220 m ü.NN liegen. Größere Störungen konnten zwischen diesen Punkten im Deckgebirge nicht nachgewiesen werden.

Die Grenze sinkt also auf eine Entfernung von ca. 11,5 km um 250 m, bezogen auf 10 km Entfernung um 217 m ab, was einer Kippung nach SW von knapp $1\frac{1}{2}^{\circ}$ um eine SE-NW gerichtete Achse entsprechen würde.

Nun konnte aber die Schuttfüllung im Oberrotliegenden in den einzelnen voneinander getrennten Perm - Tälern auch in gleicher Entfernung von der Kammlinie schon primär eine sehr unterschiedliche Höhe erreicht haben, d.h. daß die zur Ermittlung des Kippungsbetrages dienenden Punkte ursprünglich nicht in ein und derselben horizontalen Ebene lagen. Geht man außerdem davon aus, daß es sich beim Merziger Becken möglicherweise um ein tektonisch und lithologisch bedingtes, nach SW entwässerndes Haupttal des variszischen Gebirges handelt (s.S.78), das im Oberrotliegenden von einem von NE nach SW gerichteten Sedimentstrom weitgehend aufgefüllt wurde, so muß daraus für die Rotliegend - Obergrenze ein primäres Gefälle nach SW gefolgert werden. Danach wäre die oben ermittelte Kippung um ca. $1\frac{1}{2}^{\circ}$ nach SW zu hoch.

Geringere Werte liefern die jüngeren Schichtgrenzen. Für die Grenzen sm/so und so/mu wurde ein Gefälle nach SW von durchschnittlich ca. 160 m, bezogen auf 10 km horizontale Entfernung, für die Grenzen mu/mm und mm/mo (vergl. Tafel 5) ein solches von ca. 100 m ermittelt. Diese Werte entsprechen einer Kippung von ca. 1° bzw. $40'$ nach SW. Aus den unterschiedlichen Werten bei den jüngeren Schichtgrenzen könnten synsedimentäre kippende Absenkungsbewegungen am Westrand des variszischen Gebirges abgeleitet werden. Vor solchen Schlußfolgerungen ist jedoch zu beachten, daß auch hier bei der Ermittlung des Kippungsbetrages Fehler eintreten können. Hierbei ist im Gegensatz zur Grenze ro/sm weniger mit einem primären Gefälle nach SW zu rechnen, wohl aber können bei der Bestimmung Verfälschungen durch die starken Schwankungen der Sedimentmächtigkeiten und das Nachzeichnen des permischen Reliefs durch die Schichtgrenzen auftreten. Zur Klärung dieser Frage könnte die

Konstruktion von Schichtlagerungskarten für die einzelnen Grenzhorizonte im Bereich der Siercker Schwelle zwischen Saar und Mosel beitragen. Hierfür fehlen zunächst noch hinreichend genaue geologische Aufnahmen weiter im SW bei Sierck.

Die post-triassische Kippung des Gebietes nach SW beträgt also höchstens 1° . Darüber hinaus muß noch mit einer prä-triassischen und triassischen Kippung gerechnet werden, entsprechend einer Einschleppung der Randgebiete in den Absenkungsbereich von Lothringer Querfurche - Eifeler N-S-Zone. Mehr als 1° dürfte diese jedoch nicht betragen haben, da sonst eine wesentlich stärkere Zunahme der Sedimentmächtigkeiten nach Westen die Folge gewesen wäre als dies der Fall ist ^{x)}.

Demnach darf bei der Ermittlung der primären Achsenlage im Devon nur eine spätere Kippung um eine NW-SE gerichtete Achse von höchstens 1 bis 2° nach SW in Rechnung gestellt werden. (s.S. 44).

Auf größere Schwierigkeiten stößt man bei der Bestimmung der darauf senkrechten Komponenten der Schichtabbliegung. Auf diese Frage wird Seite 69 f. näher eingegangen.

2.2. Klüftung.

Im Klüftnetz des Deckgebirges tritt neben der 120° -Diagonalrichtung und der Querrichtung des Grundgebirges vor allem die rheinische Richtung sehr deutlich hervor (Tafel 2). Weniger ausgeprägt sind die alte Längsrichtung und die N-S-Diagonalrichtung. Eine streng bevorzugte Einfallsrichtung ist nicht zu erkennen.

^{x)} Bohrung Kind bei Bad Mondorf (Abb.1): 8,60 m ro, 152 m sm, 80 m so, 30 m mu, 90 m mm (nach M. LUCIUS 1949)

2.3. Störungen.

Im Deckgebirge konnten einige weitere Störungen mit meist geringen Verwerfungsbeträgen nachgewiesen werden. Für das Vorhandensein der in älteren Karten bei Weiten eingetragenen SW-NE gerichteten Störung konnten keine eindeutigen Indizien gefunden werden. Ebenso konnte nicht bestätigt werden, daß, wie es in der Karte von SCHRIEL zum Ausdruck kommt, die große SE - NW verlaufende Störungszone im Gebiet des unteren Armes Der Mettlacher Saarschleife auch das Deckgebirge durchsetzt.

3. Vergleich der Tektonik im Grund- und Deckgebirge.

3.1. Klüftung.

Ein Vergleich der Klüftung im Grund- und Deckgebirge wurde bereits von KLÜPPELBERG (1938) vorgenommen. Als auffallende Unterschiede stellte er fest:

- beiden gemeinsam sind die Richtungen 30° und 120° . Die Fallrichtung stimmt nicht überein.
- 60° und 150° (Längs- und Querrichtung) sind im Deckgebirge über Hunsrückschiefer stärker, über Taunusquarzit jedoch nur schwach besetzt.
- neu im Deckgebirge sind 10° und 100° (über Taunusquarzit) sowie $70 - 80^{\circ}$.

Die Ergebnisse von KLÜPPELBERG können nicht voll bestätigt werden. Wie aus Tafel 2 ersichtlich ist, stimmen die Hauptkluftrichtungen im Grund- und Deckgebirge im wesentlichen völlig überein. Fast allen Kluftrosen gemeinsam ist eine mehr oder weniger gleichmäßig starke Besetzung der 120° -Diagonalrichtung ($\frac{1}{2} 10^{\circ}$). Die anderen Hauptrichtungen erfahren ört-

lich eine stärkere oder schwächere Betonung. So tritt beispielsweise im Leuktal (Rosen 47, 20, 36) sowohl im Grundgebirge als auch im Deckgebirge bei $80 - 100^\circ$ ein ausgeprägtes Maximum auf, eine Richtung, die ganz im Süden ($50, 108, 106$) fast völlig fehlt. Dafür tritt dort die Querrichtung (um 150°) stärker in Erscheinung.

In den Kluft - Streichrichtungen bestehen also keine grundsätzlichen Unterschiede zwischen Grund- und Deckgebirge. Wohl aber lassen sich deutliche Unterschiede in den Fallrichtungen und eine gewisse Verlagerung der Schwerpunkte in der Besetzungsdichte erkennen, wie schon an den einzelnen Kluftrosen, deutlicher jedoch an den beiden Sammeldiagrammen der Abb. 8 zu sehen ist.

Die faltengebundenen Klüfte des Grundgebirges fallen nach bevorzugten Richtungen ein: $0-90^\circ$ streichende nach W bis N, 90° bis 180° streichende nach N bis E. Die Klüfte im Deckgebirge dagegen pendeln um die Vertikale, sind also in Bezug auf die Fallrichtung vom Grundgebirge unabhängig.

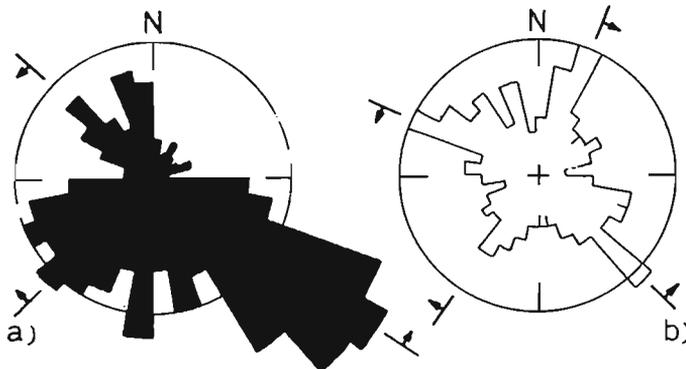


Abb. 8. Klüftung im Grund- (a) und Deckgebirge (b).
(a: 1382 Meßwerte, b: 582 Meßwerte; $r=5\%$)

Die Rangfolge in der Besetzungsdichte der Hauptrichtungen lautet im Taunusquarzit:

- 120° - Diagonalrichtung
- Querrichtung
- N-S - Diagonalrichtung
- Längsrichtung
- $20-30^{\circ}$ - (rheinische) Richtung

im Deckgebirge dagegen:

- 120° - Diagonalrichtung
- $20-30^{\circ}$ - (rheinische) Richtung
- Querrichtung
- Längsrichtung
- N-S - Diagonalrichtung

Neben der 120° - Diagonalrichtung wurde im Deckgebirge also vor allem die rheinische Richtung stärker aktiviert. Die Eifeler N-S - Zone, die Trierer Bucht und der Abbruch zum Pariser Becken spiegeln sich im Deckgebirgs - Kluftnetz wesentlich deutlicher wider als etwa die Merziger "Grabenmulde" (MÜLLER & KLINKHAMMER) mit ihren längsgerichteten nördlichen und südlichen Randverwerfungen.

Eine ähnlich gute Übereinstimmung der Klufttrichtungen im Grund- und Deckgebirge konnte BAUM (1955) am Westrand der Eifeler N-S - Zone feststellen.

3.2. Störungen.

An den Störungen des Deckgebirges läßt sich ein Wiederaufleben vor allem der alten Längsrichtung, aber auch der anderen wichtigen Richtungen des Grundgebirges ablesen. Wie ein Auf-

schluß zeigt x), pausen sich ältere Störungen auch insofern ins Deckgebirge durch, als dieses über einer älteren Störungszone eine dazu parallele intensive Klüftung aufweisen kann, ohne daß im Deckgebirge ein Verwerfungsbetrag erkennbar wäre.

x) Steinbruch im Mittleren Buntsandstein am Peterkopf (R ²⁵47 000, H ⁵⁴85 850): Aufgeschlossen ist eine ca. 5-6 m breite, 120-130° streichende Zone mit intensiver Klüftung gleicher Richtung, in der der (rote) sm gebleicht ist. Der sm ist nicht nachweisbar verworfen. Da der Bruch in südöstlicher Verlängerung der parallel zur Saar zwischen Saarhölzbach und Saarhausen verlaufenden Störungszone liegt, ist eine Störung im tieferen Untergrund kaum auszuschließen.

IV. Palaeogeographie.

1. Allgemeines.

Das Untersuchungsgebiet lag nach der Auffaltung der "nördlichen Mobilzone" (SCHOLTZ) zur rheinischen Masse zunächst inmitten des sich heraushebenden variszischen Gebirges, das zum nördlichen Sedimentlieferanten für das sich im Süden gleichzeitig absenkende Saar - Nahe - Becken wurde. Das Nordufer des Karbonbeckens dürfte nach SCHOLTZ (1933) zunächst entlang dem Südrand der rheinischen Masse, d.h. der metamorphen Zone verlaufen sein. Somit würden die bei Düppenweiler (Abb. 1) zu Tage tretenden phyllitischen Schiefer noch zum ursprünglichen Nordufer gehören. In neuerer Zeit im Saarland durchgeführte geophysikalische Untersuchungen scheinen die von SCHOLTZ vertretene Ansicht zu bestätigen (vergl. KNEUPER 1964).

Mit der vom Stefan an zunehmenden Ausweitung der Saar - Nahe - Senke nach Nordwesten und der Verlagerung der Senkungsachse an den Hunsrück - Südrand gelangte das Untersuchungsgebiet in eine Randlage zum Saarbecken. Die zunächst noch anhaltende Absenkung des Beckens führte zur Ausbildung eines kräftigen Reliefs an seinem Nordrand.

Mit dem Abklingen der tektonischen Bewegungen im Oberrotliegenden, der Erosion des Beckenrandes und Sedimentation im Becken wurde das Relief allmählich ausgeglichen. Damit wurden auch Teile des Untersuchungsgebietes zunehmend in den Sedimentationsbereich einbezogen. Westlich von Sierck (Abb. 1) griff die Sedimentation, dem Lineament der Lothringer Querfurche - Eifeler N-S - Zone folgend, bis in die Trierer Bucht vor, wo-

durch eine Verbindung zwischen der Saar - Nahe -Senke und der Wittlicher Rotliegend - Senke hergestellt wurde.

Mit der im Rotliegenden vollzogenen Einbeziehung der Trierer Bucht in den Sedimentationsraum wurde das Untersuchungsgebiet Teil eines weit nach Südwesten (bis westlich Sierck) vorgreifenden Sporns des variszischen Gebirges. Dieser von der Sedimentation zunächst weitgehend ausgesparte Sporn zwischen dem Merziger Becken und der Trierer Bucht war nur wenige Kilometer breit, dagegen mindestens 30 km lang. Entsprechend seiner Lage zwischen den beiden Becken und seiner langgestreckten, schmalen Form wurde er in der Folgezeit vor allem von Süden und von Norden her kräftig erodiert. Mit der Trierer Bucht und dem Merziger Becken als örtlichen Erosionsbasen wurden in die Quarzitrippe tiefe, nach N und S abfallende Rinnen eingeschnitten. Der spätere Reliefausgleich wurde jedoch nur teilweise durch Abtragung erreicht. Gleichermaßen führte, wie aus der Verbreitung der Oberrotliegend-Sedimente im Untersuchungsgebiet hervorgeht, die Verminderung der Absenkung des Vorlandes und die Auffüllung der Becken zum "Ertrinken" der auf der Schwelle angelegten Rinnen vornehmlich im Quarzitschutt der Waderner Schichten.

Das heute im Untersuchungsgebiet erreichte Erosionsstadium der Deckgebirgsschichten bietet die Möglichkeit, in einem begrenzten Bereich dieser S i e r c k e r Schwelle das permische Relief und seine spätere Abwandlung auch in Einzelheiten zu rekonstruieren. In Tafel 3 wurde die heutige Lage über NN der Auflagerungsfläche des Deckgebirges auf dem Grundgebirge, dargestellt in Isohypsen, eingetragen. Auf diese Weise erhält man das alte Relief in seinen Grundzügen. Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß dabei junge, gleichmäßige oder einseitige (kippende) Vertikalbewegungen natürlich nicht berücksichtigt werden konnten. Die Isohypsen spiegeln also lediglich die relativen Höhenunterschiede an einzelnen Punkten des Untersuchungsgebietes sowie Längs- und Quergefälle der

alten Entwässerungsrinnen vor der Sedimentation des Deckgebirges wider.

In die Karte wurden außerdem die im Oberrotliegenden und in den einzelnen Trias - Stufen in den Sedimentationsbereich einbezogenen Gebiete besonders gekennzeichnet. Darin kommt das allmähliche Verschwinden der Schwelle unter Sedimentbedeckung deutlich zum Ausdruck.

2. Anlage und Entwicklung des permischen Reliefs im Untersuchungsgebiet.

Hinweise auf den genauen Zeitpunkt der Anlage von Erosionsrinnen auf der Schwelle fehlen. Einen gewissen Anhaltspunkt gibt das kleine Sandsteinvorkommen bei Dreisbach (s.S.22). Da dieser Sandstein zumindest in die Grenzlagergruppe, möglicherweise sogar ins Unterrotliegende gestellt werden muß und heute nur wenig über dem Saarniveau liegt, müssen die Rinnen jedenfalls schon an der Wende Unter-/Oberrotliegendes eine ansehnliche Tiefe erreicht haben. Dies steht in Einklang mit der Auffassung von FALKE (1965), der für diese Zeit ein warmes und zumindest wechselfeuchtes Klima und eine erneute Belebung des Reliefs im Saar - Nahe - Raum fordert.

Gewisse Veränderungen haben die im Süden des Gebietes aufgedrungenen basischen Eruptivgesteine der Grenzlagergruppe hervorgerufen. Sie haben dieses Relief vorgefunden, in dem sich die Lava dann auch flächenhaft ausbreitete. Das Gewässernetz dürfte zu diesem Zeitpunkt jedoch in der Form, wie es heute rekonstruiert werden kann, in groben Zügen schon festgelegt gewesen sein.

Wie aus der Verbreitung der Waderner Schichten hervorgeht, ging die Tiefenerosion im Oberrotliegenden nach dem Aufdringen der Melaphyre zunächst weiter. Bei Saarhölzbach beispiels-

weise liegen die Waderner Schichten topographisch tiefer als der Dreisbacher Sandstein, trotz des geringeren Abstandes zur ehemaligen Kammlinie und der relativen Hebung infolge der späteren Kippung. Eine nennenswerte Vertiefung der Perm - Rinne im Bereich des Oberlaufes der Mettlacher Saarschleife wurde offenbar durch die Dreisbacher Melaphyre verhindert. Die Tiefenerosion im Bereich der Schwelle dürfte auf eine zu Beginn des Oberrotliegenden zunächst noch anhaltende relative Hebung der Schwelle gegenüber ihrem Vorland zurückzuführen sein.

Der Höhenunterschied zwischen den permischen Talsohlen bei Mettlach und der Kammlinie bei Orscholz - Weiten, also auf eine Entfernung von rund 5 km, betrug zu diesem Zeitpunkt unter Berücksichtigung der späteren Abtragung (s.u.) zwischen 500 und 600 m. Es bestand somit ein wesentlich lebhafteres Relief als heute (zum Vergleich: Saar bei Mettlach - Langensteinchen östlich Weiten, mit 451,2 m die höchste Erhebung links der Saar: rund 290 m).

Mit dem Abklingen der tektonischen Bewegungen und der Sedimentauffüllung der Becken während der Waderner Zeit wurde die Reliefenergie zunehmend reduziert. Gleichzeitig stellten sich bei noch anhaltendem warmen und wechselfeuchten Klima längere Trockenzeiten ein (FALKE 1965). Die Fanglomerate aus der Waderner Zeit weisen mit ihrer fast fehlenden Schichtung, ihrer mangelnden Sortierung und dem geringen Rundungsgrad der Gerölle auf einen raschen Transport durch periodisch vom Gebirge abkommende, schuttbeladene Wassermassen hin. Im Abtragungsgebiet herrschte neben einer Rotverwitterung in verstärktem Maße eine mechanische Verwitterung vor (FALKE). Nicht aller dort anfallende Verwitterungsschutt konnte mehr ins Vorland, dort große Schuttfächer bildend, hinaus transportiert werden. Er blieb teilweise in den schluchtartigen Tälern des Gebirges liegen. Die Täler wurden nach und nach zusedimentiert, bis zu einem bestimmten, talaufwärts ansteigenden Niveau (s.Tafel 3). Gleichzeitig wurden die Talhänge stark abgeflacht. Auf der palaeogeographischen Karte kommt dies durch das nach oben zu-

nehmende Auseinanderrücken der Isohypsen, vor allem außerhalb der Rotliegend - Verbreitungsgebiete, deutlich zu Ausdruck.

Waderner Schichten sind im Arbeitsgebiet nur südlich der permischen Kammlinie erhalten. Im Norden stellen sie sich erst außerhalb des Gebietes bei Trassem ein. Vermutlich reichten sie aber in einer Rinne, der heute die Saar folgt, nach Süden bis nahe an die Kammlinie heran (Tafel 3).

In der folgenden Kreuznacher Zeit mit semiaridem bis aridem Klima erreichte ein Sedimentstrom fremder Herkunft das Untersuchungsgebiet, worin sich der zunehmende Reliefausgleich zwischen Becken und Schwellenregion abzeichnet. Die Kreuznacher Sande greifen jedoch weniger weit auf die Schwelle über als die Waderner Fazies, mit der sie sich im Norden zu verzahnen scheinen. Die Schüttung der Sande erfolgte sehr wahrscheinlich aus östlicher Richtung, wie die großbogige, flach nach SW bis NW einfallende Schrägschichtung anzeigt (Abb. 9). Die Art der

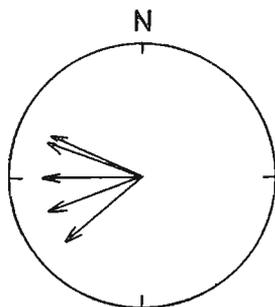


Abb. 9. Richtung des Sedimenttransportes in den Kreuznacher Schichten (Einfallsrichtung der Schüttungs-Leeblätter). Sandgrube östl. der Straße Mettlach - Britten. 5 Werte.

Schrägschichtung weist auf äolischen Transport hin, was im Bereich der zertalten Schwelle auch nicht anders denkbar erscheint.

Mit der Ablagerung der Kreuznacher Schichten war das Merziger Becken (und die Trierer Bucht?) weitgehend aufgefüllt. Da während der Kreuznacher Zeit auch die Düppenweiler Schwelle (Abb.1) unter Sedimentbedeckung verschwunden war (KLINKHAMMER 1959, MÜLLER & KLINKHAMMER 1963), wurde damit am Südrand des westlichen Hunsrücks eine weite Ebene geschaffen, die sich nach Süden bis zum Kerngebiet des heutigen Saarbrücker Hauptsattels erstreckte. Dort im Süden ging mit der im Unterrotliegenden einsetzenden und noch im Oberrotliegenden andauernden tektonischen Ausgestaltung des Saarbrücker Hauptsattels eine Hebung und Abtragung des Kerngebietes einher (vergl.KNEUPER 1964). Zur Ausbildung eines akzentuierten Reliefs kam es dabei allerdings wohl nicht, wie aus der sehr flachen Anlagerung von Fanglomeraten und Sanden der Waderner und Kreuznacher Gruppe hervorgeht, die wahrscheinlich auch teilweise über den Karbonsattel hinweggriffen (KLINKHAMMER & MÜLLER 1966).

Im Gegensatz dazu bildete der Hunsrück - Südrand noch eine relativ steile Kante. Die höchsten Erhebungen des sehr schmal gewordenen Quarzitriegels dürften die Ebene um etwa 200-250 m überragt haben. Dies kommt in dem schematischen Querprofil der Abb.13 durch die Südflanke der Schwelle zum Ausdruck. In dem Profil ist die triassische Abtragung natürlich nicht berücksichtigt, die sich nur schwer und auch nur grob abschätzen läßt.

Nach den Untersuchungen von FALKE (1965) im Pfälzer Raum erscheint es, wie schon erwähnt (S. 27), nicht ausgeschlossen, daß die im Saarland als Kreuznacher Schichten ausgeschiedenen Sedimente zumindest noch den Zechstein vertreten. Da über den Kreuznacher Sanden ohne erkennbare Diskordanz der Mittlere Buntsandstein folgt, liegt zunächst auch die Vermutung auf der Hand, daß diese darüber hinaus den Unteren Buntsandstein einschließen.

Unterer Buntsandstein ist in der sich im Süden der Schwellenregion des Saarbrücker Hauptsattels anschließenden Saargemün-

der - Zweibrücker Mulde in der Bohrung Landstuhl 1 südöstlich Zweibrücken mit einer Mächtigkeit von 386 m nachgewiesen (vergl. HABICHT 1966). Dort besteht wie auch im Pfälzer Bergland weiter im Osten zwischen ihm und den Schichten der Kreuznacher Gruppe eine Diskordanz als Ausdruck der "Pfälzischen Phase". Bereits im Oberrotliegenden kam es im Bereich der Saargemünder - Zweibrücker Mulde infolge einer relativen Absenkung gegenüber dem Kerngebiet des Saarbrücker Hauptsattels zur Anhäufung größerer Sedimentmengen. So erbrachte die Bohrung Landstuhl 1 diskordant über tieferen Schichten der oberen Kuseler Gruppe 565 m Waderner und 735 m Kreuznacher Schichten.

Im Rotliegenden gewann auch die nach Norden in die Eifeler N-S-Zone übergehende Lothringer Quersenkung als Gebiet verstärkter relativer Absenkung zunehmend an Bedeutung. Darauf weisen die in ihrem Bereich durch zahlreiche Bohrungen nachgewiesenen, gegenüber den westlichen und östlichen Randgebieten höheren Sedimentmächtigkeiten des Oberrotliegenden hin.

Nach den an der Wende Perm / Trias verstärkten Bewegungen im Bereich der Saargemünder - Zweibrücker Mulde, die zur diskordanten Überlagerung der Kreuznacher Schichten durch den Unteren Buntsandstein führten, blieb die Sedimentation offenbar zunächst auf die Saargemünder - Zweibrücker Mulde beschränkt. Ob sie und wie weit sie auch über die Lothringer Querfurche weiter nach Norden vorgriff ist fraglich. Die Profile der im Bereich der Lothringer Querfurche niedergebrachten Bohrungen weisen zwar allesamt keinen Unteren Buntsandstein aus. Da die Schichtenverzeichnisse dieser alten Bohrungen ^{x)}, soweit sie das Rotliegende und die Trias betreffen, zumeist sehr mangelhaft sind, erscheint es möglich, daß Unterer Buntsandstein in geringer Mächtigkeit vorhanden ist, jedoch unerkannt blieb.

Wenn der Untere Buntsandstein in seiner typischen Ausbildung im Saarland fehlt, so mag dies als Ausdruck der "Pfälzischen

x) SIVIARD - Bohrverzeichnis, 1928

Phase" angesehen werden, als Folge einer leichten und gleichmäßigen Hebung des Gebietes über das Sedimentationsniveau und Beschränkung der Sedimentation zu Beginn der Trias auf die sich im Süden anschließende Saargemünder - Zweibrücker Mulde (und, im Westen, auf den südlichen Teil der Lothringer Querfurche?). Die Hebung über das Sedimentationsniveau kann nur geringfügig und gleichmäßig gewesen sein, da Erosionsspuren an der Obergrenze der Kreuznacher Schichten, bisher jedenfalls, nicht nachgewiesen sind und eine merkliche Diskordanz zwischen Mittlerem Buntsandstein und Kreuznacher Schichten nicht vorliegt. Zu tiefgehender Erosion während der Zeit des Unteren Buntsandsteins kam es in dem Gebiet zwischen Hunsrück und der Schwellenregion des Saarbrücker Hauptsattels also mit einiger Sicherheit nicht. Dagegen kann flächenhafte Abtragung nicht ausgeschlossen werden, wobei, entsprechend dem herrschenden semiariden bis ariden Klima, in erster Linie an Deflation gedacht werden muß. Denkbar erscheint auch bis zu einem gewissen Umfange eine Umlagerung der Perm - Sedimente, Auswehung der feinen Kornfraktionen und deren Sedimentation im Windschatten, etwa im Bereich der zertalten Siercker Schwelle, wo Staubsandsteine ("Rötelschiefer") verbreitet sind. Wenn WEHRLI gerade die "Rötelschiefer" als Indiz für eine kontinuierliche Sedimentation vom Oberrotliegenden bis zum Mittleren Buntsandstein ansieht insofern, als diese andernfalls bevorzugt der Abtragung anheimgefallen wären, so übersieht er dabei den punktarartigen Charakter ihres Auftretens. "Rötelschiefer" treten, wie schon S. 27 erwähnt, nicht überall und nicht nur an der Grenze Kreuznacher Schichten / Mittlerer Buntsandstein auf. Sie scheinen im Bereich der Siercker Schwelle häufiger zu sein. Dies spricht für einen äolischen Transport und eine Sedimentation im Windschatten der Schwelle, letzten Endes jedoch nicht gegen die Annahme einer Sedimentationsruhe mit den oben erwähnten Begleiterscheinungen während der Zeit des Unteren Buntsandsteins im Gebiet zwischen Hunsrück und Saarbrücker Hauptsattel. Für eine Zeit der Sedimentationsruhe spricht schließlich die zwar nicht überall, jedoch weithin ausgebildete "Karbonat-Kieselsäure-Kruste" als Abschluß der Kreuznacher

Schichten (s.S. 27).

Ausgehend von der Saargemünder - Zweibrücker Mulde und der Lothringer Querfurche griff die Sedimentation während des Mittleren Buntsandsteins nach Norden und Osten auf das Gebiet des Saarlandes über. Im Untersuchungsgebiet setzt der Mittlere Buntsandstein mit einem "Basiskonglomerat" ein, dessen stratigraphische Stellung innerhalb des Mittleren Buntsandsteins unbekannt ist. MÜLLER & KLINKHAMMER führen das Basiskonglomerat auf Relativbewegungen zwischen der Siercker Schwelle und dem Merziger Becken zurück. Nun hat aber im Bereich der Siercker Schwelle auch noch während der Kreuzbacher Zeit und im Unteren Buntsandstein ein nicht unbedeutendes Relief bestanden, ohne daß dies durch eine bemerkenswerte Grobschüttung am Fuße der Schwelle zum Ausdruck gekommen wäre. Dies ist mit Sicherheit auf das damalige Klima zurückzuführen. Wenn am Fuße der Schwelle der Mittlere Buntsandstein mit einem "Basiskonglomerat" unbekannter stratigraphischer Stellung einsetzt und Konglomeratlagen und -linsen auch innerhalb des Mittleren Buntsandsteins häufiger werden, obwohl ja das Relief während der Sedimentation des sm zunehmend weiter abgeschwächt wurde, so dürfte dies allein klimatische Ursachen haben.

Die Schüttung des Mittleren Buntsandsteins erfolgte, teils fluviatil, teils äolisch, aus dem Süden. Bemerkenswert ist, daß die Siercker Schwelle für den Sedimentstrom offenbar kein unüberwindliches Hindernis darstellte. Jedenfalls konnte sowohl südlich als auch nördlich (BAUMANN) der Kammlinie dieselbe Schüttungsrichtung, und zwar von Süden nach Norden festgestellt werden (Abb. 10). Ein direkter Durchlaß bestand zunächst nicht. Erst im höheren Mittleren Buntsandstein wurde ein solcher im Bereich der Saar und östlich davon geschaffen und damit die Schwelle vom variszischen Gebirge abgetrennt (Tafel 3). Damit wurde außer über eine Umgehung der Schwelle weiter im Südwesten ein fluviatiler Transport der Sande auch

über die Schwelle hinweg nach Norden theoretisch möglich. Allerdings spricht die im allgemeinen weitgespannte Schrägschichtung im Bereich des Durchlasses eher gegen eine fluviale Sedimentation.

Nicht vorstellbar ist eine fluviale Verfrachtung der Sande in die nur nach Süden bzw. Norden offenen Perm - Täler im Bereich der Schwelle. In der Tat lassen die in zwei Steinbrüchen nordwestlich Keuchingen und bei der Cloef (Abb. 10, b und c) zu beobachtenden sehr großen Schüttungslinsen kaum Zweifel an einem äolischen Transport aufkommen. Bei der Cloef nimmt eine solche Linse nahezu die ganze Breite der alten Perm-Rinne ein.

Im Gegensatz dazu ist in den nördlich der Kammlinie gelegenen Buntsandsteinaufschlüssen im Bereich des Perm-Tales westlich Weiten (Abb.10h), aber auch in einem Aufschluß im Steinbachtal nördlich Nohn (a) Schrägschichtung nur gelegentlich zu beobachten. Diese ist dann jedoch kleindimensional und steht in enger Beziehung zu den Richtungen der Perm-Täler, in denen die betreffenden Aufschlüsse liegen. Häufig ist diese kleindimensionale Schrägschichtung mit einer Geröllführung der Sandsteine verbunden. Erst weiter im Norden tritt wieder eine deutlich ausgeprägte Schrägschichtung auf (Abb.10, i und k).

Aus diesen Einzelbeobachtungen ergibt sich etwa folgende Vorstellung: Aus der der Siercker Schwelle im Süden vorgelagerten Ebene wurden die dort im Mittleren Buntsandstein aus dem Süden angeschwemmten oder angewehten Sedimente durch den offensichtlich vorherrschenden Südwind weiter gegen die Schwelle und in die nach Süden offenen alten Quertäler verfrachtet. Über kleinere Längsrücken (z.B. bei Nohn) und über die Schwelle selbst wurden die Sande hinweggetrieben, wo sie dann in windgeschützten Längstälern (z.B. unteres Steinbachtal, vergl. Tafel 3) oder im Windschatten der Schwelle sedimentiert wurden. Die zu überwindende Hangneigung war mit weniger als 3° (= Steigung zwischen Fuß und Kamm der Schwelle vor Einsetzen der Buntsandsteinsedimentation) vergleichsweise sehr gering, denn bei

Dünen können bekanntlich Luvwinkel bis zu 10° auftreten. Durch zeitweilige Regengüsse und damit von der Schwelle abfließendes Wasser wurden die Sande in beschränktem Umfange, zusammen mit dem in den Quarzitgebieten angefallenen Verwitterungsschutt wieder umgelagert und teilweise bis ins Vorland verfrachtet, entweder, entsprechend dem Gefälle der alten Perm-Rinnen, zurück ins Merziger Becken (Abb.10e) oder weiter nach Norden in die Trierer Bucht, wo sich die Sande mit dem westlich der Siercker Schwelle nach Norden vorgedrungenen Sedimentstrom vereinigten.

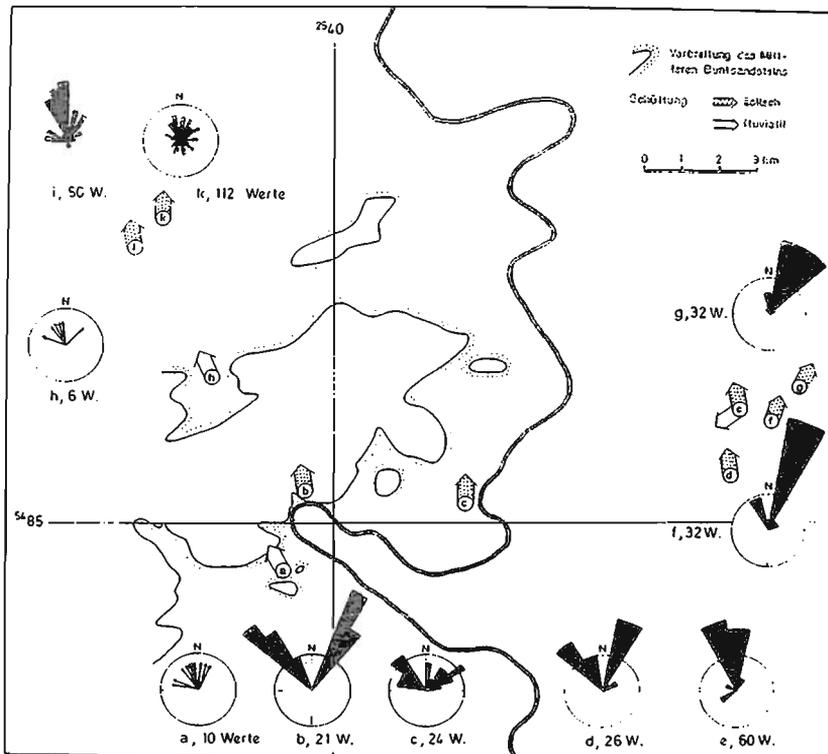


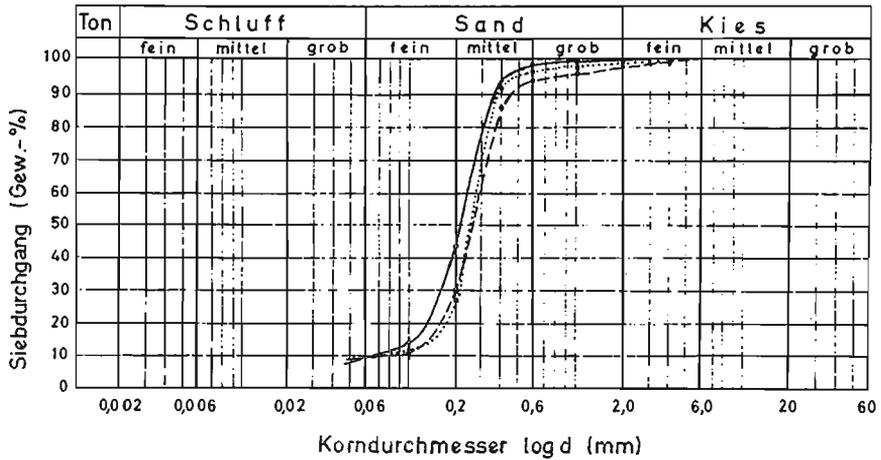
Abb. 10. Richtung des Sedimenttransportes im Mittleren Buntsandstein. Die Rosen geben die Einfallsrichtung der Schüttungs - Leeblätter wieder. - Außer bei Einzelwerten $r = 10 \%$. (i und k nach BAUMANN)

Auffallend ist, daß am Nordrand der Schwelle kleine Einzelgerölle und Konglomeratlagen und -linsen im Mittleren Buntsandstein wesentlich häufiger auftreten als am Südrand. Für die kleinen Einzelgerölle kommt neben einer Verfrachtung durch fließendes Wasser wohl bevorzugt auch ein rollender Transport an der Erdoberfläche durch den Wind in Betracht. Ihr gehäuftes Auftreten am Nordrand wird daher durch die vorherrschende Windrichtung erklärlich. Für die Konglomerate mit ihren im allgemeinen wesentlich größeren Komponenten ist ein Transport ohne Beteiligung von Wasser jedoch nicht vorstellbar. Sie müßten also am Nordrand und am Südrand in etwa gleichem Ausmaße vertreten sein. Wenn Konglomerate nun aber vornehmlich im Norden auftreten, so ist dies vermutlich auf eine starke Korrasion der Quarztrippe zurückzuführen. Die Südflanke wurde dadurch mehr oder weniger blank gescheuert. An der Nordflanke, im Windschatten, konnte sich dagegen Verwitterungsschutt ansammeln, der dann durch zeitweilig von der Schwelle abkommendes Wasser nach Norden verfrachtet wurde.

Eine weitere Kornsortierung erfuhren die Sande während ihres Transportes über die Schwelle hinweg offenbar nicht, wie die gemittelten Kornverteilungen - Summenkurven von je 5 Proben aus 3 Entnahmepunkten im Merziger Becken (Weiler westl. Merzig), am Süd- (Cloef) und Nordrand (Weiten) der Schwelle erkennen lassen (Abb. 11). Die Form der Kurven und der geringe Ungleichförmigkeitsgrad von $U = \frac{d}{d} \frac{60}{10} = 4,0$ bzw. 4,6 entsprechen einem Dünen sand.

Ein qualitativer Unterschied besteht jedoch insofern, als die bei der Siebanalyse abgetrennten Fraktionen über 1 mm (bis 6,0) Korndurchmesser (insgesamt bis zu ca. 2 Gew.-%) bei den Weiler Proben ausschließlich, bei den Proben von der Cloef größtenteils aus sekundär durch Eisenhydroxyd oder Quarz verkitteten Quarzkörnern bestehen. Bei den Weiten Proben überwiegen dagegen Milchquarz- und Quarzsplitter und -gerölle. Auch bei den kleineren Fraktionen (1,0 - 0,4 mm) ist bei den Weiten Proben ein gegenüber jenen von der Cloef bedeutend höherer

Quarzitanteil vorhanden. Dies ist ein weiteres wichtiges Indiz für einen vornehmlich von Süden nach Norden, über die Schwelle hinweg gerichteten Sedimenttransport.



Weiler ——— Cloef - - - - Weiten

Abb. 11. Kornverteilung im Mittleren Buntsandstein. Gemittelte Summenkurven von je 5 Proben aus 3 Entnahmepunkten: Sandgrube am Ortsausgang von Weiler westlich Merzig, Steinbruch bei der Cloef / Orscholz und Sandgrube bei der Oberen Stegmühle südwestlich Weiten.

Aus der zum Teil starken Geröllführung und dem hohen Quarzitanteil der Sandfraktion des Mittleren Buntsandsteins an der Nordflanke der Schwelle kann auf eine nicht unbeträchtliche Abtragung der Quarzitgebiete während der Sedimentation des Mittleren Buntsandsteins geschlossen werden. Dies kommt auch in Tafel 3 in einer deutlichen, nach oben zunehmenden Hangabflachung zum Ausdruck. Sicherlich hat auch im Oberen Buntsandstein und bei der Transgression des Muschelkalkmeeres noch

eine weitere Abtragung stattgefunden, die jedoch aus der Tafel 3 an dem Verlauf der Isohypsen der Deckgebirgsbasis nicht getrennt abgelesen werden kann. Da im Bereich der Schwelle in den Sedimenten des Oberen Buntsandsteins und des Unteren Muschelkalkes zumindest keine grobklastischen Abtragungsprodukte mehr auftreten, dürfte die Abtragung zu dieser Zeit hinter der im Mittleren Buntsandstein um einiges zurückgestanden haben.

Erst im Mittleren Muschelkalk wurde der vollständige Reliefausgleich erreicht, wurden auch die höchsten Teile der Siercker Schwelle von Sedimenten überdeckt und damit dem Angriff der Erosion entzogen.

Die Grenzen ro/sm, sm/so, so/mu und mu/mm steigen heute sowohl von Süden als auch von Norden (vergl. WEHRLI 1934) gegen den Kamm der Schwelle an, die jüngeren flacher als die jeweils älteren (Abb. 13a). Daraus und aus der Tatsache, daß die Kreuznacher Schichten weniger weit als die Waderner, der Mittlere Buntsandstein jedoch weiter als die Waderner Schichten auf das Devon übergreifen, leiten MÜLLER & KLINKHAMMER (1963) zumindest zwei Bewegungsphasen ab: Abwärtsbewegung des Hunsrücks im Buntsandstein (Diskordanz ro/sm) und spätere relative Hebung der Siercker Schwelle gegenüber dem Merziger Becken und der Trierer Bucht (Aufbiegung der Deckgebirgsschichten). Aus dem unterschiedlich weiten Übergreifen der Rotliegend- und Buntsandstein - Sedimente darf jedoch nicht zwangsläufig eine Relativbewegung der Schwelle gegenüber dem Merziger Becken abgeleitet werden, da es sich hierbei um terrestrische Sedimente aus verschiedenen Liefergebieten handelt, die ein vorgefundenes Relief unter unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen schrittweise ausfüllten. In der Waderner Zeit erfolgte die Schüttung von der Schwelle, also von Norden, in der Kreuznacher Zeit vermutlich aus Osten und im Mittleren Buntsandstein aus Süden (Abb. 12).

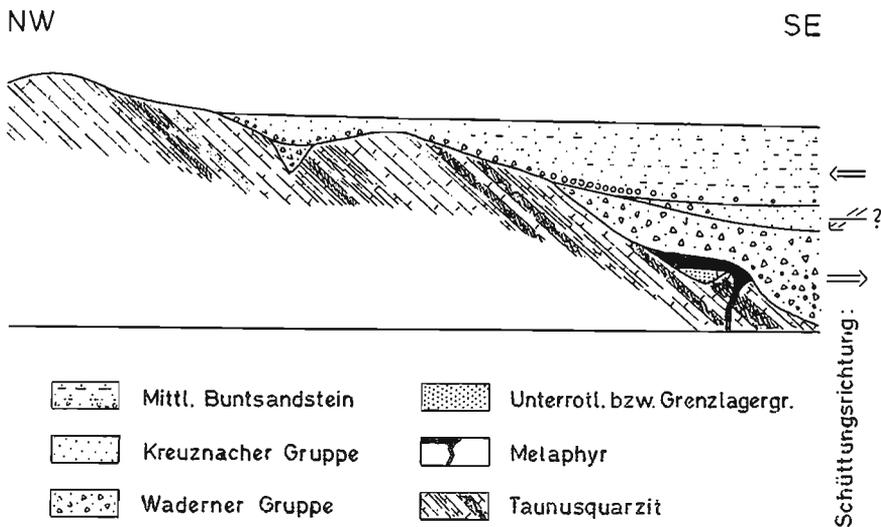


Abb. 12. Schematischer Schnitt durch die Südflanke der Siercker Schwellen.

Was die jungen, post-triassischen tektonischen Bewegungen betrifft, muß in Anbetracht des sehr kräftigen alten Reliefs und des relativ geringen Ausmaßes der Schichtverbiegungen die Frage aufgeworfen werden, ob und inwieweit in diesem Fall diese durch Sedimentsetzung vorgetäuscht werden können.

Westlich vom Langensteinchen (Abb. 13) liegt der oberste Teil des mu direkt dem tuq auf. Vermutlich nur wenig darüber folgte, heute abgetragen, der mm, der am Wintersteinchen (?) und am Langensteinchen sehr wahrscheinlich direkt auf tuq zur Ablagerung gekommen war. Die Grenze mu/mm kann also wenig über 440 m über NN angenommen, ihre Tieferlegung durch Kompaktion gleich Null gesetzt werden. In ca. 5 km Entfernung senkrecht zur Schwellenachse, beim Mettlacher Friedhof, befindet sich über ca. (?) 30 m ro die Grenze ro/sm bei etwa 240 m ü.NN. Bis zur Grenze mu/mm müssen knapp 150 m Sediment ergänzt werden

(80 m sm, 25-30 m so, 40 m mu). Diese Grenze lag ehemals also bei etwa 390 m ü.NN (Abb. 15a), d.h. rund 50 m tiefer als beim Langensteinchen. Größere Verwerfungen zwischen den beiden Punkten konnten bei der Kartierung nicht festgestellt werden. Ähnliches kann auch an der Nordflanke der Schwelle beobachtet werden, nur wird dort im Bereich des Untersuchungsgebietes das Bild durch eine Anzahl von Störungen verwischt.

Um für das geschilderte, repräsentative Beispiel eine atektonische Entstehung der Lagerung in Betracht ziehen zu können, wäre eine Reduktion des ursprünglichen Schichtenstoßes um etwa 20 % erforderlich. Im vorliegenden Fall könnte dabei allein an eine Setzung der sandigen und tonigen Sedimente gedacht werden. Ausgangspunkt für eine genauere Betrachtung ist der jetzige Porenraum. Aus dem Mittleren Buntsandstein des Saarlandes liegen hierfür Werte vor, die allerdings stark differieren. So ergaben indirekte Bestimmungen an zahlreichen, wenig verfestigten Proben aus übertägigen Aufschlüssen 35 - 40 % Porenvolumen ^{x)}, während direkte Messungen an 14 verfestigten Proben aus dem Warndt-Schacht (westlich Saarbrücken) Werte um nur 25% lieferten ^{xx)}. Die große Differenz ist möglicherweise einerseits auf eine Auflockerung der oberflächennahen Schichten zurückzuführen. Andererseits ist bei den verfestigten, zum Teil quarzitischen Sandsteinen vermutlich ein gewisses Totvolumen vorhanden, das bei direkten Porositätsmessungen nicht erfaßt wird.

Genauere Porositätsmessungen aus dem sandigen Oberen Buntsandstein wie auch aus den tonigen Einschaltungen desselben liegen nicht vor.

Zu untersuchen und abzuschätzen sind die Fragen, wie hoch das Ausgangsporenvolumen der einzelnen Sedimenttypen lag und ob

^{x)} frendl. Mitteilung von Herrn Dipl.-Geol. H.HEITALE, Tübingen

^{xx)} GÉOPÉTROLE (Paris): Étude N° 4 pour Saarbergwerke AG. - Paris, März 1965.

Verfälschungen der Porositätsmessungen infolge Zementation bzw. anderer sekundärer Porenfüllungen ausgeschlossen werden können.

Die Porosität von Sanden ist, abgesehen von der Korngröße, der Kornform und der Kornverteilung auch von den Sedimentationsbedingungen abhängig. Im allgemeinen gilt die Regel, daß das Porenvolumen um so größer ist, je gleichmäßiger die Körnung und je kleiner und weniger kubisch die Körner sind. Eine Sedimentation aus weniger gleichmäßiger und stärkerer Strömung hat ein größeres Porenvolumen zur Folge als aus langsam fließendem Wasser (BAVER 1948). Unter Berücksichtigung dieser Faktoren dürfte für die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins mit einer Ausgangsporosität von 45 % gerechnet werden (PETTIJOHN 1957, BAVAR 1948, SCHULTZE & MUHS 1950, YONG & WARKENTIN 1966). Für den sm fand RÖSSLE (1937) ein orientiertes Weiterwachsen der Quarzkörner, was zwar zu einer teilweisen sekundären Ausfüllung des Porenraumes führte, im Effekt aber als Setzung gerechnet werden darf, da es sich nur um eine Umlagerung der Kieselsäure nach dem Riecke'schen Prinzip handelt. Von anderen Neubildungen - Chlorit, Zoisit, z.T. Serizit und Muskovit - erlangt nach RÖSSLE nur Brauneisenstein regional eine gewisse Bedeutung.

Im Falle des Oberen Buntsandsteins mit seinem teilweise reichen Glimmergehalt dürfte die Ausgangsporosität und folglich auch die Setzung wesentlich höher gelegen haben. So fand TERZAGHI (1925) bei künstlichen Mischungen von kubischen Quarzkörnern mit Glimmer folgende Porenvolumina: bei 10 % Glimmer 60 % Porenvolumen, bei 20 % Glimmer 70 % Porenvolumen. Abgesehen davon finden sich im so Sandsteinpartien mit toniger Grundmasse, was ebenfalls ein höheres Ausgangsvolumen zur Folge hatte. Bezeichnenderweise gibt RÖSSLE für den so nur geringfügiges sekundäres Kornwachstum an, ein Indiz dafür, daß eine Konsolidationssetzung vorliegt, denn nach orientierenden Versuchen an ungestörten Proben liegt das heutige Porenvolumen bei etwa 40 %. Im so müssen aber auch fast reine Schiefertone mit in die Betrachtung einbezogen werden, für die ein Gesamtsetzungsbetrag von 30-40 % in Rechnung gestellt werden darf.

Der Untere Muschelkalk wird von unterschiedlichen Sedimenten aufgebaut, die dementsprechend auch eine unterschiedliche Kompaktion erfahren haben. Er setzt sich zusammen aus etwa 45% Sandstein, 25% dolomitischem Sandstein, sandigem Dolomit und Dolomit und 30% Schieferton und Mergel ^{x)}. Wie hoch für diese Überschlagsrechnung die Setzung bei den karbonatischen Sedimenten zu veranschlagen ist, ist schwer abzuschätzen. So können bei Kalkschlämmen zwar ähnlich hohe Primärporositäten auftreten wie bei Tonen, über den Verlauf der Verdichtung zu wenig porösem Kalkstein ist jedoch nur wenig bekannt. Darüber hinaus ist mit der metasomatischen Umwandlung von Calcit in Dolomit eine Volumenverminderung um 12% verbunden, was sich, sofern das Sediment noch unverfestigt ist, ebenfalls in einer Setzung äußert. (vergl.v.ENGELHARDT 1960). Für die Sandsteine und Schiefertone gilt ähnliches wie für den so, so daß eine Reduktion auf das heutige Porenvolumen mit einem Setzungsbetrag von größenordnungsmäßig 20 % auch hier mit sehr großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden darf.

Versuche, den Setzungsbetrag mit dem vorhandenen Material experimentell zu bestätigen, stoßen auf Schwierigkeiten der Maßstabsverzerrung in Raum und Zeit, was besonders bei reinen Quarzsanden unberechenbare Fehler mit sich bringt. Im allgemeinen wird dem Sand im Gegensatz zum Ton nur eine Kurzzeitsetzung - also ohne Mitwirkung von Kornzertrümmerung, Drucklösung und Wiederausscheidung - zugesprochen. Doch allein diese kann schon beträchtliche Setzungsbeträge liefern. In der Baupraxis ermittelte experimentelle Setzungsbeträge belaufen sich bei rein statischer Belastung von 10 kp/cm^2 auf 10-12 %, wobei berücksichtigt werden muß, daß hier die der theoretisch möglichen Porenraumverkleinerung entgegenstehende seitliche Einspannung des Probekörpers eine Rolle spielt (SOWERS 1961, TERZAGHI & PECK 1956). Dieser störende Faktor tritt mit zunehmender Komponente an bindigem und plattigem Material rasch zurück. Derartige Verhältnisse liegen ja im so vor. Zudem kann

^{x)} nach 2 von BAUMANN und GITTINGER aufgenommenen Profilen über zusammen rd.25 m aus dem unteren und oberen Abschnitt des mu.

im geschilderten Beispiel mit einer Normalspannung von größenordnungsmäßig mindestens $40 - 50 \text{ kp/cm}^2$, entsprechend einer ursprünglichen Überdeckung von mindestens ca. 200 - 250 m gerechnet werden, eine Last, die bei großen Zeiträumen auch eine Langzeitsetzung hervorgerufen hat, wie das am orientierten Kornwachstum nach dem Riecke'schen Prinzip nachgewiesen werden kann.

Wenn für die Deckgebirgsschichten eine Kompaktion von durchschnittlich 20 % angenommen wird, so soll damit lediglich die Größenordnung angegeben, jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß die Werte im einzelnen nach unten oder oben abweichen können. Daß sich die Kompaktion in dieser Größenordnung bewegt, wird durch die S.48 erwähnten Schichtabbiegungen bei den Steinmühlen bestätigt. Anderen Überlegungen zufolge (Rekonstruktion des permischen Reliefs) ist dort im Bereich der permischen Talsohle gegenüber dessen Flanken mit zusätzlich ca. 70 m Buntsandstein- und (?)Oberrotliegend - Sedimenten zu rechnen. Grenzletten und Violette Grenzzone liegen im Bereich der Sohle des Perm - Tales ca. 15-20 m tiefer als an dessen Flanken, woraus auf ebenfalls rd. 20 % Kompaktion geschlossen werden kann.

Für das rund 170 - 180 m mächtige Schichtpaket des vorliegenden Beispiels ergibt sich daraus eine ursprüngliche Mächtigkeit von zusätzlich rund 45 m, wodurch die Tieferlegung der Schichtgrenze μ/mm praktisch kompensiert wird. Dies gibt Abb. 13 in schematischer Darstellung wieder, wobei die in diesem Zusammenhang wichtige Frage des zeitlichen Ablaufes der Setzung keine Berücksichtigung erfahren hat.

Abgesehen von der Grenze ro/sm , bei der es nicht anders zu erwarten war (S.58), bleibt auch für die Grenzen sm/so und so/\mu nach der Korrektur ein leichtes Gefälle nach Südosten. Dies könnte einerseits in einem leichten "Nachhinken" der Schwelle bei der Absenkung seine Ursache haben. Andererseits bereitet bei den damals herrschenden Sedimentationsbedingungen die Annahme einer primär geneigten Sedimentationsebene keine

Schwierigkeiten, muß doch für die Zeit des Mittleren und Oberen Buntsandsteins mit zeitweiliger Abtragung im Bereich der Schwelle gerechnet werden, mit der Trierer Bucht und dem Merziger Becken als örtlichen Erosionsbasen. In besonderem Maße trifft dies für die Zeit der Bildung der Violetten Grenzzone zu.

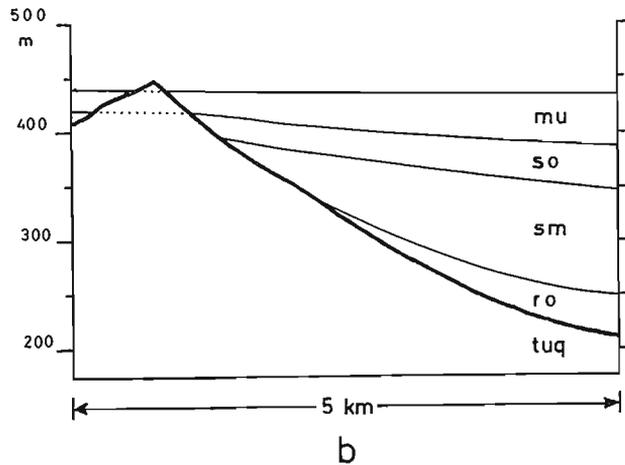
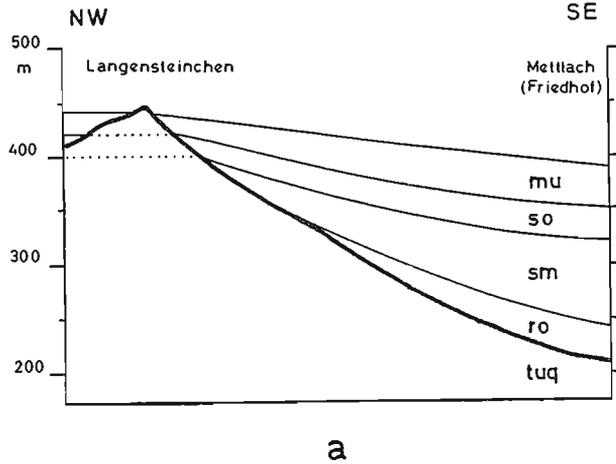


Abb. 13. Schematisches Querprofil durch die Südflanke der Siercker Schwelle bei Mettlach (a), sowie vor der Setzung des Schichtenstoßes um ca. 20 % (b).

Es kann wohl zusammenfassend gesagt werden, daß die Schichtaufbiegungen unmittelbar im Schwellenbereich im Buntsandstein größtenteils und im Muschelkalk ausschließlich auf Kompaktion zurückgeführt werden müssen. Die Erscheinung, daß das alte Relief von den Schichtgrenzen schwach nachgezeichnet wird (S.48), dürfte in den meisten Fällen ebenfalls darin ihre Ursache haben, was die Richtigkeit der Vermutung unterstreicht.

Es kann in diesem Rahmen jedoch keine befriedigende Antwort auf die Frage gegeben werden, inwieweit Kompaktionsvorgänge an der Ausgestaltung der heutigen Form der "Merziger Grabenmulde" und der Trierer Bucht Anteil haben. Dazu bedarf es eingehender Untersuchungen vor allem der rasch auf große Mächtigkeit anschwellenden Rotliegend-Sedimente wie auch der im Oberen Buntsandstein und Unteren Muschelkalk reichlich vertretenen und im Mittleren Muschelkalk vorherrschenden feinklastischen Sedimente. Ohne Klärung der atektonischen Vorgänge sollten jedoch (tektonische) Sonderbewegungen der Siercker Schwelle nicht postuliert werden.

Es sei in diesem Zusammenhang nur auf einige Tatsachen verwiesen, die einen beträchtlichen Anteil atektonischer Vorgänge bei der Ausgestaltung der heutigen Form der "Merziger Grabenmulde" wahrscheinlich werden lassen.

a) Bei Orscholz, im Bereich des Kammes der Siercker Schwelle, lag der Lingula-Dolomit bzw. die Grenze mm/mo ehemals bei etwa 450 m über NN. An vergleichbarer Stelle (Berücksichtigung der jungen Kippung !) im Bereich der Tiefenlinie des Merziger Beckens liegt diese Grenze bei ca. 250-300 m ü.NN, also rund 150-200 m tiefer als bei Orscholz (s.Tafel 5). Bei Orscholz erreichte das Deckgebirge bis einschließlich mm eine Mächtigkeit von höchstens rund 50 m (10 m mu, 40 m mm), im Bereich der Tiefenlinie des Merziger Beckens dagegen eine solche von mehr als 700 m ^x). Allein der Obere Buntsandstein und der Un-

^x) Die bereits an der Südflanke der "Merziger Grabenmulde" gelegene Bohrung Colmen (1906) erschloß 734 m ro und Trias (einschließl. mo?). - SIVIARD - Bohrverzeichnis Nr. 231.

tere Muschelkalk mit ihrem reichlichen und der Mittlere Muschelkalk mit seinem fast ausschließlichen tonigen Sedimentanteil sind im Bereich des Merziger Beckens zusammen ca. 150 m mächtig (F. GORLT, G. GORLT). Für diesen Schichtenstoß kann, vor allem im Falle des mm, mit einem hohen Setzungsbetrag gerechnet werden und, daraus resultierend, mit einer nicht unbeträchtlichen relativen Absenkung der Grenze mm/mo im Bereich der Tiefenlinie des Beckens. Allerdings darf dabei, wie bei allen Überlegungen in dieser Richtung, nicht außer acht gelassen werden, daß die etwa durch Sedimentsetzung bedingte relative Absenkung eines Teilbereiches eines Sedimentationsraumes ja zunächst einmal durch höhere Sedimentmächtigkeiten kompensiert wird. So konnte erst der Setzungsbetrag nach Ablagerung des Lingula-Dolomits in einer Tieferlegung der Grenze mm/mo zum Ausdruck kommen. Dabei dürfte unter Umständen das (prozentuale) Setzungsmaß des mu und des mm nach der Ablagerung des Lingula-Dolomits im Bereich der Schwelle etwas niedriger liegen als im Bereich des Merziger Beckens. Infolge der wesentlich höheren (doppelten bis dreifachen) Sedimentationsgeschwindigkeit im Becken war dort die Verdichtungsgeschwindigkeit der tonigen Sedimente möglicherweise geringer als auf der Schwelle, da die Abwanderung der Porenlösungen nach oben durch die höheren Sedimentmächtigkeiten verzögert wurde. Die Geschwindigkeit des nach oben gerichteten Kompaktionsstromes hängt außer von dem herrschenden Druckgefälle (Sedimentüberlagerung) von der Permeabilität der Sedimente ab, die bei Tonen sehr gering ist. Während also die tonigen Sedimente auf der Schwelle zum Zeitpunkt der Ablagerung des Lingula-Dolomits vermutlich die ihrer Tiefenlage entsprechende Verdichtung erfahren hatten, muß möglicherweise damit gerechnet werden, daß diese im Becken zu diesem Zeitpunkt eine etwas höhere Porosität besaßen als es ihnen nach ihrer Tiefenlage zukam.

Auch den sandigen Sedimenten der Kreuznacher Schichten und des Buntsandsteins, wahrscheinlich aber auch den Fanglomeraten der Waderner Schichten, darf nach den Ausführungen weiter oben eine gewisse Langzeitsetzung zugesprochen werden. Natürlich wurde diese durch höhere Sedimentmächtigkeiten im Bereich des Merzi-

ger Beckens laufend kompensiert. Doch auch noch geringe spätere Beträge summieren sich mit der vermutlich nicht unerheblichen Kompaktion der tonigen Sedimente des Oberen Buntsandsteins und des Muschelkalkes zu einem Gesamtsetzungsbetrag, der tektonischen Bewegungen nur noch geringen Spielraum läßt. Dann ist aber auch die Frage nicht mehr abwegig, ob nicht die gesamte relative Absenkung der Grenze mm/mo im Bereich der "Merziger Grabenmulde auf Setzung beruht, also atektonischer Natur ist.

b) In auffallender Weise zeichnen die Isohypsen des Lingula - Dolomits bzw. der Grenze mm/mo südlich Orscholz und Mettlach eine weite Ausbuchtung der "Merziger Grabenmulde" nach Norden (Tafel 5). Nun muß in eben diesem Gebiet mit dem Zusammentreffen von mehreren permischen Tälern gerechnet werden (vergl. Tafel 3), so daß es auf der Hand liegt, in dieser Ausbuchtung ein Nachzeichnen des permischen Reliefs auch noch durch den Lingula-Dolomit zu erblicken, zumal ja auch die einzelnen Perm - Täler schwach nachgezeichnet werden (z.B. das Quertal im Gebiet der Steinmühlen südlich Orscholz). Diese Erscheinung dürfte letzten Endes auf Sedimentsetzung beruhen. Aus dem Verlauf der Isohypsen wird weiter deutlich, daß die Tiefenlinie des Merziger Beckens nicht, wie meist angenommen, NE-SW sondern rheinisch gerichtet ist, worauf schon KLINKHAMMER (1959) hingewiesen hat. Weiter im Südwesten schwenkt sie jedoch in die Längsrichtung des variszischen Gebirges ein. Insgesamt scheint das Merziger Becken, wie es schon in dem kleinen Ausschnitt der Tafel 5 zum Ausdruck kommt, reich gegliedert zu sein. Bei einem (jungpaläozoischen, post-triassisch wieder belebten) Grabenbruch dürfte aber wohl eine strengere Ausrichtung zu erwarten sein.

c) In der Schichtlagerungskarte des Lingula-Dolomits kommt eine sehr gleichförmige Lagerung des Deckgebirges im Bereich sowohl der Siercker Schwelle als auch des Merziger Beckens zum Ausdruck. Hier wie dort ist das Deckgebirge praktisch nicht gestört. Zwischen der Siercker Schwelle und dem Merziger Becken ist keine Nahtstelle zu erkennen, wie sie wahrscheinlich bei (tektonischen) relativbewegungen zwischen den beiden Gebieten

vorhanden wäre. Ihr einheitlicher tektonischer Bau spricht dafür, daß die Siercker Schwelle und das Merziger Becken einer einheitlichen tektonischen Scholle angehören. Das würde aber bedeuten, daß das Merziger Becken tektonisch noch zum variszischen Gebirge bzw. zum Hunsrück gehört. Dessen tektonischer Südrand dürfte dann vermutlich etwa an der südlichen Randverwerfung des Merziger Beckens, der sogenannten Metzger Störung, einer sehr bedeutenden und alten Störungszone, zu suchen sein. Die Metzger Störungszone, zunächst süd-abschiebend, bildete während des Karbons sehr wahrscheinlich die relativ scharfe nördliche Begrenzung der Saar - Senke. Vermutlich kam es an ihr im Rotliegenden zur Bewegungsumkehr (im Zusammenhang mit der Auffaltung des Saarkarbons?). Dies kann aus der sehr unterschiedlichen Mächtigkeit der Waderner Schichten unmittelbar südlich bzw. nördlich der Störungszone geschlossen werden. So brachte die südlich Merzig und südlich der Metzger Störung gelegene Bohrung Siersburg nur ca. 20 m, die unmittelbar nördlich der Störung, allerdings ca. 7-8 km weiter im Westen gelegene Bohrung Colmen dagegen 384 m Waderner Schichten.

Im Gegensatz zum Südrand ist der Nordrand der Siercker Schwelle durch einen sehr deutlichen und scharfen Abbruch ungefähr an der Linie Saarburg - Sierck gekennzeichnet. Das Gebiet nordwestlich dieser Linie, das sich durch eine ausgeprägte Bruchtektonik und ein wesentlich stärkeres Schichtfallen nach Westen deutlich von der Schwellenregion absetzt, gehört bereits zur Schwächezone der Lothringer Querfurche - Eifeler N-S-Zone. Die Linie Saarburg - Sierck markiert demnach den tektonischen Westrand des Hunsrücks bzw. den Ostrand der Trierer Bucht, bei deren Bildung tektonische Vorgänge die beherrschende Rolle spielten, wie es in der Tafel 5 klar zum Ausdruck kommt.

Für das Merziger Becken kann wohl zusammenfassend folgendes gesagt werden: Es handelt sich hierbei vermutlich um eine ursprüngliche Hohlform, d.h. um ein jungpaläozoisches Tal, das das variszische Gebirge nach Südwesten entwässerte und das im

Perm und in der Trias schrittweise durch Sedimente aufgefüllt wurde. Als "Vorfluter" kommt die Lothringer Querfurche in Betracht. Die Anlage des Tales steht möglicherweise in Verbindung mit einer Bewegungsumkehr an der Metzger Störung im Rotliegenden. Das würde bedeuten, daß der Südrand dieser Hohlform tektonischer Natur wäre. Da der tiefere Untergrund des Merziger Beckens wahrscheinlich vorwiegend von devonischen Schiefen aufgebaut wird (Hunsrückschiefer als Hangendes des Taunusquarzits, bzw. Gedinne - Schiefer, sofern eine Schuppenstruktur vorliegt), mag die Anlage der Rinne auch teilweise lithologisch bedingt sein. Südlich und östlich Merzig könnte eventuell eine rheinische Störungszone im Untergrund die Richtung der Rinne bestimmt haben.

Es erscheint denkbar, daß auch die Tiefenerosion im Bereich der Siercker Schwelle zu Beginn des Oberrotliegenden (s.S.57) im Zusammenhang mit nord-abschiebenden Bewegungen an der Metzger Störung steht, der Art, daß die nördliche Scholle leicht gegen die Störungszone gekippt, die Siercker Schwelle also relativ gehoben wurde. Danach ließen sich die nord-abschiebenden Bewegungen an der Metzger Störung zeitlich ungefähr auf die Wende Unter-/Oberrotliegendes einengen. Daß die Metzger Störung an der Wende Unter-/Oberrotliegendes eine besonders mobile Schwächezone darstellte, dafür sprechen letztlich die zu dieser Zeit in ihrem Bereich aufgedrungenen Eruptiva.

Bei der Formung der heutigen "Merziger Grabenmulde" dürften Kompaktionsvorgänge maßgeblich beteiligt gewesen sein.

3. Die Beziehungen des permischen Gewässernetzes zur Struktur des devonischen Untergrundes.

Nach SCHOLTZ (1930) ist die Siercker Schwelle tektonisch bedingt (Abtauchen der Faltenachsen im Hunsrückschiefer an der unteren Saar, Auffaltung und Aufschiebung des Taunusquarzits). Was das Abtauchen der Faltenachsen angeht, kommt WEHRLI zu an-

deren Ergebnissen (s.S. 44). Fortdauernde Bewegungen an der Grenzlinie Taunusquarzit / Hunsrückschiefer hätten im Norden vermutlich einen SW-NE (erzgebirgisch) verlaufenden und relativ schroffen Erosionsrand zur Folge gehabt, was jedoch nicht der Fall ist. Die Richtung des nördlichen Erosionsrandes entspricht nach WEHRLI der rheinisch gerichteten Tiefenlinie der Trierer Bucht, steht damit also in direkter Beziehung zu diesem Senkungsgebiet. Das Gefälle der nach Norden gerichteten Perm - Täler auf der Schwelle ist wesentlich schwächer als das der nach Süden gerichteten (Tafel 3). Dies entspricht durchaus der größeren Entfernung zur nördlichen Erosionsbasis, wenn man die Tiefenlinien von Merziger Becken und Trierer Bucht als örtliche Erosionsbasen betrachtet. Man darf wohl mit WEHRLI annehmen, daß das längere Fortstreichen des Taunusquarzits nach Südwesten in erster Linie durch den Materialunterschied gegenüber dem Hunsrückschiefer bedingt ist.

Wie bei einem Vergleich der palaeogeographischen Karte (Tafel 3) mit den Tafeln 1 und 2 deutlich hervorgeht, wird der Verlauf der auf der Siercker Schwelle angelegten alten Täler weitgehend durch die faltengebundene Klüftung und durch Verwerfungen im Taunusquarzit bestimmt. Besonders erwähnt seien von den nach Süden gerichteten Perm - Tälern das im Bereich der Steinmühlen (Quer- bis 120° Diagonalrichtung), des oberen Armes der Mettlacher Saarschleife (Quer- bis 120° Diagonalrichtung und Störungszone, ab Dreisbach abwärts rheinische Störungszone), des unteren Armes der Saarschleife (Quer- bis 120° Diagonalrichtung mit Störungszone) und des Saarlöcherbaches (Längsrichtung). Das nach Norden gerichtete Perm-Tal im Bereich der Saar folgt mit seinem Oberlauf (Schwellenbach, Hundscheiderbach) der Längs-, Quer- und N-S-Diagonalrichtung, zwischen Schwellenbach-Mündung und Saarhausen einer quergerichteten Störungszone, zwischen Saarhausen und Hamm der rheinischen Störungszone und von dort an abwärts einer 120° -Störung. Ein linker Zufluß im Bereich des Breinsbaches ist längsgerichtet und folgt im wesentlichen der Schiefer-Quarzitfolge b.

Bei den Perm-Tälern handelt es sich zumeist um typische Kerbtäler, die im Bereich des Taunusquarzits, vor allem südlich der

Kammlinie, schluchtartigen Charakter hatten, während im Gebiet des Hunsrückschiefers breite und flache Talformen die Regel waren (WEHRLI 1934).

4. Der Einfluß des permischen Reliefs auf die Ausgestaltung des Gewässernetzes der Saar.

Wie schon mehrfach beschrieben (THEOBALD & BRITZ 1951, SCHÖMER 1952, SELZER 1958) wurde durch die Saar und ihre Zuflüsse das permische Gewässernetz teilweise wieder freigelegt. Die Saar, vermutlich auf der oligo - miozänen Penepplain angelegt (S.36), nahm ihren Lauf zunächst unabhängig von den Strukturen des tieferen Untergrundes, die durch die Penepplain mehr oder weniger ausgeglichen waren. Sie floß, ähnlich wie die Maas und die Mosel, der allgemeinen Abdachung folgend in nordwestlicher Richtung (TRICART 1949, THEOBALD 1952, FISCHER 1956b). In auffallender Weise wird der Taunusquarzit von der Saar jedoch nicht in ihrer generellen (SSE - NNW), sondern in der rheinischen Richtung (SSW - NNE) durchbrochen, und zwar eben an der Stelle, wo im Taunusquarzit eine bedeutende rheinische Störungszone nachgewiesen werden konnte. Das Deckgebirge wird durch diese Störung nicht, zumindest nicht nachweisbar versetzt. Es darf aber als sicher angenommen werden, daß das Deckgebirge über der rheinischen Störungszone ähnlich wie im S. 54 beschriebenen Fall eine intensive Klüftung in der rheinischen Richtung erfahren hat. Diese Annahme wird gestützt durch die beiden Klüftrosen vom Wellesbachtal und von Dreisbach - Nohn (Tafel 2, Rosen 52 und 50), die beide bei etwa 20° ein sehr ausgeprägtes Maximum zeigen. Es liegt also nahe, in der Laufänderung der Saar eine Schienung in der über der rheinischen Störungszone besonders stark vertretenen wichtigen Kluftrichtung des Deckgebirges zu sehen. Dazu kam in einem späteren Stadium, wie aus der Tafel 3 ersichtlich ist, ein Abgleiten der Saar in mit leichter ausräumbaren Sedimenten des Oberrotliegenden und Mittleren Buntsandsteins gefüllte Perm - Rinnen. Dies gilt in erster Linie für den Abschnitt zwischen der Schwellenbach-Mündung nördlich

Saanhölbach und Serrig, wo sich die Saar in ihrem Lauf mehr oder weniger streng an eine ältere Anlage hält.

In auffallender Weise werden auch durch die Mettlacher Saarschleife ältere Flußläufe nachgezeichnet. Es wurde schon mehrfach versucht, die Ursache der Laufänderung bei der Cloef und die Genese dieser eigenartigen Flußschlinge zu klären. CAPOT - REY (1934) und MATHIAS (1936) halten sie für einen epigenetisch und antezedent angelegten Mäander. SCHÖMER (1954) stellte fest, was durch die neuerlichen Untersuchungen bestätigt werden kann, daß der obere Arm der Schleife im wesentlichen durch die Hauptkluftrichtung im Taunusquarzit, der untere Arm durch eine NW-SE gerichtete Störungszone und die dazu parallele Klüftung bedingt ist. Daß die Störung auch das Deckgebirge, wie in der Karte von SCHRIEL eingetragen und von SCHÖMER auf Grund einiger Indizien angenommen, durchsetzt, konnte allerdings bei der Neukartierung nicht nachgewiesen werden. Dies ist jedoch bei der Betrachtung insofern weniger von Belang, als, wie schon erwähnt, das Deckgebirge über älteren Störungen im Devon eine dazu parallele, intensive Klüftung aufweisen kann. Da es sich hier um eine bedeutende Störungszone handelt, darf dies in diesem Fall als sicher angenommen werden (vergl. Tafel 2, Rose 26 von der Cloef). FISCHER (1956a) diskutiert die Möglichkeit, daß die Saar ursprünglich bei der Cloef in nordwestlicher Richtung weiterfloß, worauf eine Einmündung in der Hochfläche zwischen Orscholz und Weiten in der Verlängerung des oberen Armes der Schleife hinweist. Diesem Ursaarlauf wäre dann ein Zufluß des Moseltrogs im Bereich des heutigen Unterlaufs der Saar in die Flanke gefallen. Da dieser Zufluß einer alten, mit Buntsandstein gefüllten Rinne folgte, konnte er von der leichteren Ausräumbarkeit des Buntsandsteins profitieren, während die Tieferlegung des Ursaarlaufs im Bereich des Taunusquarzits nur langsam vor sich ging. Diese Argumentation ist insofern nicht ganz stichhaltig, als eine wichtige Voraussetzung nicht erfüllt ist: Zwischen Orscholz und Weiten ist das Deckgebirge noch unverehrt, der Taunusquarzit an keiner Stelle wieder freigelegt. Da es sich hier um die Kammregion der Siercker Schwelle handelt, darf nicht erwartet werden, daß ein angenommener Ursaarlauf in

der Verlängerung des oberen Armes der Saarschleife den Taunusquarzit an irgend einer Stelle freigelegt hat, wonach eine Verzögerung der Tieferlegung des Ursaarlaufs hätte eintreten können.

Man darf wohl mit CAPOT - REY und MATHIAS in der Saarschleife einen epigenetisch und antezedent angelegten Mäander sehen, dessen eigenartige Form letzten Endes jedoch auf die Tektonik des tieferen Untergrundes und das vorgefundene permische Relief zurückgeführt werden muß. Es dürfte sich auch hier um eine Schienung in der Hauptkluftrichtung und ein Abgleiten des Saarlaufs in leichter ausräumbare Perm - Rinnen handeln.

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß das Braschbachtal nordwestlich Keuchingen, ebenfalls eine ältere (permische) Anlage, oberhalb etwa 260 - 280 m über NN auffallend breit ausgeräumt ist. In der Verlängerung des oberen Talabschnitts nach Osten ist zwischen dem Braschbach und der Bundesstraße 51 eine Ver-ebnung in etwa der gleichen Höhe zu beobachten. Weiter im Westen wird das breite Tal vom Wellesbach gekappt. Es ist nun möglich, daß es sich hierbei um einen älteren Saarlauf handelt. Trifft diese Vermutung zu, was etwa durch das Auffinden von Saarschottern bestätigt werden könnte, dann hätte die Saar diese Perm - Rinne bis auf den Taunusquarzit wieder freigelegt. Eine weitere Eintiefung konnte danach nur langsam vor sich gehen, so daß eine spätere Umlegung des Saarlaufs, etwa durch Anzapfung, denkbar erscheint insofern, als die durch die Störungszone vorgezeichnete Perm - Rinne und damit auch die leichter ausräumbaren Gesteine im Bereich des heutigen unteren Armes der Saarschleife tiefer reichten (vergl. Tafel 3).

Die meisten Zuflüsse der Saar im Untersuchungsgebiet folgen mehr oder weniger streng älteren Anlagen (Tafel 3). Sie verdanken ihre Entstehung in erster Linie der rückschreitenden Erosion (wichtigster Quellhorizont ist die Grenze Grundgebirge/Deckgebirge). Besonders eindrucksvolle Beispiele hierfür sind: Wellesbach mit Dörrbach und Zweibach, Wolfsbach, Breinsbach, Schwellenbach mit Hundscheiderbach sowie ein nicht benannter

Bach im Nordosten des Gebietes.

Bei einer Reihe von Tälern (z.B. Salzbach, Saarlöhlzbach, Leuk) ist die genetische Deutung wegen der für diese Betrachtungen zu geringen Größe des Gebietsausschnittes jedoch schwierig. Für die Leuk gilt möglicherweise ähnliches wie für die Saar. Sie folgt wie diese der im Kluftnetz des Deckgebirges wichtigen rheinischen Richtung. Ebenso konnte ein Abgleiten des Baches in ältere Anlagen nachgewiesen werden (Tafel 3). Für den Saarlöhlzbach, der nur streckenweise einer alten Anlage folgt (vergl. Tafel 3 und Tafel 4 a,e), kommt die rückschreitende Erosion als Hauptursache kaum in Betracht. Bei ihm könnte es sich möglicherweise um einen altangelegten Zufluß der Saar aus dem Hunsrück handeln.

Zusammenfassung.

Das Untersuchungsgebiet war vom Rotliegenden an Teil eines südwestlichen Ausläufers des variszischen Gebirges, der die Sedimentationsbecken der Trierer und der Merziger Bucht voneinander schied. Diese Siercker Schwelle wurde von der Sedimentation zunächst weitgehend ausgespart und geriet nur schrittweise, vollständig erst im Mittleren Muschelkalk unter Sedimentbedeckung.

Der Kamm der Siercker Schwelle wird von Taunusquarzit aufgebaut. Dieser bildet die südwestliche Fortsetzung des SE-Flügels des Idarwaldsattels. Im Saarprofil des Taunusquarzits, das unvollständig ist, da der Taunusquarzit im Nordwesten mit einer Überschiebung gegen Hunsrückschiefer stößt und im Südosten unter das Deckgebirge untertaucht, treten reine, geschlossene Quarzite im Wechsel mit Tonschiefer - Quarzitserien auf. Eine dadurch mögliche Gliederung des Taunusquarzits nach petrographischen Gesichtspunkten wird gestützt durch eine tektonische Gliederung insofern, als die meist dickbankigen, geschlossenen Quarzitfolgen keine oder nur eine geringe, die Schiefer führenden und meist dünnbankigen bis plattigen Quarzitfolgen dagegen eine teilweise intensive NW-vergente Spezialfaltung aufweisen. Nach dem Geländebefund ist eine Schuppenstruktur des Taunusquarzits wahrscheinlich. Die Faltenachsen tauchen mit durchschnittlich $1-2^{\circ}$ nach Südwesten ab, lagen primär jedoch horizontal, da das Gebiet post-triassisch, bei der jungen Heraushebung des Hunsrücks, um diesen Betrag nach Südwesten gekippt wurde. Infolge der jungen Kippung taucht das gefaltete Devon nach Westen unter das flachliegende Deckgebirge ab. Dabei zeigt das Deckgebirge im Bereich der Siercker Schwelle eine Art umlaufendes Streichen. Die Drehung des Schichtfallens nach Norden bzw. nach Süden nördlich bzw. südlich der Kammlinie der Schwelle muß zumindest im Bereich der Schwelle größtenteils auf die Setzung der zur Kammlinie hin rasch auskeilenden oder ausdünnenden Deckgebirgsschichten zurückgeführt werden. Die

Störungen und die Klüftung im Deckgebirge stehen in sehr enger Beziehung zur Tektonik des Grundgebirges. Im Gegensatz zum Grundgebirge ist jedoch im Deckgebirge die rheinische Richtung besonders stark ausgeprägt.

Vermutlich im Rotliegenden wurde auf der Siercker Schwelle mit der Trierer Bucht und dem Merziger Becken als örtlichen Erosionbasen ein Gewässernetz angelegt. Dieses lag zumindest an der Wende Unter-/Oberrotliegendes in der Form, wie es heute rekonstruiert werden kann, fest. Gewisse Veränderungen riefen die örtlich aufgedrungenen Melaphyre der Grenzlagergruppe (ro₁) hervor. Aus der zu Beginn des Oberrotliegenden zunächst fort-dauernden Tiefenerosion im Schwellenbereich können zu diesem Zeitpunkt noch anhaltende tektonische Bewegungen abgeleitet werden. Deren Abklingen und ein sich abzeichnender Klimaumschwung im Laufe der Waderner Zeit führte zur Akkumulation auch im Schwellenbereich und zur schrittweisen Auffüllung der Täler mit aus der unmittelbaren Umgebung stammendem Quarzitschutt. Damit einher ging eine kräftige Seitenerosion in den Quarzitgebieten. In der Kreuznacher Zeit mit semiaridem bis aridem Klima kamen am Fuße der Schwelle Sande zur Ablagerung, deren vorwiegend äolische Schüttung wahrscheinlich aus östlicher Richtung erfolgte. Die Kreuznacher Schichten repräsentieren vermutlich auch den Zechstein. Nach einer Zeit der Sedimentationsruhe während des Unteren Buntsandsteins griff die Sedimentation im Mittleren Buntsandstein von Süden her erneut auf das Gebiet über, ausgehend von der Saargemünder - Zweibrücker Mulde und der Lothringer Querfurche. Die gut sortierten Sande des Mittleren Buntsandsteins wurden von dem offensichtlich vorherrschenden Südwind in die nach Süden offenen Täler der Schwelle hinein- und über die Schwelle selbst hinweggetrieben. Am Fuße der Siercker Schwelle setzt der Mittlere Buntsandstein mit einem Konglomerat unbekannter stratigraphischer Stellung ein. Dessen Bildung darf nicht als Ausdruck von Relativbewegungen der Siercker Schwelle verstanden werden, sondern muß wie auch die Konglomeratlagen und -linsen innerhalb des Mittleren Buntsandsteins auf einen Wechsel des Klimas mit zumindest zeitweilig starken Regenfällen und damit von der Schwelle

abfließendes Wasser zurückgeführt werden. Im Mittleren Buntsandstein wurde die Schwelle vom variszischen Gebirge abgetrennt. Hoch im Oberen Buntsandstein und im marinen Unteren Muschelkalk ragten Teile der Schwelle westlich der Saar inselartig flach über die Sedimentationsfläche empor. Erst im Mittleren Muschelkalk wurde der Reliefausgleich erreicht.

Die Erscheinung, daß die Schichtgrenzen des Deckgebirges das permische Relief abgeschwächt nachzeichnen, kann größtenteils auf Sedimentsetzung zurückgeführt werden. Das gleiche gilt auch für das Aufbiegen der Schichtgrenzen zum Kamm der Schwelle hin. Kompaktionsvorgänge dürften darüber hinaus bei der Formung der heutigen "Merziger Grabenmulde" maßgeblich beteiligt gewesen sein.

Es gibt einige Hinweise dafür, daß es sich beim Merziger Becken um ein tektonisch und lithologisch bedingtes permisches Haupttal handelt, das das variszische Gebirge nach Westen, zur Lothringer Querfurche entwässerte.

Das rekonstruierbare permische Gewässernetz steht in sehr enger Beziehung zur Struktur des devonischen Untergrundes. Der Verlauf der Täler wird weitgehend durch die faltengebundene Klüftung und Verwerfungen im Taunusquarzit bestimmt.

Die Saar, auf einer oligo - miozänen Peneplain angelegt, nahm ihren Lauf zunächst unabhängig von den Strukturen des tieferen Untergrundes, die durch die Peneplain mehr oder weniger ausgeglichen waren. In der Folgezeit erfuhr der Saarlauf im Bereich der Siercker Schwelle insgesamt eine Schienung in der vor allem im Kluftnetz des Deckgebirges sehr ausgeprägten rheinischen Richtung. Für einzelne Abschnitte kann ein Abgleiten der Saar in wesentlich leichter ausräumbare permische Erosionsrinnen nachgewiesen werden. Die Zuflüsse der Saar, deren Mehrzahl ihre Entstehung der rückschreitenden Erosion verdanken dürfte, zeichnen weitgehend das permische Gewässernetz nach.

Schriftenverzeichnis:

- ASSELBERGHS, E. & HENKE, W.: Le Siegenien et le Gedinnien du Hunsrück et du Taunus.-Bull.Acad.roy.Belge,1935, Bruxelles 1935.
- Contribution à la Tectonique du Hunsrück et du Soonwald. - Bull.Acad.roy.Belge,1935, Bruxelles 1935.
- BAUM, F.: Tektonische Untersuchungen am Westrand der Eifeler Nord-Süd-Zone zwischen Untermaubach und Heimbach. - Geol. Rdsch., 44 (Sonderband), Stuttgart 1955.
- BAUMANN, A.:Geologische Neukartierung der Triassschichten zwischen unterem Leukbach und oberer Mosel.-Geologische Diplomarbeit, Universität Tübingen 1964.
- BAVER, L.D.: Soil Physics.2nd ed.-J.Wiley & Sons,New York 1948.
- CAPOT-REY, R.: La région industrielle sarroise.-Paris 1934.
- DAHMER, G.: Die Fauna der Seifener Schichten (Siegenstufe). - Abh.preuß.geol.L.-A.,N.F. 147, Berlin 1934.
- DIETZ, V.: Beiträge zur Geologie und Sedimentologie des südwestlichen Hunsrückrandes.-Ann.Univ.Sarav.,Naturw.,H.4, Saarbrücken 1965.
- von ENGELHARDT, W.: Der Porenraum der Sedimente.-Springer-Verlag, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1960.
- FALKE, H.: Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im Pfälzischen Rotliegenden.-N.Jb.Geol.Paläont.,99,3, Stuttgart 1954.
- Erläuterungen zum stratigraphischen Profil des Saarpfälzischen Rotliegenden.-Sonderheft z.32.J.-Tagung d.Dtsch.Min. Ges., Mainz 1954.
- Die Zusammenhänge zwischen Sedimentation, Regionalrelief und Regional Klima im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. - Geol.Rdsch., 54 (1964), Stuttgart 1965.
- Zur Geochemie der Schichten der Kreuznacher Gruppe im Saar-Nahe-Gebiet.-Geol.Rdsch., 55 (1966), Stuttgart 1965.
- FISCHER, F.: Bemerkungen zur Morphologie der Hochflächen zwischen der unteren Saar und der Mosel.-Ann.Univ.Sarav.,Philosophie, Saarbrücken 1956. (a)

- Beiträge zur Morphologie des Flußsystems der Saar. - Ann. Univ.Sarav., Philosophie, V, 2, Saarbrücken 1956. (b)
- GITTINGER, K.: Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Saar und Mosel. - Geologische Diplomarbeit, Universität Tübingen 1964.
- GORLT, F.: Muschelkalk und Unterer Keuper der Merziger Mulde im Raume westlich der Saar. - Geologische Diplomarbeit, Freie Universität Berlin 1966.
- GORLT, G.: Der Muschelkalk der mittleren Merziger Mulde. - Geologische Diplomarbeit, Freie Universität Berlin 1966.
- GREBE, H.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen, Blätter Beuren (Kirf), Freudenburg, Perl, Merzig. Berlin 1880.
- Über die Quarzit - Sattel - Rücken im südöstlichen Teile des Hunsrück (linksrheinischer Taunus). - Jb.preuß.geol. L.-A.f.1880, Berlin 1881.
- GREBE, H. & van WERVEKE, L.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Blatt Merzig. - Straßburg 1889.
- HABICHT, H.: Die permo-karbonischen Aufschlußbohrungen der Nahe - Senke, des Mainzer Beckens und der Zweibrücker Mulde. - Z.deutsch.geol.Ges., 115 (1963), Hannover 1966.
- HARTWIG, J.: (Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Saar und Mosel). - Noch nicht fertiggestellte geologische Diplomarbeit, Universität Tübingen.
- HEITTELE, H.: Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Saar und Mosel. - Geologische Diplomarbeit, Universität Tübingen 1964.
- KLINKHAMMER, B.F.: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen auf dem SE-Flügel der Merziger Mulde. - Archiv Geol.L.-A. des Saarlandes, 1959.
- KLINKHAMMER, B.F. & MÜLLER, E.M.: Oberrotliegendes und Mittlerer Buntsandstein als Deckgebirge des Saarbrücker Karbonsattels.- Z.deutsch.geol.Ges., 117 (1965), Hannover 1966.
- KLÜPPELBERG, E.: Feintektonische Untersuchungen im Grund- und Deckgebirge des Saargaus.-Decheniana, 98 A, 1, Bonn 1938.
- KNEUPER, G.: Grundzüge der Sedimentation und Tektonik im Oberkarbon des Saarbrücker Hauptsattels. - Oberrhein.geol.Abh., 13, Karlsruhe 1964.

- KULKE, H.: Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Palzem - Nennig (Mosel) und dem oberen Leukbachtal (bei Orscholz, Saar). - Geologische Diplomarbeit, Universität Tübingen 1963.
- KUTSCHER, F.: Taunusquarzit, Throner Quarzit und Hunsrückschiefer des Hunsrück und ihre stratigraphische Stellung. - Jb. preuss.geol.L.-A. f. 1936, 57, Berlin 1937.
- Die stratigraphische Gliederung der Siegenstufe im Hunsrück. - Z.deutsch.geol.Ges., 103, Hannover 1952.
- LUCIUS, M.: La réfection du forage Kind à Mondorf-les Bains. - Archives, Nouvelle série, XVIII, Luxemburg 1949.
- MATHIAS, K.: Morphologie des Saartales zwischen Saarbrücken und der Saarmündung. - Verh.Naturhist.Ver.Rhld.e.u.Westf., 93, Bonn 1936.
- MÜLLER, E.M.: Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. - Ann.Univ.Sarav., Naturw., III, 5, Saarbrücken 1954.
- MÜLLER, E.M. & KLINKHAMMER, B.F.: Über die Verbreitung der Kreuznacher Schichten und die Ausbildung der Grenze Oberrotliegendes / Buntsandstein zwischen westlichem Hunsrück und Karbonsattel. - Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch., 91, Wiesbaden 1963.
- NÖRING, F.K.: Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. - Abh.d. preuß.geol.L.-A., N.F. 192, Berlin 1939.
- PETTIJOHN: Sedimentary Rocks. 2nd ed. - Harper & Brothers, New York 1957.
- RÖSSLE, P.: Anlagerung und Bildungsweise des Buntsandsteins bei Mettlach an der Saar. - Decheniana, 95, Bonn 1937.
- SCHÖMER, R.: Beitrag zur Geologie der Saarschleife. - Ann.Univ. Sarav., Naturw., 1, Saarbrücken 1952.
- SCHOLTZ, H.: Das varistische Bewegungsbild. - Fortschr. Geol. Paläontol., 8, 25, Berlin 1930.
- Die Tektonik des Steinkohlenbeckens im Saar - Nahe - Gebiet und die Entstehungsweise der Saar - Mahe - Senke. - Z.deutsch. geol.Ges., 85, Berlin 1933.
- SCHRÖDER, J.: Geologische Kartierung der Triasschichten zwischen Mosel und Saar. - Geologische Diplomarbeit, Universität Tübingen 1964.

- SCHULTZE, E. & MÜHS, H.: Bodenuntersuchungen für Ingenieurbauten. - Springer, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1950.
- SELZER, G.: Das postsaalische Relief im Saarland.- Z.deutsch. geol.Ges., 110, Hannover 1958.
- Steinmeere und ihre Strukturen im Saarland. - Eiszeitalter und Gegenwart, 15, Öhringen 1964.
- SOLLE, G.: Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. - Geol.Jb., 65, Hannover 1950.
- SOWERS, G.F.: Introductory Soil Mechanics and foundation. 2nd ed. - J.Wiley & Sons, New York 1961.
- STETS, J.: Zur Geologie der Dhronal Schichten und Hunsrückschiefer (Unterdevon) im Gebiet von Bernkastel-Neumagen-Thalfang. - Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch., 90, Wiesbaden 1962.
- STICKEL, R.: Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. - Beitr. Landesk.Rheinl., 5, Leipzig 1927.
- STOCKMEYER, U.: Geologische Kartierung der Triasschichten im NW von Merzig / Saar. - Geologische Diplomarbeit, Universität Tübingen 1964.
- TERZAGHI, K.: Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage.- Wien 1925.
- TERZAGHI, K. & PECK, R.B.: Soil Mechanics in Engineering Practice. - J.Wiley & Sons, New York 1956.
- THEOBALD, N.: Aperçu géologique du territoire de la Sarre. - Schr.der Univ.d.Saarlandes, Saarbrücken 1952.
- THEOBALD, N. & BRITZ, K.M.: La surface infratriasique dans le domaine du bassin houiller sarro-lorrain. - Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences, Paris 1951.
- TRICART, J.: La partie orientale du Bassin de Paris.-Paris 1949.
- WEHRLI, H.: Das Oberrotliegende am Westrande des Hunsrücks zwischen Saarburg und Mettlach. - Sitzungsber.Naturhist. Ver.Rheinl.u.Westf., 1932-33, Bonn 1934.
- WEISS, E.: Gliederung der Trias in der Umgebung von Saarbrücken. - Leonhards Jahrb. 1869.
- YONG, R.N. & WARKENTIN, B.P.: Introduction to Soil Behavior. - The Macmillan Company, New York 1966.

Geologische Karten:

- Geologische Spezialkarte von Preußen, Blätter Beuren (Kirf),
Freudenburg, Perl. Aufgenommen von H. GREBE. - Herausg.
v. preuß. geol. L.-A., Berlin 1880.
- Geologische Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, Blatt Merzig.
Aufgenommen von H. GREBE und L. van WERVEKE. - Herausg.
v.d.Commission für die geologische Landes - Untersuchung
von Elsaß-Lothringen, Straßburg 1889.
- Geologische Karte des Saarlandes, Maßstab 1 : 60 000. Bearbei-
tet von W. SCHRIEL. - Herausg. v.d.preuß.geol.L.-A., Ber-
lin 1936.
- Geologische Karte des Saarlandes, Maßstab 1 : 50 000. - Herausg.
v.d.Geol.L.-A.d.Saarlandes, Saarbrücken 1955.
- Geologische Karte des Saarlandes, Maßstab 1 : 100 000. - Zusam-
mengestellt und herausg. v. Geol.Inst.d.Universität des
Saarlandes, Saarbrücken 1964.

Verzeichnis der Anlagen:

- Geologische Karte der Umgebung von Mettlach/Saar, M. 1:25 000.
- Tafel 1: Tektonisch-lithologische Karte des Taunusquarzits.
- Tafel 2: Klüftung im Grund- und Deckgebirge.
- Tafel 3: Isohypsen der Deckgebirgsbasis.
- Tafel 4: Schnitte zur geologischen Karte der Umgebung von
Mettlach/Saar.
- Tafel 5: Schichtlagerung zwischen Saar und Mosel im Bereich
der Siercker Schwelle.

L e b e n s l a u f .

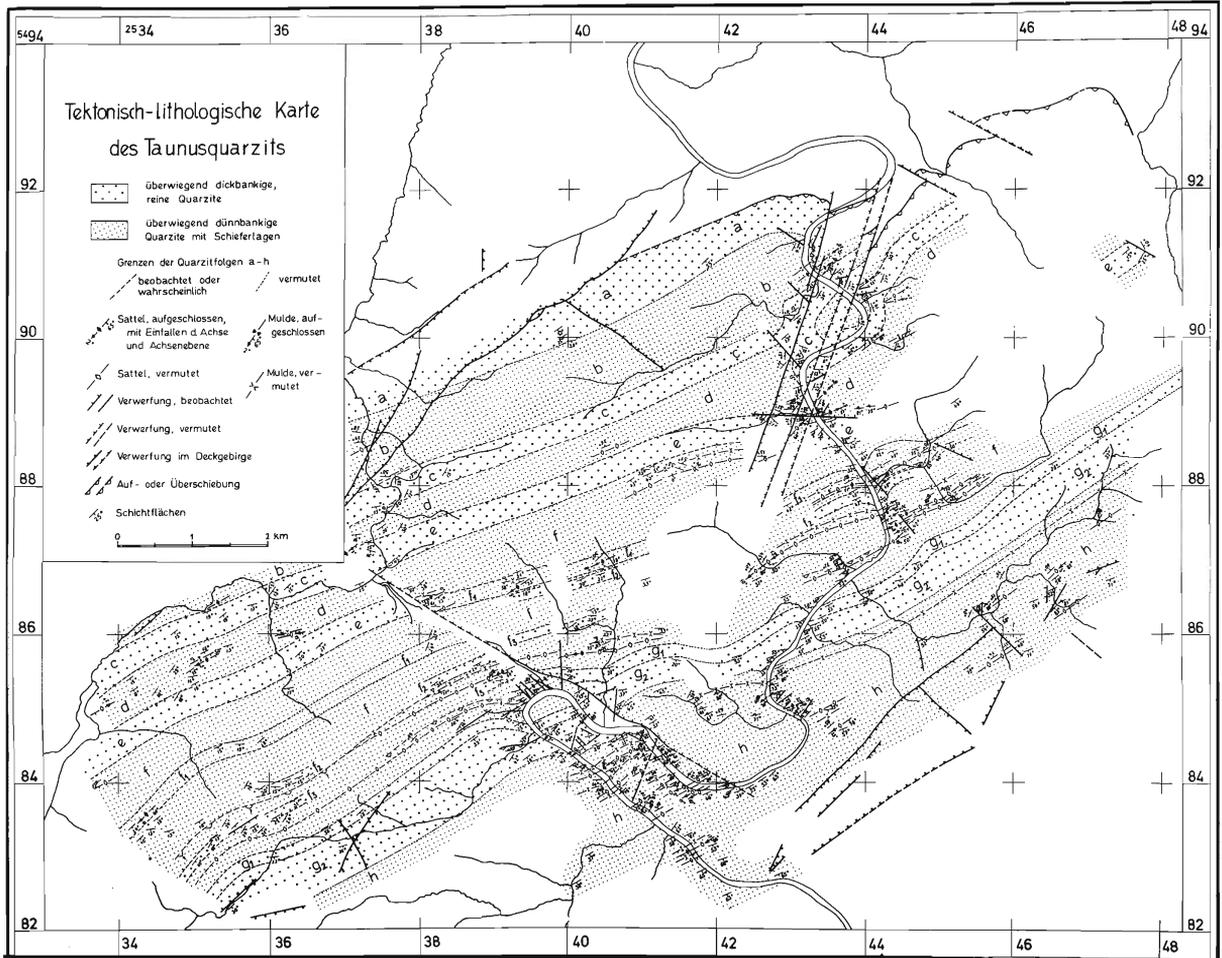
Am 10. September 1934 wurde ich als 5. von 6 Kindern des Arztes Dr. Karl Schall und seiner Ehefrau Annemarie geb. Stoll in Blaubeuren geboren. Nach dem Besuch der Volksschule und der 6-klas-sigen Oberschule in Blaubeuren legte ich im Frühjahr 1954 am Keplergymnasium in Ulm die Reifeprüfung ab. Im SS 1954 begann ich an der Universität Tübingen zunächst mit dem Studium der Medizin, wechselte jedoch nach 3 Semestern auf das Studium der Geologie über. Nach bestandener Diplom - Vorprüfung im Februar 1958 studierte ich je ein Semester an der Universität Graz und an der Universität Münster. Im Februar 1963 legte ich an der Universität Tübingen die Diplomprüfung in Geologie ab. Das Thema meiner Diplomarbeit lautete: "Geologische Kartierung der Unteren Ottweiler Schichten (Stephan A) zwischen Riegelsberg und Völklingen / Saar". Bereits im Sommer 1962 begann ich mit der Arbeit an meiner Dissertation " Grund- und Deckgebirge im Bereich der Mettlacher Saarschleife" unter der Anleitung von Herrn Professor Dr. R. Schönenberg.

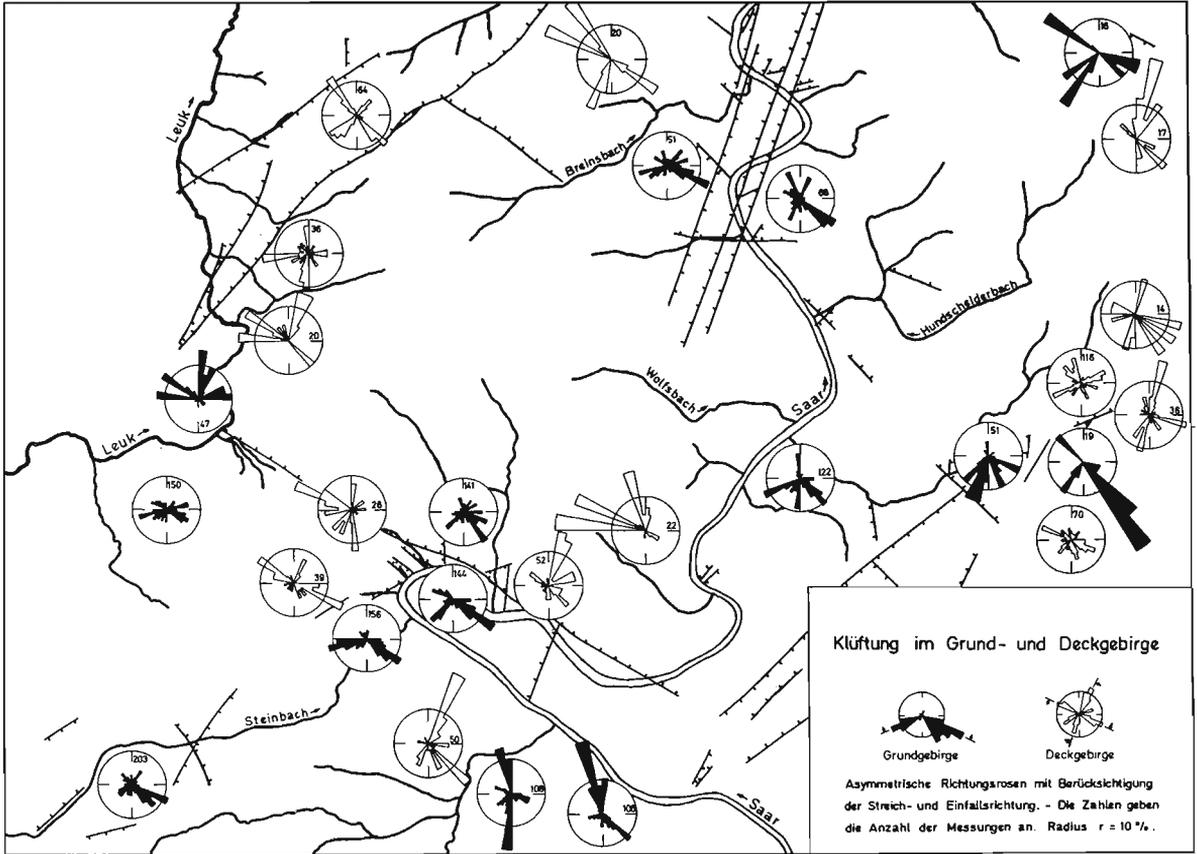
Seit Herbst 1965 bin ich mit der Lehrerin Barbara Schall geb. Radwitz verheiratet. Wir haben eine Tochter Nanna.

Meine akademischen Lehrer waren:

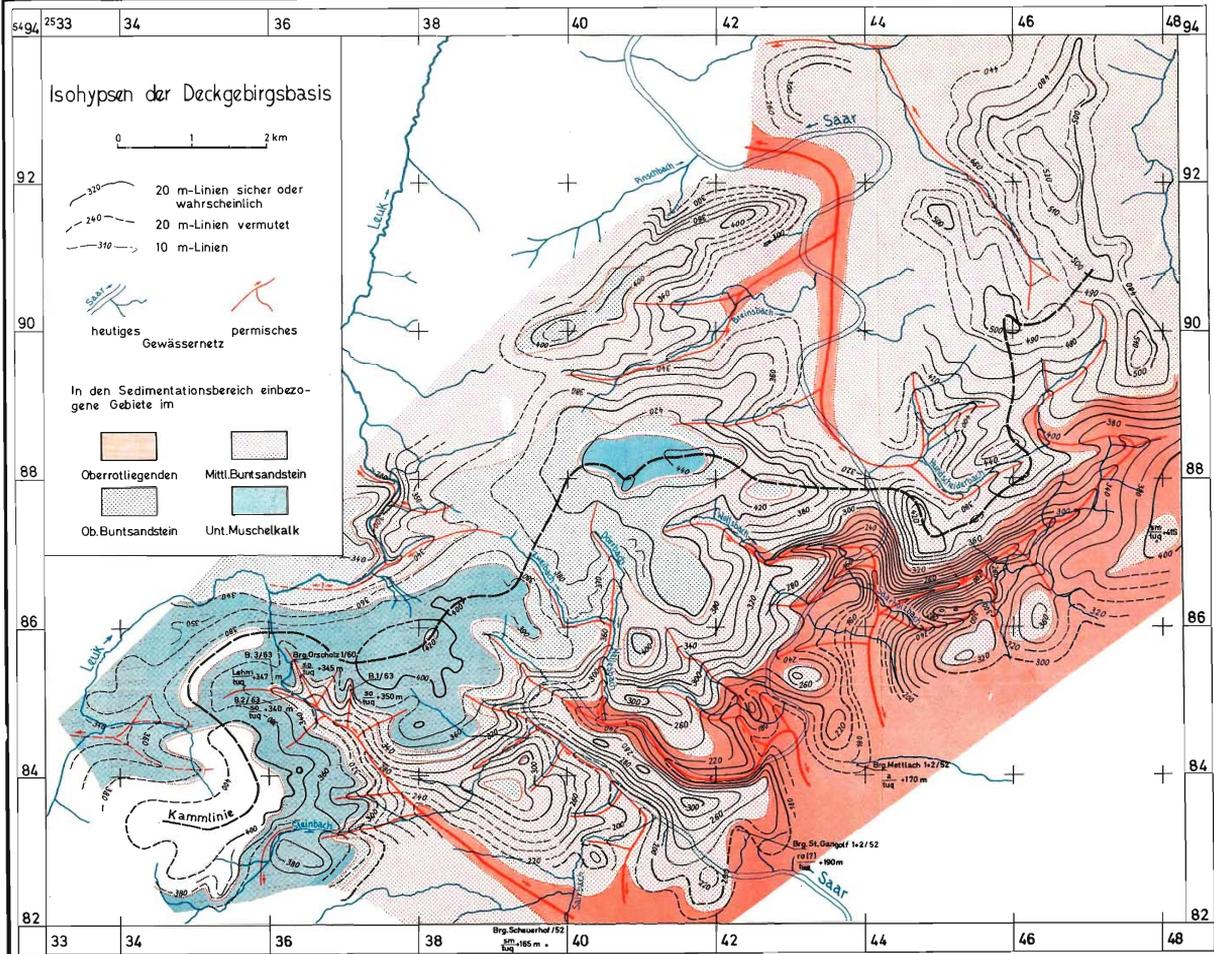
In Graz die Professoren Flügel, Heritsch, Metz und Thurner.
In Münster die Professoren Lotze, Rensch und Siegfried.
In Tübingen die Professoren Bünning, Einsele, von Engelhardt, German, Grell, Hiller, Hölder, Kossel, Krause, Mosebach, Risler, Rüdorff, Schindewolf, Schönenberg, Seibold, Spangenberg, Wacker, Wagner, Weber und Zimmermann.

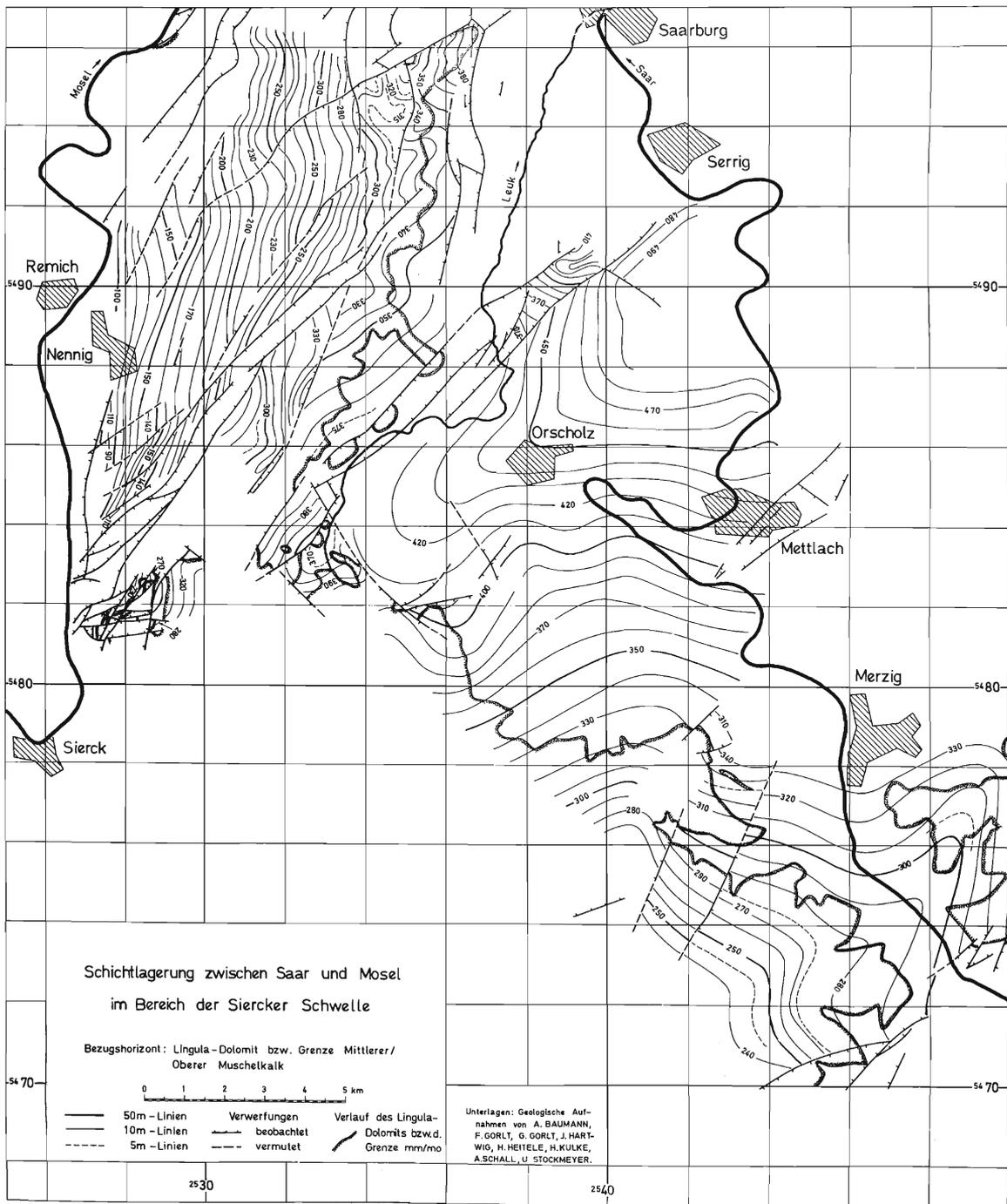
Tafel 1



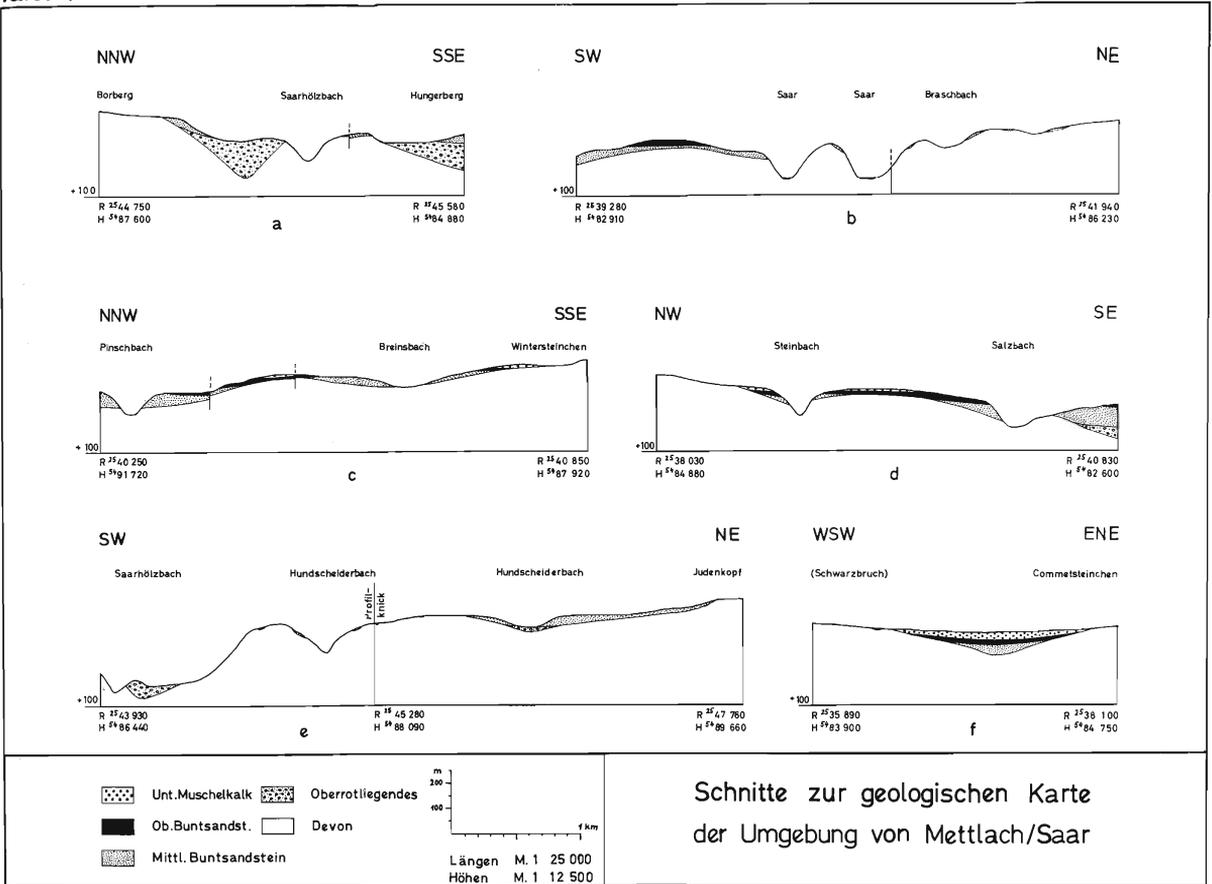


Tafel 3





Tafel 4



Schnitte zur geologischen Karte der Umgebung von Mettlach/Saar