

Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde
Herausgegeben vom Geographischen Institut der Universität Bonn
ISSN 0373-7187

Heft 6

**Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel
als Beitrag zur Quartärgeschichte**

von

Elisabeth Kremer

1954

Bonn

Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel
als Beitrag zur Quartärgeschichte.

mit 28 Abbildungen, 11 Profilen,
5 Tabellen und 2 Karten.

von
E l i s a b e t h K r e m e r

Im Selbstverlag des
Geographischen Instituts der Universität Bonn
1954

Gedruckt mit Unterstützung
der Kreise
Bernkastel, Trier, Wittlich und Zell.

alle Rechte vorbehalten

Rotaprintdruck FRANCKEN u. GÖTZKY, Bonn.

V o r w o r t .

In den Veröffentlichungen über das Mäanderproblem wird die Mittelmosel häufig als charakteristisches Beispiel hervorgehoben. Aber gerade diese Arbeiten lassen erkennen, wie groß die Lücken in der Kenntnis der Talentwicklung der Mosel tatsächlich sind, vermögen sie doch die wichtigen Probleme nicht oder nur unzureichend zu lösen. Diese erfordern die Beantwortung der Fragen nach den Auswirkungen des Wechsels der pleistozänen Kalt- und Warmzeiten auf die fluviatilen Vorgänge, nach Art und Ausmaß der quartärzeitlichen Bewegungen des Rheinischen Schiefergebirges, sowie nach dem Beginn des Eifel-Vulkanismus.

Die Beantwortung dieser Fragen mit dem Bemühen, die Lücken in der Kenntnis der Talentwicklung zu schließen, ist das Anliegen der vorliegenden Arbeit, einer Dissertation des Geographischen Instituts der Universität Bonn. Sie beruht im wesentlichen auf in den Sommermonaten 1951 und 1952 durchgeführten Geländeuntersuchungen, die den Entwurf einer Terrassenkarte im Maßstab 1:25 000 ermöglichten.

Angeregt durch den Vortrag von Herrn Prof. Dr. A. C a i l l e u x , Paris, auf der Tagung der Deutschen Geologischen Vereinigung in Köln im Januar 1951, stellte ich mein Arbeiten erfolgreich auf die Grundlage der modernen Methoden der Terrassenforschung ein. Auf den Exkursionen der Quartärtagung in Krefeld, vor allem in Gesprächen mit den niederländischen Sedimentpetrographen Dr. G.C. M a a r l e v e l d u. Dr. J.J.S. Z o n n e v e l d , erhielt ich weitere fruchtbare Hinweise.

Mein besonderer Dank gebührt dem Leiter des Physisch-Geographischen Instituts der Universität Amsterdam, Herrn Prof. Dr. J.P. B a k k e r , für seine zahlreichen Anregungen, die Übersendung von Literatur und das freundliche Angebot, die Schwermineralanalysen in seinem Institut durchführen zu wollen. Die Herren H. K i e l und Dr. H.J. M ü l l e r , Amsterdam, hatten die Liebesswürdigkeit, die Sedimentproben zu untersuchen. Dank schulde ich für die Durchführung der Korngrößenbestimmung und Pollenanalyse Frh. M ü c k e n h a u s e n , Herrn Prof. Dr. W. A h r e n s und den Herren Dr. R e i n und Dr. W o l t e r s von der Geologischen Landesanstalt in Krefeld. Die Wasserstraßenämter Trier und Koblenz stellten mir zuvorkommenderweise ihre Unterlagen zur Einsicht zur Verfügung.

Eine gemeinsame Exkursion mit Herrn Prof. Dr. H. L o u i s , München, machte mich mit den Problemen der tertiären Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebietes bekannt. Auf Grund seiner reichen Erfahrungen gab mir Herr Prof. Dr. P. W o l d s t e d t , Bonn, wertvolle Hinweise.

Nicht zuletzt möchte ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. C. T r o l l , Direktor des Geographischen Instituts der Universität Bonn, für das stete Interesse danken, das er meiner von ihm angeregten Untersuchung angedeihen ließ. Seinem Bemühen und der großzügigen Unterstützung der kommunalen Behörden der Landkreise des Moselgebietes ist es zu verdanken, daß die Studie schon 1954 in dieser Reihe erscheinen kann.

Allen Genannten und denen, die mir im Gelände durch Auskünfte und Hinweise geholfen haben, sei nochmals gedankt.

Bonn, im Januar 1954

Elisabeth Kremer.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	I
Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen	IV
Einführung:	1
I. Aufgabe der vorliegenden Arbeit und bisherige Untersuchungsergebnisse.	
II. Bemerkungen zur Darstellung von Terrassen und zur Methode der Terrassenforschung.	3
III. Überblick über das Untersuchungsgebiet.	4
Erster Teil: Der Aufbau des Mittelmoseltals.	6
A. DAS TERTIÄR.	6
I. Tertiäre Flächen und Verwitterungsprodukte.	6
II. Tertiäre Ablagerungen.	6
B. DIE QUARTÄREN TERRASSENGRUPPEN.	9
I. Einzelbeschreibung der Terrassen.	9
1. Die Höhenterrasse.	9
2. Die Hauptterrassen.	13
3. Die Mittelterrassen.	20
4. Die Niederterrasse.	28
5. Das Hochflutbett.	32
II. Terrassenquerprofile.	35
1. Spezielle Querprofile: Aufbau der Terrassentreppe.	35
2. Schematisches Querprofil: Erosions- und Akkumulationsphasen.	38
III. Terrassenlängsprofile.	40
1. Die Gefällsverhältnisse der einzelnen Terrassen.	40
2. Folgerungen für die quartäre Tektonik.	42
IV. Die Terrassen einzelner Moselzuflüsse und der Untermosel.	43
1. Die Terrassen der Saar.	44
2. Die Terrassen der Kyll.	45
3. Die Terrassen der Ruwer.	46
4. Die Terrassen der Dhron.	46
5. Die Terrassen der Untermosel. Parallelisierung mit den Terrassen des Rheins.	47
C. DIE MOSEL.	50
I. Überblick über den Strom.	50
II. Fluviale Vorgänge.	52

	Seite
Zweiter Teil: Die Genese des Mittelmoseltals. Versuch einer Chronologie.	57
A. PERIGLAZIALE BILDUNGEN.	57
I. Der LÖB.	57
II. Frostbodenformen.	58
1. Gehängeschuttdecken.	58
2. Kryoturbate Böden und Frostspalten.	60
III. Dellen.	66
B. MORPHOMETRISCHE SCHOTTERANALYSE.	68
C. DER FOSSILGEHALT DER SCHOTTER.	73
D. DER SCHWERMINERALGEHALT DER TERRASSENSANDE.	75
E. VERSUCH EINER ZEITLICHEN EINORDNUNG DER MOSEL TERRASSEN. URSACHEN DER TERRASSEN-BILDUNG.	77
Dritter Teil: Morphogenetische Auswertung der Talentwicklung. Allgemeine morphologische Probleme.	79
A. BEMERKUNGEN ZUM PROBLEM DER MÄANDER.	79
I. Einsetzen der Mäanderbildung.	81
II. Entwicklung der Mäander.	82
B. DAS VERHÄLTNISS VON EROSION UND AKKUMULATION.	86
C. DIE WITTLICHER SENKE IN IHREM VERHÄLTNISS ZUM MOSELTAL.	88
Zusammenfassung der morphologischen Ergebnisse	90
Literaturverzeichnis	92

V e r z e i c h n i s d e r A b b i l d u n g e n .

		Seite
Abb. 1	Erosions- und Akkumulationsterrassen.	3
" 2a	Gleithangterrassè.	20
" 2b	Horizontale Terrasse.	20
" 2c	Rhythmische Bildung der Gleithangterrassen.	20
" 2d	Einphasige Bildung der Gleithangterrassen.	20
" 3	Mittelterrassen-Schotter bei Schweich.	22
" 4	Umlaufbergregion der Mosel.	24a
" 5	Hochflutbett und Niederterrasse am Gleithang von Pünderich.	32
" 6	Schematisches Talquerprofil.	39
" 7	Zusammenhänge zwischen Grundriß und Längsschnitt.	54
" 8	Geschiebemessung bei Brodenbach.	54
" 9	Durchschnittliche Siebkurve des transportierten Gerölls.	54
" 10	Hakenschlagen im Schiefer bei Bernkastel-Kues.	61
" 11	Schematischer Talquerschnitt.	61
" 12	Taschenboden in der unteren Mittelterrasse bei Detzem.	61
" 13	Würgeboden und Taschenboden bei Noviand.	63
" 14	Fossiler Strukturboden. Obere Mittelterrasse Platten	63
" 15	Kleine Taschenböden in den Sanden der Höhenterrasse	64
" 16	Frostspalte. Noviander Hüttenkopf.	65
" 17	Frostriß im Gehängeschutt bei Kues.	65
" 18	Delle im Aufriß.	65
" 19	Zum Verhältnis von Akkumulation, Seiten- und Tiefenerosion.	86
" 20a - k	Quantitative Schotteranalysen.	Anhang
" 21	Terrassenlängsprofile.	"
" 22	Terrassen der unteren Ruwer.	"
" 23	Terrassen der unteren Dhron.	"
" 24	Gleithang von Pünderich.	"
" 25	Mittlere Geschwindigkeit und Abflußmenge als Funktion des Pegelstandes.	"
" 26	Abflußmenge in Prozent des Niederschlags.	"
" 27	Korngrößen von Schwemmlöß.	"

Abb. 28	Diagramme I - XVII : Morphometrische Schotteranalysen.	Anhang
Profil I	Querprofil Pünderich	"
" II	" Kröv - Reißbach - Litzig.	"
" III	" Ürzig.	"
" IV	" Meisberg - Noviander Hüttenkopf.	"
" V	" Burgen - Geisberg - Veldenz.	"
" VI	" Noviander Hüttenkopf - Wehlen.	"
" VII	" Minheim.	"
" VIII	" Niederremmel.	"
" IX	" Trittenheim.	"
" X	" Schweich - Kenn - Ruwer.	"
" XI	" Euren.	"
		Seite
Tab. I	Parallelisierung der Moselterrassen mit den Terrassen der Untermosel, der Saar und der Kyll.	48a
" II	Schwerminerale der Terrassensande.	75a
" III	Mechanische Zusammensetzung der Sande.	75b
" IV	Schwermineralgehalt der Terrassensande.	Anhang
" V	Versuch einer Genese der Moselterrassen.	77a
Karte 1	Die Terrassen der mittleren Mosel.	Anhang
" 2	Die Mosel zur Hauptterrassenzeit.	"

E i n f ü h r u n g .

I. A u f g a b e d e r v o r l i e g e n d e n A r b e i t u n d b i s h e r i g e U n t e r s u c h u n g s e r g e b n i s s e .

Die klimamorphologischen Arbeiten haben sich in letzter Zeit wieder besonders der Erforschung der Flußterrassen zugewandt, um eine Beziehung festzustellen zwischen dem Verhalten eines Flusses, das sich in Akkumulation, Tiefen- und Seitenerosion äußert, und den klimatischen und tektonischen Schwankungen in seinem Einzugsbereich.

Dabei wurde der Wechsel zwischen vorwiegender Akkumulation und vorherrschender Erosion eines Flusses - die eigentliche Ursache der Terrassenbildung - oft einseitig dem Wechsel zwischen Glazial- und Interglazialzeiten zugeschrieben. Daß diese Zuordnung keineswegs immer zutrifft, geht in erster Linie aus der großen Anzahl der Flußterrassen hervor, wohingegen wir im nord- und süddeutschen Vereisungsgebiet, nach dem heutigen Stand der Forschung, mit Sicherheit nur vier pleistozäne Kaltzeiten unterscheiden können. Fernerhin wurden einige Akkumulationsterrassen eindeutig als holozäne Aufschüttungen identifiziert, zum Beispiel die "Bimsterrasse" des Rheintals (A h r e n s 1927, 1938) und die Alluvialterrasse der Elbe (G r a h m a n n 1931). Endlich sind auch ältere Akkumulationsterrassen mit eindeutig wärmeliebender, interglazialer Fauna und Flora bekannt. Als Ursache dieser Aufschüttungen nehmen G r a h m a n n (1931) und W o l d s t e d t (1950) eine eustatische Schwankung, eine Hebung des Meeresspiegels nach jeder Eiszeit an.

Dementsprechend gibt es im Augenblick drei vorherrschende Auffassungen zur Erklärung der Aufschüttungsterrassen:

1. Die glazialklimatische, nach der jeder Eiszeit eine Schotterterrasse bzw. - in extremer Auffassung - jeder Schotterterrasse eine Eiszeit entspricht (B ü d e l , S o e r g e l ; u.a.).
2. Die tektonische: Hebung am Unterlauf bzw. Senkung am Oberlauf veranlaßt den Fluß zur Aufschotterung am Mittel- und Oberlauf, um sein normales Gefälle wiederzuerlangen. Für die rheinischen Flüsse bedeutet dies, daß ihre Terrassen durch Periodizitäten der tektonischen Bewegungen des Schiefergebirges entstanden sind (M o r d z i o l 1910, Q u i r i n g 1926 u.a.).
3. Die eustatische: Hebung des Meeresspiegels führt am Unterlauf zu einer Aufschotterung, die von der Mündung aus zum Oberlauf vor sich geht. Dementsprechend setzt bei einer Senkung des Meeresspiegels - während der Glazialzeiten - am Unterlauf eine Erosion ein.

In einem periglazialen Flußsystem überlagern sich diese Bildungsursachen häufig - ergänzen sich oder heben sich gegenseitig auf- und schaffen dabei eine Anzahl übereinanderliegender Terrassen, eine sogenannte Terrassentreppe.

Um also die Entstehungsursache einer Aufschüttungsterrasse anzugeben, müssen zunächst alle Möglichkeiten zur Terrassenbildung offengelassen und für jeden Schotterkörper nach Kriterien gesucht werden, die auf die Ursache seiner Ablagerung hinweisen.

An der mittleren Mosel fehlen leider die charakteristischen Datierungsmöglichkeiten zur zeitlichen Einordnung und Abgrenzung klimatischer und tektonischer Ursachen der Terrassenbildung, wie die Verzahnung und Überlagerung mit Moränen oder die Bedeckung mit primärem Löß. Daher läßt es sich vielleicht verstehen, daß die Moselterrassen in jüngerer Zeit keine morphologische Bearbeitung mehr erfahren haben.

Als Grundlage der vorliegenden Untersuchung konnten folgende geologische Spezialkarten benutzt werden: die zwar alte, aber doch sehr genaue Bearbei-

tung von L e p p l a (1885 bis 1897) die eine Terrasseneinteilung in die drei Gruppen der Niederterrasse, Mittelterrasse und Oberterrasse aufweist, und die noch ältere von G r e b e (1876 bis 1888), der die Niederterrasse als Alluvium einzeichnet und das übrige Diluvium nicht mehr unterteilt. Die Blätter Zell und Alf sind noch nicht geologisch kartiert.

Eine zusammenfassende Arbeit über die Moselterrassen existiert überhaupt nicht, doch gibt es zwei Spezialarbeiten über die untere Mosel von W a n d - h o f f (1914) und B o r g s t ä t t e (1910), die vor allem die tertiären und altpleistozänen Terrassen berücksichtigen. Die eigentliche mittlere Mosel, das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit, ist von D i e t r i c h (1910) innerhalb einer allgemeinen morphologischen Studie über das Moselgebiet und die südliche Eifel, die an Ö e s t r e i c h s Beobachtungen anschliesst, ganz kurz behandelt worden. Als einziges Kriterium für eine Gliederung der Moselterrassen benutzt er ihre Höhenlage und kommt zu einer Ausscheidung von drei durchlaufenden Terrassenzügen, denen eine Anzahl Lokalterrassen angegliedert wird.

Die petrographische Unterscheidung in Form einer allmählichen Abnahme der Geröllgröße von den älteren Terrassen zu den jüngeren, die Dietrich festgestellt haben will (S. 137), entspricht nicht den Beobachtungstatsachen. Dagegen wird bei ihm auch schon das Vorherrschen von Milchquarzen in den älteren Terrassen hervorgehoben.

Seine rein beschreibende Darstellung führt nur die Verbreitung der einzelnen Terrassen entlang der Mosel auf. Er unterscheidet die "Hauptphase der oberen Terrassengruppe" (eigentliche Hauptterrasse der Mosel), über der er auch "Anzeichen eines noch älteren diluvialen Mosellaufs" feststellt. An den Talhängen von 25 m bis 90 m über dem Fluß findet er nur einen "durchlaufenden Terrassenzug der mittleren Terrasse" und charakterisiert die untere Terrasse allein durch die Höhenlage, die "als nicht über 20 m über der Mosel liegend bestimmt werden konnte". Eine exakte Unterscheidung der unteren Terrasse gegenüber dem Hochflutbett mit seinen holozänen Aufschüttungen und gegenüber der unteren Stufe der Mittelterrassen ist bei Dietrich nicht gegeben. Zu dem hat er bei weitem nicht alle vorhandenen Terrassenreste bei der Rekonstruktion seiner drei durchlaufenden Terrassenzüge berücksichtigt. Stattdessen scheidet er eine große Zahl von Lokalterrassen aus, die, wie er sagt, "für die Hauptentwicklungsphasen des Moseltalweges keine Bedeutung haben". Bei genauer Geländeuntersuchung lassen sich aber gerade diese "Lokalterrassen" (bis auf eine Ausnahme an der Ruermündung) auf der Gesamterstreckung des Mäandertals der Mosel in kleineren Resten verfolgen.

Die Arbeit D i e t r i c h s kann offensichtlich keinen Anspruch auf Genauigkeit erheben und kann als Grundlage zur vorliegenden Untersuchung nicht benutzt werden. Außerdem lassen sich seine Ergebnisse mit denen W a n d - h o f f s und B o r g s t ä t t e s für die Untermosel und M a t h i a s für die Saar nur schwierig verknüpfen (vgl. 1. Teil B IV)

Eine neuere Bearbeitung existiert nur für die Umgebung von Trier, die M a t h i a s (1936) zur Parallelisierung der Saarterrassen mit denen der Mosel herangezogen hat.

Die vorliegende Arbeit hat also eigentlich zwei Aufgaben:

1. Sie soll durch Kartierung und Gliederung der Terrassen unterhalb der Trierer Talweitung Lücken schliessen in der Terrassenbearbeitung der mittleren Mosel.
2. Darüber hinaus aber versucht sie, die Entwicklungsgeschichte des Moseltals zur Klimageschichte des Pleistozän in Beziehung zu setzen, eine zeitliche Festlegung der Erosions- und Akkumulationsphasen zu geben - soweit es die örtlichen Verhältnisse im Moselgebiet erlauben - einschliesslich einer Abgrenzung des Pleistozäns gegenüber den tertiären, wie auch den holozänen Schottern und Sanden. Damit soll gleichzeitig die Frage nach der Ursache der Akkumulationsperioden geklärt werden.

Außerdem gilt die besondere Aufmerksamkeit dem Einsetzen und der Entwicklung der charakteristischen Moselmäander. Leider sind die jungen Ablagerungen im-

Moseltal nicht überall günstig aufgeschlossen, und die Materialsammlung ist noch zu lückenhaft, als dass man eine restlose Klärung aller strittigen Fragen, vor allem der Abgrenzung der klimatischen und tektonischen Ursachen erwarten könnte.

II. Bemerkungen zur Darstellung von Terrassen und zur Methode der Terrassenforschung.

Um Meinungsverschiedenheiten vorzubeugen, die gerade in den Fragen der Terrassenforschung immer wieder auftreten, weil einige Autoren mehr vom geologischen Standpunkt ausgehen und die Schotterkörper betrachten, während andere, mehr von morphologischen Gesichtspunkten bestimmt, nur die Oberflächenformen heranziehen, soll zunächst festgestellt werden, was im folgenden unter einer Terrasse verstanden wird:

Eine *Terrasse* ist definiert als der Rest eines im Gelände als mehr oder weniger ebene Fläche erkennbaren alten Talbodens, der den Flußlauf begleitet und eine bestimmte Phase in der Flußgeschichte dokumentiert.

Diese kann sein:

1. Die Endphase einer Aufschüttung mit nachfolgender Tiefenerosion. Der alte Talboden bleibt dann als *Akkumulationsterrasse* oder Schotterterrasse erhalten, zu der demnach die Oberfläche und der Schotterkörper gehören.
2. Eine Phase mit wechselnder Seiten- und Tiefenerosion bei nicht nennenswerter Akkumulation. Dann ist der alte Talboden als *Erosionsterrasse* zu erkennen. Wenn gar keine Schotter abgelagert worden sind oder der Schotterkörper durch Erosion wieder völlig verschwunden ist, so tritt die Erosionsterrasse im Gelände als Felsterrasse auf. Es kann aber auch der Fall sein, daß die älteren Flußablagerungen nur teilweise ausgeräumt wurden. Dann treten heute innerhalb desselben Schotterkörpers zwei verschiedene Terrassenflächen auf, die obere Fläche als Akkumulationsterrasse, die untere als Erosionsterrasse (Abb. 1a).

Es kommt sogar vor, daß infolge des Erosionsvorganges örtlich eine Felskante innerhalb des ursprünglich einheitlichen Akkumulationskörpers zutage tritt (Abb. 1b).

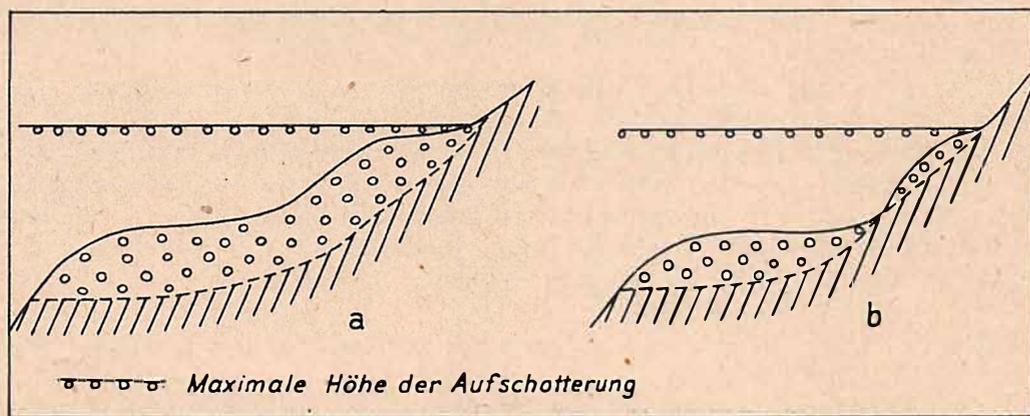


Abb. 1 Erosions- und Akkumulationsterrassen

An der Mosel haben wir es im allgemeinen nur mit Akkumulationsterrassen zu tun. Erosionsterrassen sind verhältnismässig selten, wie im Laufe dieser Darstellung noch gezeigt wird.

Die Definition der Terrasse bietet sich richtungsweisend für die **Methode** der Darstellung an. Wenn nämlich eine Terrasse die Fläche eines alten Talbodens verkörpert, dann genügt es nicht, deren Stirnkante kartographisch fest-

zuhalten, vielmehr sind ein flächenhaftes Kartieren und ein räumliches Erfassen des Schotterkörpers unbedingt erforderlich.

Terrassen sind im Gelände durch ihre morphologische Form und durch Schotterablagerungen erkennbar. Oft ist nur noch eines dieser Kriterien der Beobachtung zugänglich. Daher ist ihre Rekonstruktion schwierig, vor allem dann, wenn die morphologische Form, d.h. die horizontale Oberfläche fehlt, ein Umstand, der die Unterscheidung der Moselterrassen besonders erschwert, sind doch die Terrassenoberflächen im Zuge der Mäanderbildung und infolge jüngerer Denudationsvorgänge sehr stark zum Fluß hin geneigt. Eine ideal ausgebildete Terrasse mit einer wirklich ebenen Oberfläche und einem steileren, abwärtsgerichteten Stufenabfall läßt sich an der Mittelmosel fast nirgends beobachten, und vor allem die Mittel- und Niederterrassen gehen oft beinahe ohne Gehängeknick ineinander über. Zudem tragen erstere eine mehrere Meter mächtige Gehängeschuttdecke, während darüber hinaus die Oberfläche fast aller Terrassen durch zerstörende sekundäre Einflüsse zum Teil sehr stark verändert sind.

Aus diesen Gründen ist die exakte Beobachtung der Oberkantenhöhe leicht Irrtümern unterworfen. Schon daraus ersieht man, daß es unmöglich ist, die Moselterrassen nur der Höhe ihrer Oberkante nach zu parallelisieren, und es ist deshalb notwendig, die Einordnung der Terrassen durch zusätzliche Hinweise zu unterstützen. Ich habe mich daher bemüht, möglichst viele Angaben über die Unterkanten zu bekommen, und zwar an Hand von Bohrungen, in Aufschlüssen - die leider selten bis zur Sohle aufgegraben sind - oder an Quellaustritten der Hänge.

Wo gute Aufschlüsse vorlagen, wurde außerdem eine quantitative Schotteranalyse vorgenommen (Z e u n e r 1933). In den größeren Aufschlüssen wurden etwa 500 Gerölle der verschiedenen Korngrößen systematisch ausgezählt. Hierbei muß jedoch daran erinnert werden, daß die gewonnenen Ergebnisse für die Unterscheidung der verschiedenen Terrassen nur örtliche Bedeutung haben. Schon im Gebiet des Trierer Raumes, wo die Mosel die Sand- und Kalksteine der Trias zertalt, ist die Zusammensetzung naturgemäß ganz anders als im anstehenden Devon des eigentlichen Mittelmoseltals.

Die quantitative Schotteranalyse, vor allem die Bestimmung des Quarzgehaltes, führt sicherer und vor allen Dingen schneller zu exakten Ergebnissen als die Suche nach sporadisch auftretenden "Leitgeröllen" (Anm.1)

Die besten Hilfsmittel zur Analysierung der Terrassentreppe sind das Zeichnen von Querprofilen, welche die Stellung jedes Terrassenrestes in der vertikalen Terrassenfolge und den Wechsel zwischen Erosions- und Akkumulationsphasen ersichtlich machen, und ferner die Verknüpfung genetisch gleicher Terrassenreste zu Längsprofilen.

Im zweiten Teil der Darstellung wird der Versuch unternommen, eine zeitliche Einordnung der Aufschüttungs- und Erosionsphasen zu geben, und zwar mit Hilfe der morphologischen Kleinformen, die als Anzeichen für ein periglaziales Klima gelten können: kryoturbaten Böden, Frostspalten, Gehängeschuttdecken und Dellen. Schliesslich vermittelt uns auch die Zurollung der Schotter einen wichtigen Anhaltspunkt für die Art ihres Transportes (C a i l l e u x 1951, T r i c a r t et S c h a e f f e r 1950).

III. Ü b e r b l i c k ü b e r d a s U n t e r s u c h u n g s g e b i e t .

Das Untersuchungsgebiet wurde eng umgrenzt. Es umfasst die Mittelmoselstrecke unterhalb der Trierer Talweitung zwischen Schweich und Alf-Bullay, das ist die Strecke der charakteristischen Moselgleitmäander mit den berühmten Weinorten, und zugleich die Strecke südlich der Wittlicher Rotliegend - Senke, die als morphologische Form bei Schweich beginnt und bei Alf-Bullay auskeilt. Um einen Anschluß

Anm. 1) Allein auf Grund des Quarzgehaltes werden von den niederländischen Sedimentpetrographen neuerdings die Maasschotter von denen des Rheins getrennt (frdl. Mitteilung von G.C. M a a r l e v e l d (Ede) und J.J.S. Z o n n e v e l d (Haarlem)).

an die Saarterrassen von M a t h i a s (1936) zu gewinnen, wurde der Trierer Raum an ausgewählten Punkten mit in die Untersuchungen einbezogen.

Die Mosel, der bedeutendste Zufluß des Rheins, entspringt dem Granit der Vogesen und durchquert das mesozoische lothringische Schichtstufenland von Süden nach Norden. Im Altpleistozän war die Meurthe der eigentliche Moselquellfluss. Aber noch während der Mittelterrassen-Zeit erfolgte die Anzapfung der Maasmosel, was sich in den jüngeren Terrassenablagerungen im Auftreten von Granit bemerkbar macht. Nach Aufnahme der Saar fließt die Mosel durch die breite Trierer Talweitung, wo sich unterhalb der Kyllmündung, bei Schweich, der Talzug plötzlich teilt. Nach Nordosten öffnet sich in einer mittleren Höhe von 160 bis 190 m die "Wittlicher Senke", ein breites Tal tektonischen Ursprungs, das von den weichen Schichten des Rotliegenden angefüllt ist. Die Mosel selbst fließt südlicher, sie meidet die Senke und schneidet sich stattdessen im eigentlichen Moseldurchbruchstal stellenweise bis 300 m tief in das rheinische Schiefergebirge ein.

G r e b e (Erl.geol.Spezialkarte Bl.Schweich) versuchte, diese Teilung des Talzuges durch die mittelterrassen-zeitliche Abspaltung eines nördlichen Moselarms (über Schweich, Hetzerath, Salmrohr, Platten) zu erklären, der sich bei Noviant wieder mit dem mäandrierenden Arm des Durchbruchstals vereinigt haben soll - eine Ansicht, die Leppla schon wenige Jahre später wegen des Fehlens von Moselgeröllen innerhalb der Wittlicher Senke verwerfen konnte.

Tatsächlich floß die Mosel während des Pleistozäns immer innerhalb der unterdevonischen Hunsrück-Tonschiefer. In der Eifel schliessen sich die Koblenzschichten mit weichen Schiefen, Grauwacken und quarzitischen Härtlingszügen an.

Innerhalb der Wittlicher Senke liegen noch vereinzelte, isolierte Vorkommen des Buntsandsteins, aus denen man auf dessen ehemals größere Verbreitung schliessen kann. Der Buntsandstein bildet den östlichen Rand der Trier-Luxemburger Bucht, in der die Trias bis an den Rand des variskischen Gebirges heranreichte. Letzteres ist aber immer Festland geblieben und wurde einem langen Abtragungsprozess unterworfen.

Die nächst jüngeren Ablagerungen innerhalb des Mittelmoselgebietes gehören ins Tertiär, und die Vorgänge und Kräfte, die in dieser Zeit wirkten, kommen noch deutlich in den heutigen Oberflächenformen zum Ausdruck. Da sie vor allem den Lauf der altpleistozänen Mosel beeinflussten, ist es nötig, auf sie genauer einzugehen. Im übrigen wird auf H. Louis' noch nicht abgeschlossene Untersuchungen der tertiären Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges verwiesen.

Erster Teil

DER AUFBAU DES MITTEL - MOSELTALES .

A. DAS TERTIÄR.

Das Tertiär ist im Moselgebiet gekennzeichnet durch die Bildung von Flächen mit typischen Verwitterungsprodukten und Flussablagerungen.

I. Tertiäre Flächen und Verwitterungsprodukte .

Das eigentliche Moseltal ist nicht in die höchsten Teile von Eifel und Hunsrück eingeschnitten, sondern der Abfall vollzieht sich in einigen Stufen oder Flächen (P h i l i p p s o n 1903, 1933, S t i c k e l 1927), deren höchste, die R₂ - Fläche Stickels, eine Höhe von rund 600 m mißt, deren jüngste hingegen, die Trogfläche, eine breite Mulde zu beiden Seiten von Mosel und Rhein in rund 400 m Höhe bildet.

Inwieweit es sich dabei um wirkliche fluviatile Einebnungsflächen handelt, muß eine exakte Untersuchung noch ergeben (vgl. 1. Teil B III 2 und H. Louis 1951). Jedenfalls sind diese Flächen unter den gegenwärtigen Erosionsbedingungen nicht mehr im Wachstum begriffen, sie sind vielmehr "fremdartige Vorzeitformen" (Büdel 1935, Louis 1935). Entscheidend für die Flächenbildung ist neben dem Wechsel der endogenen Faktoren - relative Ruhepausen bei der epigenetischen Aufwölbung des rheinischen Devonmassivs - die klimatisch bedingte Form der Abtragung in dem durch strengperiodische Niederschläge ausgezeichneten, wechselfeuchten Savannenklima des Tertiärs (Jessen 1938, Büdel 1938), an das die denudative Abtragung derartig ausgedehnter Flächen geknüpft ist. In unserm jetzigen Klima überwiegt die linienhafte Erosion die flächenhafte Abtragung.

Das tertiäre Klima bewirkte neben der Flächenabtragung auch die Entstehung typischer Kaolinverwitterungsböden an der Oberfläche der devonischen Schiefer, die sich in Senkungsgebieten oder bei Überdeckung mit jüngeren Ablagerungen erhalten konnten; meist aber sind sie der Denudation zum Opfer gefallen.

An der Mosel findet man sie nur noch an wenigen Stellen: als kleine Reste auf der Höhe bei Burg und Wintrich, sowie am Hang zwischen Hauptterrasse und Höhenterrasse von Mertesdorf (vergl. dazu die Einzelbeschreibung der Höhenterrasse).

Wie die Untersuchung der rheinischen Flußterrassen zeigt, (Q u i r i n g 1926, N e u m a n n 1935, G u r l i t t 1949 u.a.) hat das rheinische Schiefergebirge im Laufe des Quartärs eine grossangelegte Kippbewegung in Verbindung mit der Bildung variskisch streichender Sattel- und Muldenzonen durchgemacht. Wenn wir also mit der gesicherten Existenz tertiärer Flächensysteme rechnen wollen, müssen sich diese differenzierten tektonischen Bewegungen gerade in den alten Flächen nachweisen lassen.

Zudem ist die Zahl der Stufen, vor allem aber ihr Alter, immer noch umstritten, da auch die darauf lagernden tertiären Gerölle noch nicht zeitlich exakt eingeordnet werden können.

II. Tertiäre Ablagerungen .

Diskordant auf der tertiären Landoberfläche des Devonmassivs und auf dem Buntsandstein liegen in verschiedener Höhe Flussablagerungen, Quarzsande und -schotter. Über die zeitliche Festlegung des kontinentalen Tertiärs, das für

unser Gebiet allein in Frage kommt, gehen die Ansichten allerdings sehr auseinander. Das liegt einmal daran, daß Leitfossilien fehlen und die "Leitgerölle" in fluviatilen Ablagerungen nicht dieselbe Beweiskraft haben wie Fossilien in marinen Ablagerungen. Im allgemeinen deuten sie nur auf dasselbe Herkunftsgebiet des Flusslaufes hin (K l ü p f e l 1942).

Ausserdem sind heute nur noch spärliche Überreste der alten Flussablagerungen erhalten; Denudation, fluviatile Erosion und tektonische Vorgänge haben sie zu beseitigen versucht, sodass sie nur noch an wenigen, für ihre Erhaltung besonders günstigen Stellen anzutreffen sind. Da im Moselbereich auch keine datierbaren limnischen oder marinen Ablagerungen zu finden sind, wird eine genaue Altersdeutung vorläufig noch sehr schwierig sein.

Die bisherigen Datierungsversuche bevorzugen in der Hauptsache petrographische Gesichtspunkte (K a i s e r 1907, K u r t z 1938 u.a.). Danach lassen sich zwei zeitlich verschiedene Horizonte feststellen:

1. Die alttertiären Kiese.

Sie enthalten fast 100 % Milchquarze (K u r t z 1942), nur gelegentlich läßt sich ein kieselschiefer-ähnliches Geröll unter ihnen finden. Sie überziehen in oft über 5 m mächtigen Kieslagen breitflächig die Südwest-Eifel. Die intensive, tiefgreifende tertiäre Verwitterung, die das devonische Grundgebirge von der Oberfläche her mehrere Meter tief in kaolinisierte Tonlager verwandelte, hat auch in den Flussablagerungen nur die Quarze und Kieselschiefer als unverwitterbare Rückstände übriggelassen (K u r t z 1931).

M o r d z i o l (1908) rechnet sie dem Vallendarer Stromsystem zu und stellt sie ins Untermiozän. K u r t z, dem zufolge sie oberoligozän sind, verfolgt an Hand einiger Leitgerölle (Verkieselungen von Muschelkalk und Jurakalk der Trierer Gegend, einschliesslich der Chalzedone, Achate und verkieselten Porphyre der Saargegend) zwei Flussläufe in Süd-Nord-Richtung von der Trierer Gegend her bis in die Kölner Bucht.

2. Die pliozänen Kiesablagerungen.

Sie enthalten neben den weissen Gangquarzgeröllen schon häufiger Verkieselungen (Opale, Rhät- und Liashornsteine). K a i s e r nannte sie nach dem häufig auftretenden Leitgeröll Kieseloolithschotter. Nachdem es sich aber herausgestellt hat, dass die Kieseloolithe durchaus nicht nur auf diesen Horizont beschränkt sind, müssen alle diese jungtertiären Ablagerungen nochmals auf ihr Alter hin untersucht werden.

Diese Gliederung nach lithologischer Verwandtschaft läßt nur auf einen gemeinsamen Ursprungsort, nicht unbedingt auf eine zeitliche Gleichsetzung schliessen. Aber auch die Datierung, die in der Hauptsache die Lage der Schotter auf den tertiären Flächen und, nach dem Grundsatz: "je höher gelegen desto älter", ihre absolute Höhe berücksichtigt (S t i c k e l 1927), führt nicht zu eindeutigen Ergebnissen.

Als Beispiel seien die weissen Kiesablagerungen bei Großlittgen erwähnt, die K u r t z ihrer petrographischen Zusammensetzung nach den oberoligozänen Höhenkiesen zuweist, während sie nach S t i c k e l miozän sind, weil sie weit tiefer liegen als das Niveau der oligozänen Rumpfflächen. Aber auch das Troglächenniveau (400 m) überragt die Großlittger Kiese noch um etwa 80 m. Stickel erklärt diese tiefe Lagerung durch vor Beginn des Diluviums einsetzende tektonische Störungen.

In neuester Zeit hat H. L o u i s (1950, 1951) dieses Problem wieder aufgegriffen. Er geht von morphologischen Gesichtspunkten aus, vor allem von der Tatsache, daß tertiäre Schotter und Sande in jeder Höhenlage im Gebiet der Südeifel anzutreffen sind. Das tiefste Vorkommen liegt in 240 m Höhe bei Pohlbach, das heisst weit unter dem Niveau der Trogbodenregion und noch 40 m unter der Moselhauptterrasse. Es handelt sich hier um sehr große, auf-

fallend gut gerundete, weisse Quarze von 10 bis 20 cm Durchmesser, die dem Devon auflagern.

Tektonische Verschiebungen sind nicht festgestellt worden, da andernfalls das ganze Süd-Eifelgebiet auch von einer Schar verschieden kräftiger Verwerfungen überzogen sein müßte; denn eckige, wenig gerundete Tertiärschotter liegen bei Binsfeld und Niederkail in 285 m Höhe, bei Heckenmünster und Dodenburg in 350 m, Gladbach 325 m, Bergweiler 370 m, Hupperath 350 m, Karl 330 m, Schladt 360 m, Manderscheid 400 m (L o u i s 1951), nördlich von Traben 325 bis 335 m und bei Piesport/Mosel in 400 m Höhe.

L o u i s kommt zu dem Ergebnis, daß man für das ganze rheinische Schiefergebirge eine andere geomorphologische Gesamtentwicklung im Verlauf des Tertiärs annehmen muß, nämlich im Moselgebiet während des Frühtertiärs eine erosive Ausräumung der weichen, rotliegenden Sandsteine durch ein Flußsystem in der Längsrichtung der Wittlicher Senke bis ungefähr zum Niveau der auffallend gut abgerundeten Pohlbacher Schotter (heute 240 m NN). Darauf erfolgte eine grosse Auffüllung mit Flußschottern. Beide Vorgänge wurden durch eustatische Schwankungen (L i n s t o w 1922) bedingt.

Die im Frühtertiär geschaffene Hohlform in der Wittlicher Senke wurde so bis zum Ende des Tertiärs wieder ganz mit Geröllern zugeschüttet, und ist demnach zum zweiten Mal Ablagerungsstelle für die Verwitterungsprodukte des devonischen Gebirges geworden, das im Tertiär eine langsame Aufwölbung erfuhr. So erklärt L o u i s einleuchtend die verschiedenen Höhenlagen der weissen Kiese, die sich jetzt noch überall dort finden, wo sie vor der späteren pleistozänen Erosion geschützt waren.

Der tertiäre Strom, der Vorläufer der Mosel, und seine Eifelnebenflüsse haben nach dem Aufschüttungsvorgang, also im jüngeren Tertiär, ihr Bett nicht mehr wiedergefunden. Die Mosel hat ihren Lauf südlich durch den Hunsrückschiefer gebahnt, während die frühtertiäre Entwässerung auf dem Wege durch die Wittlicher Senke erfolgte (L o u i s 1950).

Aus L o u i s ' Auffassung geht klar hervor, daß man das Tertiär nicht nach seiner Höhenlage zeitlich einordnen darf; denn alte Ablagerungen liegen am tiefsten (Pohlbach 240 m), die jüngeren dagegen höher, bei 400 Metern.

Im Miozän oder zu Beginn des Pliozäns hat sich der heutige Lauf der Mosel herausgebildet. Wir finden jungpliozäne Ablagerungen noch in Beziehung zum heutigen Flussnetz. Es würde jedoch weit über das Maß dieser Arbeit hinausgehen, alle im Moselgebiet vorkommenden Tertiärablagerungen kritisch zu untersuchen. Wo sie aber entscheidend den Verlauf der altpleistozänen Terrasse beeinflussen, werden sie im Kapitel, das von den Höhenterrassen handelt, in wenigen Sätzen beschrieben.

Mit dem Kühlerwerden des Klimas hörten die Kaolinverwitterung und die flächenhafte Abtragung auf, und es begann die linienhafte Erosion, die von den starken Klimaänderungen, die das Untersuchungsgebiet in den Glazial- und Interglazialzeiten auszeichneten, unterbrochen wurde.

B. DIE QUARTÄREN TERRASSENGRUPPEN .

Zwischen die jüngsten pliozänen Ablagerungen und den heutigen Mosellauf schalten sich - wie bei den meisten Mittelgebirgsflüssen - mehrere Terrassenflächen ein.

Die Gliederung dieser ehemaligen Talböden erfolgt nach morphographischen und petrographischen Gesichtspunkten, denen sich im zweiten Teil eine genetisch-chronologische Betrachtung anschliesst.

Allein nach der Höhelage lassen sich vier Gruppen von Terrassen ausscheiden:

1. Der älteste pleistozäne Mosellauf ist nur noch in wenigen Resten erhalten, die als **H ö h e n t e r r a s s e** zusammengefaßt werden.
2. Die **H a u p t t e r r a s s e**, die am stärksten in Erscheinung tritt, ist als breite, schotterbestreute Fläche oberhalb des eigentlichen Moseltals ausgebildet.
3. An den Gleithängen finden wir die Ablagerungen der **G e h ä n g e - o d e r M i t t e l t e r r a s s e n**.
4. In der Talsohle zieht sich die **N i e d e r t e r r a s s e** oder Sohlenterrasse hin.

Zunächst werden die einzelnen Terrassenstufen mit den dazugehörigen Schotterkörpern im Grundriss beschrieben (vgl. Karte 1) mit einer Beschreibung der wichtigsten Aufschlüsse und der Schotterzusammensetzung.

Anschliessend soll der Aufbau der Terrassentreppe an einigen charakteristischen Querprofilen erläutert werden, um die Erosions- und Akkumulationsphasen bei der Talentwicklung festzustellen.

Am Ende des ersten Teiles werden die einzelnen Terrassen zu Längsprofilen zusammengefasst, die einen Schluss auf die quartäre Tektonik des Gebietes erlauben. Zu größeren regionalen Vergleichen dient ein Überblick über die Terrassen einiger Nebenflüsse sowie der Untermosel, unter Berücksichtigung ihres Anschlusses an die Rheinterrassen.

I. Einzelbeschreibung der Terrassen .

1. Die Höhenterrasse .

a) Allgemeiner Überblick.

Über der eigentlichen Hauptterrasse, die sich abwechselnd auf beiden Seiten des heutigen Moseltals als breites Plateau hinzieht, liegen noch ältere Flußablagerungen in Form von Kiesen und Sanden. Ihre Aufschüttungen reichen bis etwa 320 m Höhe, während die Unterkanten der Schotter nicht unter 300 m liegen. Die Höhenterrasse ist die höchstgelegene Buntschotterterrasse der Mosel.

Fast immer lassen sich in ihrer Nähe tertiäre Verwitterungs- oder Ablagerungsprodukte feststellen. Doch der Abstand zum Tertiär ist sehr unterschiedlich; von 80 m bei Klüsserath-Piesport verringert er sich bis auf nur 20 m bei Reil.

Auch petrographisch bilden die Höhenterrassenschotter einen Übergang zwischen den tertiären und den übrigen pleistozänen Ablagerungen. Sie zeigen einen auffallend hohen Prozentsatz (um 70 %) an weissen Gangquarzgeröllen und hellen, gelben Sanden. Im Gegensatz zum Tertiär tritt in ihnen daneben auch leichter verwitterbares Material, wie devonische Schiefer, Grauwacken und Buntsandsteine, auf und gibt den Ablagerungen dadurch ein buntes Gepräge, das für die Sedimente der Quartärzeit charakteristisch ist, da ja die starke Tiefenverwitterung des Tertiärs in den Interglazialen nicht mehr erreicht wurde.

Durch eine quantitative petrographische Schotteranalyse lassen sich die altpleistozänen Höhenterrassenablagerungen der Mosel immer eindeutig gegen das Tertiär abgrenzen.

Die Höhenterrasse ist von L e p p l a bei seiner geologischen Spezialuntersuchung mit der Hauptterrasse identifiziert worden, D i e t r i c h (1910) und W a n d h o f f (1914) ordnen sie ebenfalls letzterer bei, mit der Einschränkung, dass sie als "ältere Hauptterrasse" bezeichnet wird. Entscheidend für dieses Vorgehen war ohne Zweifel die Tatsache, dass man nur noch wenige Reste dieser Stufe im Gelände wiederfindet.

Nur nördlich Klüsserath ist diese Terrasse noch in ihrer ursprünglichen Form erhalten. Die Ablagerungen bedecken hier ein Plateau von fast $2\frac{1}{4}$ km Länge und 1 km Breite, das im Norden scharf gegen die bis 400 m aufragenden Moselberge abgegrenzt ist, die mit tertiären Quarzgeröllen und Sanden bedeckt sind. Ein deutlicher Abfall trennt sie von der 20 m tiefer einsetzenden eigentlichen Hauptterrasse.

Daraus geht hervor, daß neben der Hauptterrasse noch eine ältere Plateauterrasse ausgebildet worden ist, deren ursprünglich große Breitenausdehnung wohl zunächst bedingt ist durch die veränderten eiszeitlichen Abflussvorgänge (vgl. 1. Teil C II), dann aber auch durch örtlich günstige Bedingungen für die Seitenerosion. Auffallend ist dabei die enge räumliche Beziehung zu tertiären Ablagerungen. Die Entwicklungsgeschichte des Tertiärs ist ein entscheidender Faktor für die auffallende Breite der altpleistozänen Höhenterrasse. Das zeigt sich auch an dem in einigen Aufschlüssen besonders hohen Prozentsatz an unverwitterbaren Gangquarzgeröllen.

Es läßt sich nicht vertreten, diese 320 m - Stufe innerhalb der Hauptterrasse als einfache Unterstufe aufzufassen. Ihre Breite von stellenweise über 2 km zeigt an, daß die Erosions- und Akkumulationsbedingungen bei ihrer Ablagerung denen der Hauptterrassenzeit sehr ähnlich gewesen sind, obwohl sie durch einen Höhenunterschied von 20 bis 30 m von der Hauptterrasse getrennt ist. Um die Verschiedenheit dieser beiden Terrassen zu betonen, habe ich die älteste Stufe als Höhenterrasse bezeichnet, eine Name, den G u r l i t t (1949) in Anlehnung an M o r d z i o l (1926) zur Benennung der ältesten Rheinterrassen verwandt hat.

Die Höhenterrasse ist also eindeutig definiert durch ihre Höhenlage zwischen 300 und 320 m und ihre Schotterzusammensetzung mit einem Quarzgehalt, der um 70 % schwankt.

b) Verbreitung.

Moselaufwärts liegt ein Rest der höchsten Buntschotterterrasse auf dem Kommlinger Umlaufberg (M a t h i a s 1936) und gegenüber der Saarmündung, wo sie ein vorspringendes Plateau im Zewener Wald bildet. Links der Mosel setzt sie unterhalb dieser Stelle vorläufig aus, während sie südlich der Trierer Talweitung in mehreren durch die Erosion der kleinen Bäche getrennten Verebnungen wiederzuerkennen ist, so z.B. westlich vom Roscheider Hof (300 - 315 m), am Schießstand (bis 317 m), im Mattheiser Forst, südlich Mariahof (300 - 322 m), und nördlich Tarforst in zwei getrennten Schotterplateaus, die bis maximal 333m hinaufreichen und damit das höchstgelegene Pleistozän der Mosel darstellen (Grebe Erl. Bl. Pfalzel). Jenseits des Ruwerbaches bedecken Schotter der Höhenterrasse die Fläche südlich und östlich von Mertesdorf. Ein Aufschluss (1) am Sportplatz gibt einen Einblick in die Zusammensetzung der Schotter dieser Stufe. (Anm. 2) Etwa 3 m bunte Schotter wechseln hier in deutlicher Schichtung mit rostbraunem Lehm und etwas Sand. Unter der Oberkante (318 m) sind ungefähr 60 - 80 cm der Ablagerung zum Bodenhorizont verwittert. Die Gerölle bestehen zum größten Teil aus Quarzen. Daneben treten auch devonische Schiefer auf, die zum Teil sehr stark von der Verwitterung angegriffen sind und dadurch gelblich-grün aus-

Anm. 2) Zur genauen Lage der Aufschlüsse vgl. Karte 1

sehen, ausserdem durch Mangananreicherung schwarz gefärbte Grauwacken und vereinzelt Buntsandsteine. Kalkgerölle lassen sich hingegen nicht erkennen. Unterhalb, am Abfall zur Hauptterrasse, finden sich tonige tertiäre Ablagerungen in 300 m Höhe. (Anm. 3)

Die Höhenterrasse setzt dann auf eine Strecke von 16 km vollständig aus und findet sich erst wieder nördlich Klüsserath in dem bereits erwähnten Plateau. Von Westen und Osten wird dieses von kleinen Bächen angeschnitten und fortschreitend zerstört. Das nächstgelegene Tertiär bilden die 1 km nördlicher liegenden, ausgedehnten weißen Kies- und Sandablagerungen von Piesport (400 m).

Der mit Schottern bedeckte und bewaldete Hang südöstlich Minheim (300-325 m) liegt im Niveau der Höhenterrasse. Die vorspringende Fläche am Monzeler Hüttenkopf (300 - 305 m) ist als Felsterrasse ausgebildet. Auf dem Plateau östlich Wintrich steigt das Gelände von 295 m aufwärts sanft an. Gerölle sind auf den Feldern selten, aber bis 320 m lassen sich immer noch etliche, meist Quarze und quarzitisches Grauwacken, beobachten. Die Höhenterrassenschotter bilden hier keine ebene Plateauterrasse. Diese ist vielmehr durch Erosion und Denudation vernichtet und nur noch in ihrer Schotterbestreuung bis 320 m Höhe zu erkennen. Etwa 500 m südlich tritt in 327 m NN hellgelber, lehmiger tertiärer Sand zutage, (Aufschluß 2) der mit vereinzelt Gangquarzgeröllen durchsetzt ist. Auch dieser Befund spricht für die Theorie von H. L o u i s (vgl. 1. Teil A II); denn die unterste Pliozänterrasse der Mosel liegt nach W a n d h o f f (1914) erst in 345 - 350 m Höhe.

Am Rande der Zeltinger Hauptterrasse führt ein deutlicher Geländeknick zur Höhenterrasse hinauf. Die Felder am Anstieg sind mit einzelnen Geröllen, eckigen Quarzen und ungerollten größeren Schieferbrocken bedeckt. An der vorspringenden Ecke nordwestlich vom Kaisergarten ist kein Gehängeknick zu bemerken. Die Hauptterrasse geht hier ohne Stufe in die bis 325 m, maximal sogar 330 m ansteigende altpleistozäne Terrasse über, die im Gegensatz zur Hauptterrasse hier fast völlig bewaldet ist. Ihre Schotter ziehen sich im Bogen um die höher aufragenden Devonrücken südöstlich Kindel hin und markieren an dieser Stelle deutlich einen geschwungenen Verlauf des alten Talbodens, der weit nach Südosten vorspringt. Auf der Höhe liegt in 318 m NN eine kleine Grube (3). Im ganzen nur 1,60 m aufgeschlossen, zeigt sie faustgroße Schotter mit mittelfeinem, gelbem Sand in wechselnder Lagerung.

Das Ergebnis einer quantitativen Geröllanalyse stellt Abb. 20 b dar. Das Verhältnis von Quarz zu Nichtquarz beträgt hier 67 % zu 23 %. Neben den Gangquarzen sind nur helle Quarzite und flache, sehr stark verwitterte Schieferplatten häufig. Auffallend ist der speziell bei Kindel so außerordentlich hohe Prozentsatz an Verkieselungen, "tertiären Leitgeröllen", wie Chalzedone und Achate, was für eine Aufarbeitung tertiärer Schotter spricht. Tertiär konnte in der näheren Umgebung aber nicht festgestellt werden.

Zum Vergleich sei noch die Analyse eines Tertiäraufschlusses von Hüperath, nordwestlich Wittlich, (400 m NN) angegeben (Abb. 20a). Wie bei allen tertiären Kiesen schwankt hier der Quarzgehalt zwischen 95 % und 100 %. Schiefer und Buntsandsteine sind vollkommen verwittert. Nur selten finden sich noch ein Quarzit und einige Verkieselungen (Anm. 4)

Auch die höher gelegenen Teile des Mont Royal bei Traben, welche die Reste der ehemaligen Festung tragen, gehören in den Zug dieser Terrasse hinein, obwohl sie die 300 m - Isohypse nur selten überragen und nur noch spärlich mit Schottern bestreut sind. Diese Stelle ist einer späteren

Anm. 3) Frdl. Mitt. von H. L o u i s

Anm. 4) Die Ergebnisse der Schotteranalysen sind nicht ohne weiteres auf entfernte Gebiete anwendbar. Am Niederrhein z.B. bestehen altpleistozäne Ablagerungen, die zwischen pliozänem Reuverton und interglazialen Tegelenton liegen, aus fast reinen Quarzgeröllen.

Denudation besonders günstig gewesen, weil der Sporn des mäandrierenden Mosellaufs heute zwischen Kröv und Enkirch nur noch 850 m breit ist.

Auf dem Höhenterrassenplateau im Burger Wald findet sich eine Sandgrube (4) in 323 m Höhe mit folgendem Profil:

bis 0,15	m	Humusdecke (A -Horizont)
" 0,60 - 0,70	m	sandiger, rötlicher Lehm mit vereinzelt eckigen Quarzen, zum B - Horizont verwittert
" 1,20	m	grober, rötlicher Sand
" 3,70 - 4,00	m	feinkörniger, geschichteter gelber und rötlicher Sand, von Schieferschürferchen und kleinen Quarzgeröllen durchsetzt
" über 5,00	m	Schotter (z.Zt. nicht aufgeschlossen)

An der Grenze des groben Sandes zum feinkörnigen lassen sich kleine Frostbodenformen beobachten (vgl. 2. Teil A II 2). Etwa 150 m entfernt treten in 310 m Höhe die liegenden Schotter zutage (Aufschluß 5). Auffallend ist wiederum der hohe Prozentsatz an eckigen Quarzgeröllen.

Die Sande einer in 320 m Höhe gelegenen kleinen Grube (6) des Burger Berges gleichen bemerkenswerterweise den 2,5 km westlich, jenseits der Mosel liegenden, tertiären Sanden auf Grund ihrer Feinkörnigkeit und ihres hohen Quarzgehalts. Dem Aussehen nach haben beide Sandvorkommen eindeutig tertiären Charakter; auf dem Burger Berg liegen sie aber im Niveau der altpleistozänen Höhenterrasse und nicht auf einem höher gelegenen, pliozänen Talboden (vgl. 1. Teil A II)

Das gleiche Niveau findet sich auch in der großen Kiesgrube (7) an der Quelle des Briedeler Baches. Unter der Oberkante von 320 bis 321 m sind angeschnitten:

bis 0,30	m	Humusboden mit Geröllen (A-Horizont)
" 0,80 - 0,90	m	verwitterter, leicht lehmiger mit Geröllen durchsetzter Boden, (B-Horizont)
" 4,30 - 4,50	m	wechselnd Kies und Sand, in den unteren Teilen breite, durch Mangan schwarz gefärbte Streifen.

Hier handelt es sich nicht um eine normale Plateauterrasse sondern um eine Hohlform, die an drei Seiten von höherem Gelände mit anstehendem Devon und tertiärer Quarzbestreuung überragt wird. Nur nach Westen findet sich eine 600 m breite Öffnung in dem 320 m hohen Talkessel. Wie kommen aber die Schotter dorthin? Ein Gewässer konnte nur hineinfließen, da das Tal ja eine Sackgasse bildet, und der schotterabladende Flusslauf keine Fortsetzung gehabt haben kann. Es bleibt als Erklärung nur, ein schon vorhandenes tertiäres Relief anzunehmen, das im Altpleistozän von einem Seitenarm der Mosel zugeschottert wurde. Daß es sich nicht um primär abgelagerte tertiäre Gerölle handelt, geht aus der quantitativen petrographischen Analyse hervor (Abb. 20 c). (Anm. 5)

Interessant ist es in diesem Falle, die Unterkante der fraglichen Schotter- und Sandablagerungen zu verfolgen:

Tertiärer Ton von Kröv,	erbohrt bis	312 m
Tertiärer Ton von Kröv,	aufgeschlossen bis	325 m
Tertiär des Burger Berges,	" "	318 m
Burger Wald, Sandgrube	" "	318 m
der Höhenterrasse	" "	318 m
Burger Wald Kiesgrube, der Höt	Unterkante bei	307 m
Briedel, große Kiesgrube "	" "	317 m
Durchschnittliche Höhe der	" "	300 - 305 m
Höhenterrasse	" "	

Anm. 5) Zur Schwermineralanalyse dieser Sande vgl. 2. Teil D.

Daraus folgert: Die tertiären Ablagerungen liegen hier fast in gleicher Höhe mit den altpleistozänen. Die Mosel schnitt während ihrer ersten quar-
tären Aufschüttungsphase dieses Tertiär an, und als sie bis zum heutigen
318 m - Niveau aufgeschüttet hatte, füllte sie auch noch den schon bestehen-
den Briedeler Kessel mit ihren Schottern auf. Die Schwarzfärbung der Schot-
ter- und Sande durch Mangan- und Eisenanreicherung deutet auf eine lange
Zeit hohen Grundwasserstandes mit Behinderung der freien Wasserzirkulation
in den Basisschichten hin.

Bei der später einsetzenden Erosion sorgte der Briedeler Bach für die
Entwässerung der Mulde. Während der Zeit der Hauptterrassenakkumulation
mündete er schon 2 km abwärts in die Hauptterrassen-Mosel. Heute ist sein
Lauf ungefähr um die Hälfte verlängert und beispielhaft für eine im Terti-
är und Altdiluvium verschüttete Landschaft.

Die Höhenterrasse findet sich jenseits der Zeller Moselschleife als schma-
les Plateau am König bei Bullay wieder (305 - 325 m), wo bei der Fassung
der dort zutage tretenden Quelle Quarzgerölle beobachtet wurden.

W a n d h o f f (1914) und B o r g s t ä t t e (1910) verfolgen die
Höhenterrasse weiter bis Bruttig-Treis und Klotten, wo diese Stufe aus-
klingt, sodaß eine direkte Parallele zu der rheinischen Höhenterrasse nicht
gezogen werden kann. (vgl. 1. Teil B IV)

Eine Untergliederung der Höhenterrasse in eine obere, mittlere und untere
Stufe, wie sie M o r d z i o l (1926) und G u r l i t t (1949) für den
Mittelrhein durchgeführt haben, läßt sich im Moseltal nicht erkennen. Es
handelt sich hier um einen einheitlichen Schotterkörper, der durch die jün-
geren Abtragungsvorgänge naturgemäß keine konstante Höhenlage mehr aufwei-
sen kann.

2. Die Hauptterrassen.

a) Allgemeiner Überblick.

Durch eine Epoche mit vorwiegender Tiefenerosion von der Höhenterrasse
getrennt, im Gelände durch einen mehr oder weniger steilen Gehängeknick er-
kennlich, breitet sich eine ebene Terrasse zu beiden Seiten der Mosel ober-
halb des eigentlichen Engtals aus. Als durchgehende Fläche ist diese Stufe
von Trier bis Koblenz erhalten und wird darum mit Recht als "Haupt-Terrasse"
bezeichnet.

Charakterisiert wird die Hauptterrasse durch ihre Lage als sanft geneigte
Fläche oberhalb des eigentlichen Engtals der Mosel und durch ihre ungeheure
Breitenausdehnung. Im allgemeinen schwankt ihre Unterkante zwischen 255 und
265 m, die Höhe der Aufschüttungen liegt um 280 m. Die Stirnkante der Haupt-
terrassenablagerungen - damit ist die Linie gemeint, an der die Basis der
Schotter am Talhang ausstreicht (M o r d z i o l 1908) - weist größere
Schwankungen in der Höhenlage auf. Diese hängen in erster Linie von der Ent-
fernung des Ausstrichpunktes von der damaligen Hauptstromrichtung ab; denn
bekanntlich ist die Unterkante eines Stromes nicht immer eben. Außerdem sind
dort, wo die Basis der Ablagerungen gegen das Tal hin geneigt ist, die Bedin-
gungen für größere flächenhafte Abrutschungen günstig.

Ob dieser morphologischen Besonderheiten ist die Hauptterrasse sofort im
Gelände zu erkennen. Sie dokumentiert eine wichtige Epoche in der Talgeschich-
te der Mosel, einen Zeitraum mit vorwiegender Seitenerosion und Ablagerung
sehr großer Geschiebemengen, was wir in diesem Ausmaß bei den jüngeren Ter-
rassen nicht mehr feststellen können. In ihrer Form, und damit in ihren
Bildungsbedingungen, läßt sie sich höchstens mit der Höhenterrasse verglei-
chen, die aber der bald nach der Ablagerung einsetzenden Erosion bis auf
wenige Reste zum Opfer gefallen ist.

Gegenüber der Höhenterrasse unterscheidet sich die Hauptterrasse aber

nicht nur durch die Form ihres Auftretens als breiteste Flurterrasse, sondern auch durch ihre Schotterzusammensetzung. Während die Höhenterrassen-schotter durch Aufarbeitung der tertiären Ablagerungen und wegen der viel früher einsetzenden und länger wirksamen chemischen Verwitterungsvorgänge fast 70 % an weißen Gangquarzgeröllen enthalten, liegt der Anteil bei der Hauptterrassenablagerung fast immer um 50 %. Dafür treten Schiefer, Quarzite und Grauwacken stärker hervor (Abb. 20 d).

An einigen Stellen lassen sich neben der eigentlichen oder mittleren Hauptterrasse noch zwei Unterstufen ausgliedern. Die untere Hauptterrasse tritt in 240 - 250 m Höhe als schmale Leiste am Hang auf. Die obere Hauptterrasse ist nur noch nördlich von Kröv als selbständige Fläche zwischen 290 und 300 m vertreten. An den übrigen Stellen schließt sie sich ohne Gehängeknick als schotterbestreuter Hang an die mittlere Hauptterrasse an. Manchmal gehen auch alle drei Stufen als einheitliche Fläche ineinander über.

Obere und untere Hauptterrasse haben im Tal der Mittelmosel keine landschaftliche Bedeutung. Nur in der Gegend von Trier tritt die untere Hauptterrasse stärker hervor.

b) Verbreitung.

α) Die obere Hauptterrasse.

Sie läßt sich nur noch in vereinzelt Resten und bei genauer Geländeuntersuchung feststellen. Morphologisch tritt sie als schmale, geneigte Hangterrasse auf, und zwar fast immer in Anlehnung an die breite Hauptterrassenfläche.

Die obere Hauptterrasse ist nur als dünne Geröllbestreuung ausgebildet, daher ihre Schotterreste auch nirgends in einem Aufschluß zu untersuchen sind. Am besten läßt sie sich im unteren Teil des Untersuchungsgebietes erkennen.

Bei Kröv tritt die mit Schieferschutt und einzelnen Geröllen bedeckte obere Hauptterrasse als selbständige Fläche auf und zieht sich von 290 bis 305 m Höhe sanft am Hang aufwärts. Auf dem Mont Royal läßt sich ein kleiner Rest von 290 bis 295 m verfolgen, dessen Fortsetzung sich westlich von Reil im Anschluss an die Fläche der mittleren Hauptterrasse findet.

Oberhalb Kröv ist es ziemlich schwer, eine obere Hauptterrasse als selbständige Stufe mit rein morphologischer Methode auszugliedern. Die breiten Flächen der mittleren Hauptterrasse steigen ohne Gehängeknick bis 290 und 295 m an, und erst dann beginnt der steilere Anstieg im Devon zur Höhenterrasse bzw. Pliozänterrasse. Petrographisch ist eine Unterscheidung erst recht unmöglich, weil kein Aufschluß in der oberen Hauptterrasse existiert. Darum läßt sich nur vermuten, daß die Reste dieser Terrasse zwischen Kröv und Trier bei der Ablagerung der Schotter der mittleren Hauptterrasse in deren Akkumulationsbereich hineingeraten und am Rande teilweise aufgearbeitet und umgelagert worden sind. Deshalb konnten sie bei der Kartierung auch nicht überall gesondert ausgeschieden werden.

Hierzu gehören die höchstgelegenen Schottervorkommen auf den Hauptterrassenplateaus östlich Zeltingen und Wintrich (bis 295 m), beiderseits des Dhronbaches (bis 300 bzw. 292 m) auf dem Heldberg westlich Neumagen (bis 296 m), auf den Flächen von Schleich und von Sang Neuhaus (um 290 m) und am Fuß des Grüneberges, wo die Schotterbestreuung bis zur Höhenterrasse hinaufreicht. Oberhalb, nach Trier zu, fällt die Stufe vollkommen aus.

Die obere Hauptterrasse mit dünner Schotterbestreuung ist heute also nur noch zwischen Pünderich und Kröv mit Sicherheit zu beobachten, während ihre Existenz moselaufwärts bis Ruwer nur noch aus dem allmählichen Anstieg am Rande der mittleren Hauptterrasse erschlossen werden kann. Eine genaue Abgrenzung ist hier unmöglich.

β) Die mittlere Hauptterrasse.

Im Gegensatz zu der nur spärlich auftretenden Oberstufe läßt sich die mittlere Hauptterrasse - im folgenden einfach als "Hauptterrasse" bezeichnet - als breit entwickelte, durchlaufende Fläche an der ganzen Mittelmosel entlang verfolgen.

Von der Mariensäule nördlich Trier hat man einen guten Überblick über die Terrassenreste rechts der Mosel (Mathias 1936). An der Saarmündung sind die Flächen am Roscheider Hof, Galgenberg und Mariahof erhalten geblieben. Von dort wandte sich der damalige Strom direkt nach Osten über die Höhe von Kernscheid bis nach Irsch und bog dann senkrecht zur heutigen Stromrichtung, über die Fläche von Tarforst und am Grüneberg vorbei, nach Norden um. Bei der Ausbildung dieses weit nach Süden ausgreifenden Bogens hat sich die Mosel 7 km von ihrem jetzigen Lauf entfernt. Die Stirnkante dieser mit Schottern übersäten Flächen liegt durchschnittlich 250 m, die beobachtete maximale Höhe der Ablagerungen etwa 280 m hoch.

Bei Mariahof liegt ein kleiner Aufschluß (8) (Oberkante 267 m). Unter der verwitterten Bodenschicht, deren Mächtigkeit von 30 - 60 cm schwankt, lassen sich 1 m sandiger, gelbbrauner Lehm und 2,50 m feiner Sand mit dünnen Schichten lehmigen Sandes erkennen. Gerölle treten nur vereinzelt auf und sind schlecht abgerundet. Im Aufschluss Kernscheid (9), direkt an der Straße nach Trier, herrscht gleichfalls der Sand gegenüber den Geröllen vor:

Bis 0,80	m Humusboden und Verwitterungszone
" 1,80	m verlehnte Schicht mit Verbiegungen und Einstülpungen in die darunter liegende Sandschicht
" 2,30	m Graubrauner, deutlich geschichteter, grober Sand mit Schieferstückchen
" 3,30 - 3,80	m Mittelgroße, bunte Schotter und Sand
" ca 5,00	m Graubrauner, grober Sand (wie oben) Schichtung nicht zu erkennen

Darunter soll gleich der Devonsockel anstehen. Aus der Schichtung der Sande kann man auf einen von Nordwesten kommenden Fluss oder Flussarm schließen.

Nordwestlich Pfalzel bilden die Schotter der Kyll zwischen 260 und 276 m eine deutliche Terrassenfläche. Östlich des tiefeingeschnittenen Ruwertals bedeckt eine mächtige Geröllablagerung das Plateau von Neuhaus Sang. Die Aufschüttung reicht beim Anstieg zu den Höhenterrassenschottern bis 295 m aufwärts (0 HT). Nach Norden zu erscheint die Fläche durch die Erosion kleiner Moselzuflüsse fingerförmig zerlappt und senkt sich leicht ab bis ungefähr 250 m, wo sie in die untere Hauptterrasse übergleitet.

Die Fortsetzung der Hauptterrasse über den Götzberg mit seinem schmalen, beschotterten Restplateau findet sich links der Mosel zwischen Mehring und Ensch, bis 290 m ansteigend. Kleine Schiefergruben (10) oberhalb der Weinberge von Mehring zeigen die Auflagerung der Schotter auf das Devon in 260 - 268 m, zum Teil ziehen sie sich als Gehängeschutt bis auf 255 m hinab. Auf dem Rudem Berg an der Salmündung liegen die Gerölle bei 270 m dem Devon auf, senken sich aber nach Norden, wo sie ohne Unterbrechung in die Mittelterrassen der Wittlicher Senke übergehen.

Der Sporn von Trittenheim liegt mit seinen höchsten Teilen im Niveau der Hauptterrasse, die nur eine dünne Schotterbedeckung auf den Feldern um die verfallene Schäferei aufweist. Die Flussablagerungen lassen sich bis auf den Heldberg beobachten (296,3 m), von 280 m ab steigen sie steiler an. Der Höhenlage nach zu urteilen, gehören die Ablagerungen des Heldberges zur oberen Hauptterrasse; ein Aufschluss ist leider nicht vorhanden. Von den Schottern der Höhenterrasse um P. 301,7 an zieht sich ein langes, kastenförmiges heute restlos trockenes Tal (vgl. 2. Teil A III) bis auf 280 m hinab, d.h. bis zur Aufschüttungshöhe der mittleren Hauptterrasse. Die Ränder dieses Kastentals sind im Wegeinschnitt (11) aufgeschlossen.

Unter einem Bodenhorizont von 0,80 m und 1 m mächtigem Gehängeschutt

aus Lehm, Schieferstückchen und Quarzbrocken lagern gelbbraune, ungeschichtete Sande mit einzelnen manganreichen, schwarzen Streifen.

Das Liegende wird nicht erreicht. Schotter treten ebenfalls nicht auf. In einem kleinen, gegenüberliegenden Aufschluß sind dieselben feinkörnigen Sande zu erkennen. (Anm.6)

Nördlich des Heldberges liegen zwei von der Höhe der älteren Terrasse sich deutlich abhebende Sporne ebenfalls im Niveau der Hauptterrasse. Allerdings scheint der damalige Fluß von der Trittenheimer Fläche aus seine direkte Fortsetzung über das Neumagener und Niederemmeler Plateau gehabt zu haben. Die beiden Sporne liegen abseits von dieser Haupttrichtung. Ein großer Kiesaufschluß (12) (Oberkante 272 m) erlaubt uns einen Einblick in die Zusammensetzung ihres Schotterkörpers. Der Bodenhorizont ist maximal 0,80 m tief, darauf folgen abwechselnd fast horizontale Lagen von mittelfeinkörnigem, hellbraunem, quarzreichem Sand mit einzelnen Streifen rötlich braunen Sandes, und zwar wechsellagernd mit einer sandigen Kiesschicht. Die mittlere Größe der Gerölle liegt bei nur 3 cm, und etwa nur 1 - 2 % haben einen Durchmesser von über 15 cm. Die einzelnen Gerölle sind stark abgerundet (vgl. 2. Teil B), die Schiefer sehr schön abgeplattet. Eckiger Gehängeschutt wurde nicht beobachtet, und die Schichten sind locker gelagert. Es fehlt der Lehm, in dem die Schotter der Hauptterrasse sonst verfestigt sind. Die Schichtung der Sande und Gerölle deutet auf einen aus Südwest bis Süd-Südwest kommenden Stromlauf.

Die Quarzgerölle treten gegenüber den Schiefeln sogar etwas zurück (Abb. 20 e). Auffallend ist außerdem der verhältnismäßig hohe Prozentsatz an Buntsandsteinen, den man mit Sicherheit teilweise der Nähe der Salmündung zuschreiben kann. Zum anderen Teil geht er aber vermutlich auf eine Ablagerung mit geringer physikalischer Beanspruchung zurück. (Anm.7)

Der Schotterkörper dieser beiden Sporne zeigt also nicht die normale Hauptterrassenausbildung, was auch die morphometrische Schotteranalyse zeigen wird (vgl. 2. Teil B).

Die Hauptterrasse zieht mit einer mittleren Höhe von 265 - 270 m weiter über die Geröllbedeckung des Tempelberges zum Plateau von Neumagen (245 - 270 m), das von Mosel und Dhron senkrecht zur Flußrichtung der Hauptterrassenmosel angeschnitten wird. Wahrscheinlich sind die Ablagerungen der Unterstufe der Hauptterrasse mit am Aufbau dieses Plateaus beteiligt; doch läßt sich oberflächlich keine Abstufung erkennen. Der einzige Aufschluß (13) liegt am Fuß des Kronenberges (Oberkante 270 m):

- | | |
|-------------------|---|
| bis 0,10 - 0,20 m | Eumusboden (A-Horizont) |
| " 0,50 - 0,70 " | Hellbrauner, leicht gebleichter, sandiger Lehm mit Schottern (B-Horizont) |
| " 2,00 - 2,20 " | Geschichtete, bunte Schotter in rotbraunem, lehmigem Sand |
| " 5,00 - 5,20 " | Schotter in lehmigem Sand; einzelne durch Mangananreicherung schwarze Streifen und äußerlich schwarze Gerölle (Anm.8) |

Die nur schwach gerundeten Schotter zeigen die für die Hauptterrasse typische Zusammensetzung mit überwiegendem Quarzgehalt (um 50 %); dann folgen Schiefer, Quarzite, Grauwacken und 3 % Buntsandsteine. Die Gerölle sind festgelagert und übermäßig stark verwittert - auch in den unteren Lagen - was auf eine Aufarbeitung älterer Schotter schliessen läßt.

Anm. 6) Zum Schwermineralgehalt vgl. 2. Teil D und Tab.II.

Anm. 7) Die Analyse der Schwerminerale siehe 2. Teil D.

Anm. 8) Die Mangananreicherung ist meist im Hangenden von Lehmstreifen anzutreffen. Durch die lehmigen Schichten wird die freie Wasserzirkulation innerhalb des Schotterkörpers behindert und eine streifenförmige Ausfällung von schwarzen Mangan- oder Eisenverbindungen gefördert.

Vom Kronenberg abwärts führen zwei flache, heute trockene Muldentäler (Dellen) bis ins Niveau der Hauptterrasse. Ein Schuttkegel ist vor ihnen nicht ausgebildet (vgl. 2. Teil A III).

Jenseits des Dhrontals setzt sich die Hauptterrasse in zwei deutlich unterscheidbaren Plateaus fort (vgl. Querprofil VIII). Das tiefere beginnt bei 245 oder 248 m und reicht bis 265 m hinauf. Dann folgt ein Anstieg (bis 275), auf dem devonischer Schieferschutt die Felder bedeckt, und darüber beginnt die größere Fläche, die, meist bewaldet, bis maximal 300 m ansteigt und sich ohne Unterbrechung bis zu den Höhenterrassenschottern hinzieht.

Da an der mittleren Mosel jedes Merkmal für eine Zweigliederung der mittleren Hauptterrasse in dieser Höhenlage fehlt, - die durchschnittliche Höhe dieser Fläche bewegt sich gerade zwischen 270 und 275 m - kann die Ursache der Zweiteilung nur in einer unregelmäßigen Ausbildung der Basis, zu erblicken sein, die bei der späteren Erosionsperiode an der Oberfläche hervortrat (Abb. 1) Exakt lassen sich diese lokalen Besonderheiten der mittleren Hauptterrasse erst dann klären, wenn die Unterkanten der Talböden beiderseits der Dhron genau angegeben werden können.

Am südlichen Ende des höheren Plateaus findet sich ein Aufschluss (14) von rund 7 m Höhe (Sohle 279 m), der leider teilweise verfallen ist. Er zeigt eine rotbraune Schotterpackung mittelgroßer Gerölle von Quarzen, Schiefeln, Quarziten, Grauwacken und Buntsandsteinen. Grober, stellenweise lehmiger Sand gibt das Bindemittel ab. Die Gerölle sind an einigen Stellen streifenartig durch Mangananreicherungen verfestigt. Etwa 50 m nach Norden stehen in 284 m Höhe schiefriger Gehängeschutt und sogar Devon an. Das zeigt klar, daß der alte Talboden keinesfalls eben war.

Noch weiter südlich ist die Zusammensetzung der Hauptterrasse von Hof Carmet ebenfalls in einem Aufschluss (15) zu erkennen. Der Mangel an Buntsandsteingeröllen läßt uns hier die Mündung des Dhronbaches zur Hauptterrassenzeit vermuten.

Vom tiefsten Punkt der Aufschotterung oberhalb Niederremmel an bis zum Hof Carmet erreicht das Plateau der Hauptterrassen eine Breite von 3,3 km. Auf dem Minheimer Sporn ist sie hingegen der späteren Denudation fast völlig zum Opfer gefallen. Auf der schmalen Fläche von 260 - 263 m liegen nur vereinzelte Gerölle des damaligen Mosellaufs, der allerdings zwischen Wintrich und Burgen wieder nach Süden ausgriff und zudem bis in die Gegend von Platten reichte mit einer Entfernung von 7 km in der Nord-Südrichtung. Die Hauptterrassen-Mosel hat wahrscheinlich niemals eine solche Breite erlangt. Wir müssen daher eine große Schleife im 270-m-Niveau annehmen, deren Verlauf nicht mehr exakt rekonstruiert werden kann, weil kein schotterfreier Devonrücken aus dieser Fläche hervorrage. Daß es sich nicht um Aufschüttungen der Nebenflüsse handelt, geht aus der Schotterzusammensetzung hervor. Die Hunsrückflüsse führen niemals rote Sandsteine, und auch die Gerölle der Eifelzuflüsse lassen sich durch eine quantitative Analyse von Moselablagerungen trennen, die einen bedeutend höheren Quarzgehalt aufweisen. Drei Aufschlüsse (16, 17, 18) geben einen Einblick in die Zusammensetzung der hier auftretenden Hauptterrassen-Ablagerung und zeigen folgendes Durchschnittsprofil:

Bis 0,25	m Graubrauner, dunkler Humusboden
" 0,50	m Verwitterungszone aus hellbraunem, gebleichtem, feinsandigem Lehmboden mit Geröllen
" 2,00 - 3,00	m Bunte Hauptterrassenschotter mit rotem, lehmigem Sand wechsellagernd und mit Sandlinsen durchsetzt; an der Basis durch Mangananreicherung schwarz gefärbte Schotter.

Der Aufschluss (19) in dem kleinen Hauptterrassenrest südlich Burgen läßt durch seinen Gehalt an roten Sandsteinen eindeutig erkennen, daß es sich um eine Aufschüttung der Mosel und nicht um eine Hauptterrasse des Frohnbaches handelt, obwohl er nicht auf einem Sporn innerhalb der Mäanderbögen liegt. Südwestlich vom Schützhaus Wintrich liegen in nur 327 m Höhe hellgelbe Tertiärsande und vereinzelte Quarzgerölle.

Die wenigen übriggebliebenen Schotter auf dem Gipfel des Geisberges zeigen wieder einen mehr nördlich gerichteten Lauf der Hauptterrassenmosel an, die über den heute fast schotterfreien Brauneberg (255 m : m HT) zum Novianer Hüttenkopf (260 - 270 m) floß, von wo aus sie sich ostwärts bzw. südostwärts wandte, um über den später erniedrigten Maringer Berg (245 m : u HT) ihren Weg zum Wehlener Plateau zu nehmen. Dort liegt nördlich Kues in 250 m die tiefste Auflagerungsfläche der Schotter auf Devon. Durchschnittlich schwankt sie aber zwischen 258 und 260 m, was sich gerade hier an den zahlreichen Quellaustritten gut beobachten läßt. In drei größeren Gruben werden Schotter zum Wegebau entnommen.

Der Aufschluß (20) oberhalb Lieser zeigt 2,50 m schön geschichtete und mit Sand und Lehm wechsellagernde kleine bis mittelgroße Gerölle. Östlich davon liegt der Aufschluß (21), an dessen Basis (263 m NN) 2,50 m unverwitterter devonischer Felssockel anstehen. Darüber lagern mittelgroße, kaum abgerundete Gerölle (vgl. 2. Teil B) in feinkörnigem, lehmigem Sand. Nördlich vom Sportplatz, in der Quellmulde eines Seitenbaches der Mosel, liegt der Aufschluß (22) mit 3 m bunten Hauptterrassenschottern und rotbraunen Sandstreifen. Die Gerölle sind mit dem Sand fest verbacken, die oberen 30 - 60 cm verwittert, und den Abschluss bildet ein 20 cm mächtiger, graubrauner Humusboden. Die quantitative Schotterzusammensetzung dieser Grube, die als charakteristische Ausbildung der Ablagerungen dieser Stufe gelten kann, zeigt Abb. 20 d (48 % Gangquarze, 16 % Quarzit, 24 % Schiefer, 7 % Grauwacken, 3 % Buntsandsteine und etwa 2 % Achate, Kieseliefer, Opale und Chalzedone). (Anm. 9)

Blickt man von dem Wehlener Plateau nach Norden, so sieht man die Fortsetzung des Mosellaufes zur Hauptterrassenzeit in dem gleichhoch gelegenen Zeltinger Plateau, das bei 260 m beginnt und bis 295 m ansteigt. Nordöstlich Zeltingen schneiden drei kleine Aufschlüsse (23) die Sande und groben Gerölle an.

Bei Kinheim liegen Reste der Hauptterrasse in 260 - 270 m und 245 - 268 m, der untere Teil des östlichen Plateaus gehört allerdings der Höhenlage entsprechend zur unteren Hauptterrasse. Zwei schmale Sporne innerhalb der Wolfer Moselschleife (258 - 280 m) und der erniedrigte Gipfel um P. 265,2 leiten über zur Fläche auf dem Mont Royal, die zwischen 250 und 278 m liegt. Eine alte Sandgrube ist leider völlig verfallen und kann nicht als Aufschluß dienen. Ähnlich wie das Wehlener Plateau ist auch die Fläche von Mont Royal von West nach Ost quer zur Stromrichtung der Hauptterrassenmosel angeschnitten und senkt sich als schiefe Ebene nach Südosten und Osten. Die Form der Unterkanten zeigt einen nordwärts gerichteten Mosellauf, der zwischen Enkirch und Reil auffallend schmal und gestreckt wird und nur noch durch die Gerölle auf dem Burg Berg und die Fläche westlich Burg im Gelände zu erkennen ist.

Die Fortsetzung der Hauptterrasse ist ausgeprägt auf der Innenseite der Sporne von Pünderich und Zell. Die Stirnkanten schwanken hier zwischen 255 und 260 m, und die Schotter- und Lehmdecke reicht bis über die 280-m-Isohypse hinauf.

Südlich Pünderich findet man eine kleine Sandgrube (24), die zwischen 268 und 270 m rotbraunen Sand zeigt, der mit bunten Schottern wechselt. Unterhalb von Bullay läßt sich die Hauptterrasse bis Ediger in mehreren bewaldeten Resten weiterverfolgen, deren Schotterkörper im Mittel zwischen 260 und 280 m liegen (W a n d h o f f 1914, B o r g s t ä t t e 1910 und vgl. 1. Teil BIV).

8) Die untere Hauptterrasse

ist nur noch vereinzelt als schmaler Terrassenrest mit dünner Schotterdecke erkennbar. Eigentlich gehört sie nicht mehr zu den Plateauterrassen, wie die mittlere Hauptterrasse und die Höhenterrasse; denn mit Ausnahme des Vorkommens auf dem Angelberg bei Schweich ist sie nur als Gehängeterrasse entwickelt. Dennoch können wir sie wegen ihrer der Höhenlage nach engen Verwandtschaft nur zur Hauptterrassengruppe rechnen und nicht als Unterstufe der Gehänge - oder Mittelterrassen auffassen, von denen sie durch einen auffallenden Steilhang im Devon getrennt wird (vgl. die Querprofile).

Anm. 9) Zur Schwermineralanalyse siehe 2. Teil D und Tab. II.

Weil kein Aufschluss vorhanden ist, kann diese Stufe, genau wie die obere Hauptterrasse, nur nach morphologischen Gesichtspunkten, d.h. nach der Höhenlage, eingeordnet werden.

Die untere Hauptterrasse erreicht ihre größte morphologische Bedeutung im Trierer Gebiet, von wo aus sie sich auch als eigentliche "Haupt"-Ter- rasse ins Saartal hinein fortsetzt (M a t h i a s 1936). Am Roscheider Hof und der Kreuz-Kapelle bei Feyen liegen ihre Schotter von 235 - 250 m Höhe auf den Feldern; südlich des Estricher Hofs findet sich eine Fels- terrasse in derselben Höhe und westlich der Kyllmündung eine Akkumulations- terrasse. Die größte zusammenhängende Fläche bedeckt den Angelberg und geht ohne auffallenden Knick in die Schotter der mittleren Hauptterrasse über. Der untere Teil der gegenüberliegenden Fläche von Longen (ab 238 m) muß der Höhe entsprechend auch zu dieser Akkumulationsphase gehören, was auch hinsichtlich der Reste an der Salmündung angenommen werden kann.

Am Trittenheimer Sporn tritt die untere Hauptterrasse deutlich als selbständige Stufe um 255 m auf, allerdings mit nur wenigen Geröllen.

Von hier an zeigt sich die untere Stufe aber nur noch in direktem Zusammenhang mit der mittleren Hauptterrasse, so bei Neumagen (um 245 m), bei Dhron (um 250 m) und südlich Brauneberg (um 240 m). Am Abhang des Geisberges und südlich von Platten ist die Unterstufe der Hauptterrasse als Felsterrasse zu erkennen. Der Maringer Berg trägt auf seinen drei höchsten Punkten eine Schotterdecke, die wir dieser Stufe zuzählen müs- sen, obwohl er sicher durch Denudation erniedrigt wurde; denn die Unter- kante der mittleren Hauptterrasse ist bei 245 m längst unterschritten.

Bei Kinheim liegt der untere Teil des östlichen Hauptterrassenrestes im Zuge dieser Terrasse, die aber weiter abwärts bis Alf-Bullay nicht mehr ausgebildet ist.

Ein Vergleich mit dem Auftreten der oberen Hauptterrasse zeigt ein geradezu entgegengesetztes Vorkommen: Die Unterstufe der Hauptterrasse findet sich vorwiegend in der Umgegend von Trier und setzt unterhalb Kin- heim-Kröv ganz aus, während die Oberstufe überhaupt nur unterhalb Kröv von der mittleren Hauptterrasse zu trennen ist.

Z u s a m m e n f a s s u n g : Aus den Geländeuntersuchungen geht her- vor, daß die Hochtalterrassen, also diejenigen Flächen, die über dem eigentlichen Engtal der Mosel liegen; aus zwei durchgehenden Akkumulati- onsterrassen mit mächtigen Schotterkörpern bestehen: der Höhenterrasse und der mittleren Hauptterrasse.

Die H ö h e n t e r r a s s e ist nur noch in wenigen Resten zwi- schen 300 und 320 m erhalten, unterscheidet sich aber durch den Quarzge- halt ihres Akkumulationskörpers sowohl von den pliozänen Ablagerungen wie von denen der H a u p t t e r r a s s e . Diese läßt sich an der ganzen Mittelmosel in ungefähr konstant bleibender Höhenlage als breite- ste Plateuterrasse beobachten mit einer unregelmäßig ausgebildeten, nicht ebenen Unterkante und einem 10 - 15 m mächtigen Akkumulationskörper, der sich fast zur Hälfte aus Gangquarzen zusammensetzt.

Die Schotterflächen der Hauptterrasse finden wir beiderseits des jet- zigen Mosellaufs. Wegen ihrer großen Breitenausdehnung läßt sich eine ver- tikale Abstufung nur sehr schlecht wahrnehmen. Nur an einigen Stellen kann man noch zwei Untergruppen ausscheiden, die aber im Gelände ihres spärli- chen Auftretens und ihrer dünnen Schotterdecke wegen nur eine untergeord- nete Rolle einnehmen, abgesehen von der unteren Hauptterrasse in der Trier- er Gegend. Die Gliederung in drei Stufen kann manchmal nur vermutet, nicht aber bewiesen werden, vor allem deshalb, weil Bohrungen und Auf- schlüsse zur petrographischen Unterscheidung fehlen.

Die Zeit der Entstehung der beiden, das Hochtal beherrschenden Plateau- terrassen muß eine Epoche mit in breiten Schotterfluren dahinströmenden Flüssen gewesen sein, wie wir aus der großen Breitenentwicklung dieser Terrassen erschließen können. Die tieferliegenden Schottervorkommen er-

reichen nicht mehr diese Breite und treten an den Hängen und auf der Sohle des Engtals auf. Das Stadium der breiten und flachen Talböden ist mit dem Ende der Hauptterrassen-Zeit vorbei.

3. Die Mittelterrassen.

a) Allgemeiner Überblick.

Der Name "Mittelterrasse", auch "Gehängeterrasse" (nach Sticklel) geht auf die Art ihres Auftretens zurück. Ihre Schotter finden sich an den Hängen des Engtals, wo sie eine mittlere Stellung zwischen den Plateauterrassen und den Flächen der eigentlichen Talsohle einnehmen. Ihre Ablagerungen setzen sich zusammen aus Geröll, Sand und vorwiegend Lehm, die sich bei Schweich zwischen 160 und 205 m (rel. 40-85 m), (Anm. 10) bei Bullay und Kaimt zwischen 125 und 180 m (rel. 35-90 m) beobachten lassen.

Charakteristisch für die Mittelterrassen der Mosel ist die Tatsache, daß sie nie, wie die normal ausgebildeten Terrassen (Abb. 2b) als horizontale

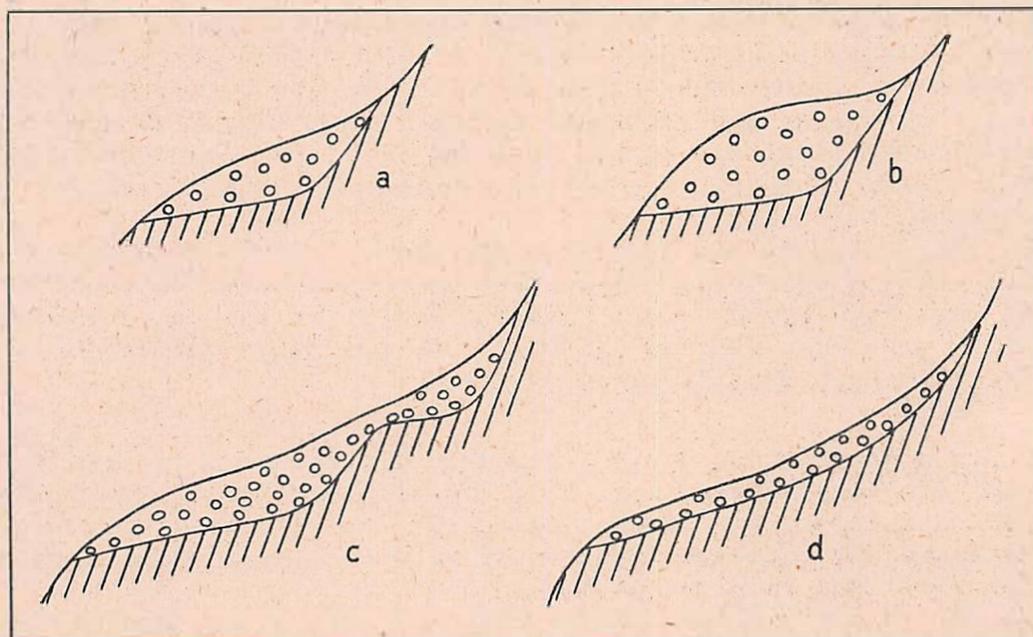


Abb. 2 a. Gleithangterrasse b. Horizontale Terrasse
c. Rhythmische Bildung der Gleithangterrassen d. Einphasige Bildung der Gleithangterrassen.

Fläche auftreten, sondern daß zwischen Unterkante und maximaler Aufschüttungshöhe ein gleichmäßig ansteigender Hang vorliegt (Gleithangterrasse Abb. 2a). Die Stirnkante ist der Erosion zum Opfer gefallen.

Wir finden die Mittelterrassen stets innerhalb der Mändersporne, wo sie zum Teil auch eine ganz beträchtliche Breite erreichen. Sie sind also, im Gegensatz zu der Hauptterrasse, nie gleichzeitig auf beiden Seiten der Mosel zu beobachten. Daraus geht hervor, daß die Moselmäander zur Mittelterrassen-Zeit fast schon ihre heutige Form erreicht hatten.

Von der unteren Hauptterrasse sind die Mittelterrassen durch einen deutlichen Steilanstieg im Devon und einen Höhenunterschied von rund 60 m getrennt.

Anm. 10) Die Höhenangaben bei den Mittelterrassen sind folgendermassen zu verstehen: Die erste Zahl gibt die Höhe der Unterkante, die zweite den höchsten Punkt der Aufschüttung an. Die relativen Höhen beziehen sich auf die Lage über Mosel-Niedrigwasser (NW).

Viel schwieriger als die Abtrennung der Mittelterrassen gegenüber den älteren ist ihre Aufteilung in mehrere Stufen am Hang. W a n d h o f f (1914) unterscheidet zwischen Zeltingen und Kochem fünf Mittelterrassen, B o r g s t ä t t e (1910) an der Untermosel drei, wie M a t h i a s (1936) an der Saar. G u r l i t t (1949 s.47) scheidet drei Mittelterrassen im Rheintal aus und vermutet, daß "zwischen die erhaltenen Schottereste ursprünglich noch andere eingeschaltet waren". Eine Erhärtung seiner Vermutung findet er im Vorhandensein der "ungleich viel zahlreichen Terrassenreste an der Mosel... infolge der Gleitmäanderbildung."

Wieviel selbständige Terrassenkörper umfassen nun die Hänge des Engtals? Liegen mehrere, selbständige Akkumulationsterrassen vor, die für einen rhythmischen Wechsel zwischen Aufschüttungs- und Erosionsperioden sprechen, oder müssen wir uns die Entstehung der Mittelterrassen als einphasigen Vorgang vorstellen? Die Klärung dieses kardinalen Problems stößt auf sehr große Schwierigkeiten, weil die Mittelterrassenhänge fast überall mit mächtigen Gehängeschuttdecken - bei Ürzig z.B. 8-9 m mächtige Lagen aus Gehängelehm mit kleinen Schieferstückchen - überdeckt sind, sodaß die eigentliche Terrassenoberfläche nur noch selten zum Vorschein kommt. Deswegen ist es ganz unmöglich, jede etwas steilere Gehängestufe von 1 m oder 1,5 m als Beginn einer neuen, selbständigen Terrasse anzusprechen, wo im allgemeinen nur ein steileres Hanggefälle der Denudationsmasse vorliegt. An den Gleithängen tritt leider auch nirgendwo eine Felskante im Bereich der Mittelterrassen-Ablagerungen auf, obwohl gerade die Anwesenheit solcher Kanten eine Unterteilung in mehrere Stufen sehr erleichtern würde. Als letzte Möglichkeit zur Klärung dieses Problems bleibt also die Kenntnis der Lage der Schotterunterkanten (vgl. Abb. 2 c,d).

Leider sind die Angaben darüber sehr spärlich. Aufschlüsse und Bohrungen sind in den Mittelterrassen selten, und kleinere Schürfstellen erreichen meist nicht das liegende Devon. Der Gliederung der Mittelterrassen wird darum eine gewisse Unsicherheit anhaften, die erst durch langjähriges Sammeln von Beobachtungsmaterial völlig beseitigt werden kann.

Nur im Osanner Trockental das seit dem Ende der Mittelterrassen-Zeit nicht mehr durchflossen wurde, tritt eine Felskante innerhalb des Mittelterrassen-Gleithangs auf und zeigt damit eine Zweiteilung in eine untere und obere Mittelterrasse an.

Dort liegt auch ein geringer petrographischer Unterschied der Schotter vor, der sich im Verhältnis von Quarz zu Nichtquarz äußert. Für die obere Stufe lauten die Zahlen: etwa 50 % Quarz zu 50 % Nichtquarz, was ungefähr dem Prozentsatz bei der Hauptterrasse entspricht, für die untere Stufe (Abb. 20 f-i) 40 % Quarz zu 60 % Nichtquarz. Mit einer einzelnen Stichprobe ist aber bei der Geröllanalyse noch nichts erreicht; denn es läßt sich nicht nachprüfen, ob dieser Unterschied nur lokal bedingt oder für die obere Stufe charakteristisch ist, weil in der Höhenlage der oberen Mittelterrasse im Untersuchungsgebiet kein weiterer Aufschluss mehr vorliegt.

Eine Gliederung und Parallelisierung der Mittelterrassen auf Grund von petrographischen Unterschieden läßt sich aus Mangel an Aufschlüssen also nicht durchführen.

Darum wird zunächst die Verbreitung aller Mittelterrassenreste zusammengestellt mit Angaben über eine mögliche Zweiteilung und mit einer Beschreibung der großen Aufschlüsse. An Bohrergebnissen werden nur einige für die Kenntnis des Schotteraufbaus besonders wichtige erwähnt. Die übrigen werden lediglich beim Zeichnen der Querprofile zugrunde gelegt (vgl. Karte 1). Erst aus dem genauen Studium und dem Vergleich der Querprofile kann dann eine endgültige Unterteilung der Gehängeterassen in mehrere selbständige Stufen erfolgen.

b) Verbreitung.

Wir beginnen mit einem Überblick der Terrassen im Trierer Raum (M a t h i a s 1936 S. 17 ff). Oberhalb Trier liegen die breiten Flächen von Feyen

(163 - 180 m) und Heiligkreuz (152 - 178 m). Ein halb verfallener, etwa 10 m hoher Aufschluss (25) an der Ziegelei Heiligkreuz zeigt abwechselnd Schichten von feinkörnigem, rötlich-braunem Sand und Lehm. Moselgerölle treten an den wenigen, der Beobachtung noch zugänglichen Stellen nicht auf, ebenfalls fehlt jede Spur einer Lössdecke. Eine obere Stufe ist darüber nur im Anschluss an die Feyener Terrasse, und zwar als schmale Felsterrassenfläche (190 - 195 m) entwickelt.

An der Ruwermündung lassen sich eine obere Mittelterrasse (190 - 210 m) und noch zwei tiefere Mittelterrassenflächen auf dem Rotliegenden unterscheiden, die man bis Kenn weiterverfolgen kann, wo sich der sanft ansteigende, schotterbestreute Hang auf dem Rotliegenden sogar bis zur unteren Hauptterrasse verfolgen lässt. Bei Quint liegt die Höhe des Taubenberges (160 - 165 m) im Zuge dieser Terrasse, deren Aufbau man bei Schweich in zwei grösseren Aufschlüssen studieren kann. Der eine Aufschluss (26) liegt in einem kleinen Seitental des Föhrenbaches (Oberkante 172 m). Die 8 m hohe Geröllwand zeigt folgendes Bild (vgl. Abb. 3):

- (1) Bis 0,80 m Humusboden und verwitterter, roter Lehm
- (2) " 1,80 m Roter, geschichteter, gegen SE mit 25 - 30 ° einfallender Sand mit vereinzelt Streifen von Feinkies
- (3) " 2,10 - 2,30 m Faustgrosse, rote Sandsteingerölle des Rotliegenden in rotem Sand
- (4) " 2,50 - 2,70 m Kleine Flusskiese mit Quarz, Schiefer, Quarzit und Sandstein in rotem Sand
- (5) " 3,00 m Braune, stark verfestigte, lehmig-sandige Schicht mit schwach gerundeten Geröllen und Gesteinsbrocken
- (6) " 3,30 m Kleine Moselgerölle mit viel Quarz
- (7) " 3,70 - 3,80 m Rotbraune, harte, betonartige Schicht mit schlecht gerundeten Schiefeln, Sandsteinen und wenig Quarz. Bindematerial aus verfestigtem, rotem Grobsand, stellenweise lehmiger Sand
- (8) " 8,00 m Graubraune, geschichtete Kiese und Sande, überwiegend Quarz und Schiefer

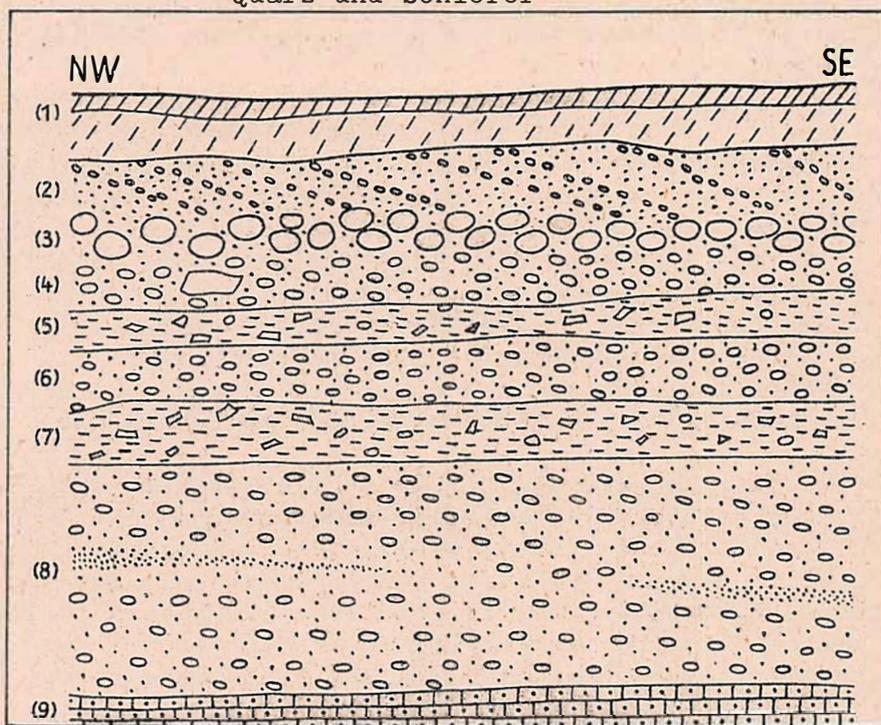


Abb. 3 Mittelterrassen-Schotter bei Schweich

(9) Liegendes: Rotliegend-Sandsteine

Die Schichtung der Sande deutet auf eine nordnordwestliche Richtung des abgelagernden Flusses. Die Schicht (3) kann ihrer petrographischen Zusammensetzung nach nicht von der Mosel abgelagert worden sein, weil diese immer Quarze, Schiefer und - im Trierer Raum - Buntsandsteine und Muschelsandsteine transportiert und abgelagert hat. Diese Schicht zeigt aber nur die weichen, sehr gut abgerollten Sandsteine des Rotliegenden. Daraus geht hervor, dass zur Zeit der Mittelerrassen-Aufschotterung hier zeitweilig die Mündung des Föhrenbaches gelegen hat, dessen Ablagerungen sich mit denen der Mosel verzahnten.

Westlich des Föhrenbachs liegt der zweite Aufschluss (27) auf Höhe 170,5, wo sich nur noch 4 - 5 m Schotter auf dem Rotliegenden gegenüber der späteren Ausräumung behauptet haben. Kleine bis mittelgroße Gerölle, die mäßig, zum Teil kaum abgerundet sind, grober, roter Sand als Bindemittel und seltene Linsen von grauem Sand geben der Ablagerung ein rötliches Aussehen, ganz im Gegensatz zu den mehr grauen Ablagerungen des Durchbruchstals der Mittelmosel unterhalb Schweich.

Hier handelt es sich durchgehend um Moselschotter, wie eine Schotteranalyse deutlich erkennen läßt (Abb. 20 g). Ein Vergleich mit Analysen der Mittelerrassenschotter im Gebiet des Hunsrückschiefers (Abb. 20 h, i) zeigt auf den ersten Blick den Einfluss des Nebengesteins auf die Schotterzusammensetzung, den verschwindend geringen Anteil der Grauwacken-Sandsteine gegenüber dem verhältnismäßig hohen Prozentsatz (9 %) chemisch wie physikalisch leicht angreifbarer, kalkiger Muschel- und Keupersandsteine, die auch meist so stark verwittert sind, dass man sie leicht zerreiben kann.

Nördlich der Eisenbahnlinie leiten größere Schotterflächen der oberen Mittelerrasse (Unterkante 190 m, Oberfläche 200 - 210 m), die durch einen deutlichen Anstieg im Rotliegenden von den Resten der unteren Mittelerrasse getrennt sind, in konstanter Höhe ins Niveau der Wittlicher Senke über, was Grebe (Erl. Blatt Schweich) veranlasst hat, an dieser Stelle eine Zweiteilung des damaligen Mosellaufs zu rekonstruieren (vgl. 3. Teil A II). Dieser hat aber bei Schweich das leicht ausräumbare Rotliegende verlassen und ist südlich der Wittlicher Senke durch den Hunsrückschiefer geflossen, weil hier das Tal seit der Höhenterrassen-Zeit und auch schon im Pliozän vorgezeichnet war. Die morphologische Form der Wittlicher Senke wurde erst später von den linksseitigen Moselzuflüssen entsprechend dem Rhythmus der Talbildung der Mosel geschaffen, da die Mosel die Erosionsbasis für diese Bäche abgibt.

Unterhalb Schweich beginnt das eigentliche Durchbruchstal der Mittelmosel. Zwischen Longuich und Riol ziehen sich Flussablagerungen von 150 bis maximal 215 m ohne auffallende Abstufung am Hang aufwärts. Ihre Fortsetzung findet sich bei Mehring in gleicher Höhe. Hinter dem letzten Haus von Riol liegt eine Kiesgrube (28) mit folgendem Profil (Oberkante 165 m) :

Bis 0,15 - 0,20 m	Dunkler, graubrauner Humusboden
" 0,50	m Heller, gebleichter, sandiger Lehm
" 0,90	m Rotbrauner, lehmiger Sand
" 2,10	m Rötlicher, mittelfeiner Sand
" 6,00	m Bunte Schotter, etwa gleichviel Quarz und Schiefer, daneben Buntsandsteine, Grauwacken und Muschelsandsteine, abwechselnd in rötlichem und grauem Sand
" 8,00	m Die gleichen Schotter und Sande, beide durch Mangananreicherung schwarz gefärbt
" 10,00	m Grobe Gerölle, durchschnittlich 10 cm Durchmesser, in hellbraunem Sand
Liegendes :	Devon

An der Mehringer Moselbrücke ist über einem Schieferbruch (29) die untere Mittelerrasse im Querschnitt zu erkennen. Die heutige Oberfläche fällt stärker als die alte Devonunterkante der Ablagerung zum Fluss ein. Die Schotterdecke ist schätzungsweise noch 3,50 m mächtig und keilt in 148 m aus. Das anstehende Devon erscheint am Hang erst zwischen 195 und 200 m und schickt eine Gehängeschuttdecke über den höchstgelegenen Teil der Mittelerrassen,

sofass deren Zuordnung zu der oberen Stufe nur hypothetisch ist.

Der Gleithang des ersten Mäanderbogens bei Polich zeigt zwei undeutlich zu trennende Stufen. Den Abhang des Alsberges bildet ein nach Norden weit ausgreifender Gleithang mit sanft geneigten Terrassenzügen, die oberflächlich durch flache, trockene Muldentäler gegliedert sind (vgl. 2. Teil A III). Die untere Mittelterrasse weist in 160 m Höhe einen schwachen Gehängeknick auf und reicht bis 138 m hinab.

Am Bahnhof Detzem sind diese tiefgelegenen Schotter aufgeschlossen (Aufschluss (30) Oberkante 143 m):

- Bis 0,05 m Schwarzbrauner Humus (A₁ - Horizont)
- " 0,10 - 0,15 m Graubrauner, humoser Sandboden (mit kleinen Geröllen (A₂- Horizont)
- " 0,30 - 0,35 m Heller, graubrauner, gebleichter Lehm mit kleinen Geröllen
- " 5,50 - 6,00 m Mittelfeiner, horizontalgelagerter, rotbrauner Sand mit vielen mittelgroßen bis kleinen Geröllen, überwiegend aus Schiefer und Quarz, dann Grauwacken und roten Sandsteinen, alle verhältnismäßig wenig zugerundet. An der Basis werden die Gerölle gröber und bei etwa 6,50 m soll der Fels anstehen.

Unterhalb der Verwitterungszone lassen sich kryoturbate Umlagerungen innerhalb der Schotter erkennen (vgl. 2. Teil A II 2).

Besser als an den breiten, nach Norden ausgreifenden Gleithängen sind die Stufen der Mittelterrassen an den nach Süden gerichteten, schmalen Spornen der Mäander zu unterscheiden, so bei Trittenheim und Neumagen eine untere Mittelterrasse von 150 bis 175 m und eine obere von 180 bis 195 m.

Der mit Dellen durchsetzte Gleithang von Niederremmel ist nirgends aufgeschlossen, und es konnten nur wenige Angaben über Brunnengrabungen bei der Rekonstruktion der Unterkanten verwandt werden. Eine Bohrung (31), an der Hauptstrasse nach Dhron, zeigt von 152 m abwärts erst Lehm, dann Sand und Kies bis zur Unterkante der Mittelterrasse bei 146 m. Die Flussablagerungen lassen sich bis 178 m aufwärts verfolgen, dann leitet eine steilere Geländestufe von 2,00 bis 2,50 m zur nächsten Terrasse über, die sich ihrerseits, mit Gehängeschutt verhüllt, bis 200 m ausdehnt.

Am Minheimer Sporn sind wieder deutlich zwei Mittelterrassen ausgeprägt (140 - 178 m und 185 - 195 m). In den Weinbergen findet man einen kleinen Aufschluss (32) an der Basis der Schotterablagerungen:

- Bis 0,10 - 0,15 m Humusboden
- " 0,50 m Hellbraune, lehmige Verwitterungszone mit Schottern
- " 2,50 - 3,00 m Ungeschichtete Gerölle, viele mit mehr als 30 cm Durchmesser, vorwiegend Gangquarze mit Schiefen, Quarziten, Grauwacken und etwa 3% Buntsandsteinen, in rotbraunen Grobsand eingelagert.

Die Gerölle, vor allem die gröberen, sind kaum abgerundet.

Bei Wintrich wechseln die Mittelterrassen auf die andere Moselseite über. Ein Schutt-, Lehm- und Geröllmantel bedeckt den Gleithang von 140 bis fast 200 m.

Südlich Brauneberg beginnt die Region der Umlaufberge (vgl. 3. Teil A II), in der die Mittelterrassen das heutige Moseltal verlassen und sich um den schmalen, durch Denudation stark erniedrigten Geisberg herumziehen, an dem heute im Westen der Frohnbach und im Osten der Veldenzer-Bach in dem verlassenen alten Moselbett vorüberfließen. Zwischen den Orten Burgen und Veldenz ist das Tal nach Rückgang der Moselwasser nicht mehr durchflossen worden. Hier liegt die Oberfläche zwischen 180 und 195 m, also im Niveau der oberen Mittelterrasse, und ist mit einer dünnen Gehängeschuttdecke aus Lehm und Schieferbrocken bedeckt, denn beim Bau eines Weinkellers in Veldenz kam

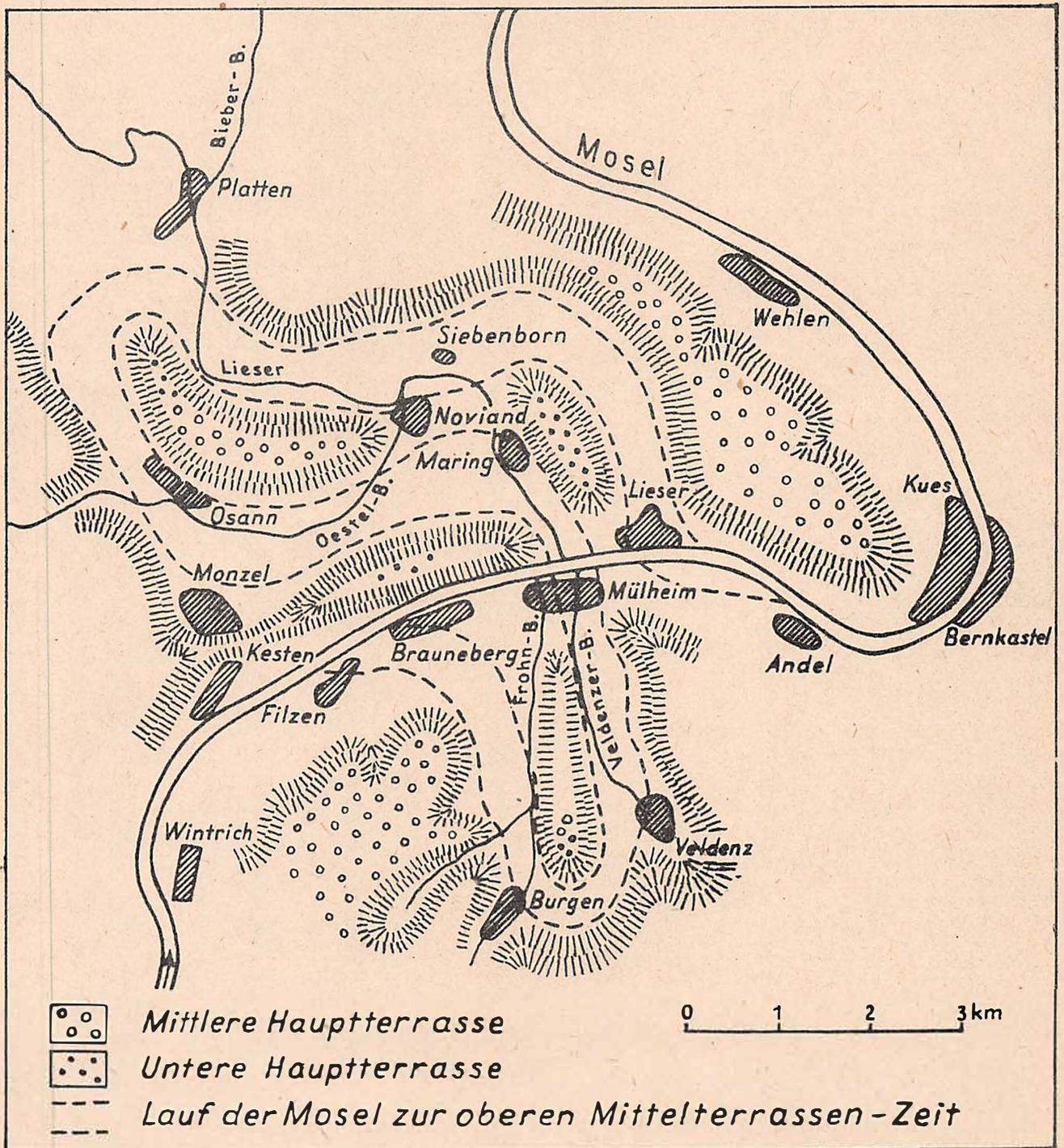


Abb. 4 Umlaufbergregion der Mosel (nach Dietrich, durch eigene Untersuchungen ergänzt).

schon in 5 m Tiefe das anstehende Devon zum Vorschein. Unterhalb Veldenz trifft man auch auf die untere Mittelterrassenstufe, die der Frohnbach geschaffen haben muß. Sie wird an mehreren Stellen durch Schuttkegel vom Hang überdeckt, die sich bis auf die Frohnbach-Niederterrasse, aber auch bis in die heutige Talsohle hinabziehen. Das Wasserhaus von Mülheim steht auf einer Felsterrasse, die der Unterkante der oberen Mittelterrasse entspricht.

Ihm gegenüber öffnet sich auch nach Norden zu ein breites Tal, das heute von der Lieser benutzt wird, aber für diesen kleinen Bach viel zu breit wirkt. Auch in dieses Tal hinein ziehen sich die Mittelterrassenflächen der Mosel.

Ihr Verlauf wird gekennzeichnet durch die Orte Maring, Noviad, Monzel, Osann, Platten, Siebenborn und Lieser. Zwischen Osann und Platten ist das alte Moseltal noch in seiner ursprünglichen Form erhalten geblieben und liegt seit dem Abfließen der Moselwasser, wie die Strecke zwischen Siebenborn und Lieser, trocken. Von Platten über Noviad - Maring benutzt der Lieserbach das alte Moselbett und nimmt bei Noviad den Oestelbach auf, der von Monzel bis zu seiner Mündung gleichfalls durch das verlassene Moseltal fließt, es aber wegen seiner geringen Wassermenge nicht wesentlich durch Erosion angreifen und verändern konnte.

Dass es sich zwischen Platten und Noviad nicht um ein altes Liesertal handelt, wie L e p p l a in den Erläuterungen zu Blatt Wittlich (1901) schreibt und schon D i e t r i c h (1910 S. 162 ff) aus einer reinen Betrachtung der Gehängeformen widerlegt, lässt sich heute ausserdem durch quantitative, petrographische Schotteranalysen der vorhandenen Aufschlüsse eindeutig klären.

Am aufschlussreichsten für den Aufbau der unteren Mittelterrasse ist die Kiesgrube (33) an der Strasse zwischen Maring und Noviad, deren Oberkante von 147 m auf 150 m ansteigt, und auf 30 bis 35 m Länge und 20 bis 25 m Breite fast horizontal gelagerte Schotter und Sande mit nur ganz flacher Absenkung nach Süden zeigt. Es liessen sich mehrere grobe Quarz- und Quarzitbrocken mit mehr als 0,50 m Länge beobachten. Im Durchschnitt sind die Gerölle faustgross (etwa 7-8 cm Durchmesser), kantengerundet und in grobkörnigen, quarzreichen Sand gebettet, der mit Linsen aus feinerem Sand und schöner Kreuzschichtung wechselt.

Das Schottermaterial besteht fast zu gleichen Teilen aus Gangquarz (36%) und Quarzit (32%). (Abb. 20 h) In prozentualem Abstand folgen Schiefer (20%) und Grauwacken (8 %). Buntsandsteine spielen keine große Rolle mehr im Gesamtbild, wie zum Beispiel in der Grube Schweich, und Muschelsandsteine der Trierer Bucht machen nur noch etwa 1 % der Gesamtmenge aus. Sie sind stark verwittert, aber gerade hier sehr wertvoll, weil sie als Leitgerölle zur Abgrenzung der Moselablagerungen von denen der Lieser von Bedeutung sind. Damit ist auch petrographisch eindeutig erwiesen, dass das Tal bei Noviad einem alten Mosellauf seine Entstehung verdankt. Die sehr seltenen Basaltgerölle stammen wahrscheinlich aus dem Einzugsbereich der Kyll. Erwähnenswert ist ferner das Auftreten von Granitgeröllen der Vogesen (1 Granit auf 200 bis 300 andere Gerölle). Daraus geht hervor, dass spätestens zur unteren Mittelterrassen-Zeit die Anzapfung der Maamosel bei Toul stattgefunden haben muss. Der Bodenhorizont ist sehr unvollständig entwickelt und nur noch 20-25 cm mächtig, was als Folge der dauernden Unterschneidung am Prallhang der Lieser anzusehen ist.

Jenseits der Strasse tritt bei einem kleinen Aufschluss (34) in 142 m Höhe das Devon zutage, das die Sohle des Mittelterrassen-Akkumulationskörpers anzeigt.

Zwischen Noviad und der Lay-Mühle sind in einem zweiten grösseren Aufschluss (35) die Ablagerungen der unteren Mittelterrasse angeschnitten, die denen des Nachbaraufschlusses sowohl der Grösse und petrographischen Zusammensetzung als auch den Lagerungsverhältnissen nach durchaus entsprechen. Auch hier handelt es sich eindeutig um Moselschotter, wurden doch mehrere Muschelsandsteine beobachtet. Das liegende Devon beginnt in 148 m Höhe.

In beiden Aufschlüssen kann man in den hangenden Schottern durch eiszeitli-

che Frostwirkung hervorgerufene, kryoturbate Umlagerungen erkennen (Anm. 11) (vgl. 2. Teil A II 2).

Oberhalb dieser beiden Aufschlüsse steigt man bis 198 m über schotter- und lehmbedeckte Felder zum Brauneberg hinan, an dessen Ostabhang sich zwei getrennte Mittelterrassenflächen finden. Bei Monzel bedeckt eine mehrere Meter mächtige Gehängeschuttdecke die obere Grenze der Terrassenablagerungen.

Die Häuser an der Hauptstraße von Osann sind stellenweise dem Devonfels angebaut, der hier bei 178 - 180 m die unteren Mittelterrassen-Ablagerungen von denen der oberen Mittelterrasse trennt. Der Boden des Trockentals wird von den Schottern der unteren Mittelterrasse bedeckt. Bei einem früheren Brunnenbau (36) an der Straßenkreuzung 176,3 wurde in den unteren Teilen feiner Sand durchbohrt, doch in 75 Fuß Tiefe (= 151 m NN) das Devon noch nicht erreicht. Eine jüngere Bohrung (37) im Oestelbachtal durchdrang zwischen 169 und 158 m folgendes Profil:

Bis 4,00 m	Lehm
" 7,00 "	Lehm mit Schiefergeröll und Schieferbrocken
" 9,00 "	Moselkies und Sand
" 11,00 "	Feiner "Flussand"
	Liegendes nicht erreicht

Die obere Mittelterrasse zieht sich als Gehängeterrasse am Hang östlich Osann hin und ist an der Umbiegung bei Platten in einer Länge von 40 m aufgeschlossen (38). An der Basis (193 m NN) treten bröckelig-verwitterte Schiefer auf, die bald in festen Schieferfels übergehen. Der Gesamteindruck ist der einer durch rotbraune Sandstreifen horizontal geschichteten Flußablagerung mit einer Verwitterungsschicht von 0,40 - 0,60 m und sehr schönen fossilen Frostbodenerscheinungen (vgl. 2. Teil A II 2). Die Zusammensetzung der Schotter geht aus Abbildung 20 f hervor. (Anm. 11).

Auch in der unteren Mittelterrasse findet man westlich Platten einen Aufschluß (39). Hier liegen die Moselgerölle in 166 m Höhe auf den rotliegenden Sandsteinen der Wittlicher Senke, bedeckt von einer 3 bis 4 m hohen, roten Sandablagerung. Den Anteil der einzelnen Geröllarten, von denen einige stark verwittert sind, zeigt Abbildung 20 i. Auffallend ist der hohe Prozentsatz an Gangquarzen (40 %), durch den sich die Schotter der Mosel von denen der Lieser deutlich abheben.

Jenseits der Umbiegung bei Platten sind beide Mittelterrassen undeutlicher zu erkennen, weil dieses Tal von der Lieser benutzt wird, welche die älteren Terrassenreste teilweise zerstört hat.

Nordöstlich Siebenborn beginnt das dritte Trockental und zieht sich mit nur dünner Schotterdecke in einer mittleren Höhe von 150 m bis Lieser, bei Siebenborn durch eine Devonkante von einer Hangterrasse zwischen 162 und 190 m getrennt. Ein Wegaufschluss (40) zeigt sehr grobes und wenig abgerundetes Schottermaterial mit einem mittleren Radius von 10 - 15 cm.

Unterhalb dieser verlassenen Mäanderbögen von rund 20 km Lauflänge folgen die Mittelterrassen wieder dem heutigen Mosellauf. Bei An del liegen im Anschluß an die Niederterrasse einzelne Gerölle am Hang. Im Ort Kues ist bei einem Neubau die Basis der unteren Mittelterrasse in 140 m beobachtet worden. Die Fläche erstreckt sich durchgehend bis unterhalb von Wehlen. Nur an zwei Stellen findet man am Hang zwischen Wehlen und Kues noch eine Andeutung der älteren Hangterrasse (180 - 185 m).

Am Gleithang zwischen Zeltingen und Kindel läßt sich keine exakte Unterscheidung in mehrere Stufen vornehmen; es sind nur Flußablagerungen von 135 - 182 m zu beobachten. Wie die heute leider verfallene Lehmgrube "Mosella" (41) zeigt, verhüllt ein Gehängelehm von 8 - 10 m die nur 4,50 m mächtigen Schotter (W a n d h o f f 1914).

Auf der gegenüberliegenden Talseite fällt dagegen auf den ersten Blick eine Mittelterrassenfläche auf, die, breit angelegt, zwischen den Orten Kröv und Kinheim zum Devonhang ansteigt und mit einem mächtigen Gehängeschuttmantel bedeckt ist (vgl. Querprofil II). Im Brunnen (42) beim Forsthaus Kröv wurden 13 bis 14 m Gehängeschutt und 2,00 - 2,50 m Kies und Sand erbohrt. Dieser Schutt verdeckt die Grenze zwischen Mittelterrasse und Niederterrasse, die man hier nur noch mit Hilfe der Unterkanten fixieren kann.

Bei Wolf erkennt man eine untere und obere Mittelterrasse. Ein heute trockenes, breites Muldental, dessen Sohle mit groben Schieferbrocken bedeckt ist, senkt sich von 200 m bis zur Obergrenze der Niederterrasse hinab. Der oberhalb der Kirchstraße gelegene, höhere Teil des Stadtteils Trauben befindet sich auf einem breiten Mittelterrassenhang, der zwischen 135 und 175 m (rel. 40 - 80 m) eine Geröllbedeckung trägt. Ein Rest der oberen Mittelterrasse ist nur oberhalb des Corveyer-Wäldchens morphologisch von der unteren zu trennen. Diese zeigt an der Längsseite des Spornes eine Zweiteilung des Schotterkörpers, d.h. eine Akkumulationsterrasse zwischen 145 und 156 bzw. 160 m mit 5 m mächtiger, grober Schotterablagerung und, darin eingetieft, eine Erosionsterrasse in etwa 135 - 142 m Höhe mit dünner Geröllbestreuung (vgl. Abb. 1) Das Profil läßt auf eine verstärkte Tendenz zur Tiefenerosion an der Basis der unteren Mittelterrassenschotter schließen (vgl. 1. Teil B III 2)

In der folgenden geraden Strecke des Moseltals bis vor Pünderich sind die Hauptterrassen nur mehr schmal entwickelt, und auch die Mittelterrassen sind kaum ausgeprägt. Bei Burg liegen unter 6 - 7 m mächtiger Schuttdecke Gerölle und Lehm zwischen 135 und 165 m, bei Enkirch ein Rest von 132 - 155 m und bei Reil eine deutliche Fläche mit Wiesen und Feldern, die von Weinbergen umgeben ist.

Am Gleithang von Pünderich trifft man die Ablagerungen der Mittelterrassen-Zeit zwischen 124 und 180 m Höhe, und die Unterkanten der Schotterkörper sind an Hand mehrerer Bohrungsergebnisse gut zu rekonstruieren (Querprofil I). Aus ihnen ergibt sich eine Unterteilung des Gleithangs in zwei selbständige Schotterkörper, deren Grenze etwa bei 155 bis 160 m liegt.

An der Moselschleife von Kaimt-Zell treten die untere Stufe mit Geröllen (130 - 152 m) und ein Rest der oberen Stufe (160 - 175 m) auf. An der Eintiefung zwischen der Marienburg und dem Barl sind auf der Ostseite bis zur jetzigen Höhe von 140,5 m Flußablagerungen zu beobachten. Wandhoff (1914 S. 78 u. 81) faßt diese Eintiefung als altes Moseltal der Mittelterrassenzeit auf, das später von ihr wieder zugunsten des weiten Umwegs am Fuß des Barl entlang verlassen worden sei. Gegen diese Auffassung einer wieder aufgegebenen Abschnürung des Mäanderbogens wendet sich mit Recht Flöhn (1935) und erklärt die Entstehung der Spornerniedrigung an der Marienburg in zwei Phasen:

1. Zur Hauptterrassen-Zeit lag der Sporn im Bereich der damaligen Mosel, die ihre Schotterdecke ausbreitete.
2. Dann setzte die Zerstörung der alten Hauptterrassenfläche durch denudative Vorgänge ein, die noch dadurch unterstützt wurden, daß sich hier zwei Prallhänge seit Ende der Hauptterrassen-Zeit gegenüberstehen, die ermöglichten, daß das Denudationsmaterial dauernd abtransportiert werden konnte.

In Bullay kann man die Mittelterrassen kaum noch trennen, weil sich ein mächtiger Schuttkegel darüber gebreitet hat. Die Unterkante liegt oberhalb des Bahnhofs in 125 m Höhe, während ab 158 m Höhe der Steilanstieg zur Höherenterrasse beginnt.

In dem geraden Wegstück der Mosel unterhalb Bullay setzen die Mittelterrassen bis Neef aus. Nach Flöhn (1935) ist diese auffallend gerade Moselstrecke zwischen Alf und Neef durch Verwerfungen bestimmt.

Z u s a m m e n f a s s e n d läßt sich über die Gleithangterrassen sagen, daß sie sich der Oberfläche nach nur stellenweise in zwei Stufen unterteilen lassen, so im Osanner Trockental und bei Wolf, zwischen Wehlen und Kues, bei Minheim, Neumagen, Trittenheim, Schweich und Ruwer. An vielen Stellen, an denen keine Angaben über die Unterkanten vorliegen, ist eine exakte Unterscheidung vorläufig noch unmöglich. Dennoch wurden bei der Kartierung die höchstgelegenen Mittelterrassen-Ablagerungen durchgehend als obere Stufe eingezeichnet, eine Trennung, die man nur aus der Zusammenschau von Quer- und Längsprofilen vornehmen kann (vgl. 1. Teil B II und III), und zwar auch dort, wo eine Abgren-

zung noch hypothetisch ist und sich erst später bei Bohrungen oder in Aufschlüssen wird feststellen lassen. Anhaltspunkte für eine Dreiteilung, wie sie M o r d z i o l (1926) und G u r l i t t (1949) für die Mittelterrassen des Rheins durchgeführt haben, sind an der Mosel auf Grund der Bohrergebnisse bis jetzt nicht vorhanden.

Die Mittelterrassenzeit bedeutet für das Moseltal eine P e r i o d e g r ö ß e r e r F l u ß v e r l e g u n g e n . In den Umlauftälern oberhalb von Bernkastel, wo die Oberflächenformen sich seither kaum noch verändert haben, sind die Mittelterrassenablagerungen auch am besten zu erkennen und deutlich in zwei Stufen zu unterteilen.

Im Durchbruchstal dagegen waren sie wegen der geringen Breite leicht durch abtragende Kräfte zu verändern. Von der unteren Hauptterrasse lassen sich die Mittelterrassen durch einen auffallenden Steilanstieg abtrennen, nur in der Trierer Gegend, bei Ruwer, gehen obere Mittel- und untere Hauptterrasse als schotterbestreute Hänge ineinander über. Das petrographische Kriterium ist deshalb zur Abgrenzung nach oben nicht unbedingt erforderlich.

Überhaupt ist der bemerkenswerte petrographische Unterschied, der zwischen tertiären, Höhenterrassen - und Hauptterrassen-Geröllen auftritt, für die jüngeren Terrassen nicht mehr so ausgeprägt. Wohl nimmt der Quarzgehalt auch hier noch laufend zu Gunsten der leichter verwitterbaren Gerölle ab, aber die Zusammensetzung des Schottermaterials (bei der unteren Mittelterrasse um 40 % Quarzgehalt) zeigt nur noch geringe Unterschiede gegenüber derjenigen der Niederterrassen-Ablagerungen. An der Basis der unteren Mittelterrasse herrschen sehr grobe Gerölle vor.

4. Die Niederterrasse .

a) Allgemeiner Überblick.

Die untere Mittelterrasse setzt sich fast überall an der mittleren Mosel mit einer Schiefersteilkante gegen die tiefer gelegene Niederterrasse, eine dem Fluß zu geneigte Terrassenfläche oberhalb des Überschwemmungsgebietes der eigentlichen Talaue, ab.

Schon 1903 gibt K a i s e r für den Rhein eine allgemeine Definition der Niederterrasse, wenn er erwähnt, daß sie, im Gegensatz zur unteren Mittelterrasse, von jeder primären Lößbedeckung frei ist und sich gegen das Überschwemmungsgebiet abhebt. F l i e g e l (1910) hat dem noch hinzugefügt, daß es sich bei der Niederterrasse um die jüngste pleistozäne Aufschüttungsterrasse handelt. Im folgenden soll an dieser allgemeinen Begriffsbestimmung festgehalten werden - im Gegensatz zu B o r g s t ä t t e s Arbeit an der Untermosel, dessen "Niederterrasse" stellenweise weit in das rezente Überschwemmungsgebiet hineinreicht und dem sich auch W a n d h o f f s Kartierung anschließt. Der Nachweis des pleistozänen Alters der Niederterrasse soll allerdings erst im genetischen Teil geführt werden.

Leider kann das Kriterium der Lößfreiheit zur Abgrenzung der Niederterrasse gegen die untere Mittelterrasse im Untersuchungsgebiet nicht angewandt werden; denn, wie schon aus der Beschreibung der Mittelterrassen hervorgeht, sind auch diese an der mittleren Mosel frei von primärem Löß. Damit müssen wir auf das wichtigste Kriterium zur Abgrenzung der Niederterrasse gegen die untere Mittelterrasse verzichten und uns auf die Tatsache beschränken, daß sich zwischen beiden Terrassen fast durchgehend eine Steilkante von 4 m bis maximal 10 m im anstehenden Schiefer verfolgen läßt.

Dadurch ist die Obergrenze der Niederterrassen-Aufschüttung bei Kenn gegenüber Schweich auf 144 m (rel.24 m), bei Alf-Bullay auf 115 m (rel.27 m) festgelegt. Die mittlere Höhe der Terrassenfläche liegt bei Schweich 135 m (rel.15 m), bei Bullay 105 m (rel.17 m) hoch.

Ähnlich den Mittelterrassen begleiten auch die Niederterrassen den heutigen Flußlauf jeweils auf der Innenseite der Mäanderbögen.

Ihre untere Grenze wird durch den Stand der höchsten Hochwasser gekennzeichnet.

net (vgl. Karte 1), welche seitlich auf die flachen Ufer übergreifen und dabei nur stellenweise eine steilere Erosionskante entwickelt haben.

Die Niederterrasse ist im Untersuchungsgebiet nur an zwei Orten, bei Anandel und bei Kenn, durch Kiesgruben aufgeschlossen. Die mittlere Schotterzusammensetzung läßt sich also auch hier, wie bei den Mittelterrassen, noch nicht angeben; denn die Gruben bei Kenn liegen am Rande der Trier-Luxemburger-Triasbucht während die von Anandel im Durchbruchstal dem Hunsrückschiefer aufliegen.

In den Andeler Gruben bildet zum ersten Mal in der Abfolge der Terrassen, von der Höhenterrasse abwärts, der Schiefer das vorherrschende Geröll (Abb. 2c j) mit 40 % des Gesamtbestandes gegenüber dem Gangquarz mit nur 35 %. Charakteristisch für die Niederterrassenschotter - wie für diejenigen der unteren Mittelterrasse - ist das sporadische Auftreten von Granitgeröllen der Vogesen, die allerdings noch nicht 1/2 % ausmachen und Basaltgerölle aus dem Lieser, Salm und Kylltal (etwa 1 %).

Der Mangel an Aufschlüssen wird durch zahlreiche Brunnenanlagen und durch Neubauten wenigstens teilweise ausgeglichen, denn die Niederterrasse trägt fast alle größeren Siedlungen im Moseltal. Oft reichen diese auch bis in den Hochwasserbereich hinein, aber nur selten über den Rand der Niederterrasse hinauf.

Durch Auswertung der Bohrerergebnisse läßt sich die Höhe der Unterkante der Niederterrasse im Querprofil leicht rekonstruieren, aus der wiederum hervorgeht, ob die oberflächlich einheitliche Niederterrasse aus mehreren, durch eine Erosionsphase getrennten Aufschüttungen besteht oder ob es sich um einen einheitlichen Akkumulationskörper handelt.

b) Verbreitung.

Im Trierer Raum erreicht die Niederterrasse ihre größte Ausdehnung. Sie erstreckt sich als breite Fläche zwischen den Orten Zewen und Euren (132 - 141 m) mit einem Schotterkörper von durchschnittlich 12 m Mächtigkeit und bildet auf der rechten Moselseite den Baugrund für den größten Teil der Stadt Trier. Oberhalb Pfalzel - der Ort selbst liegt fast ganz im Bereich der Moselhochwasser - dehnt sie sich bis Ehrang aus, ist an der Ruermündung nur als kleiner Schotterrest zu erkennen, um dann zwischen den Orten Kenn und Schweich eine Breite von über 3 km zu erreichen. Hier weist auch das in großen Gruben aufgeschlossene rezente Hochwasserbett eine für die Mittelmosel anormale Breite auf.

Auf der Schweicher Niederterrasse, die sich mit einer deutlichen Erosionskante gegen das Überschwemmungsgebiet der Mosel abhebt, existiert heute nur noch ein kleiner Aufschluss (43) bei Issel, wo lehmiger Sand mit vereinzelt kleinen Geröllen vorherrscht (Oberkante 129 m). An der Bahnlinie breitet sich der Rest des Föhrenbachschwemmkegels über den Ablagerungen der Niederterrassen Mosel aus.

Unterhalb Schweich schrumpft die Breite der Niederterrasse beim Eintritt in das Durchbruchstal innerhalb des Hunsrückschiefers bis auf 750 m zusammen und zieht sich von Kirsch bis Riol. Auf dem linken Moselufer im Ort Mehring durch mehrere Brunnen aufgeschlossen, ist sie nicht mehr als Fläche zu erkennen. Sie steigt vielmehr mäßig steil gegen den Schieferhang an und ist oben mit schieferigem Gehängeschutt bedeckt. (Anm. 12)

Am Sporn von Pölich lassen sich die Schotter und Sande der Niederterrasse von 122 bis maximal 140 m verfolgen und bedecken moselabwärts den tiefsten Teil des Gleithangs am Alsberg. Ihr Verlauf ist durch die Orte Detzem, Thörnich, Köwerich und Leiwen gekennzeichnet. Am Sporn von Trittenheim ist die Niederterrasse sowohl gegenüber der Talaue des Hochflutbettes als auch gegenüber der unteren Mittelterrasse deutlich sichtbar, und ihre Unterkante läßt sich auf Grund von Angaben über mehrere Brunnen des Ortes Trittenheim gut rekonstruieren (Querprofil IX).

Anm. 12) Auf der geologischen Karte 1:25000 Bl. Schweich als Devon kartiert.

Auch der Ort Neumagen, mit Ausnahme seiner höher gelegenen Neubauten, steht auf Ablagerungen dieser Stufe, die zwischen 120 und 129 m zu beobachten sind und in gleicher Höhe in die Dhron-Niederterrasse übergehen.

Am Gleithang von Niederremmel und am Minheimer Sporn erstreckt sich die Niederterrasse zwischen 118 und 135 m und setzt sich über Wintrich, Filzen und Mülheim nach Andel fort, wo sie in zwei großen Gruben aufgeschlossen ist.

Die Sandgrube Weber & Becker (44) schneidet folgende Schichten an:

- Bis 0,35 - 0,40 m Lehmiger Verwitterungsboden unter einer dünnen Humusschicht
- " 2,40 " Lehmiger Sand mit vereinzelt Geröllen, Schichtung nicht zu erkennen
- " 5,50 - 6,00 " Grauer, grober, z.T. aus winzigen Schieferstückchen bestehender und kreuzgeschichteter Sand mit Gerölllagen, die stellenweise auch die Sandlagen übertreffen. Liegendes nicht aufgeschlossen.

Die Schiefer setzen sich überwiegend aus kaum verwitterten, bläulich-schwarzen Hunsrückschiefern zusammen. Basaltgerölle aus dem Lieser-, Salm- und Kylltal, die fast immer verwittert sind, stellen ungefähr 1 %. Der Anteil des Granits ist geringer als 1/2 % (Abb. 20 j).

In gleicher Höhe liegt die Grube (45) der Gebrüder Keller (Oberkante 120 m), die eine entsprechende Geröllzusammensetzung (Anm. 13) und einen ähnlichen Aufbau zeigt:

- Bis 0,40 m Verwitterungszone unter Humusboden
 - " 2,00 m Lehmiger, mit Geröllen durchsetzter Sand und Lehmlinsen
 - " 6,50 m Grauer Sand (s.o.), in Kreuzschichtung und mit Gerölllagen. Die Gerölle sind mittelgroß und klein mit einem mittleren Durchmesser von 5 - 6 cm
- bei etwa 6,50 m tritt der Grundwasserspiegel zutage, der dem Moselspiegel entsprechend jahreszeitlich steigt und fällt.
- Nach Aussagen des Grubenbesitzers folgen dann:
- Bis 9,50 m Grobe, im Mittel 10 cm Durchmesser besitzende Gerölle mit Sand
 - " 11,00 m Kies erbohrt
- Liegendes nicht erreicht bei 11 m Gesamttiefe = 109 m NN = 5 m über NW der Mosel.

Ein Meter über dem Grubenboden, in 5,50 m Tiefe, wurde in einer Kiesschicht ein Elchgeweih gefunden (vgl. 2. Teil C).

In Kues läßt sich die Niederterrasse zwischen 114 und 130 m verfolgen, nach Wehlen zu liegt ihre Basis auf steil zum Moselufer abfallendem Hunsrückschiefer (Aufschluss 45), etwa 3 m über dem höchsten Hochwasserstand. Ihre Unterkante fällt bergwärts ein. Bei einer Brunnenanlage (46) am nördlichen Ausgang von Wehlen wurde folgendes Profil durchteuft:

- Bis 0,20 - 0,30 m Bodenhorizont
 - " 5,50 - 6,00 m Lehmig-mergelige Schicht
 - " 8,00 m Kies mit Sand
- Liegendes Devon in 8 m Tiefe erreicht (= 119 m NN = 16 m über NW)

Genau gegenüber, auf der anderen Moselseite, setzt sich die Niederterrasse bei Zeltingen-Rachtig in 111 - 125 m fort, senkt sich moselabwärts und ist an der Ürziger Mühle deutlich zweigeteilt. An der Steilkante zwischen den beiden Stufen liegt eine kleine Schürfstelle (48), in der 1,20 m Sand und Kies zu erkennen sind, und 1 m tiefer der Fels anstehen soll. (Querprofil II). Die Steilkante flacht sich in Richtung Erden ab. Hier setzt die obere Stufe aus, und nur die untere Fläche läßt sich über Erden, Löslich bis Kindel verfolgen. Der Beweis für eine stratigraphische Einheit des Schotterkörpers ist aus Mangel an Aufschlüssen nicht zu erbringen.

Anm. 13) Zur Schwermineralanalyse der Sande vgl. 2. Teil D.

Zwischen Kinheim und Kröv läßt sich eine Zweiteilung der Niederterrasse an Hand mehrerer Brunnenbohrungen durchführen (Querprofil II), die Trennung zwischen beiden liegt etwa in der Höhe der Dorfkirche in 118 - 120 m (rel. 20 - 22 m) und eine Abgrenzung gegenüber der unteren Mittelterrasse ist nur durch einen Steilanstieg innerhalb der Schotterkörper gegeben.

Am Wolfer Sporn ist die Niederterrasse ebenfalls in zwei Stufen geteilt. Der Ort selbst liegt auf der unteren Niederterrasse (106 - 120 m); deren Basis bei einer Bohrung erst in 98 m (rel. 1 m) erreicht wurde. Die obere Niederterrasse tritt nur auf eine Länge von 1 km, direkt oberhalb des Ortes an der Umbiegung der Mäanderschleife, auf. Ein breites, heute trockenes Sohlental reicht bis zur Oberkante der Niederterrasse. In Traben macht sich die Basis der Gerölle erst bei 109 m auf dem Devon bemerkbar, durch einen Abfall von der Hochflutgrenze getrennt. Unterhalb sind Reste der Niederterrasse bei Enkirch, Burg und Reil erhalten geblieben. Sie setzt sich am Gleithang von Pünderich (101 - 117 m) fort, wo die Devonunterkante in einem Brunnen (49) bei 98 m NN erreicht wurde, nachdem man ungefähr 5 m lehmiges und 5 m sandig-kiesiges Material durchbohrt hatte. Eine Zweiteilung der Niederterrasse ist von hier an nicht mehr zu beobachten.

Sie zieht sich zwischen 99 und 118 m als schmaler Terrassenrest am ganzen Fuß des Barl entlang, ist aber nur in einer einzigen Brunnenanlage (50), im Hause Faber (Oberkante 114 m), erbohrt:

Bis 0,40 m	Bodenhorizont
" 4,50 m	Reiner Lehm, ohne Gerölle
" 9,00 m	Kies und Sand

Liegendes: Erst brüchig verwitterter, dann fester Devonfels

Darüber kam bei 119 m beim Hausbau das Devon zutage, das das obere Ende dieser Terrasse bezeichnet. In Bullay gehört der Teil zwischen Hochflutbett und Eisenbahnlinie zur Niederterrasse, die unterhalb in dem geraden Talstück bis Aldegund kaum noch erkennbar ist. Stattdessen wird dort der ganze Talgrund vom Hochflutbett der Mosel eingenommen.

R ü c k b l i c k e n d können wir über die Niederterrasse bis jetzt feststellen, daß sie als tiefste, oberhalb der Überschwemmungsgrenze gelegene Terrassenfläche mit einem eigenen Akkumulationskörper und einer mittleren relativen Höhe von 15 m dem heutigen Mosellauf noch mehr als die untere Mittelterrasse angepaßt ist. An der Ürziger Mühle, bei Kröv und Wolf ist sie in zwei Stufen geteilt, bildet aber im übrigen eine einheitliche, zum Überschwemmungsgebiet sanft geneigte Fläche, deren Obergrenze morphologisch durch eine durchlaufende Devonsteilkante gegen die untere Mittelterrasse festgelegt ist. Ihre Unterkante ist im Gegensatz zur Terrassenoberfläche fast eben, wie aus den zahlreichen alten Brunnenanlagen der Moselorte hervorgeht.

Der Schotterkörper besteht überwiegend aus Sand und Kies. Die höheren Teile tragen zudem eine Auelehmdecke oder lehmige Feinsanddecke. Die Niederterrasse ist nirgends mit einem periglazialen Schuttkörper bedeckt (vgl. 2. Teil A II 1).

Die Abgrenzung der Niederterrasse gegen das Hochflutbett begegnet größeren Schwierigkeiten. Nur bei Thörnich, Niederremmel, Wehlen und Traben ist die Auflagerung der Schotter auf das Devon am Moselsteilufer zu erkennen. An den übrigen Stellen entlang des Mosellaufs lassen sich Flußablagerungen ohne Unterbrechung bis in den Bereich der rezenten Hochwasser verfolgen. Die Linie des höchsten Hochwasserstandes als untere Grenze der Niederterrasse ist damit nur eine "oberflächliche" Abgrenzung und braucht nicht die untere Begrenzung des Niederterrassen-Schotterkörpers zu sein. Wir finden Niederterrassen-Schotter auch noch unter den Ablagerungen der holozänen Hochwasser (vgl. 2. Teil B). Die heutige Mosel hat die Niederterrasse nur dort vollständig erodiert, wo sie sich nicht in die tiefsten Stellen des Niederterrassen - Talbodens eingeschnitten hat.

5. Das Hochflutbett.

Neben der Niederterrasse und dem heutigen Flußlauf werden große Teile der Talsohle vom Hochflutbett, dem rezenten Überschwemmungsgebiet, eingenommen. Dieses ist meist mit einer Steilkante gegen die Niederterrasse abgesetzt, manchmal läßt sich aber keine klare Trennungslinie im Gelände zwischen beiden feststellen. Bei genauer Untersuchung können wir zwei Stufen innerhalb des Hochflutbettes erkennen: einen unteren Saum entlang des Ufers, der mehrmals im Jahr überflutet wird, und eine charakteristische, feuchtigkeitsliebende Flora trägt, und das 1 bis 2 m höher beginnende eigentliche Hochflutbett, das nur von den höchsten Hochwassern (HHW) überflutet wird.

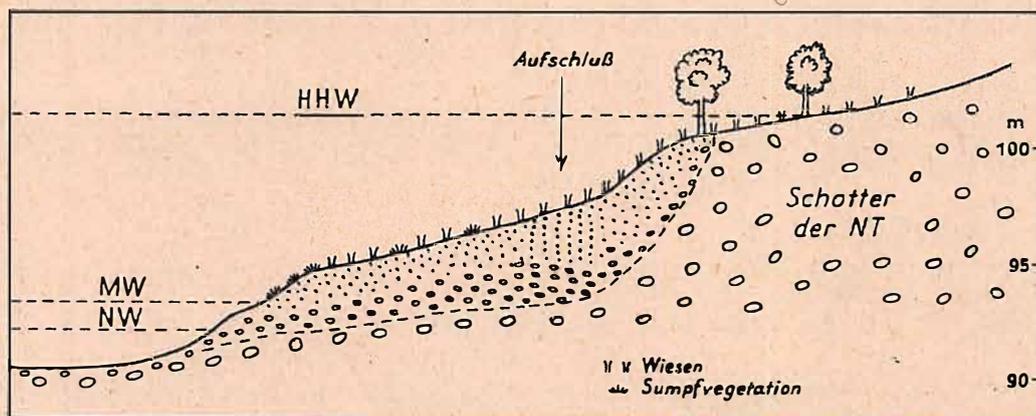


Abb. 5 Hochflutbett und Niederterrasse am Gleithang von Pünderich

Der Gleithang von Pünderich bietet ein Beispiel dafür, daß Niederterrasse und Hochflutbett im Gelände kaum zu trennen sind. Deutlich zeigt sich hier das Mittelwasserbett und das normale Hochflutbett der Mosel, über das die höchsten Hochwasser noch hinübergreifen.

Handelt es sich nun bei diesen Stufen innerhalb der Talsohle nur um Erosionsflächen oder gehört zu jeder Stufe, oder wenigstens zum Hochflutbett, ein eigener Schotterkörper?

Darüber geben uns Aufschlüsse Auskunft, die innerhalb des Hochflutbettes angelegt sind.

Bei Pünderich liegt die Oberkante des Aufschlusses (51) in 98 m Höhe (rel. 6 m). Darunter steht folgendes Profil an:

- Bis 0,40 - 0,50 m Graubrauner, noch unentwickelter, lockerer Boden ohne Verwitterungszone
- " 1,50 - 2,20 m Heller, rötlich-brauner, durch Streifen kleiner Gerölle gleichmäßig geschichteter Sand; schwaches Einfallen zum Hang
- " 4,00 - 4,20 m Rötlich-grauer Kies und grober Sand mit einzelnen Sandstreifen

Die Gerölle sind klein bis mittelgroß, im Durchschnitt 3 - 4 cm, und der ganze Aufschluß ist mit weißen und bunten Flußmuscheln durchsetzt. Bis 3,50 m unter der Oberfläche wurden im Kies Knochenreste und Tonsachen gefunden (vgl. 2. Teil C).

Ähnliche Aufschlüsse finden wir unterhalb von Traben-Trarbach in 104 m Höhe auf dem Werth.

Bei der Grube (52) findet man dort unter einem schwach entwickelten,

graubraunen Bodenhorizont eine etwa 2 m mächtige Auelehmschicht, die von 3,00 - 3,50 m grobem Sand unterlagert wird, der nach unten in kiesig-sandige Lagen übergeht. Die Gerölle haben einen mittleren Durchmesser von nur 3 cm, können aber auch Faustgröße erreichen. In dieser unteren Kiesschicht finden sich Knochenreste, Flußschnecken, Tonscherben, Schmuck und Münzen eingebettet, die typisch für den Aufbau eines solchen Werths sind.

In Richtung Traben liegt in gleicher Höhe der zweite Aufschluss (53), der bei Tiefstand der Mosel und damit auch bei Tiefstand des Grundwassers folgende Schichten zeigt:

- Bis 0,40 m Schwach entwickelter Bodenhorizont ohne Verwitterungszone
- " 2,50 m Auelehm mit sandiger Komponente
- " 4,00 m Sand
- " 8,00 m Nach unten gröber werdende Gerölle mit Sand
- bei 8,00 m Sohle der Grube und Grundwasserspiegel
- Nach Aussagen des Grubenbesitzers folgen dann:
- bis 8,50 m Lehmige, fest verbackene, betonartige Schicht
- 8,50 m Grobe Gerölle ohne Knochenreste, Tonscherben und dgl.

Diese harte, betonartige Schicht zieht sich auch durch die anderen Gruben bei Traben in 96 - 97 m NN, was hier dem Moselstand bei Niedrigstwasser (NNW) entspricht. (Anm. 14)

Sehr breit ist die Alluvialebene bei Minheim, deren Aufbau auch in mehreren Aufschlüssen (54) ersichtlich ist. Hier fehlt die Auelehmschicht, und bis 2 m mächtiger Sand reicht bis zur Oberfläche, dessen obere Schichten die beginnende Bodenbildung erkennen lassen. In den Sandschichten sind dünne Linsen mit Kohlestücken zu finden, die die Saar in die Mosel eingeschwemmt hat. Bis zur Basis des Aufschlusses sind Sand und Kies mit Muscheln und Schnecken schalen durchsetzt. In 115 m (= 1,5 m unter Hochwasser) wurde eine Brunnenbohrung niedergebracht, die 3,5 m anlehmigen Sand ohne Gerölle und 2,5 m Kies erbohrte, ohne den Schiefer zu erreichen.

Am aufschlußreichsten ist wohl die Grube bei Niederremmel (55), deren Oberkante 2 m unter dem höchsten Hochwasserstand gelegen ist. Aufgeschlossen sind:

- Bis 5,00 m Heller, grobkörniger, locker gelagerter Sand mit Geröllen, die im Mittel etwa 4 cm Durchmesser erreichen
- " 6,00 m Rotbraune, lehmige, betonartig verfestigte Schicht, an der der Abbau im allgemeinen stockt
- " 7,00 m Grobe Gerölle von 6 - 8 cm Durchmesser, darunter ein großer, nur kantengerundeter Grauwackenblock (100 x 60 x 30 cm) und ein Gangquarz (60 x 60 x 40 cm)

Liegendes nicht erreicht bei 110 m NN = Niederwasserstand der Mosel

Die verfestigte Lehmschicht ist nicht durchgehend vorhanden. An der nördlichen Grubenseite tritt stattdessen zwischen den beiden verschiedenartigen Schotterkomplexen eine Übergangsschicht auf. Unter der oberen kiesigen Sandschicht liegen:

- Bis 5,10 m Von der Saar angeschwemmter, kohlehaltiger Sand
- " 5,40 m Dunkle und helle, geschichtete, grobkörnige Sande und vereinzelte Schotter
- " 5,60 m Schwarz-grauer, anmooriger Boden
- " 6,10 m Rötlicher Sand
- " 7,00 m Grobe Gerölle (wie oben)

Eine Pollenanalyse des anmoorigen Bodens ergab nur eine äußerst geringe Anzahl an Pollenkörnern (vgl. 2. Teil C).

In den oberen 5 m Sand und Kies sind zahlreiche Knochen und vereinzelte römische Münzen mit eingeschwemmt. Auffallend ist der Gegensatz zwischen dem oberen und dem unteren Kieslager, die durch eine festverbackene Schicht einander getrennt sind, die derjenigen auf dem Trabener Werth gleicht. In der

Anm. 14) Die Schwermineralanalyse der Hochflutsande folgt in Teil 2 C.

unteren Schicht treten die Flußmuscheln nicht mehr auf.

Interessant ist die große Grube (56) (Anm. 15), die innerhalb des ausgedehnten Hochwasserbereichs bei Kenn angelegt ist. Ihre Gegebenheiten unterscheiden sich von den übrigen Ablagerungen des Hochflutbettes durch das völlige Fehlen von Flußmuscheln, Tonscherben und dgl. und zeigen eine große Ähnlichkeit mit den Niederterrassen-Ablagerungen von Aniel. Unter 2 m rotbraunem Lehm mit hellen Sandstreifen liegen bis zum Grundwasserstand 6 - 7 m bunte, kleine und mittelgroße Schotter mit grobem, rotem Sand. Im Grundwasserbereich befinden sich noch 4 m Schotter. Darauf folgen Rotliegend - Sandsteine. Die Nähe der Trierer Bucht läßt sich durch eine auffällende Zunahme von Buntsandsteinen und Muschelsandsteinen erkennen. Letztere erreichen oft 20 cm Länge und 10 % des Gesamtbestandes.

Wir können also vorläufig folgendes feststellen:

Das Hochflutbett der Mosel läßt sich oberflächlich nochmals in zwei Stufen unterteilen. Das Material der Aufschlüsse unterscheidet sich von den Ablagerungen der Niederterrasse einmal durch seinen hohen Gehalt an Sand, dann aber auch durch das Auftreten von Flußmuscheln, Knochenresten, Tonscherben u.ä. mehr. Mit der zeitlichen Eingliederung werden wir uns erst im zweiten Teil beschäftigen.

Die Abgrenzung des Pleistozäns zum Holozän macht an der Mosel besondere Schwierigkeiten. Wegen der Gleitmäanderbildung ist eine gegen die Niederterrasse morphologisch klar hervortretende Erosionskante nur selten ausgebildet. Der Unterschied geht aber aus dem Grad der Zurollung der einzelnen Schotter, dem Fossilgehalt der Ablagerungen sowie aus dem Gehalt an Schwermineralien hervor (vgl. 2. Teil B, C, u. D.).

Z u s a m m e n f a s s u n g :

Wie die Einzelbeschreibung der Terrassen zeigt, läßt sich aus den quantitativen Analysen der vorhandenen Aufschlüsse schon durch Bestimmung des Quarzkoeffizienten die Zuordnung der Schotter zu einer der morphologisch hervortretenden quartären Schotterterrassen durchführen, jedoch mit Ausnahme der oberen Mittelterrasse, was aber durch Mangel an Aufschlüssen bedingt ist. Die petrographische Analyse ist an der Mosel auch das entscheidende Kriterium zur Abgrenzung der altpleistozänen Ablagerungen gegenüber den pliozänen Schottern.

Wo die schotteranalytische Untersuchung nicht anwendbar ist, wurden die Terrassen nach der rein morphologischen Methode weiterverfolgt, das heißt nach der Höhenlage der Unter- und Oberfläche und der morphologischen Form ihres Auftretens. Es lassen sich zwei große Gruppen von Terrassen unterscheiden:

1. **P l a t e a u t e r r a s s e n**, die sich in Höhenterrasse und Hauptterrasse untergliedern, beide mit etwa 15 m mächtigem Akkumulationskörper und breiten Schotterflächen, die das ganze Hochtal ausfüllen. Bei der Hauptterrasse sind lokal noch zwei Unterstufen ausgebildet, von denen nur die untere Hauptterrasse um Trier größere Bedeutung für die Talgestaltung erlangt.
2. **E n g t a l t e r r a s s e n**, mit einer ganz anderen Form des Auftretens, nämlich als schmal entwickelte Terrassen am Hang, die deshalb auch durch spätere Erosion und Denudation leicht zerstörbar sind. Sie gliedern sich in obere und untere Mittelterrasse und Niederterrasse, von denen die untere Mittelterrasse mit 25 bis 30 m den mächtigsten Akkumulationskörper der Moselterrassen besitzt. Die heutige Form der Moselmäander ist seit der Mittelterrassen-Zeit nachzuweisen, die eine Zeit großer Flußverlegungen gewesen ist (Umlaufberge).

Eine Abgrenzung der Niederterrasse gegen die holozänen Bildungen läßt sich mit Hilfe von Schotteruntersuchungen durchführen. Morphologisch ist eine Abgrenzung durch Erosionssteilkanten nur selten ausgebildet. An den meisten Stellen scheint die Mosel die Aufschüttungen der Niederterrassen-Zeit gerade erst

Anm. 15) Die Untersuchung der Schwerminerale folgt in Teil 2 D.

bis zur Basis durcherodiert zu haben, falls sie sich nicht am Rande ihres damaligen Talbodens eingeschnitten hat. Vor der Niederterrassen-Akkumulation hatte die Mosel also schon einmal ihre heutige Tiefe erreicht, vielleicht floß sie sogar einige Meter tiefer.

II. Terrassenquerprofile.

Gestalt und Aufbau des Moseltals kommen am klarsten in den einzelnen Talquerschnitten zum Ausdruck. Ausgewählt wurden besonders charakteristische Stellen, in denen die verschiedenen Stufen sichtbar sind, und die Schotterunterkante möglichst genau durch Quellhorizonte oder in Aufschlüssen erfaßt werden konnte. Das Profil I beginnt bei Pünderich, die folgenden schließen sich stromaufwärts an bis Trier (vgl. Karte 1) und geben ein Bild von dem in seiner Gestalt ständig wechselnden Moseltal.

Auf den ersten Blick fällt die *asymmetrische Lage* des heutigen Mosellaufs zu seinen alten Ablagerungen auf; denn fast überall hat sich die Mosel - im Gegensatz zu den meisten Mittelgebirgsflüssen, bei denen die Terrassen den Fluß auf beiden Seiten symmetrisch begleiten - am Rande ihrer Aufschüttungen in das Schiefergebirge eingeschnitten.

Wie beim Rhein und seinen anderen Nebenflüssen im Schiefergebirge macht sich auch an der Mittelmosel der auffallende Gegensatz zwischen Hochtal und Steiltal bemerkbar. An Breitenausdehnung übertreffen die Hochtalterrassen (Höhen- und Hauptterrassen) diejenigen des Steiltals (Mittel- und Niederterrassen) um ein Beträchtliches, bei Trittenheim um das Dreifache.

Trotz ihrer örtlich großen Verschiedenheit zeigen die vorliegenden Querprofile doch das Gemeinsame im Aufbau des Moseltals. Sie enthalten fünf mächtige Schotterkörper, die allerdings nicht an allen Stellen scharf gegeneinander abgegrenzt sind: die Akkumulationskörper der Höhenterrasse, der mittleren Hauptterrasse, der oberen und unteren Mittelterrasse und der Niederterrasse. Nur noch an wenigen Stellen haben sich die schotterbestreuten Flächen der oberen und unteren Hauptterrasse erhalten können, und die Talauwe wird zudem im Bereich der heutigen Hochwasser mit ungelagerten Schottermassen und Auelehm ausgefüllt. Diese Akkumulationskörper sind durch mehr oder weniger kräftige Erosionsphasen voneinander getrennt.

Um den Wechsel dieser Akkumulations- und Erosionsphasen im einzelnen zu verstehen, ist es zunächst notwendig, kurz auf einige spezielle Profile und deren Besonderheiten einzugehen.

1. Spezielle Querprofile.

Aufbau der Terrassentreppe.

Profil I

kann als *typischer Talquerschnitt* für die Mittelmosel gelten. Es zeigt die gesamte Terrassentreppe vom Prallhang am Fuß des Prinzenkopfes über den *Gleithang* von Pünderich bis zum Bummkopf. Die Alluvialterrasse ist in einem großen Aufschluß zu untersuchen. Die Niederterrasse ist 10-12 m mächtig und an der Oberfläche mit 1 - 2 m sandigem Auelehm bedeckt. Die untere Mittelterrasse bildet einen einheitlichen Aufschüttungskörper von 125 - 155 m (rel. 33-63 m). Überhaupt ist die untere Mittelterrasse die am besten ausgebildete Hangterrasse entlang des Moseltals. Nach Abziehen des Gehängeschuttmantels erkennt man deutlich, daß das Einschneiden in die Ablagerungen der unteren Mittelterrasse in unregelmäßigem Rhythmus erfolgt ist. Die Schotter der oberen Mittelterrasse lassen sich durch Bohrungen eindeutig bis 176 m (rel. 84 m) verfolgen. Die Oberkante ist von einem 5 - 8 m mächtigen Gehängeschutt verdeckt, der aus rotbraunem Lehm, eckigen Schieferbrocken und Geröllen der darüberliegenden Hauptterrasse

besteht. Deren Schotterunterkante liegt bei 260 m, die höchste Aufschüttung bei 282 m. Sie ist hier nur in einer Stufe vorhanden, es fehlt jede Andeutung einer unteren Hauptterrasse.

Ein steiler Anstieg im Devon führt zu einem schotterbedeckten Plateau in 302 m Höhe, das bis 320 m langsam ansteigt und den Rest der altpleistozänen Höhenterrasse bildet. In gleicher Höhe liegt auch der Kies an der Quelle des Briedeler Baches (vgl. 1. Teil B I 1), der ein älteres tertiäres Talsystem ausfüllt. Tertiärer Sand ist ebenfalls in gleicher Höhe aufgeschlossen und der Anstieg zum Bummkopf mit eckigen, tertiären Quarzgeröllen bedeckt.

Im P r o f i l II

wird die Mosel dreimal mit einem dreimaligen Wechsel von Prall- und Gleithang geschnitten. Auch bei K r ö v ist die Niederterrasse zweistufig, die obere Stufe wird mit lehmigem Schutt bedeckt. Eine Abstufung läßt sich nur mit Hilfe der aus Bohrangaben rekonstruierten Unterkanten vornehmen. Oberhalb der Mittelterrassen führt ein Steilanstieg zu der von der Moselmündung her zum ersten Mal auftretenden unteren Hauptterrasse und dann zur mittleren Hauptterrasse empor. Diese wird auf dem M o n t - R o y a l quer zum damaligen Mosellauf angeschnitten und zeigt, daß die Unterkante nicht eben ist, sondern sich zum heutigen Fluß zu absenkt, eine Erscheinung, die wir überall an der Mittelmosel beobachten können (vgl. 3. Teil B). Im Hochwasserbereich auf dem T r a b e n e r W e r t h wird in mehreren Gruben in 10 m Tiefe das Devon noch nicht erreicht.

P r o f i l III.

Bei Ü r z i g schneidet die Mosel beinahe das Rotliegende (Porphyrbrecie) an, das bis 160 m abwärts ins Moseltal reicht. Der Prallhang ragt hier nur noch 210 m auf und führt in die Wittlicher Senke hinüber. Am gegenüberliegenden Gleithang kann man eine obere und untere Niederterrasse erkennen. Die Mittelterrassen sind nicht klar zu trennen, weil ein 6 - 8 m mächtiger Gehängelehm die Grenzen verwischt hat. Auf dem Z e l t i n g e r B e r g wird die Zweistufung des Hochtals in Haupt- und Höhenterrasse deutlich. Gehängeschutt aus Schiefer und Geröllen verkleidet den dazwischen liegenden steileren Anstieg, der sich stromab verliert.

Die P r o f i l e IV, V und VI

zeigen im Aufriß den Bau der heute von der Mosel verlassenen U m l a u f - t ä l e r .

P r o f i l IV

stellt das heutige L i e s e r t a l dem O s a n n e r T r o c k e n - t a l gegenüber, die durch die Hauptterrassenablagerung auf dem Noviänder Hüttenkopf voneinander getrennt werden. Als Hangterrasse tritt nur die obere Mittelterrasse auf, die sich stellenweise mit einer Devonkante gegen die Talfüllung abhebt. Den Boden des Osanner Trockentals bildet ein über 20 m mächtiger Schotterkörper der unteren Mittelterrasse. Daraus geht auch für das übrige Moselgebiet die ursprüngliche Mächtigkeit dieser Schotterterrasse hervor. In der gleichen Höhe treffen wir im heutigen Liesertal die untere Mittelterrasse an, die im Zuge der späteren Eintiefung der Lieser zur Hangterrasse geworden ist.

Nach P r o f i l V

liegt der oberflächlich mit schiefriem Gehängeschutt bedeckte Talboden des T r o c k e n t a l s von B u r g e n - V e l d e n z bei 175 - 180 m. Bei einer Bohrung am Talrand trat schon in 5 m Tiefe das Devon zutage. Das bedeutet, daß zwischen den beiden genannten Orten ein Schotterkörper der unteren Mittelterrasse nicht mehr vorhanden war. Der G e i s b e r g stellt mit einigen Geröllen den Rest einer ehemals mächtigen Hauptterrassenablagerung dar.

Im P r o f i l VI

wird das Lieserer Trockental angeschnitten, in dem aber von einem mächtigen

Mittelterrassen-Schotterkörper nicht mehr viel vorhanden ist.

Charakteristisch für alle drei Trockentäler ist die breite, muldenförmige Talanlage, die wir bei dem eng eingeschnittenen, rezenten Mosellauf nicht mehr beobachten können. Um diesen Gegensatz zu zeigen, wurde der Querschnitt über das **W e h l e n e r** Hauptterrassen-Plateau bis zur heutigen Mosel hin verlängert. An dieser Stelle hat sich die Mosel auffallenderweise 10 - 12 m unter der Basis der Niederterrassen-Ablagerungen in das Devon eingeschnitten, während am gegenüberliegenden Prallhang ein 8 m mächtiger Gehängelehm den Talboden ausfüllt.

P r o f i l VII

Am Spron von **M i n b e i m** gestattet die morphologisch klare Ausprägung der Terrassenstufen eine exakte Gliederung. Die Höhenterrasse greift diesmal auf den Prallhang über, während alle jüngeren Terrassen am Gleithang ausgeprägt sind. Von der mittleren Hauptterrasse ist nur noch ein Rest übriggeblieben. Die Erosionssteilkante zu den Mittelterrassen wird bei 230 m unterbrochen, und Gerölle einer Unterstufe der Hauptterrasse liegen am Hang. Auch die obere Mittelterrasse läßt sich hier deutlich beobachten, dazu die untere und die Niederterrasse. Im Hochwasserbereich sind 5 - 6 m Sand und feiner Kies erbohrt worden.

P r o f i l VIII

An allen nach Norden gerichteten Gleithängen verliert sich der schluchtartige Charakter des Engtals infolge der größeren Breitenentwicklung der Nieder- und Mittelterrassen, die bei **N i e d e r e m m e l** morphologisch gut zu trennen sind. Die Niederterrasse setzt sich mit einer Devonkante gegen das Hochwasserbett der Mosel ab. Im Querschnitt des Hochtals weist die mittlere Hauptterrasse eine Treppung auf (vgl. 1. Teil B I, 2) und erreicht bei 295 m ihre größte Höhe, woran sich noch eine Gerölldecke bis 300 m Höhe anschließt (o HT). Eine tektonische Verstellung konnte nicht festgestellt werden.

P r o f i l IX.

Bei **T r i t t e n h e i m** ist die für die Mittelmosel charakteristische Gliederung der Terrassentreppen am besten ausgeprägt. Der plateauartige Charakter der Höhen- und Hauptterrasse tritt deutlich hervor - morphologisch getrennt durch einen 25 - 30 m hohen Anstieg, an dem im Wegeinschnitt sandige Ablagerungen zu erkennen sind. (Anm. 16) Die obere Hauptterrasse bildet hier eine Hangterrasse innerhalb des Hochtals, das als Ganzes nach Norden durch den bis über 400 m ansteigenden Hansenberg und die mit tertiären Geröllen bedeckten Piesporter Höhen abgegrenzt ist. Die Erosionsperiode erlebte nach Ablagerung der Hauptterrasse schon bei 250 m einen kurzen Stillstand, der an der schmalen unteren Hauptterrasse erkennbar ist.

Erst unterhalb beginnt die eigentliche, steile Erosionskante, welche die Plateauterrassen von den Hangterrassen und denen der Talaue abgrenzt. Am Gleithang liegen zwei selbständige Mittelterrassen-Schotterkörper (185 - 200 m und 150 - 175 m). Nach Ablagerung der unteren Mittelterrasse setzte wieder eine stärkere Erosionsepoche ein, die an der deutlich hervortretenden Devonkante erkennbar ist, und darunter beginnen die Niederterrassen-Schotter, deren Unterkante durch alte Brunnen im Ort Trittenheim leicht rekonstruiert werden kann. Im rezenten Überschwemmungsgebiet wurden Flußablagerungen bis 110 m Tiefe erbohrt, die der Lage der heutigen Flußbettsohle entspricht.

P r o f i l X.

Haben wir im vorigen Querschnitt noch einmal deutlich den Unterschied zwischen Steiltal und Hochtal gesehen, so geht der Charakter des Engtals beim

Anm. 16) Zur Schwermineralanalyse dieser Sande vgl. 2. Teil D und Tab. II und IV.

Eintritt in die weicheren Gesteine des Rotliegenden der Wittlicher Senke und der Trierer Talweitung verloren. Die älteren Terrassen treten gegenüber dem ausgedehnten Hochwasserbereich und der Niederterrasse völlig zurück. Von der unteren Mittelterrasse ist nur noch ein kleiner Rest auf dem Rotliegenden nördlich Schweich erhalten, und die obere Mittelterrasse führt direkt in das Niveau der Wittlicher Senke über, deren durchschnittliche Höhenlage sich um 180 m bewegt.

Über die untere Hauptterrasse am Kenner-Berg setzt sich der Querschnitt bis zur Ruermündung fort, wo die untere Mittelterrasse in zwei Stufen ausgeprägt ist, deren tiefere wahrscheinlich eine Erosionsterrasse innerhalb des Schotterkörpers darstellt (vgl. Abb. 1). Wir können aber auch mit jüngeren tektonischen Verschiebungen an der Verwerfungslinie des Rotliegenden gegen das Devon rechnen.

Profil XI

Eine solche sehr junge Verwerfung konnte Mordziol kürzlich durch zahlreiche Bohrungen zum Bau der Moselstaustufe bei Trier nachweisen. Parallel zur Hauptverwerfung von St. Medart, die das Rotliegende vom Devon trennt, ist der untere Teil der Mittelterrasse von Feyen abgesunken und von mächtigem Gehängeschutt überlagert. Ob der höhere Teil der Feyener Terrasse einem selbständigen, oberen Mittelterrassenkörper angehört, läßt sich morphologisch nicht feststellen; Bohrungen liegen nicht vor. Die Zuordnung dieser Schotter zur oberen Stufe erfolgte allein auf Grund eines Höhenvergleichs. Besonders klar ist hier die Zweiteilung der Hauptterrassen in eine mittlere (255 - 260 m) und eine ebenfalls als Plateauterrasse ausgebildete untere Stufe (245 - 250 m) zu erkennen.

HÖHENLAGE DER SCHOTTERTERRASSEN (Anm.17)

Terrasse:	bei Trittenheim		bei Pünderich	
	abs.Höhe	rel. Höhe	abs. Höhe	rel Höhe
Hö T	305-325	193-213	305-320	213-228
o HT	290	178	-	-
m HT	264-280	152-168	260-282	168-190
ü HT	255	143	-	-
o MT	175-200	63-88	160-175	68-83
u MT	148-170	36-58	125-155	33-63
NT	118-140	6-28	96-117	4-25
HW 1925/26	120,5	8	101	9
NNW 1942	112,3		92	

2. Schematisches Talquerprofil. Erosions- und Akkumulationsphasen.

Nach der Besprechung der Einzelprofile können wir nun die Ergebnisse in einem schematischen Querprofil (Abb. 6) zusammenstellen und daraus die wichtigsten Phasen der quartären Talentwicklung an der mittleren Mosel herausstellen.

Anm. 17) Die Angaben in m beziehen sich auf Basis und Oberkante, die rel.Höhen auf die Lage über Moselniederwasser.

Dabei ergibt sich folgender Wechsel zwischen Erosions- und Akkumulationsperioden:

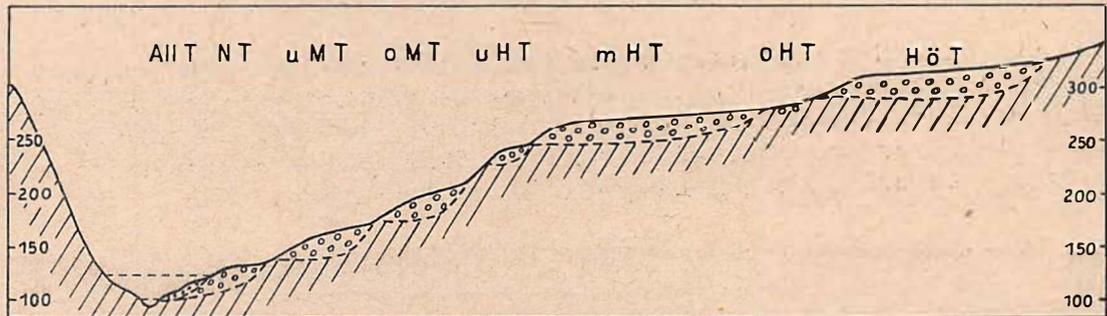


Abb. 6 Schematisches Talquerprofil

1. Prädiluviale EROSIONSPERIODE: Eintiefung bis 300 m NN
2. AKKUMULATIONSPERIODE: Schaffung einer breiten Schotterfläche und Ablagerung der Höhenterrassen-Schotter in etwa 15 m Mächtigkeit.
3. EROSIONSPERIODE: Dadurch Herausarbeitung der Höhenterrassen-Schotter zur ältesten pleistozänen Terrasse. Gesamtbetrag der Erosion etwa 60 m. Dazwischen:
 - 3a. Unterbrechung der überwiegenden Tiefenerosion, geringe Akkumulation und Schaffung der oberen Hauptterrasse als Hangterrasse von nur lokaler Bedeutung. Weitere Tiefenerosion.
4. AKKUMULATIONSPERIODE: Ablagerung des 15-20 m mächtigen Hauptterrasse-Schotterkörpers auf breitem Talboden.
5. EROSIONSPERIODE: Eintiefung in den Hauptterrasse-Schotterkörper und Schaffung der Hauptterrasse als morphologische Form.
 - 5a. Stillstand der Tiefenerosion schon nach 25-30 m und Akkumulation einer dünnen Schotterdecke, nur im Trierer Raum sehr kräftige AKKUMULATION.
 - 5b. Erneute, starke TIEFENEROSION bis 60 m mit Bildung der unteren Hauptterrasse als vierter Terrasse. (Wo die Akkumulationsphase 5a fehlt, schwilt der Gesamterosionsbetrag von der Oberkante der Hauptterrasse bis zur Unterkante der oberen Mittelterrasse auf rund 90 m an.) Diese Erosionsepoche trennt Hochtal und Steiltal gegeneinander ab.
6. AKKUMULATIONSPERIODE: Ablagerung der oberen Mittelterrasse.
7. EROSIONSPERIODE: Schräges Einschneiden bis weit unter die Basis der oberen Mittelterrassen-Ablagerungen, dadurch Herausarbeitung der fünften Terrasse an der Mosel.
8. AKKUMULATIONSPERIODE: Schaffung des unteren Mittelterrassen-Talbodens und Aufschüttung eines 25-30 m mächtigen Schotterkörpers bis fast zur Unterkante der oberen Mittelterrasse.
9. EROSIONSPERIODE: Erneutes Wiedereinschneiden und Entwicklung der unteren Mittelterrasse als sechste Terrasse des Moseltals. Erosion bis 20 m unter die Basis der unteren Mittelterrasse. Erosion nicht gleichmäßig, sondern bei etwa 10 m über der Schotterbasis stärker werdend.
10. AKKUMULATIONSPERIODE mit Ablagerung der Niederterrassengerölle.
11. EROSIONSPERIODE: Einschneiden in den Niederterrassen-Schotterkörper im allgemeinen bis an die Basis der Schotter; dadurch Entstehung der morphologischen Form der Niederterrassen-Fläche und Bildung der Alluvialterrasse. Bei Ürzig, Kröv und Wolf entstand in dieser Periode die Trennung zwischen unterer und oberer Niederterrasse.
12. Letzte AKKUMULATION, vor allem an der Innenseite der Sporne, in den breiteren Talauen und Flußverzweigungen mit Ablagerung von Geröll, Sand und Auelehm innerhalb der Alluvialterrasse; bei Hochwasser auch heute noch aktiv und mit geringer TIEFENEROSION vereint.

Wir haben also fünf große Akkumulationsperioden im Mittelmoseltal und daneben drei unbedeutende Akkumulationen, die jedesmal durch Phasen mit vorwiegender Tiefenerosion getrennt sind.

Die Untersuchung der Querprofile kann als eine der wichtigsten Voraussetzungen zur Terrassen-Parallelisierung betrachtet werden. Durch die eindeutige Stellung jedes Terrassenrestes in der vertikalen Terrassenabfolge bewahrt sie davor, morphologisch verschiedene Stufen miteinander in Beziehung zu setzen und zu einem Längsprofil zu verbinden.

III. Terrassenlängsprofile.

Um einen Überblick über das gesamte Mittelmoseltal zu erhalten, müssen wir die aus den Querprofilen gewonnenen Ergebnisse zu Längsprofilen verknüpfen, um auf Besonderheiten der Terrassentreppe entlang des Mosellaufs und mögliche tektonische Störungen aufmerksam zu werden.

Im folgenden werden Längsprofile aller Schottervorkommen entworfen. Dabei wird nicht nur die mittlere Höhe der Terrassenoberfläche, sondern der ganze Schotterkörper eingetragen; denn die Oberfläche ist sehr oft durch später einsetzende Denudation nicht mehr in ihrer ursprünglichen Höhe erhalten. Zum Vergleich ist das Gefälle der Mosel für Niederwasser (NW) und höchstem Hochwasser (HHW) von 1925/26 eingezeichnet.

Die Abweichungen der Terrassengefälle von diesem regelmäßigen Gefällsprofil haben eine große morphogenetische Bedeutung. Die kleineren Unregelmäßigkeiten der stark überhöhten Profile (Abb. 21) (Anm. 18) liegen im allgemeinen innerhalb der Fehlergrenzen der Beobachtung, die vor allem bei den Mittelterrassen wegen der mächtigen Gehängeschuttdecke zwischen größeren Werten schwankt. Außerdem haben sie aber auch primäre Ursachen; denn die Unterkante eines Schotterkörpers ist nie völlig eben (vgl. Querprofile) und, je nachdem welche Teile der alten Ablagerung noch erhalten geblieben sind, wird ihre Basis heute mehrere Meter Niveauunterschied aufweisen. Auch die ursprüngliche Aufschüttungshöhe braucht nicht regelmäßig ausgebildet zu sein. Wie wir bei rezent aufschotternden Flüssen beobachten (Büdel 1944, Troll 1948), setzt sich ein solches Tals aus einzelnen Teilschotterfächern mit gewölbter Oberfläche zusammen.

Der Niederterrassenverlauf wurde auf die Länge der heutigen Mosel bezogen. Die Mittel- und Plateauterrassen weichen aber in ihrer Längserstreckung so stark von dem heutigen Mosellauf ab, daß sie nicht auf die NW-Mosel projiziert werden konnten. Darum wurden die Längen der Mittel- und Hauptterrassen-Mosel aus der Tiefenlinie der Schottervorkommen und aus der bei der Analyse der Aufschlüsse sich ergebenden Stromrichtung rekonstruiert und darauf die Schottervorkommen bezogen.

1. Die Gefällsverhältnisse der einzelnen Terrassen.

Die altpleistozäne Höhenterrasse ist nur noch in wenigen Resten erhalten. Doch schon daraus ist ersichtlich, daß ihre Ablagerungen zwischen Trier und Bullay praktisch kein Gefälle besitzen, sondern eine konstante Höhenlage ihres Schotterkörpers von ungefähr 305 - 320 m aufweisen. Der Abstand der Höhenterrassen von der Mosel nimmt stromabwärts immer mehr zu, von 184 m bei Trier bis 222 m bei Bullay.

Aus der konstanten Höhenlage dieses Längsprofils geht aber keineswegs hervor, daß der damalige Mosellauf kein Gefälle besessen hat. Einem Fluß, der große Schottermassen transportiert und bis zu 20 m mächtige Ablagerungen hinterläßt, muß man schon ein gewisses Gefälle zusprechen. Als Erklärung der jetzigen Höhenlage bleibt nur eine spätere, unregelmäßige tektonische Heraushebung des Schie-

Anm. 18) Für HÖT, HTT und MTT 15ofache Überhöhung
Für NT, HHW und NW 20ofache Überhöhung

fergebirges, die ihr Maximum an der Untermosel, oberhalb des Maifeldes, erreichte; von da ab setzt diese Terrasse vollkommen aus und ist wahrscheinlich der späteren Erosion zum Opfer gefallen.

Bei der mittleren Hauptterrasse ist noch eine ähnliche Zunahme der relativen Terrassenhöhe zu bemerken. Auch sie hat fast kein Gefälle. Ihr Akkumulationskörper reicht südlich Schweich von 260 m bis fast 290 m am Hang aufwärts, und bei Bullay-Zell liegen die Unterkante bei 260 m und der höchste Punkt der Aufschüttung bei 282 m. Wichtiger als die absoluten Höhenangaben ist ein Vergleich mit dem Gefälle des heutigen Moselniederwassers, auf das die relativen Höhen bezogen sind.

rel. Höhe der HT	bei Schweich	140-170 m
" "	" Bullay-Zell	170-192 "
Länge der HT-Mosel zwischen	Sweich	
	und Bullay	70 km

Die oben erwähnte unregelmäßige Aufwölbung mit dem Hebungszenrum an der Untermosel, wahrscheinlich in der Kochemer Gegend gelegen (Wandhoff 1914), muß also erst nach der Hauptterrassen-Ablagerung zur vollen Wirkung gekommen sein. Zur Trierer Talweitung hin wird das Gefälle der mittleren Hauptterrasse sogar rückläufig, ihre Basis sinkt hier bis unter 250 m ab.

Stattdessen nimmt in dieser Gegend die untere Hauptterrasse an Ausdehnung und Schottermächtigkeit zu. Moselabwärts liegt das weiteste Vorkommen dieser Stufe bei Kröv. Von da an setzt die untere Hauptterrasse flußabwärts vollkommen aus. Ihre Reste sind so spärlich, daß es unmöglich ist, ein durchlaufendes Längsprofil zu zeichnen.

Das ist noch weniger möglich bei der oberen Hauptterrasse, die nur unterhalb Kinheim als morphologisch selbständige Hangterrasse ausgeschieden werden kann, gerade auf der Strecke, wo die untere Hauptterrasse aussetzt. Stromauf ist eine Oberstufe morphologisch nicht mehr abzugrenzen, und jede petrographische Unterscheidungsmöglichkeit entfällt wegen fehlender Aufschlüsse.

Außerdem hat die mittlere Hauptterrasse eine auffällende örtliche Unregelmäßigkeit aufzuweisen: Das Dhroner Plateau ist in zwei flächenhaften Akkumulationsterrassen von 248 - 265 m und von 275 - 300 m ausgebildet. Dazwischen liegt ein Anstieg im Devon. Daß es sich wirklich nur um eine lokale Besonderheit handelt, geht eindeutig aus dem Verlauf des Hauptterrassen-Längsprofils hervor und aus der Tatsache, daß der Dhronbach die normale Hauptterrassen-Ausbildung zeigt (vgl. 1. Teil B IV).

Die trich (1910) kommt bei seiner Bearbeitung der Moselterrassen zwischen Trier und Alf allerdings zu anderen Ergebnissen. Er erhält ein stetiges Gefälle für seine "durchlaufende obere Terrasse der oberen Terrassengruppe", die der mittleren Hauptterrasse der Mosel entspricht. Das liegt in der Hauptsache an seinen sehr ungenauen, manchmal völlig falschen Höhenangaben, was schon Wandhoff (1914) und später wieder Mathias (1936) feststellen konnten. Bei Kaimt-Zell hat er z.B. eine Terrasse in 245 m Höhe als Ende seines Längsprofils eingezeichnet, während der Schotterkörper des Barl von 255 m bis 282 m reicht. Als Folge davon bildet das Längsprofil der Hauptterrasse bei ihm eine stetig fallende Gerade.

Im Gegensatz zu den beiden Plateauterrassen zeigt die obere Mittelterrasse ein ganz normales Gefälle. Die Oberkante der Aufschüttungen liegt im Trierer Raum bei 210 m und sinkt bei Kaimt bis 180 m ab; das heißt, daß auf ungefähr 100 km Flußlänge im Durchschnitt 30 m Gefälle kommen (= 0,30 ‰). Die heutige Mosel besitzt 34 m Höhenunterschied auf 100 km Länge (= 0,34 ‰ Gefälle).

Im übrigen können keine besonderen Tendenzen zu Absenkungen oder unregelmäßigen Aufwölbungen aus diesem Längsprofil herausgelesen werden, weil sowohl Oberkanten wie Unterkanten bei der oberen Mittelterrasse nicht mit Genauigkeit anzugeben sind. Der Gefällsprung bei Veldenz ist erosiver Entstehung, hervorgerufen durch die Abschnürung der Mäanderbögen (vgl. 2. Teil A II).

Auch die untere Mittelterrasse weist im Gebiet der verlassenen Mäanderbögen bei Siebenborn einen auffällenden Gefällsknick auf. Außerdem liegt die Basis bei Detzem 8 m, bei Minheim etwa 5 m tiefer als dem Normalgefälle entspricht, dagegen bei Platten, Traben und Kaimt 4 - 5 m zu hoch, was aber auf primären Unregelmäßigkeiten der damaligen Flußsohle beruhen kann.

	abs.Höhe d.uMT	rel.Höhe d.uMT
bei Trier	155-180 m	30-55 m
" Bullay	125-152 m	37-64 m
Länge der Mittelterrassen- Mosel zwischen Trier und Bullay	110 km	

Das bedeutet ein mittleres Gefälle von 30 m auf rund 110 km Flußlänge (= 270/1000), d.h. ein etwas geringeres Gefälle als die Reste der oberen Mittelterrasse es aufweisen, und bedeutend weniger als das der Mosel bei Niederwasser.

Der **Niederterrasse** - Schotterkörper liegt bei

Schweich zwischen 120 u. 145 m (rel. 1-26 m)
Bullay " 90 u. 115 m (rel. 1-25 m).

Die Entfernung Schweich - Bullay beträgt ungefähr 100 km. Also kann man auf der Gesamtstrecke der Niederterrasse ein Gefälle von 0,3 ‰ zuschreiben.

Die **Unterkannte** liegt um Schweich, am Anfang des Durchbruchstals, etwa in Höhe des Niederwasserstandes, bei Trier reichen die Ablagerungen noch 4 m tiefer. Gegenüber Klüsserath, Niederremmel, Wehlen und Traben tritt die Devonunterkannte am Moselufer zutage, was auf Unregelmäßigkeiten der ursprünglichen Schotterunterkannte zurückzuführen ist. Tektonische Verbiegungen können es nicht sein, weil sie sich nicht im Verlauf der Mittelterrassen nachweisen lassen.

Die **Oberflache** der durchlaufenden Niederterrasse ist bei Zeltingen, Ürzig und Wolf in zwei Stufen geteilt. Die Zweiteilung läßt sich stromabwärts aber nicht mehr beobachten: Für eine Verschiedenheit der beiden Schotterkörper liegen keinerlei Anhaltspunkte vor. Die untere Stufe der Niederterrasse, die unterhalb Zeltingen in einzelnen Resten auftritt, ist als Erosionsstufe im Niederterrassen-Schotterkörper aufzufassen.

Das morphologisch mit einer Steilkante gegen die Niederterrasse abgetrennte **Hochwasserbett** der Mosel bleibt fast ein Meter unter der höchsten Hochwasser-Kurve.

2. Folgerungen für die quartäre Tektonik.

Schon bei Betrachtung der Querprofile deutet die stärkste Erosionsphase zwischen der unteren Hauptterrasse und der oberen Mittelterrasse auf eine kräftige Hebung in der Zeit zwischen der Ablagerung dieser beiden Schotterkörper. Aus einem Vergleich der Längsprofile der praktisch kein Gefälle mehr aufweisenden Plateauterrassen mit den Mittelterrassen, deren Gefälle dem der heutigen Mosel gleicht, ist nun ersichtlich, daß diese Hebung räumlich nicht gleichmäßig verlief. Das Maximum der Hebungsintensität lag im Raum Kochem (vgl. 1. Teil B IV: Terrassen der Untermosel) und klang in Gebieten relativer Senkung, in der Trierer Talweitung und im Neuwieder Becken, aus. Zu denselben Ergebnissen sind **Wandhoff** (1914) und **Borgstätt** (1910) an der unteren Mosel gekommen wie auch **Lafrenz** (1933) an der Ahr.

Zeitlich müssen wir das Einsetzen dieser Unregelmäßigkeiten der Hebung in die Hauptterrassen-Zeit verlegen. Beim Einschneiden in den Hauptterrassen-Schotterkörper fand wegen der dort verstärkten Hebung unterhalb von Kinheim - Kröv nur noch Erosion statt (Aussetzen der u HT), während stromauf die untere Hauptterrasse von der Mosel als Ausgleich geschaffen wurde. Im Trierer Raum muß die relative Absenkung des Gebietes gerade zu der Zeit am stärksten gewesen sein, als die Mosel sich bis zum 240-m-Niveau eingetieft hatte. Um ihr Gefällsprofil im Gleichgewicht zu halten, mußte sie diesen Raum mit Schottern ausfüllen; denn jeder Fluß

versucht ständig, sein Normalgefälle zu erreichen, wozu er in jedem Abschnitt seines Laufs entweder durch Aufschüttung einer breiten Talaue oder durch verstärkte Tiefenerosion die ständig vorhandenen Unregelmäßigkeiten seines Profils auszugleichen sucht.

Nach **M a t h i a s** (1936) setzt sich diese untere Terrasse als eigentliche "Haupt"-Terrasse im Saartal fort.

Die Hebung muß auch schon vor der Akkumulation der mittleren Hauptterrasse im Kochemer Raum relativ größer gewesen sein; denn nur unterhalb von Kröv läßt sich die obere Hauptterrasse noch als selbständige Hangterrasse erkennen. Im übrigen Untersuchungsgebiet war dagegen die Erosion zwischen oberer und mittlerer Hauptterrasse so gering, daß beide Stufen - nach einer Akkumulation der Hauptterrasse von 15 m - heute ohne Knick ineinander übergehen.

Großräumig gesehen bilden diese Hebungsvorgänge einen Teil der Aufwölbung, die das rheinische Schiefergebirge seit dem Ende des Tertiärs betraf (vgl. 1. Teil B IV) (**Q u i r i n g** 1926, **N e u m a n n** 1935) und das Hebungsmaximum im Hunsrück-Siercker-Sattel hatte (**M a t h i a s** 1936, **G u r l i t t** 1949: Aufwölbung der Rheinterrassen bei Trechtingshausen).

An der Mittelmosel, die parallel zur Hebungsachse des Schiefergebirges fließt, beeinflusste diese Kippung die Form der Moselmäander. So sind die nach Norden gerichteten Schleifen sehr breit angelegt, während die nach Süden ausgreifenden, die der größeren Hebung entgegengerichtet sind, nur schmale Sporne umschließen.

Ob sich diese Hebung während des ganzen Pleistozäns gleichmäßig vollzog oder während der Akkumulationsphasen aussetzte, läßt sich an der Mittelmosel nicht genau entscheiden. Es ist aber anzunehmen, daß die Hebung auch während der Ablagerung der Mittelterrassen, möglicherweise abgeschwächt, weiterging (vgl. 2. Teil B). Ganz regelmäßig ist sie jedenfalls nicht verlaufen. Eine ruckweise Verstärkung der Intensität ist am besten am Gleithang des Alsberges und an dem von Pünderich (Querprofil I) zu erkennen, wo das Einschneiden in die untere Mittelterrasse bei etwa 30 m über NW plötzlich kräftiger wurde.

Neben dieser weitgespannten, unregelmäßigen Aufwölbung spielen pleistozäne Verwerfungslinien im Moseltal nur eine geringe Rolle. Die einzige wirkliche Bruchlinie, die parallel zur großen Verwerfungszone verläuft, an der im Perm (saalische Phase) der Einbruch der Wittlicher Rotliegend Senke erfolgte, konnte **Mordziol** bei Trier beobachten (vgl. Querprofil XI). Alte Schwächezonen der Erdkruste setzen sich sehr oft bis in die geologische Gegenwart fort. Bei der Feyener Verwerfung wurde ein Teil der unteren Mittelterrasse bis auf die Höhe der Niederterrassen-Basis abgesenkt. Die ungestörte Lage der Mittelterrassenschotter dieser abgesunkenen Randstaffel und ihre Bedeckung mit Gehängeschutt im Niveau des Akkumulationskörpers der Niederterrasse läßt uns auf ein jugendliches Alter der Feyener Verwerfung schließen. Sie ist auf alle Fälle jünger als die Hauptakkumulation der Niederterrassen-Schotter.

Die Verwerfung schwächt sich nach Nordosten schnell ab. Vielleicht steht sie noch im Zusammenhang mit der Absenkung der Niederterrasse bei Kenn, die nur um 4 - 5 m abgebrochen, aber dadurch in den Bereich der höchsten Hochwasser gekommen ist und heute von der Mosel auf ihrer ganzen Fläche überschwemmt wird (vgl. 2. Teil B).

Auch an der Moselmündung wies **Mordziol** (1950) eine junge Absenkung nach.

IV. Die Terrassen einiger Moselzuflüsse und der Unter mosel .

Da die Terrassen der Mosel wichtige talgeschichtliche Phasen widerspiegeln, müssen sie sich auch in den Seitentälern beobachten lassen. Wir können sogar erwarten, daß an den Nebenflüssen mit ihrer weit geringeren Wassermenge nur die bedeutendsten Phasen der Talentwicklung in Terrassen erhalten geblieben und die Unterstufen verschwunden sind. Vom Hunsrück herab, auf dem die Wasserscheide gegen die Nahe nur wenig südlich der Mosel verläuft, haben einige Moselzuflüsse allerdings infolge ihrer kurzen Laufstrecke ein so starkes Gefälle,

daß die ständig überwiegende Tiefenerosion alle eventuell vorhandenen Terrassenablagerungen wieder ausgeräumt und sogar die Terrassenkanten beseitigt hat.

Nur die größten Nebenflüsse, die Saar und die Kyll, haben bereits eine besondere Bearbeitung erfahren (M a t h i a s 1936, Z e p p 1935). An den Eifeltälern wurden von R ü b e n s (1922) die Gefällsverhältnisse untersucht.

B ö h l e r (1934) geht in seiner "Morphologie der südlichen Eifel" auf die Formengeschichte von Salm, Lieser, Alf und Uess ein. Durch Erfassung der morphologischen Formengruppen der Erosion behandelt er die Terrassen der genannten Flüsse, doch parallelisiert er Terrassen verschiedenen Alters. So stellt er z.B. die obere Mittelterrasse der Wittlicher Senke, ohne einen Nachweis für starke tektonische Störungen zu erbringen, der 60 m höher gelegenen Hauptterrasse der Mosel zeitlich gleich, um daraus weitestgehende Folgerungen für die pleistozäne Tektonik in der Wittlicher Senke zu ziehen.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit kann nicht auf eine durchlaufende Betrachtung der Terrassen aller Moselnebenflüsse eingegangen werden, sondern Beispiele aus einigen ausgesuchten Nebentälern sollen dazu dienen, die morphogenetische Analyse des Mittelmoseltals durch Hervorheben der talgeschichtlich wichtigsten Phasen zu stützen, um damit die Lösung der Hauptfrage dieser Arbeit vorzubereiten, der Frage nach der Deutung der Erosions- und Akkumulationsphasen.

1. Die Terrassen der Saar.

M a t h i a s (1936) beschreibt 10 übereinanderliegende Terrassen mit der für eine talgeschichtliche Betrachtung etwas unerfreulichen, dafür aber neutralen Durchnummerierung von T_1 bis T_{10} (Abb.21). Dabei gehören die 8. bis 10. Terrasse dem Tertiär an.

Die H ö h e n t e r r a s s e der Mosel setzt sich eindeutig in der siebenten Terrasse (T_7) des Saartals fort, die bei Saarburburg eine mittlere Höhe von 325 m hat. Ihres spärlichen Auftretens und der nur noch geringmächtigen Schotterterreste halber, erlangt sie im Saartal keine landschaftliche Bedeutung.

Dasselbe gilt für die sechste Terrasse (T_6). Auch sie tritt nur in einzelnen Resten und nicht als ausgedehnte Plateauterrasse auf wie die mittlere Hauptterrasse der Mosel, der sie der Höhenlage nach entspricht. Über die Mächtigkeit der Schotter liegen keine Angaben vor. Die Gerölle bestehen überwiegend aus Quarz und Quarzit mit einem mittleren Durchmesser von 2 - 4 cm.

Die nächst tiefere Terrasse (T_5), die bei Filzen im Mittel in 240 bis 243 m Höhe entwickelt ist und genetisch der unteren Hauptterrasse im Trierer Raum entspricht, ist an der Untersaar bis zur Saar-Nahe-Senke als eigentliche "Haupt"-Terrasse ausgeprägt. Der Schotterkörper besteht aus ungefähr 5 m mächtigem, grobem Geröllmaterial, das in rotbraunen, sandigen Lehm gebettet ist.

T_4 ist im Schiefergebirge als höchstgelegene Gehängeterrasse ausgebildet. Obwohl sie am Unterlauf der Saar auf 15 km Erstreckung nicht mehr zur Ausbildung kommt, nimmt sie die gleiche Stellung in der Terrassengruppe ein wie die obere Mittelterrasse an der Mosel. Über 6 m mächtige Sand- und Geröllablagerungen sind in Aufschlüssen zu beobachten. Weil D i e t r i c h (1910) eine obere Mittelterrasse nicht ausgeschieden hat, glaubt M a t h i a s , T_4 entspräche an der Mosel einer Lokalterrasse.

Auch T_3 ist als Gehängeterrasse vertreten (rel. Höhe bei Könen 55 m, bei Traben nur noch 35 m) und mit mächtigen, groben Flußablagerungen aufgeschlossen. Besonders hervorgehoben wird der große Durchmesser der Quarzitgerölle. T_3 entspricht an der Mosel dem höhergelegenen Teil der unteren Mittelterrasse. Über die Gesamtmächtigkeit der T_3 -Schotter wird nichts ausgesagt.

T_2 ist nur am Unterlauf der Saar von Traben abwärts als Gehängeterrasse ausgebildet. Ihr entspricht kein selbständiger Schotterkörper; wir können sie als Erosionsstufe innerhalb der unteren Mittelterrassen-Ablagerung (an der Mosel 25-30 m mächtig) auffassen, denn

1. die zweite Terrasse der Saar läuft ohne Gefällsknick auf dem unteren Mittelterrassen-Schotterkörper der Mosel aus;

T₂ bei Konz-Könen 167 m (rel.39 m)
 u MT " Trier-Heiligkreuz 155-178 m (rel.30-53 m)

2. Der Felssockel scheint gleich unter der Oberfläche zu liegen; bei Wavern wurde er schon in 0,6 m Tiefe erreicht.
3. die Ablagerungen setzen sich aus sehr grobem Geröllmaterial zusammen und führen an der Sohle nur kantengerundete, grobe Blöcke, was für die Basis der unteren Mittelterrasse der Mosel ebenfalls charakteristisch ist.

T₁ ist nicht immer eindeutig vom Hochflutbett zu trennen, wie es ähnlich bei der Niederterrasse der Mosel der Fall ist. Auch an der Saar reichen die Ablagerungen bis unter das Mittelwasser hinab.

Die **L ä n g s p r o f i l e** der Saarterrassen, mit Ausnahme der Niederterrasse, laufen nicht zur heutigen Flußkurve parallel, sondern die älteren Terrassen zeigen eine kräftige Aufbiegung beim Eintritt in den Devonquarzit des Hunsrücks, ähnlich wie die Rheinterrassen bei Trechtingshausen.

	Betrag d.Aufbiegung	abs.Hebungsbetrag
bei T ₃ (u MT)	3 m	nach T ₃ 3 m
" T ₄ (o MT)	18 m	T ₄ /T ₃ 15 m
" T ₅ (u HT)	23 m	T ₅ /T ₄ 5 m
" T ₆ (n HT)	25 m	T ₆ /T ₅ 2 m
" T ₇ (HöT)	30-35 m	vor T ₆ 5-10 m

Die stärkste Aufbiegung fällt im Bereich des Saartals in die Zeit zwischen T₄ und T₃, das entspricht der Periode 7 der Talentwicklung der Mosel (vgl. 1.Teil B II 2), mithin der Erosionsphase zwischen oberer und unterer Mittelterrasse.

Beachtenswert ist, daß bei den Rheinterrassen der Hauptbetrag der Hebung schon in die Erosionsphase 5 fällt, die Zeit zwischen der Aufschüttung der Hauptterrasse und der oberen Mittelterrasse.

Die **A u f w ö l b u n g s i n t e n s i t ä t** v e r l a g e r t e s i c h a l s o a u s d e m z e n t r a l e n T e i l d e s S c h i e f e r g e b i r g e s l a n g s a m i n d i e R a n d g e b i e t e .

Die Mosel verbindet diese Gebiete zeitlich verschiedener Hebungsintensitäten miteinander, sie läuft zu deren Hebungsachse ungefähr parallel und zwar innerhalb der Lahn-Mosel-Mulde, die zwischen den Zonen stärkster Aufwölbung, der "Hunsrück-Taunus Schwelle" und der "Hohen Eifel-Schwelle" liegt.

Als weitere Folge der Verlagerung der stärksten Hebungsintensität muß die beinahe konstant bleibende Höhenlage der unteren Mittelterrasse an der Saar unterhalb Mettlach (T₃ und T₂ nach M a t h i a s) angesehen werden.

2. Die Terrassen der Kyll

hat Z e p p (1933) untersucht und sechs pleistozäne Terrassenstufen festgestellt, die sich den an der Mosel ausgeschiedenen Stufen anpassen (Abb.21). Seine an der Mündung 310-315 m hoch gelegene "Oberterrasse" ist morphologisch gut ausgeprägt, trägt aber nur eine dünne Schotterbestreuung. Petrographisch nimmt sie eine "Zwischenstellung ein zwischen den relativ bunten Hauptterrasse-Schottern und den Tertiärablagerungen". Damit ist sie der Höhenterrasse der Mosel genetisch gleich.

Die Hauptterrasse tritt, wie an der Mosel, in zwei selbständigen Zügen auf, von denen die "obere Stufe der Hauptterrasse" (265 m Höhe an der Mündung) als breite Flurterrasse mit über 2 m mächtiger Schotterdecke ausgebildet ist. Die "untere Hauptterrasse" ist demgegenüber von untergeordneter Bedeutung. Im Unterlauf ist sie überhaupt nur in zwei Resten als Felsterrasse zu erkennen.

Die "obere Mittelterrasse" (190 m bei Kordel) ist nur noch in Gehängereisten erhalten. Die "untere Mittelterrasse" (155 - 165 m bei Kordel) stellt

die besser ausgebildete Hangterrasse dar. Vor allem das grobe, bunte und oft nur kantengerundete Schottermaterial erlaubt die Gleichstellung der unteren Kyll-Mittelterrasse mit derjenigen der Mosel und mit T₃/T₂ der Saar.

Die "Niederterrasse" Z e p p s (rel.Höhe von 6 - 8 m) liegt zum Teil noch im Hochwasserbereich und wird mit einer Auelehmschicht bedeckt. Ihr tieferer Teil läßt sich mit Sicherheit noch zur Alluvialterrasse zählen, die als Erosionsstufe in der Niederterrasse der Kyll angelegt ist.

Die Schotterzusammensetzung der Terrassen hängt eindeutig von dem jeweils durchflossenen Gestein ab. Alle Terrassen tragen einen nur geringmächtigen Schotterkörper, da die Tiefenerosion immer ziemlich bedeutend war.

Das spiegelt sich auch in den L ä n g s p r o f i l e n wieder. Die Niederterrasse und die Mittelterrasse laufen beinahe parallel der heutigen Flußkurve. Dagegen divergieren die Hauptterrasse und die Oberterrasse im Unterlauf ziemlich stark, das Gefälle der pliozänen Terrasse wird am Unterlauf sogar rückläufig - eine Folge der Aufkippung des rheinischen Blocks. Genau kann man leider die Zeit der stärksten Hebung an der Kyll nicht angeben, weil untere Haupt- und obere Mittelterrasse am Oberlauf kaum noch vertreten sind.

3. Die Terrassen der Ruwer .

Auch an den kleineren Seitenflüssen kann man die dem Moseltal entsprechenden Terrassen beobachten. Aufschlüsse fehlen allerdings, sodaß man sich allein auf den morphologischen Nachweis verlassen muß.

Die Ruwer erreicht nach Süden nicht mehr das Gebiet der Hunsrückschwelle. Die Gliederung der Ruwerterrassen entspricht am Unterlauf derjenigen der Mosel.

Die Höhenterrasse ist nur noch in zwei Restplateaus erhalten. Dafür läßt sich aber die mittlere Hauptterrasse auf Grund zahlreich auftretender Ablagerungen gut verfolgen, und selbst die untere ist stellenweise deutlich ausgeprägt; denn die Ruwer mündet innerhalb der Trierer Talweitung in die Mosel, also dort, wo diese Stufe auch an der Mosel gut zu erkennen ist.

Die Gehängeterrassen sind demgegenüber schwächer, aber in zwei deutlichen Stufen ausgebildet und in eine obere und untere Mittelterrasse zu trennen. Die Niederterrasse zieht durchlaufend und ohne größeren Abstand von der unteren Mittelterrasse am Fluß entlang. An der Mündung schiebt sich zwischen der Nieder- und unteren Mittelterrasse eine Lokalterrasse ein. Die heutige Ruwer hat ihre Niederterrassen-Schotter durchschnitten, und ihr Hochflutbett bildet eine deutliche untere Begrenzung dieser Ablagerungen.

Das Gefälle der einzelnen Terrassen des Unterlaufs (Abb.22) läßt sich nur angenähert angeben:

Höt	-	u MT	7,3 ‰
m HT	4,0 ‰	NT	5,9 ‰
o MT	5,0 ‰	Ruwer-NW	6,7 ‰

Die plötzliche Gefällszunahme der unteren Mittelterrasse erhärtet das aus den Längsprofilen der Saar gewonnene Ergebnis, nach dem sich die T e n d e n z s t ä r k s t e r A u f w ö l b u n g und damit stärkerer Tiefenerosion der Flüsse in den westlichen Randgebieten des rheinischen Schiefergebirges erst zwischen oberer und unterer Mittelterrasse bemerkbar machte.

4. Die Terrassen der Dhron .

Hier lassen sich großräumige tektonische Einflüsse wegen der Kürze des Flußlaufes nicht erkennen. Beobachtungen im unteren Dhrontal ergeben folgendes Bild (Abb.23) :

Die Höhenterrasse ist nicht mehr vorhanden, die Hauptterrasse dafür zweistufig, als mittlere und untere Hauptterrasse, ausgebildet, aber ebenso wie die untere Mittelterrasse nur noch sporadisch erhalten. Dennoch ist das Auftreten der unteren geröllbedeckten Hauptterrasse ein Beweis dafür, daß die Zeit dieser

Stufe auch an der Mosel beiderseits des Dhrontals eine Akkumulationsperiode mit einer maximalen Aufschüttung bis 250 oder 255 m gewesen sein muß. Eine selbständige Unterstufe ist dort im Gelände heute nicht mehr zu erkennen, sondern nur noch in direktem Zusammenhang mit der mittleren Hauptterrassenfläche zu beobachten (Querprofil VIII).

Die der unteren Mittelterrasse entsprechende Stufe tritt im Landschaftsbild schon deutlicher in Erscheinung, und die Niederterrasse läßt sich durchgängig auf beiden Seiten der Dhron verfolgen. Das Hochflutbett des heutigen Baches ist als deutliche Erosionsstufe darin eingetieft. Der Abstand der Niederterrasse vom Fluß nimmt flußaufwärts immer mehr ab.

5. Die Terrassen der Untermosel.

Parallelisierung mit den Terrassen des Rheins.

Um die talgeschichtlichen Phasen der Mittelmosel mit anderen Flußsystemen zu vergleichen, ist es unbedingt erforderlich, die Terrassen der Mosel abwärts bis zu ihrer Mündung zu verfolgen und den Anschluß an die seit langem erforschten Rheinterrassen zu suchen. Die hierfür grundlegenden Arbeiten stammen von Wandhoff (1914) und Borgstädtte (1910). Die letzte Bearbeitung der Rheinterrassen, die die Ergebnisse früherer Untersuchungen zusammenstellt und eine umfassende Literaturübersicht, leider aber keine Höhenangaben enthält, findet man bei Gurlitt (1949).

Weil Wandhoff und Borgstädtte die Terrassen nur nach der morphologischen Form, nicht nach Schotterkörpern unterschieden haben, wurden zusätzliche Geländeuntersuchungen bei Kochem, zwischen Hatzenport und Loef-Brodenbach und oberhalb Koblenz durchgeführt. Das Untersuchungsgebiet überschneidet sich mit dem Wandhoffs von Zeltingen bis Bullay.

Die Hauptterrasse zeigt nach Wandhoff keine durchlaufende Terrassierung, sondern zwischen 250 und 325 m sind, wie er sagt, "in jeder Höhenlage Flußablagerungen ausgebildet". Aus seiner Karte geht aber eindeutig hervor, daß sich nicht nur "scheinbare Perioden" in die Ablagerungen der Plateauterrassen hineininterpretieren lassen; denn die "ältesten diluvialen Schotter" bilden die Fortsetzung der an der Mittelmosel ausgeschiedenen Höhen-terrasse, die sich in der "Bruttig-Treiser-Stufe der Hauptterrasse" Borgstädttes in 300 bis 310 m Höhe bis unterhalb Kochem verfolgen läßt. Dann setzt diese Stufe aus. Auf dem Maifeld und auf der Hunsrückseite lassen sich keine Ablagerungen und auch keine Felsterrassen in dieser Höhenlage mehr verfolgen, sodaß eine direkte Parallele zur rheinischen Höhen-terrasse nicht gezogen werden kann.

Die Hauptterrasse ist auch an der Untermosel in sich lang hinziehenden Terrassenplateaus ausgebildet. Borgstädtte bezeichnet sie als "Maifelder Stufe", die zum Neuwieder Becken in mehreren Staffeln abbricht und auf der mittleren Hauptterrasse des Rheins ausläuft, die sich ebenfalls im Koblenzer Raum in relativ tiefer Lage findet. Hier tritt auch wieder eine Unterstufe der Hauptterrasse in Form von Flußablagerungen auf der Kartause, südlich Koblenz, auf (=Lurlei-Stufe des Rheins). Im übrigen ist die untere Hauptterrasse an der Mittelmosel nur zwischen Trier und Traben ausgebildet gewesen.

Die Mittelterrassen sind sämtlich als Gehängeterrassen ausgebildet. Wandhoff gelangt zu der hohen Anzahl von fünf Mittelterrassen, weil er jeden einigermaßen deutlichen Gehängeknick als speziellen Terrassenrest wertet. Eindeutig gehört aber seine fünfte und unterste Mittelterrasse zum Schotterkörper der Niederterrasse. Allerdings ist zu betonen, daß, im Vergleich zur Mittelmosel, die Schotterkörper des Engtals nur in kleineren Resten erhalten geblieben sind.

Als Beweis für die in nachstehender Tabelle gegebene Parallelisierung zwischen den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit und denen Wandhoffs

sei ein stark überhöhter Querschnitt durch den Gleithang von Pünderich auf Grund neuerer Bohrergebnisse gezeichnet unter Hinzufügung der Wandhoff'schen Bezeichnungen für die Mittelterrassen (Abb.24). Daraus geht folgendes hervor: Die obere Mittelterrasse entspricht der 1. Mittelterrasse Wandhoffs, an wenigen Stellen auch seiner 4. Mittelterrasse. Sie findet ihre Fortsetzung in der "obersten Mittelterrasse" Borgstättes, die orographisch nur geringe Bedeutung hat.

Im allgemeinen liegen die 2., 3. und 4. Mittelterrasse Wandhoffs im Bereich der unteren Mittelterrassen-Ablagerungen, und sind als Erosionsstufen aufzufassen.

Borgstätt faßt diese drei Unterstufen zu seiner "zweiten Mittelterrasse" zusammen, die nur in getrennten Schotterlagen auftritt und durch die Ablagerungen an der Eisenbahnbrücke in Koblenz-Moselweis und bei Lützel in die untere Mittelterrasse des Rheins überleitet. Sie ist hier mit einer Lößdecke überlagert (Mordzio 1926).

Im Mündungsgebiet sind sämtliche Terrassen durch die jüngste an der Mosel bekannt gewordene Verwerfung, am Gänsefürtchen bei Güls, um 5 - 8 m abgesunken (Mordzio 1951, auf Grund von Bohrprofilen erschlossen) (Anm.19). Diese Verwerfung gibt auch eine Erklärung für die breite Niederterrasse der Mosel bei Koblenz, die weder eine Bimssteindecke trägt - wie die letzteiszeitliche Niederterrasse des Rheintals - noch Bimssteine als Gerölle führt - wie die nach dem Allerödinterstadial aufgeschüttete "Inselterrasse" (Ahrens 1927, 1938; Wolstedt 1950). Wenn die 8 m betragende Absenkung am Gänsefürtchen und der Bimsausbruch des Laacher Sees gleichzeitig erfolgten, dann gelangte die Koblenzer Niederterrasse gerade zu der Zeit in den Hochwasserbereich von Mosel und Rhein, als sich die Bimsdecke über die damalige Oberfläche ausbreitete. So konnte jene auf dieser Fläche von den Hochwassern sofort wieder abgeschwemmt werden. Genetisch entspricht die Terrasse bei Koblenz also der letzteiszeitlichen Niederterrasse des Rheins und nicht der holozänen "Bimsterrasse".

Borgstätt hatte noch keine Kenntnis von dieser jungen Bruchtektonik. Daher läßt es sich vielleicht verstehen, daß er die rheinische, lößbedeckte, aber tektonisch abgesunkene untere Mittelterrasse an der Moselmündung in der oberhalb Güls ungestört lagernden Niederterrasse der Mosel weiter verfolgt, deren oberen Teil er dementsprechend als "unterste Mittelterrasse" bezeichnet. Wandhoff schließt sich dieser Bezeichnungswiese an (= 5. Mittelterrasse), läßt aber an mehreren Stellen durchblicken, daß diese Gliederung im Grunde nicht den Beobachtungstatsachen entspricht. Einerseits ist seine 5. Mittelterrasse durch einen mehrere Meter mächtigen Steilabfall von der nächsthöheren, 4. Mittelterrasse getrennt, während gegenüber seiner "Niederterrasse" keine deutliche Trennung vorhanden ist. Am Gleithang von Pünderich weist er sogar darauf hin, "daß auf Grund von Brunnenaufschlüssen eine Grenze im Untergrund gegenüber den Sedimenten der Niederterrasse nicht besteht." An wenigen Stellen, bis nach Ürzig aufwärts, ist Wandhoff's 5. Mittelterrasse morphologisch als obere Niederterrasse ausgeprägt, in die sich eine tiefere Erosionsstufe eingedrängt hat.

Die sogenannte "Niederterrasse" Wandhoffs und Borgstättes liegt mit 5-6 m mittlerer relativer Höhe fast ganz im Bereich der größeren, jährlichen Hochwasser (HHW 1925/26 im Mittel 8 m über NW der Mosel!). Ihre Ablagerungen auf dem Trabener Werth und dem Pündericher Gleithang haben sich durch die Beimengung von Kulturschutt eindeutig als holozäne Akkumulation erwiesen (vgl. 2. Teil C.).

Als Abschluß faßt nachstehende Tabelle I die Parallelisierung der Ergebnisse vorliegender Arbeit mit denen verschiedener Bearbeiter zusammen und zeigt die Stellung der Talentwicklung der Mittelmosel im Vergleich mit derjenigen der umliegenden Gebiete.

Die Zahlen geben die Höhe der Basis und Oberkante der Schotterterrassen in m über NN an, in Klammern sind die Höhen über NW beigefügt.

Anm. 19) Nach Angaben des Wasserstraßenamtes Koblenz.

Tab. I:

Parallelisierung mit den Terrassen der Untermosel, der Saar und der Kyll.

		N T	u M T			o MT	u HT	m HT	o HT	Höt	
Trier	HW 131 (8)	121 - 144 (-2 - 21)	154 - 178 (31 - 55)			190 (67)	235 - 250 (112 - 127)	255 - 280 (132 - 157)	- -	300 - 322 (177 - 200)	
Tritthenheim	HW 120,5 (8)	118 - 140 (6 - 28)	148 - 170 (36 - 58)			175 - 200 (63 - 88)	255 (143)	264 - 280 (152 - 168)	290 (178)	305 - 322 (193 - 213)	
Pünderich	HW 101,4 (9)	96 - 117 (4 - 25)	125 - 155 (33 - 63)			160 - 175 (68 - 83)	- -	260 - 282 (168 - 190)	- -	305 - 320 (213 - 228)	
Bezeichnung nach Wandhoff		N T	5.M T	4.MT	3.MT	2.MT	1.MT	1.HT	2.HT	3.HT	
Pünderich	HW 101,4 (9)	98 - 106 (6 - 14)	109-119 (17- 27)	120-128 (28- 36)	133-138 (41- 46)	143-147 (51- 55)	162 (170)	- -	250 - 283 (158 - 171)	- -	307 - 320 (215 - 228)
Kochem	MW 78 (1)	84 - 90 (7 - 13)	93 (16)	109 (32)	118 (41)	135-140 (58-63)	- -	265 - 285 (188 - 208)	- -	300 - 323 (223 - 246)	
Bezeichnung nach O.Borgstätte		N T	unterste MT	2.MT		oberste MT	Ehrenbreitsteiner Stufe	Winninger Stufe	Maifelder Stufe	Bruttig-Treiser Stufe	
Kochem	MW 78 (1)	83 - 90 (6 - 13)	90 (13)	118-125 (41- 48)		-			270 - 280 (193 - 203)	-	
Brödenbach	MW 69 (1,2)	74 - 80 (6 - 12)	80- 90 (12- 22)	100-110 (32- 42)		-		195-220 (127-155)	230 - 250 (162 - 182)	-	
Brödenbach ^{1/}	MW 69 (1,2)	72 - 85 (4 - 17)		100-118 (32- 50)		126 - 140 (58 - 72)		200-225 (132-157)	230 - 250 (162 - 182)	-	
Moselmündung ^{1/}	59	50 - 72 (-8 - 14)		80- 88 (22- 30)		138 - 150 (80 - 92)	162 - 175 (104 - 117)	185-200 (127-142)	-	-	
Rheinterrassen nach Gurlitt		uNT	o N T	u MT	m MT	o MT	u HT	m HT	(o HT)	(u HöT, mHöT o HöT)	
Saarterrassen nach Mathias		T ₁		T ₂	T ₃	T ₄	T ₅	T ₆	-	T ₇	
Kyllterrassen nach Zepp		N T		untere MT		obere MT	untere Stufe der HT	obere Stufe der HT	-	Oberterrasse	

Höhenangaben in m NN
relative Höhen in Klammern.

Anm.^{1/} nach eigenen Geländeuntersuchungen.

Wir können also z u s a m m e n f a s s e n , daß sich die durchlaufen- den Terrassen nicht nur an der Mittelmosel, sondern auch an ihren Nebenflüs- sen verfolgen lassen, nämlich:

im Bereich der Talsohle die Niederterrasse als einheitlicher Schotterkörper, am Steilhang: die durchweg gut entwickelte untere Mittelterrasse und die etwas weniger gut ausgebildete obere Mittelterrasse,

im Bereich des Hochtals: die mittlere Hauptterrasse und die Höhenterrasse. Die untere Hauptterrasse tritt, mit Ausnahme des Saartals, wo sie die am besten ausgebildete Plateauterrasse bildet, zurück. Die obere Haupt- terrasse ist an den Nebenflüssen nicht vertreten.

Sämtliche Terrassen lassen sich bis zur Moselmündung verfolgen, wo sie in die entsprechenden Stufen des Rheins überleiten. Die allgemeinen Bedin- gungen der Talbildung sind also im Gesamtgebiet gleichmäßig vorhanden ge- wesen.

Durch Gegenüberstellung der Längsprofile der Mosel-, Rhein-, Saar- und Kyllterrassen können wir über die p l e i s t o z ä n e T e k t o n i k in diesem Raum speziellere Angaben machen. Daß das rheinische Schieferge- birge nicht als Ganzes, "en bloc" gehoben wurde, sondern seit Ende des Tertiärs eine differenzierte, wellenförmige Heraushebung mitgemacht hat, betont schon N e u m a n n (1935). Die Heraushebung erreichte ihr Maxi- mum in der Hunsrück-Taunus-Schwelle und in der Südeifel-Westerwald-Schwel- le. Dazwischen liegt als Gebiet geringerer Hebung die Mosel-Lahn-Mulde. Wie die Neubearbeitung der Moselterrassen und die kritische Parallelisie- rung zeigt, verlief die stärkste Aufwölbung an diesen Schwellen nicht gleichmäßig, sondern begann in der Nähe des Rheins und pflanzte sich lang- sam in die Randgebiete fort: A m R h e i n f ä l l t d i e s t ä r k - s t e H e b u n g s i n t e n s i t ä t i n d i e Z e i t n a c h A u s b i l d u n g d e r H a u p t t e r r a s s e , a n d e r S a a r e r s t n a c h A u s b i l d u n g d e r o b e r e n M i t t e l - t e r r a s s e .

Neben diesen variskisch streichenden Wellen machen sich noch q u e r - s t r e i c h e n d e H e b u n g s a c h s e n bemerkbar. N e u m a n n (1935) beschränkt sie zwar ganz auf das rechtsrheinische Schiefergebirge, aber die Längsprofile der Mosel- und Ahrterrassen (L a f r e n z 1933) zeigen eindeutig Aufbiegungen im Raum um Kochem und an der Ahr zwischen Rech und Altenahr.

Die Mosel hat in ihrem Mittel- und Unterlauf während des Pleistozäns Gebiete mit starker tektonischer Aufwölbung und relativer Senkung durchflos- sen, immer bestrebt, ihr Normalgefälle zu erhalten. Neben diesem Wechsel in den tektonischen Vorgängen fällt in diese Zeit auch der Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten. Die Mosel reagierte auf alle diese, sich zum Teil überlagernden Vorgänge entweder durch Ablagerung von Schotter oder durch verstärkte Tiefenerosion.

Dadurch wurde die sich in den Talquerschnitten darstellende Aufeinander- folge von Erosions- und Akkumulationsphasen bedingt (1. Teil B II, 2). Bevor aber auf die zeitliche Einordnung dieser Phasen eingegangen wird, sollen zu- nächst der Strom beschrieben werden, der den Wechsel dieser talgestaltenden Vorgänge verursacht hat, und die heute wirksamen fluviatilen Vorgänge.

C. DIE MOSEL.

I. Überblick über den Strom.

Die Mosel, der bedeutendste Zufluß des Rheins, übertrifft mit einer Lauf-
länge von 545 km und einem Niederschlagsgebiet von 28 156 qkm alle übrigen
Rheinnebenflüsse. Ihre Quelle liegt in 683 m Höhe in den Südvogesen und ihre
größten Zuflüsse sind die aus den niederschlagsreichen, devonischen Ardennen
kommende Sauer und die Saar, die im Buntsandstein der Vogesen entspringt und
wie die Mosel, unabhängig von der Gesteinslagerung, das lothringische Schicht-
stufenland von Süden nach Norden durchquert. Nach Aufnahme der Saar fließt die
Mosel durch die breite Trierer Talweitung und schneidet sich dann bei Schweich,
unterhalb der Kyllmündung, in dem klassischen Mäandertal bis 300 m tief in
das Devon des rheinischen Schiefergebirges ein. Bei Koblenz mündet sie inner-
halb des Neuwieder Beckens in den Rhein.

Die Mittelmosel, das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit, umfaßt
die Flußstrecke zwischen Schweich und Bullay, das Gebiet der ausgeprägten
Gleitmäander.

1. Richtung.

Von der Saarmündung durch die Trierer Talweitung bis Schweich fließt die
Mosel nach Nordosten (N 45 ° E), in derselben Richtung, in der sich als Fort-
setzung die Wittlicher Senke erstreckt. Die Mosel biegt jedoch bei Schweich
plötzlich scharf nach S 20 ° E um und wird innerhalb des Schiefergebirges in-
folge des mäandrierenden Laufs mehrmals stark abgelenkt.

Trotz der großen Abweichungen innerhalb der Mäanderbögen läßt sich auf einer
Karte des Moselgebietes eine d u r c h s c h n i t t l i c h e G e s a m t -
r i c h t u n g der Mittelmosel feststellen. Diese beträgt auf den Strecken

Trier - Traben	N 60° E
Traben - Bullay - Kochem	N 15° E

Unterhalb von Traben, in dem Gebiet der größeren Hebungsintensität während
des Pleistozän (vgl. 1. Teil B III), tritt also im Verlauf der heutigen Mosel
ein Wechsel der allgemeinen Richtung ein.

Im einzelnen weicht der Fluß allerdings sehr von den beiden Hauptrichtungen
ab und nimmt im Verlauf des Mäandertals jeden beliebigen Wert an. Wie stark die-
se Flußkrümmungen an der Mittelmosel die allgemeine Laufrichtung beeinflussen,
geht für die Gesamtstrecke am besten aus dem W i n d u n g s f a k t o r her-
vor. Dieser drückt das Verhältnis der wahren Stromlänge zur Länge der allgemei-
nen Flußrichtung aus. Er beträgt für die Strecke Trier-Bullay

$$\frac{116 \text{ Stromkm}}{63} = 2,84.$$

Als Vergleich seien einige Zahlen für den Rhein angegeben (nach G u r l i t t
1949) :

		Windungsfaktor
Mosel:	Trier - Bullay	2,84
Mittlerrhein:	Rüdesheim-Amdernach	1,3
Niederrhein:	stromab Köln	2,0

2. Breite

Richtung und Breite kennzeichnen den Grundriß jedes Flusses.

Im Durchbruchstal erreicht die Mosel eine mittlere Breite von 130 m, während
sich der Durchschnitt für den Mittlerrhein zwischen 300 und 400 m hält. (Anm. 20)
Die Angaben beziehen sich nur auf Moselmittelwasser; denn die Wasserspiegelbrei-
te ändert sich bekanntlich dauernd mit dem jeweiligen Wasserstand. Aber auch die

Anm. 20) Die folgenden Angaben sind zum größten Teil Unterlagen entnommen, in
die mir die Wasserstraßenämter Trier und Koblenz freundlicherweise
Einsicht gewährten.

Breite für Mittelwasser (MW) (Anm. 21) unterliegt längs des Flußlaufs sehr großen Schwankungen. In den engen Felsenstrecken beträgt sie oft nur 50 m, während sie in den Talweiten bis 200 m ansteigt. Die größten Breiten werden in den Talweitungen erreicht, in denen der Fluß sich gabelt und Spaltungen mit langgestreckten Inseln ("Werth") bildet, so z.B. bei Trier-Pallien (280 m), Traben (350 m), Zell (240 m) und Bullay (210 m). Heute sind die alten Moselarme fast alle künstlich beseitigt und verlandet.

Bei Hochwasser verläßt der Fluß sein Bett und, je nach der Art der Talgestaltung, ob Steiltal oder Weitung, nimmt die Hochwasserbreite sehr unterschiedliche Ausmaße an. Das Maximum wird im Dreieck Ehrang - Schweich - Kenn, am Rande der Trierer Talweitung, erreicht mit einer Breite von 2500 m bei den höchsten Wasserständen - ein Ausmaß, das wenigstens teilweise durch junge tektonische Absenkungen bedingt ist (vgl. 2. Teil B).

3. S o h l e u n d T i e f e .

Die Sohle des Moselbetts besteht größtenteils aus mehr oder weniger groben Geröllen; stellenweise steht auch Fels an, so bei Enkirch, Moselweis. Die Geschiebelagen sind nicht sehr mächtig.

Die Tiefe der Mosel ändert sich ständig. Es findet ein dauernder Wechsel zwischen Kolken (=Stellen größter Tiefe) und Furten statt. Als Furten gelten an der Mittelmosel Stromstrecken, deren durchschnittliche Tiefe bei NW zwischen 1,2 und 1,4 m liegt. Sie werden hervorgerufen durch härtere devonische Bänke, die den Flußlauf queren, oder durch Geschiebeanhäufungen.

Stellen größter Tiefe sind an der Mosel selten. Die Tiefe überschreitet 6 m nur bei Traben (Stromkilometer 105,8) mit rund 11 m bei NW.

Die mittlere Tiefe liegt bei nur 1,80 - 2,00 m. Durch Baggerung und Felsprengungen hat man die Unterschiede zu beseitigen gesucht, aber immer noch ist das Gefälle streckenweise recht verschieden; denn die Ungleichheit der Sohle bedingt eine Ungleichheit des Gefälles.

4. G e f ä l l e .

Der Höhenunterschied zwischen Moselquelle (683 m) und Mündung bei Koblenz (59,6 m) beträgt 623,4 m, also im Durchschnitt 1,14 ‰ Gefälle, d.h. 1,14 m auf 1 km. Davon sind schon fast 3/5 bis Epinal verbraucht, und von der Meurthemündung ab herrscht das im großen und ganzen gleichbleibende Gefälle von 0,35 ‰.

Für die Mittelmosel ändert sich das Gefälle auf kurzen Strecken aber doch recht beträchtlich. Die Furten haben entsprechend ihrer geringen Wassertiefe starke Strömung und starkes Gefälle ("Stromschnellen"). Dagegen zeichnen sich die Stellen mit großer Wassertiefe durch schwache Strömung und sehr geringe Gefällswerte aus: 0,1 ‰ und noch kleiner ("Woogstrecken").

Gegen die Mündung nimmt das Gefälle der Mosel etwas zu (M.v.T e i n 1905):

Mittl. Gefälle zw.	Trier	und Kues	0,350 ‰
"	"	Kues und Traben	0,336 ‰
"	"	Traben und Kochem	0,344 ‰
"	"	Kochem und Koblenz	0,358 ‰

Bei Hochwasser verschwinden die Gefällsunterschiede zwischen Stromschnellen und Woogstrecken, da die fluviatilen Vorgänge bei Hochwasser die Unebenheiten weitestgehend ausgleichen:

Anm. 21) Häufig gebrauchte Abkürzungen:

- MW = Mittelwasser, arithmetisches Mittel aller Beobachtungen
- HW = Hochwasser
- NW = Niederwasser
- HHW = höchster beobachteter Wasserstand
- NNW = niedrigster beobachteter Wasserstand

Strom km	Ort	Gefälle für NW	Gefälle für HHW
140,8-141,5	Wintricher Furt	1,76 ‰	0,2 ‰
172,5-173,0	Mehringer Furt	1,60 ‰	0,3 ‰
172,5-172,7	Endstrecke der Mehringer Furt	2,75 ‰	0,3 ‰
167,2-167,5	Detzemer Furt	0,91 ‰	0,35 ‰
154,0-156,0	Trittenheimer Furt	0,52 ‰	0,4 ‰
168,7-171,3	Woogstrecke Mehring- Pölich	0,073 ‰	0,31 ‰
160,0-162,5	Woogstrecke Salm- mündung	0,064 ‰	0,24 ‰

Ein Vergleich mit dem Grundriß der Mosel zeigt einen direkten Zusammenhang zwischen dem Verlauf der Flußkrümmungen dem Längsschnitt der Stromssole und dem Gefälle (W i t t m a n n 1951) (Abb.7).

Am Trittenheimer Sporn, wo keine Störungen durch einmündende Nebenflüsse auftreten, prägt sich die Umbiegung des Mäanderbogens gleichzeitig in einem Steilabfall der Sohle und sehr geringem Gefälle aus, eine Beobachtung, die man auch an anderen Stellen entlang des Mosellaufs machen kann.

II. Fluvia tile Vorgänge.

1. Re z e n t e A b f l u ß v e r h ä l t n i s s e u n d G e s c h i e - b e f ü h r u n g .

Genauere Beobachtungen über die W a s s e r s t ä n d e liegen erst seit Beginn des vorigen Jahrhunderts vor. Im allgemeinen zeigt die Mosel Niederwasser im Sommer und Anfang Herbst, wenn sie in der Hauptsache vom Grundwasservorrat des Einzugsgebietes gespeist wird. Die Anschwellungen treten hauptsächlich im Winter und Frühjahr zur Zeit der Schneeschmelze in den Vogesen ein. Verstärkt wird die Wirkung der Hochwasser noch durch die Eisbildung. Bekannt ist der Eisaufruch vom 27./28. Februar 1784, der das in den vergangenen Jahrhunderten größte Katastrophen-Hochwasser zur Folge hatte.

Unabhängig von den zeitweise starken Schwankungen des Abflusses müßte sich aus den langjährigen Mitteln der Wasserstände ersehen lassen, ob eine Neigung zur Absenkung oder zur Beharrung vorliegt. Die Zeit systematischer Untersuchungen ist aber noch zu kurz, um darüber genaue Angaben zu machen. Daß aber eine geringe Wasserspiegelsenkung vorliegt, geht aus der Tatsache hervor, daß die Pegelnullpunkte, die unter dem tiefsten beobachteten Wasserstand festgelegt wurden (in Trier im Jahr 1817), jetzt um ein Meter gesenkt werden mußten, weil die Werte für Niederwasser in letzter Zeit negative Werte ergaben.

Mit der Höhe der Wasserstände nimmt natürlich auch die W a s s e r m e n g e (Q) bedeutend zu. Das zeigt ein Vergleich am Pegel Trier:

WASSERSTÄNDE UND WASSERMENGEN

Wasserstand	Zeit	Höhe am Pegel Trier	Q in cbm/sec
HHW (mit Eis)	27./28.2.1784	9,79	?
HHW (eisfrei)	24.1.1920	8,73	3800
mittl.HW	1896/1935	5,82	1590
höchster schiffbarer Wasserstand	"	5,25	1360
MW	"	2,00	235
mittl.NW	"	0,93	66
NNW	Juli/Aug.1921	0,43	24

Wassermengenmessungen liegen für Trier erst seit 1889 vor, für die anderen Hauptpegel sind sie weit jünger. Neben dem Wasserstand ist für die genaue Angabe der Menge vor allem die Kenntnis der Strömungsgeschwindigkeit wichtig. Letztere nimmt in dem Durchflußquerschnitt der Mosel weit stärker mit dem Wasserstand zu als die Wassermenge. Die Abb. 25, nach Angaben der Wasserstraßenämter gezeichnet, zeigt für den Pegel Trier die Abflußmenge in cbm/sec und die Geschwindigkeit in m/sec in ihrer Abhängigkeit von dem jeweiligen Pegelstand. (Pegel-Nullpunkt 122,68 m)

Die Geschiebeführung hängt in starkem Maße von der Wassermenge und der Strömungsgeschwindigkeit ab, und damit letztlich von der lebenden Energie des Flusses, die der Masse und dem Quadrat der Geschwindigkeit proportional ist: $E = 1/2 m v^2$.

Ist die Energie groß, dann können sehr viele und auch große Geschiebe transportiert werden, ist sie klein, so wird der Fluß gezwungen, das überschüssige Material, das ihm durch flächenhafte Abtragung sowie durch die Nebenflüsse geliefert wird, abzulagern, um die durch das Geschiebe stark vergrößerte Reibung zu vermindern.

Die heutige Mosel transportiert im Durchschnitt wenig Geschiebe. Genaue Angaben über die Masse der jährlich transportierten Gerölle und der Flußtrübe, wie sie Gurlitt für den Rhein angeben konnte, liegen für die Mosel noch nicht vor. Erst 1949 führte Mordziol für das Wasserstraßenamt Koblenz die ersten Geschiebeuntersuchungen durch, und zwar vorwiegend an der Untermosel. Doch können wir die dort gewonnenen Ergebnisse auch für die Verhältnisse an der Mittelmosel zugrundelegen; denn Gefälle und Wassermenge ändern sich kaum.

Die Kraft der Mosel ist bei NW und MW wegen der geringen Wassermenge und der niedrigen Geschwindigkeit (Abb. 25) sehr unbedeutend. In Müden wurden die ersten Geschiebebewegungen bei einem Stand von etwa 1 m über dem normalen MW beobachtet. Bei Hochwasser findet eine lebhaftere Geschiebeführung statt, zeitweilig kann die Mosel auch heute noch eine überraschend große Schleppkraft entwickeln. Feiner bis mittelfeiner Kies, Sand und Lehmteilchen werden mitgeführt und in ruhigem Wasser, z.B. an den vorspringenden Uferstellen der Mäanderbögen und in den Talweitungen, abgelagert. Größere Geschiebe liegen als Geröllbänke an der Mündung der Nebenflüsse.

Die gesamte Geschiebebewegung kann nicht genau angegeben werden, denn die Unterlagen sind noch zu dürftig. Es scheint aber, daß in 180 Tagen des Jahres keine Bewegung stattfindet (am Rhein in 150 Tagen). Römische Münzen wurden in großer Zahl bei Baggerungen an der Moselmündung gefunden. Sie haben zu ihrem Weg bis hierhin 1 1/2 Jahrtausende gebraucht. Die bewegten Geschiebemassen erstrecken sich nicht über das ganze Bett, sondern werden immer an der Innenseite der Bögen transportiert, zum größten Teil außerhalb des Niederwasserbettes. (Anm. 22)

Heute herrscht an der Mosel zwischen Transportkraft und Schuttanlieferung ein labiles Gleichgewicht; denn oft nimmt die Strömung auch das gesamte bewegte Material mit fort (Beobachtungen am Trabener Werth).

Zwischen Schweich und Brodenbach ausgeführte Gerölluntersuchungen mit Siebkurven (unter Mordziol 1949) zeigen den Anteil der einzelnen Größenklassen am Transport. Aus den verschiedenen Analysen läßt sich eine durchschnittliche Siebkurve ableiten. Zunächst fällt eine große Ungleichförmigkeit in den Größenklassen auf, die sich folgendermaßen verteilen:

Feinkies	(0,2 - 5 mm)	20 % des Gerölls
Mittelkies	(5,0 - 30 ")	30 % "
Grobkies	(30,0 - 70 ")	20 % "
Steine	(70,0 - 150 ")	20 % "

Der größte Anteil fällt auf Mittel- und Feinkies. Daneben werden aber auch viele große Steine mit maximalem Durchmesser von 7 - 15 cm transportiert; diese machen sogar 1/5 der Gesamtmenge aus. An der jungen tektonischen Absenkung

Anm. 22) Das zeigen Geschiebemessungen, die Mordziol vom 13.-17. Febr. 1950 bei Brodenbach ausführte und die mit Versuchen im Flußbaulaboratorium Karlsruhe und eigenen Beobachtungen beim Rückgang der Hochwasser übereinstimmen.

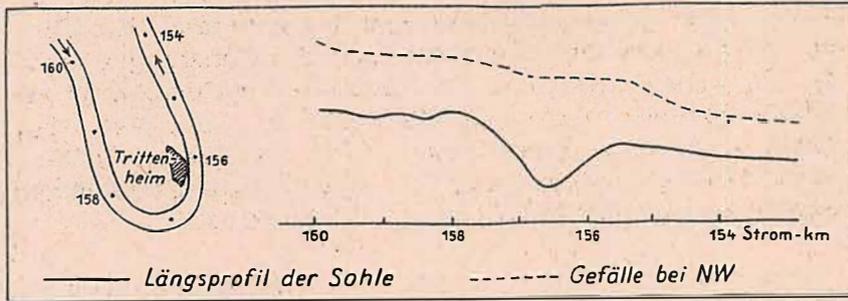


Abb. 7 Zusammenhänge zwischen Grundriß und Längsschnitt.

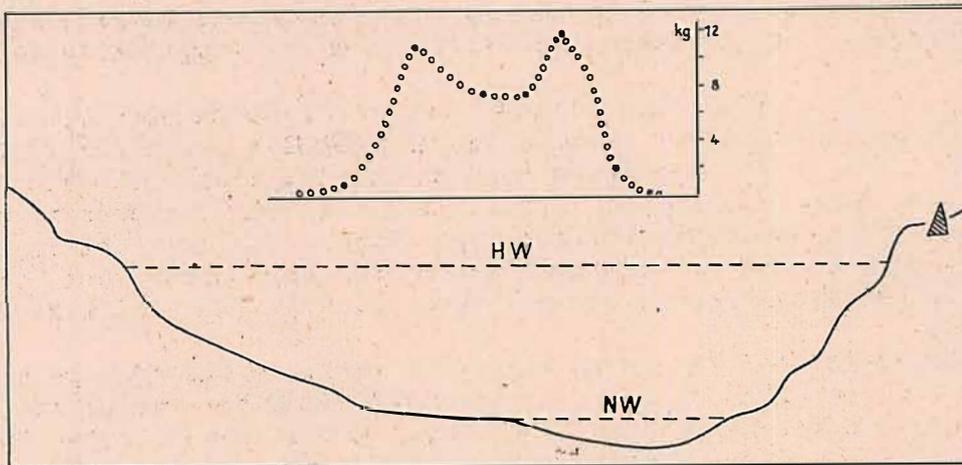


Abb. 8 Geschiebemessung bei Brodenbach (nach Mordziol).

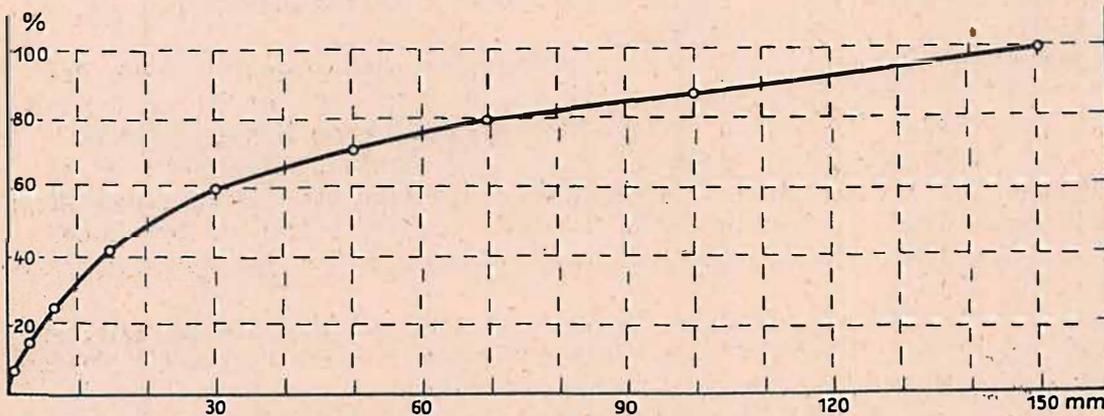


Abb. 9 Durchschnittliche Siebkurve des transportierten Gerölls (nach Mordziol).

des Gänsefürtchens, oberhalb Koblenz, werden auch heute noch Großblöcke (über 40 cm Länge) bewegt, wobei wahrscheinlich der Transport auf Eisschollen neben dem plötzlichen Gefällsknick von 6 m eine große Rolle spielt.

Daraus geht hervor, daß das Vorkommen einzelner grober Gerölle kein

Kriterium für die Unterscheidung zwischen rezenten bzw. interglazialen und kaltzeitlichen Moselabsätzen sein kann.

Der petrographische Charakter der Moselschotter ähnelt dem der Niederterrasse: Quarzite, Grauwacken, Gangquarze, Schiefer, Kieselgallen, rote Sandsteine und Kalksteine, dazu Granit der Vogesen, Basalt der Eifelvulkane und Diabase setzen die Ablagerung zusammen (M o r d z i o l 1949).

Die Mosel zeigt heute also nur eine geringe, lokale Geröll- und Feinmaterialablagerung bei den winterlichen Hochwassern. Im allgemeinen reicht ihre Kraft zum Transport des anfallenden Materials verschiedenster Größenklassen aus. Außerdem läßt sich aus den Wasserstandsmessungen neben der Geschiebeführung eine geringe Tendenz zur Tiefenerosion ablesen. Die Mosel befindet sich damit in einem Zustand labilen Gleichgewichts zwischen Transportkraft, Akkumulation und Tiefenerosion.

Während der Bildung der Schotterterrassen sind von den heutigen Verhältnissen abweichende fluviatile Bedingungen vorhanden gewesen.

2. U r s a c h e n d e r A b f l u ß v o r g ä n g e .

Die Abflußvorgänge eines Flusses sind der Ausdruck für seine Energie, die der Wassermenge und dem Quadrat der Geschwindigkeit proportional ist. Diese Energie wird durch den Arbeitsprozeß bei der Seiten- und Tiefenerosion teilweise aufgebraucht, oder sie nimmt auf Grund des komplizierten Vorgangs der Reibung ab, zu dem die Reibung am Untergrund und die Reibung der einzelnen Komponenten beim Schutttransport zu rechnen sind. Die Ursachen des Abflusses sind aus den gegenwärtigen Vorgängen ersichtlich.

Die Wassermenge ist in erster Linie bedingt durch

a) die klimatischen und morphologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet.

Bekanntlich fließt der Niederschlag, der nicht verdunstet oder von den Pflanzen aufgebraucht wird, ober- oder unterirdisch ab und sammelt sich schließlich in den größeren Flüssen. Damit hängt also die Menge des abfließenden Wassers zunächst von der Höhe und Verteilung der atmosphärischen Niederschläge ab. Niederschlag und Abflußmenge sind aber nicht direkt proportional, sondern das Verhältnis des Niederschlags zur wirklich abfließenden Wassermenge wird durch den Abflußkoeffizient (Wasserverbrauch des Pflanzenkleides), den Verdunstungskoeffizient (festgelegt durch den Temperaturgang während der Jahreszeiten) und schließlich durch die Form der Oberfläche (durchlässiger bzw. undurchlässiger Untergrund) bestimmt (S o k o l 1921).

Darum fließt im Moselgebiet im Winter und Frühjahr fast sämtlicher Niederschlag oberflächlich ab, während die Niederschlagsmaxima im Sommer und Herbst größtenteils durch die Verdunstung und das Pflanzenkleid verbraucht werden, daher im Juli bis Trier nur noch 12 % des Niederschlags zum Abfluß kommen (Abb. 26). In Epinal, an der Obermosel, fließt im März-April sogar mehr ab, als die Niederschlagsmenge beträgt, was auf Grund der Schneeschmelzen der Vogesen möglich ist.

Noch extremer müssen wir uns die Abflußverhältnisse der eiszeitlichen Mosel vorstellen.

b) Flußbettgestalt und Gefälle

wirken in jedem Punkt des Stromlaufs ebenfalls modifizierend auf die Abflußvorgänge ein. Die Abflußmenge nimmt im allgemeinen zu mit der Vergrößerung des Querschnitts und der größeren Geschwindigkeit, die dem Gefälle proportional ist. Beide unterliegen aber am gesamten Mosellauf nur geringen Schwankungen (s.o.).

c) Die Geschiebeanlieferung.

Nicht nur die Transportkraft ist für die Geschiebeführung entscheidend, sondern in der Hauptsache die Stärke der mechanischen Aufbereitung. Ein noch

so energiereicher Fluß kann keine Geschiebe mit sich führen, wenn ihm von den Nebenflüssen oder durch mechanische Verwitterungsarbeit an den Talwänden keine geliefert werden.

Beide Vorgänge, besonders der letztere, spielen in unserem Klima an der Mosel nur eine geringe Rolle - ausgenommen an den steilen, mit Reben bepflanzen Prallhängen, an denen die Denudation noch größere Massen Gesteins abspült (vgl. 2. Teil A II 1).

3. Pleistozäne Abflußverhältnisse.

Während des Pleistozäns hat eine starke Temperaturabnahme, eine Verschiebung der Klimazonen stattgefunden, deren Ursache bis heute noch nicht geklärt ist (K l u t e 1930 u.a.). Das Moselgebiet rückte in den periglazialen Bereich mit Dauerfrostboden (T r o l l 1947, P o s e r 1948 u.a.). Durch die veränderten klimatischen und morphologischen Verhältnisse wurde der Gesamtwasserhaushalt gestört.

Die Durchlässigkeit des Bodens war durch den Bodenrost fast völlig gehemmt, sämtliches Wasser floß oberirdisch ab. Wegen der starken Temperatursenkung, die nach K l u t e s Berechnung an Hand der Verschiebung der Baumgrenze 7° für die Durchschnittstemperatur des wärmsten Monats betrug, war zudem die Verdunstung ungeheuer gering und die spärliche Tundravegetation (B ü d e l 1949, F r e n z e l - T r o l l 1952) verbrauchte nur einen geringen Prozentsatz des Niederschlags.

Aus diesen Gründen war die Menge des abfließenden Wassers größer als heute, ohne daß man eine Erhöhung der Niederschläge anzunehmen braucht. Die Mosel besaß also, wenigstens in den Zeiten der Schneeschmelze, bedeutend mehr Energie. Dennoch reichte ihre Kraft nicht immer zum Transport des durch eiszeitliche Solifluktionvorgänge in großen Mengen angelieferten Materials aus, und es kam zur Akkumulation, ein Vorgang, den man in den rezenten Periglazialgebieten heute noch beobachten kann.

Zweiter Teil

DIE GENESE DES MITTELMOSEL-
TALS.

VERSUCH EINER CHRONOLOGIE.

A. PERIGLAZIALE BILDUNGEN.

Bei den acht Akkumulationsterrassen, die untere und obere Hauptterrasse und die rezente lokale Akkumulation mitgezählt, können wir nicht mehr damit rechnen, daß jede Aufschüttungsphase einer Kaltzeit entspricht und jede Erosionsphase in ein Interglazial fällt. Es müssen noch andere Ursachen vorliegen.

Aus neueren Arbeiten über eine vergleichende Morphologie der Klimazonen ist bekannt, daß es spezielle Ablagerungen und Formen bzw. Formengruppen gibt, die für ein arktisches Klima charakteristisch sind (vgl. zusammenfassende Arbeit von C. Troll 1944). Diese Wirkungen eines kalten, im allgemeinen mit Dauerfrostboden gekennzeichneten Klimas lassen sich als fossile Vorzeitformen auch für Mitteleuropa nachweisen (Büdel, Klute, Poser, Woldstedt u.a.) und werden als periglaziale Bildungen zusammengefaßt. Das sind die Formen des Eiszeitklimas in den das Inlandeis umgebenden (= periglazialen) Gebieten. Auf Grund dieser Beobachtungen wurde für die kaltzeitlichen Perioden des Pleistozän der Nachweis eines arktischen Klimas in Mitteleuropa erbracht.

Zu diesen fossilen Klimazeugen, die uns Anhaltspunkte zur Datierung der Terrassen geben sollen, gehören:

1. der Löß,
2. die fossilen Frostbodenformen,
3. die Dellen und klimatisch bedingten Trockentäler.

I. Der Löß.

Fast an allen Mittelgebirgsflüssen wird die Lößbedeckung der unteren Mittelterrasse als Kennzeichen zur Unterscheidung gegenüber der lößfreien Niederterrasse angesehen. Der typische, unveränderte Löß ist hellgelb, locker und besitzt die Neigung, in senkrechten Wänden abzurechen (Grahmann 1932, Woldstedt 1950, Weidenbach 1952 u.a.). Kornanalysen zeigen das Vorherrschen der Fraktion 0,05 bis 0,01 mm. Seine Hauptbestandteile sind Quarz (60 - 70 %) und Kalk.

Heute wird überwiegend eine äolische Entstehung des Lösses angenommen. Er gilt als Auswehungsprodukt trockener, vegetationsarmer Gebiete, die dem Wind gute Angriffsmöglichkeiten bieten. In Mitteleuropa haben diese, der Lößentstehung günstigen Verhältnisse nur in den Eiszeiten bestanden, in denen auch gleichzeitig durch die Frostsprengung genügend feinkörniges Material geliefert und von den Schotterfluren der Flüsse und den Schmelzwässern des Inlandeises zusammengebracht wurden (Grahmann 1932, Büdel 1949). Teilweise ist der Löß auch aus dem Solifluktionsmaterial herzuleiten. (Dücker 1937).

Für die mitteleuropäischen Flußtäler bedeutet dies, daß klimabedingte Aufschotterung und Lößbildung gleichzeitig vor sich gehen. Darum ist die letzteiszeitliche Terrasse (allgemein als Niederterrasse bezeichnet) frei von primärer Lößbedeckung; er überlagert dagegen auf primärer Lagerstätte die untere Mittelterrasse.

Das Kriterium der Lößfreiheit für die zeitliche Einordnung und Abgrenzung der Niederterrasse gegen die älteren ist leider an der Mittelmosel nicht anwendbar. Hier fehlt jeder primäre Löß.

Das kann zwei Gründe haben:

1. Es hat keine Lößauswehung stattgefunden, weil es an vegetationsarmen Landstrichen mit auswehbarem feinem Material fehlte. Wirklich sind durch die Hebung des Schiefergebirges die jüngeren Terrassen der Mosel sehr schmal ausgebildet, sodaß die letzteiszeitliche Talaue vielleicht nicht breit genug gewesen ist, um das Ausgangsmaterial für eine stärkere Lößauswehung zu liefern. Daneben kommen aber auch weiter entfernte Ursprungsgebiete in Frage. Vor allem können die periglazialen Solifluktionsböden, welche die vegetationslosen Hänge von Eifel und Hunsrück bedeckten, als Ausgangsmaterial für den Löß angesehen werden (Dücker 1937, Troll 1944).

2. Wenn es also doch zu einer Auswehung von Lößstaub kam, so fehlte es an einem geeigneten Ablagerungsgebiet. Die Mittelterrassen, die hauptsächlich dafür in Frage kamen, waren als Hangterrassen mit verhältnismäßig steilem Gefälle ausgebildet, auf denen auch bei weniger feuchtem Klima (im kalt-kontinentalen Hochglazial - der Hauptbildungszeit der Lösses nach Büdel) wirksame Soliflutionserscheinungen vor sich gingen. Das heißt aber, daß der Löß sofort nach seiner Ablagerung in die eiszeitlichen Bodenbewegungen hineingeriet und abtransportiert wurde. Intensives Bodenfließen verhindert die Lößentstehung.

Beide Faktoren sind an der Mittelmosel für das Fehlen des reinen Lösses verantwortlich. Nur an einigen Stellen deuten Reste von Schwemmlöß darauf hin, daß wenigstens vorübergehend eine Ablagerung von Löß an der Mosel stattgefunden hat.

Dieser Schwemmlöß ist entkalkt und außerdem mit Sand und kleinen Geröllen durchmischt. Er enthält aber immer noch eine deutliche Lößkomponente, wie Kornanalysen aus Dellen der unteren Mittelterrasse bei Maring und bei Novian ergaben.

Der stärkste Anteil der Kornzusammensetzung liegt bei den Größenklassen 0,01 - 0,02 und 0,02 - 0,05 mm (Abb. 27).

Den Untersuchungen Borgstättes (1910) im Raum von Koblenz zufolge läßt sich hier die untere Mittelterrasse durch Überlagerung mit reinem Löß gegen die Niederterrasse trennen. Allerdings soll er sich bei Loef-Brodembach auch auf die obere Niederterrasse (Borgstättes unterste Mittelterrasse) erstrecken. Leider ist der Aufschluß völlig verschüttet, sodaß es sich nicht mehr feststellen läßt, ob hier primärer Löß oder Gehängelöß vorliegen. Analysen oder genaue Bestimmungen hat Borgstättes nicht durchgeführt.

Wegen des Fehlens von reinem Löß ist das Hauptkriterium zur zeitlichen Einordnung der Niederterrasse an der Mittelmosel nicht anwendbar. Wir müssen also nach anderen Anhaltspunkten zur Datierung suchen.

II. Frostbodenformen.

Als Beweis für ein periglaziales Klima lassen sich an der Mittelmosel zahlreiche Frostbodenformen, Vorzeitformen der Solifluktion, nachweisen. Wir wollen darunter alle diejenigen Formen verstehen, die unter Wirkung starker, periodisch wechselnder Bodengefrorenis durch eine lebhaftere Bewegung aller Bodenteilchen sowohl gegeneinander als auch hangabwärts hervorgerufen werden (Troll 1944, 1947). Ursprünglich verstand man unter Solifluktion nur das Bodenfließen, heute aber verwendet Troll den Begriff für alle Umlagerungsvorgänge im Boden unter starker Beteiligung des Frierens und Tauens. Dazu gehören Gehängeschuttdecken, kryoturbate Böden und Frostspalten, also Solifluktionsformen im weitesten Sinne.

1. Gehängeschuttdecken.

Finden die Solifluktionsvorgänge auf geneigtem Gelände statt, so kommt es unter der Schwerkraftwirkung zu einem Massentransport des durch die Frostsprengung

zerkleinerten Materials, zum "Erdfließen" oder zur Solifluktion i.e.S. Zur Ruhe gekommen, bedecken diese Massen als periglaziale Gehänge- oder Wanderschuttdecken, die auch als "Fließerden" bezeichnet werden (Büdel 1949), die Abhänge mit einem Schuttmantel.

Wir finden sie auch an sehr flachen Hängen, und im Gegensatz zu den Flußablagerungen läuft ihre Schichtung, falls überhaupt eine vorhanden ist, immer parallel zum Hang. Dabei ist die Einregelung der einzelnen Geschiebe gleichfalls hangabwärts gerichtet. Im großen gesehen sind diese Vorgänge heute zur Ruhe gekommen, das dichte Pflanzenkleid hindert stärkere Bodenbewegungen, wohingegen in den Eiszeiten die lückenhafte Vegetation der Frostschuttundra und die beim Auftauen der obersten Bodenschichten über der dauernd gefrorenen Schicht des Untergrundes besonders starke Durchtränkung mit Wasser das Erdfließen sehr begünstigte.

Nur an den steilen Prallhängen des Moseltals mit Neigungen über 20° , die durch die Anlage der Rebkulturen zum größten Teil unbewaldet sind, finden auch heute noch merkbare Bodenbewegungen statt (das sogenannte "Gekriech"). Am besten zu beobachten ist es wohl an der Moselbrücke von Trittenheim, an der Litziger Nase (zwischen Trarbach und Starckenburg) und an den Hängen östlich von Graach. Das rezente Gekriech verdankt seine Entstehung neben dem Fehlen oder der Lückenhaftigkeit des Pflanzenkleids vor allem der Schwerkraft, der Wasserdurchtränkung und Plastizität des Bodens. Größere Ausmaße erreicht es nach kräftigen Regengüssen an den unbewachsenen Hängen.

Die Gehängeschuttdecken sind damit, klimamorphologisch gesehen, nach Poser als "Mehrzeitformen" zu betrachten und können nur nach genauer Untersuchung als Periglazialscheinungen bewertet werden. Als Kriterien zur Unterscheidung von kaltzeitlichen Fließerden über Frostboden gegenüber dem rezenten Gekriech gelten:

1. Die Überdeckung des Schuttmantels mit einem ungestörten postglazialen Bodenprofil
2. Der Nachweis von kryoturbaten Bodenbildungen und Frostspalten (s.u.).

Bei günstigen Aufschlüssen läßt sich eines der beiden Kriterien an der Mittemosel fast immer anwenden. Einige Beobachtungen mögen als Beispiel genügen:

Die meisten Aufschlüsse im Gehängeschutt finden sich unterhalb der Auflagerungsfläche der Hauptterrassen-Schotter etwa in 220 - 240 m Höhe. Hier lassen sich auch die besten Musterbeispiele für kryoturbate Umformung beobachten.

Am Steilhang nördlich Piesport (Aufschluß 57) besteht der Gehängemantel nur aus Schieferbrocken, kleinen wie großen, die in den aus der Verwitterung des Schiefers hervorgegangenen Lehm eingebettet sind und in 3,00 - 3,50 m Mächtigkeit den Hang umhüllen. Das aus Humusboden und hellbraunem ausgebleichtem B-Horizont bestehende Bodenprofil ist sehr deutlich ausgeprägt und bis zu 0,80 m tief. Einige größere Quarze und Schieferstücke liegen wirr in der im allgemeinen hangabwärts gerichteten Masse.

Zahlreiche Aufschlüsse am Novianer Hüttenkopf, bei Mehring, am Wehler und Wintrich-Filzener Plateau und an andern Stellen, stets am Steilhang unterhalb der Hauptterrasse gelegen, zeigen ebenfalls das ungestörte Bodenprofil über hangabwärts geschichteten, umgelagerten Terrassengeröllen und Schieferbrocken. Die ausgeprägten Bodenhorizonte deuten darauf hin, daß diese Massen schon lange zur Ruhe gekommen sind.

Beim Transport haben die Fließerden eine starke korradierende Kraft auf ihre Unterlage - hier den devonischen Schiefer - ausgeübt und dadurch das "Haken-schlagen" der unterlagernden Schichten verursacht.

Bei Trittenheim sind zerrüttete, hakenschlagende Schieferplatten auf 8 m Länge aufgeschlossen (Aufschluß 58).

Nördlich von Kues sind ähnliche Erscheinungen in einem Aufschluß (59) zu beobachten (Abb. 10). Das Liegende bilden normal lagernde, kaum verwitterte Hunsrückschiefer in variskischem Streichen mit flachem Einfallen nach

Südosten, und im Hangenden ist ein 30 cm mächtiger Bodenhorizont ausgebildet. Dazwischen liegen 1,50 - 1,80 m steil aufgerichtete und hakenförmig umgebogene Schiefer.

Periglaziale Solifluktionsmassen überlagern auch an vielen Stellen die Mittelterrassen (vgl. Einzelbeschreibung d. Terrasse), mit ungestörten Bodenprofilen aufgeschlossen, und sie überdecken zudem noch den devonischen Steilhang zwischen unterer Mittelterrasse und Niederterrasse, wie ich in dem Aufschluß (30) am Bahnhof Detzem und bei Neubauten in Neumagen (60) und Wehlen (61) beobachten konnte. Auftretende leichte Würgeerscheinungen lassen als Alter für diese Fließerden die letzte Kaltzeit des Pleistozäns vermuten. Die an der Mittelmosel ausgeschiedene Niederterrasse ist dagegen frei von Solifluktionsmassen!

Zusammenfassend geht daraus hervor, daß die häufig auftretenden und teilweise sehr mächtigen Schuttdecken der Moselhänge sich im allgemeinen als Reste des pleistozänen Wanderschuttetes erweisen. Charakteristisch ist ferner, daß diese periglazialen Schuttdecken die Niederterrasse nicht mehr überlagern, d.h. diese ist gleichaltrig mit den jüngsten eiszeitlichen Fließerden, welche die Devon-Steilkante zwischen unterer Mittelterrasse und Niederterrasse noch umkleiden.

Morphologisch gesehen sind die Gehängeschuttdecken das auffallendste und wirksamste Bodenfrostphänomen an der Mittelmosel; denn die ursprünglich starken Gefällsknicke und schroffen Talformen wurden dadurch ausgeglichen und die charakteristischen weichen Oberflächenformen geschaffen. (Abb. 11)

Wegen der intensiven Fließerdebildungen läßt sich ein Kriterium zur relativen Altersbestimmung der Terrassen an den geneigten Hängen der Mittelmosel überhaupt nicht anwenden, nämlich die Unterscheidung nach der Art der Verwitterung, sowohl der Verwitterung bei den einzelnen Geröllen als auch hinsichtlich der Tiefe der Bodenbildung. Untersuchungen des Bodenprofils, an Hand derer Gessner und Siegrist (1925) eine Verstärkung der sauren Reaktion des Bodens bei höherem Alter der Terrassen feststellen konnten, haben an der Mosel zu keinem Ergebnis geführt. Obwohl sich theoretisch die Zeit, in der die Verwitterung herrscht, schon in der Mächtigkeit des entstehenden Bodens (Büdel 1937) und dem Verwitterungsgrad der Einzelgerölle widerspiegeln muß, trägt z.B. die untere Mittelterrasse durch die starken Denudationsvorgänge stellenweise eine dünnere Bodendecke als die jüngste Terrasse (vgl. Einzelbeschreibung). Auch die einzelnen Gerölle sind in großen Mengen aus den älteren Terrassen wieder aufgearbeitet worden und verfälschen somit das exakte Bild, wie auch Huhn (1938) für die Terrassen des Wuppertals feststellt.

2. Kryoturbate Böden und Frostspalten.

Die kryoturbate Böden (zusammenfassende Literatur bei Troll 1944), auch Frostschubböden (Steeger 1944) oder "Brodelsböden" (Gripp 1932) genannt, wurden in Deutschland zuerst von Steeger als fossile Frostbodenformen erkannt. Sie zeigen im Aufriß charakteristische, unregelmäßige Formen, die auf einer Störung der im allgemeinen horizontalen Lagerung der Schotter-, Sand-, Lehm- oder Tonbänke eines Aufschlusses beruhen, die plötzlich in verschiedenster Form miteinander verbogen sind. Rein beschreibend werden sie in der Literatur darum auch häufig in "Würgeböden", "Taschenböden" und einfache "Verfaltungen" aufgegliedert.

Die Entstehung der kryoturbaten Bodenformen ist noch nicht restlos geklärt (Poser 1948, Wolstedt 1950). Jedenfalls wird allgemein eine starke jahreszeitliche oder ewige Bodengefrornis mit periodischem Auftauboden als Ursache für die Würgeerscheinungen angesehen. Im Winter wachsen die neu sich bildende Gefrornis von oben und die Altgefrornis von unten einander entgegen, setzen die dazwischen liegende, wasserdurchtränkte Masse unter hohen Druck und hohe Spannung, wodurch die eigenartigen Verbiegungen ent-

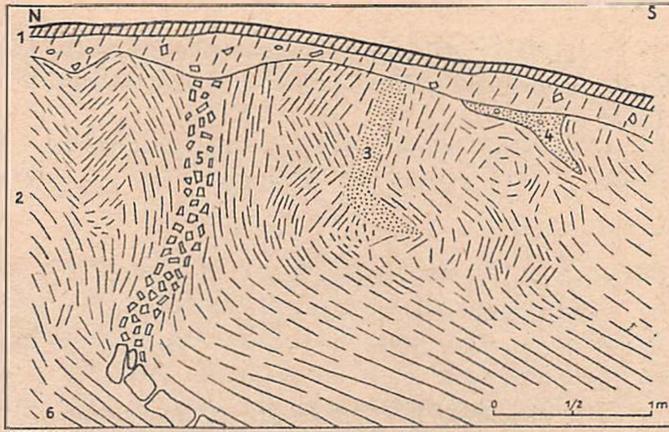


Abb. 10 Hakenschlagen der Schiefer bei Bernkastel-Kues

1. Bodenhorizont, 2. Verwitterter Schieferschutt mit Hakenschlagen, 3. Kleiner, z.T. verbogener Frostkeil
4. Lehmkeil, 5. Verwitterter, steilgestellter Quarzgang, 6. Liegendes: Devon, nach SE einfallend

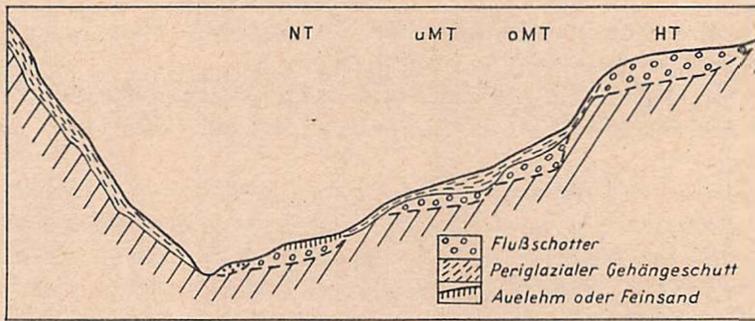


Abb. 11 Schematischer Talquerschnitt.

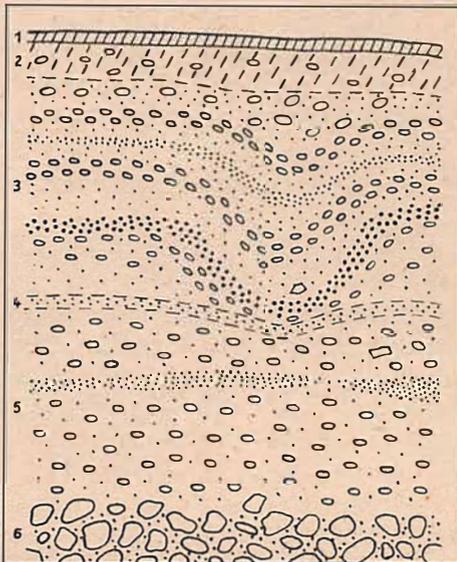


Abb. 12 Taschenboden in der unteren Mittelterrasse bei Detzem.

1. Humusboden (A-Horizont)
2. Verwitterungsschicht (B-Horizont)
3. Rotbrauner, mittelfeiner Sand mit Geröllstreifen und Taschenboden
4. Gelb-brauner, lehmiger Sand
5. 5-6 m bunte Schotter mit Sand und Lehm
6. Basisgerölle der unteren Mittelterrasse: grobe, manganverfestigte Schotter

stehen. Sie beruhen also auf "Schubkräften des plastischen Auftaubodens" über Dauerfrostboden "infolge Ausdehnung bei erneutem Gefrieren" (Steegeger 1944). (Frostschubtheorie)

Nach einer anderen Annahme handelt es sich um Konvektionsströme im wasserdurchtränkten Auftauboden, durch die einzelne Bodenpartikel aufsteigen. (Konvektionstheorie)

Im Gegensatz zu den kryoturbaten Böden sind die Frostspalten nach Leffingwell immer auf Eiskeile zurückzuführen (Steegeger 1925, Soergel 1932). Wie in den rezenten Frostbodengebieten entstanden auch in den pleistozänen Kaltzeiten im Moselgebiet Spalten, in die während der sommerlichen Schneeschmelze das Wasser eindrang, später gefror und das Nebengestein auseinanderpreßte. So bildeten sich ganze Eisspaltennetze, in die, nach dem restlosen Wegschmelzen des Eises, von oben Fließerden oder Bodenmaterial eindrangen. Es entstanden die sogenannten Lehm- oder Lößkeile.

Aus dem Mittelmoselgebiet sind fossile periglaziale Frostbodenformen bis jetzt noch nicht bekannt geworden. In den Terrassenablagerungen findet man sie auch verhältnismäßig selten.

In den Schottern und Sanden der unteren Mittelterrasse am Bahnhof Detzem (Aufschluß 30) ist eine oben 65 cm breite und 55 cm tiefe Tasche in die horizontallagernden Terrassenkiese eingesenkt. Auch die darüberliegenden Sandschichten und Schotterstreifen sind noch bis in eine Gesamthöhe von 1,30 m verbogen. Darüber lagert ein 40 - 50 cm starkes Bodenprofil. Die Tasche tritt besonders deutlich hervor, weil ein durch Mangananreicherung schwarz gefärbter Sandstreifen über einer Lehmschicht die Umrisse der Formen besser zur Wirkung bringt.

Im allgemeinen sind die kryoturbaten Bildungen aber nur an einer anderen Einregelung der Gerölle erkennbar, wie ein Bild aus dem großen Aufschluß (33) der unteren Mittelterrasse von Maring zeigt. Hier greifen zwei Taschen in die Geröllbänke ein. Die kleinere ist mit dem darüberliegenden Gehängelöß angefüllt, die größere durch netzartige Einstülpung der Schotter in die darunter liegenden Feinsande und durch die bezeichnende Einregelung der Gerölle charakterisiert, die im Zentrum der Tasche wirr durcheinanderliegen.

Etwa 1 km weiter westlich in dem ebenfalls in der unteren Mittelterrasse gelegenen Aufschluß (35) von Novian fand sich ein ähnlich ausgebildeter Taschenboden (0,80 - 1,00 m hoch), der etwas undeutlicher zu erkennen war, weil er völlig innerhalb einer Schotterbank lag und nur von einer dünnen Feinsandlinse unterlagert wurde. Etwas tiefer, unterhalb dieser Sandlinse, war das Schotterpaket völlig zerwürgt und teilweise nach oben gepreßt, was die wickelähnliche, gepreßte Struktur bedingt, die den vielfach in der Literatur erwähnten Würgeböden auffallend gleicht (Steegeger 1944). (vgl. Abb. 13)

Das beste Beispiel für frostgestauchte Böden bietet die große Kiesgrube (38) in der oberen Mittelterrasse des Osanner Trockentals, an der Straße zwischen Osann und Platten. Unter dem 50 - 55 cm tiefen Bodenprofil sind die Schotter und Sande (Mittelsand, überwiegend mit Korngrößen zwischen 0,2 und 0,5 mm) in einer Tiefe von 1,20 - 1,30 m in ihrer Lagerung vollkommen gestört und zeigen stattdessen eine merkwürdige Einregelung der Gerölle. Das gestörte Profil ist in einer Länge von 25 m aufgeschlossen. Außer der veränderten Einregelung der Gerölle machen sich auch Dichteunterschiede bemerkbar (Abb. 14) denn die vertikal gerichteten Gerölle sind viel stärker zusammengepackt als die dazwischen liegenden Felder und zeigen manchmal eine etwas hellere, graubraune Bleichung. Das läßt sich wohl daraus erklären, daß vor allem dort, wo die Schotterkomponente senkrecht steht, die Bodenwasser leichter zirkulieren können, was auch Klute (1927) bei rezenten Frostbodenerscheinungen in Grönland feststellen konnte. Zudem wird das inter- und postglaziale Bodenprofil an diesen Stellen etwas mächtiger.

Leider lassen sich diese Erscheinungen nur im Aufriß beobachten. Wir können aber vermuten, daß es sich hier um einen fossilen Strukturboden handelt, der sich im Grundriß in regelmäßigen Polygonen (Steinringe,

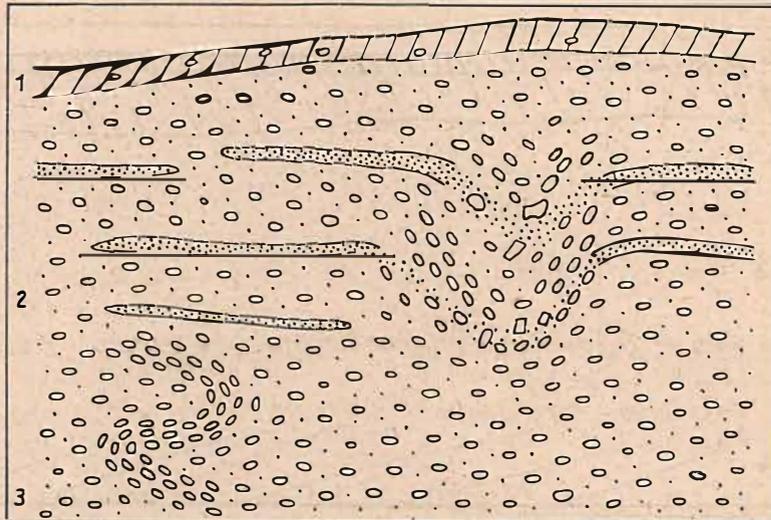


Abb. 13 Würgeböden und Taschenböden bei Noviant
1. Bodenprofil: A- und B-Horizont
2. Schotter und Sand mit Taschen- und Würgeböden
3. Ungestörte Ablagerungen der unt. Mittelterrasse

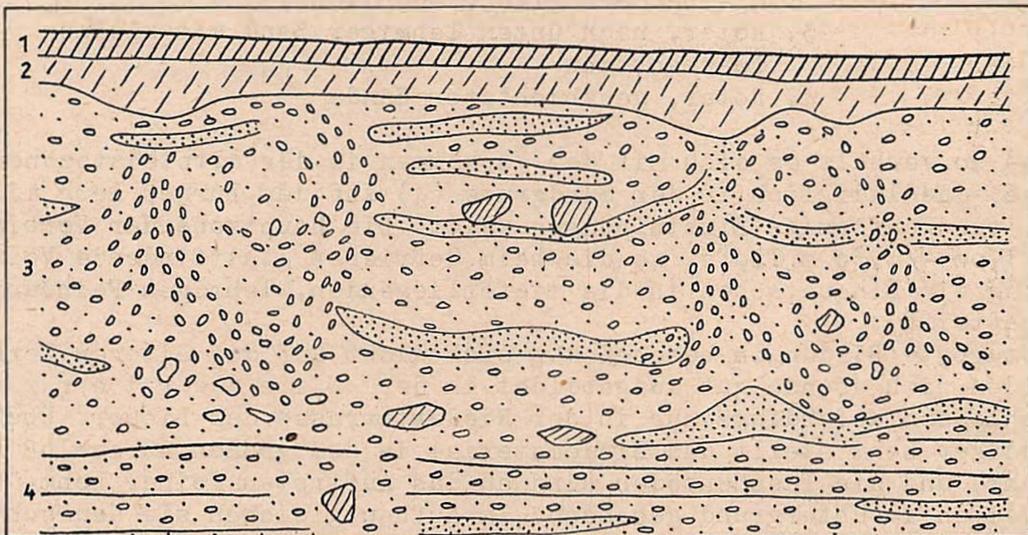


Abb. 14 Fossiler Strukturboden. Obere Mittelterrasse Flatten
1. Humusboden
2. Verwitterungsschicht
3. Schotter und Sande mit eiszeitlichen Würgeböden
4. Geschichtete Schotter und Sande

Steinnetze) äußert (Troll 1944). Aus dem Aufriß lassen sich als Durchmesser für einen Steinring 1,5 Meter, selten 2 Meter angeben. Ähnliche Formen beschreibt Kreckler (1929) aus den Schottern der Lahn-Hauptterrasse. Im allgemeinen jedoch sind fossile Strukturböden in unseren Gebieten selten zu beobachten.

Die Hauptterrasse, die im Rheintal beste Beispiele für kryoturbate Umlagerungen bietet, ist an der Mittelmosel ausgesprochen arm an Frostbodenerscheinungen. Nur auf dem Plateau oberhalb Lieser-Kues konnte ich zwei Taschenböden in den oberen Schichten feststellen. Im allgemeinen ist das Material der Hauptterrasse zu grob.

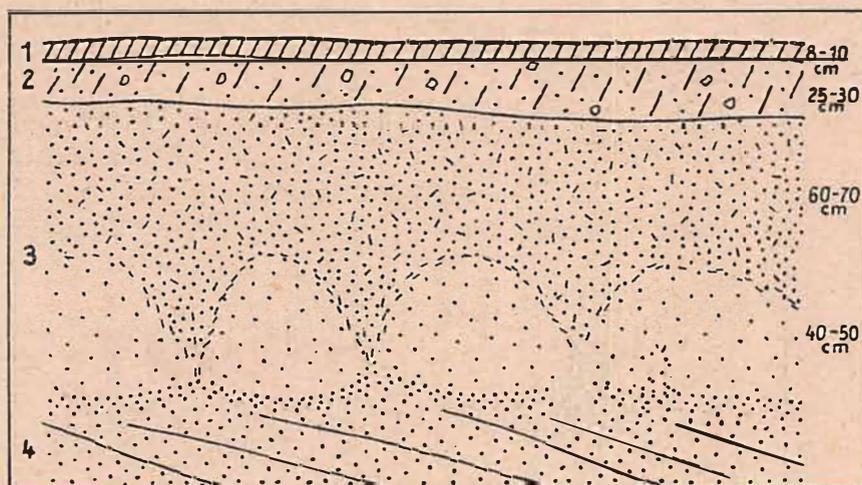


Abb. 15 Kleine Taschenböden in den Sanden der Höhenterrasse.

1. Schwarz-brauner Humusboden (A-Horizont)
2. Heller, verlehmtter Sand mit Schieferchen und kleinen Geröllen (B-Horizont)
3. Roter, nach unten lehmiger Sand mit kleinen Taschenböden
4. Roter, geschichteter Sand.

Genau so verhält es sich mit dem Vorkommen in der altpleistozänen Höhenterrasse, die lediglich in der Sandgrube (4) auf dem Burger Berg miniaturartige, taschenförmige Einstülpungen zeigt. Die Hauptzone der Verbiegungen lag in 1,00 - 1,30 m Tiefe, wo die beim Gefrieren stattfindende Volumvergrößerung ein Einquetschen in die tieferliegenden, lehmigen Feinsande zur Folge hatte.

Kryoturbate Bildungen beschränken sich nicht auf die älteren Terrassen; sie finden sich ebenso gut ausgebildet in der **N i e d e r t e r r a s s e**, aufgeschlossen allerdings nur in der Niederterrasse der Lieser. Überwiegend feinsandiger Lehm stellt das Bindematerial in dem großen Aufschluß bei Wengerrohr, und die Taschenböden sind an das Auftreten feiner Lehm- oder Sandstreifen im Untergrund gebunden. Im Aufbau gleichen sie den schon beschriebenen Taschenböden der unteren Mittelterrasse, sind aber deutlicher zu erkennen, weil die Lehm- oder Feinsandbänke mit verbogen sind und weil sie teilweise durch schwarze manganverfärbte Schotterstreifen umrissen werden.

Im Durchschnitt sind die Frostbodenerscheinungen in dem groben Material der Moselterrassen selten ausgebildet worden, wirkliche Frostspalten und Frostkeile lassen sich überhaupt nicht nachweisen. Viel häufiger finden wir sie in dem feinen, schluffartigen Material der eiszeitlichen **G e h ä n g e s c h u t t d e c k e n**, die überwiegend aus der auf Frostsprengung beruhenden Verwitterung des anstehenden Hunsrücktonschiefers entstanden sind.

Eine Zone mit Musterbeispielen kryoturbater Umformung liegt in den Gehängeschuttdecken am Abfall unterhalb der Hauptterrasse, etwa zwischen 230 und 240 m NN. Meistens handelt es sich um Taschenböden in bröckeligem Schiefergehängeschutt, die mit hellgrauen Verwitterungslehmen oder mit den abgeschwemmten Schottern und Sanden der Hauptterrasse angefüllt sind.

Auf dem Noviander Hüttenkopf (Aufschluß 62) ist eine gut ausgebildete Frostspalte im schiefrigen Gehängeschutt zu beobachten, die deutlich an der Aufpressung des Nebengesteins erkenntlich ist. Die Tiefe der **F r o s t - s p a l t e n** ist nach **S o e r g e l** (1932) von der Tiefe des sommerli-

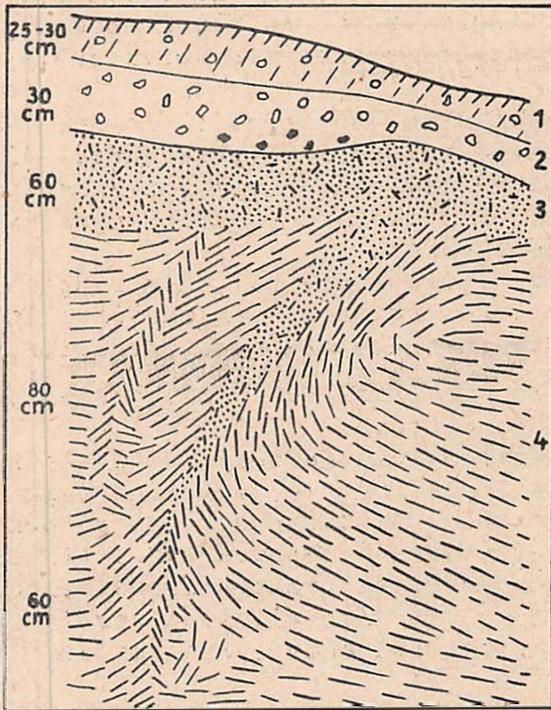
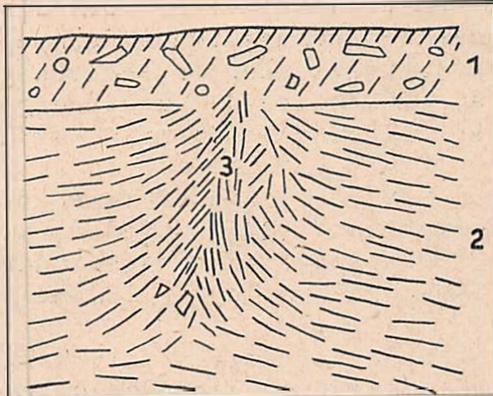


Abb. 16 Frostspalte. Noviander Hüttenkopf.

1. Bodenprofil: A- und B-Horizont
2. Ungeschichtete Gerölle
3. Lehmiger, mit Schieferchen durchsetzter Sand
4. Schiefriger Gehängeschutt



Ab. 17 Frostriß im Gehängeschutt bei Kues

1. Humusdecke und lehmige Verwitterungszone in Schieferschutt und Geröllen
2. Gehängeschutt aus Schiefer, Neigung hangabwärts
3. Mit etwas hellem Lehm gefüllter Frostriß, 1,20 m tief.

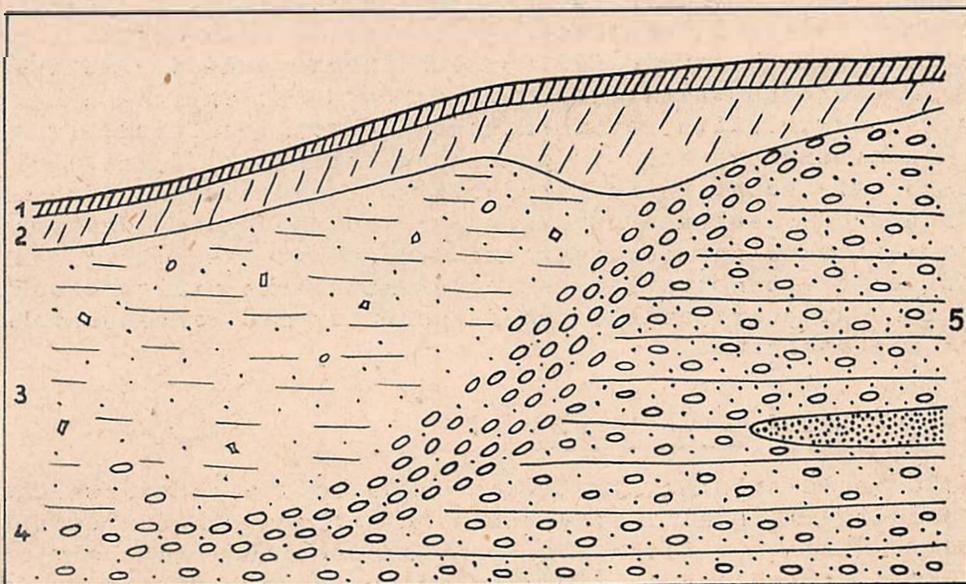


Abb. 18 Delle im Aufriß.

1. Humusboden (20 cm)
2. Verwitterungsschicht (20-30 cm)
3. Lehm mit Schieferchen und Geröllen
4. Wanderschuttmasse, Schichtung parallel zum Dellenuntergrund.
5. Geschichtete Sande und Schotter der unteren Mittelterrasse

chen Auftauböden abhängig. Die Spalte hat hier eine Gesamttiefe von 1,40 m und beginnt 0,80 m unter der heutigen Oberfläche. Nach der Klimabesserung ist das Hangende, feinsten, gelblicher, mit Schieferchen durchsetzter Verwitterungslehm, in die Spalte gelangt.

Den Abschluß nach oben bildet ein gut ausgebildetes Bodenprofil in den abgeschwemmten Sanden und Geröllen der darüberliegenden Hauptterrasse. Als Alter für diese Spalte kommt nur die letzte Kaltzeit in Frage; im anderen Falle wäre sie durch die letzteiszeitlichen Solifluktionerscheinungen an dem geneigten Hang in ihrer Struktur zerstört worden.

Häufiger treten im Gehängeschiefer schmale Frostrisse auf, deren Spaltenstruktur durch Aufpressung und Stauchung des Nebengesteins erkenntlich ist. Das Beispiel der Abbildung 17 stammt vom Fuße der Hauptterrasse nördlich Kues.

Z u s ä m m e n f a s s e n d lassen sich die fossilen Frostbodenerscheinungen des Mittelmoselgebietes folgendermaßen deuten:

1. Ein Vergleich mit den rezenten Periglazialgebieten zeigt, daß die kryptobaten Formen mindestens sehr starke winterliche Fröste, meistens sogar Dauerfrostboden mit nur periodischem sommerlichem Auftauen der oberen Schichten voraussetzen. Frostspalten kommen nur über Dauerfrostboden vor. Wir müssen also für das Untersuchungsgebiet während der pleistozänen Eiszeiten einen Dauerfrostboden (Poser 1948, mit Karte) mit einer Auftautiefe zwischen 2,00 und 2,50 m annehmen, wie aus der Tiefe der Frostspalten hervorgeht.

2. Aus der nur spärlichen Verbreitung dieser Erscheinungen in den Schottern und Sanden der Moselterrassen und dem häufigen Auftreten in dem lehmig-tonigen bis feinsandigen Material der periglazialen Gehängeschuttdecken geht hervor, daß die Entstehung von Frostbodenerscheinungen außerordentlich stark an ein günstiges Ausgangsmaterial gebunden ist. Die Feinerde hat eine größere Wasserkapazität als Sande und Schotter und dehnt sich beim Gefrieren stärker aus ("frostgefährliche Böden").

Auch scheint ein Unterschied im Auftreten der verschiedenen Formen vorzuliegen. Die Frostspalten brauchen nicht nur klimatisch (s.o.) sondern auch materialmäßig extremere Bedingungen zu ihrer Entstehung, während sich die kryptobaten Böden an der Mosel auch in mittelfeinen Sanden (0,5 - 1,0 mm) gebildet haben. (Anm. 23)

Den größten klimatischen Spielraum zur Entstehung benötigen die Gehängeschuttdecken, die sich an steilen Hängen und bei der mangelnden Vegetation der Rebkulturen auch heute noch teilweise in Bewegung befinden ("Gekriech").

3. Das Alter der Erscheinungen läßt sich nicht genau angeben. Wahrscheinlich stammen die meisten Formen aus der letzten Kaltzeit. Sie können in den Schotterkörpern der Terrassen sowohl während wie nach deren Akkumulation entstanden sein, wenn man periglaziales Klima voraussetzt. Darum sind sie als "glaziales Leitfossil", wie Weinberger (1944) sie nennt, nicht eindeutig zu benutzen und können zu einer zeitlichen Einordnung der Terrassenablagerungen in das Schema der pleistozänen Kalt- und Warmzeiten nicht herangezogen werden, wie es Gurliitt (1949, S.138) für einige Schotterterrassen des Mittelrheintals versucht hat. Eine direkte Verzahnung periglazialen Gehängeschutts mit Terrassenablagerungen ließ sich nicht beobachten.

III. Dellen

Dellen sind flachmuldenförmige, langgestreckte, oft auch verzweigte Hohlformen mit gleichsinnigem Gefälle, die sich vor allem durch das Fehlen eines dauernd fließenden Baches von flachen Tälern unterscheiden (Schmitt-Heinert 1925). Kessler (1925) schreibt diese Ursprungsmulden

Anm. 23) Diese Ergebnisse gelten speziell für das Moselgebiet. Damit soll nicht allgemein das Auftreten von Frostspalten in groben Sanden und Schottern, was man in Norddeutschland häufig beobachten kann, geleugnet werden.

(=Dellen) als Denudationsformen der eiszeitlichen Solifluktion zu und zählt sie damit zu den Periglazialerscheinungen. Die genauen Untersuchungen Büdels (1944) konnten ihre Stellung als eiszeitliche Muldentäler bestätigen, die nicht durch linienhafte Erosion sondern durch eiszeitliche Korrosionsströme entstanden sind und zu ihrer Bildung einen stark durchfeuchteten Auftauboden über einer undurchlässigen, gefrorenen Unterlage benötigen. Dafür spricht auch das Fehlen von Prall- und Gleithängen an den Windungen der Dellen, deren Auftreten an Flußwindungen so charakteristisch ist.

Auf der unteren Mittelterrasse der Moselumlauftäler bei Novian ist in der großen Kiesgrube (35) ein Teil einer Delle im Querschnitt aufgeschlossen, wodurch ihr innerer Aufbau erkennbar wird. Die Unterkante ist keineswegs muldenförmig sondern fast kastenartig in die Schotter der unteren Mittelterrasse eingeschnitten. Darüber ist eine Wanderschuttmasse aus Terrassengeröllen und Lehm zu erkennen mit zum Dellenuntergrund paralleler Schichtung, und darauf lagert ein feiner, zum Teil verfestigter und mit Sand, Schieferchen und Geröllen durchsetzter Gehängelöß (vgl. Schlemmanalyse Abb. 27). Die Gesamthöhe der Delle beträgt 2,20 bis 2,40 m. Die Wanderschuttmassen mit verschwemmtem Lößlehm sind die Reste des eiszeitlichen Solifluktionmaterials, dessen Transport die Hohlform der Delle erst herausbildete. (Abb. 18)

Die Delle kann erst nach der Herausarbeitung der unteren Mittelterrasse, also nach der Erosionsphase 9 (vgl. 1. Teil B II 2) entstanden sein. Die Beteiligung von Schwemmlöß an der Solifluktionmasse deutet darauf hin, daß die Bildung des Muldentälchens und die letzteiszeitliche Lößauswehung ungefähr gleichzeitig verlaufen sind. Die Dellen enden hängend auf der Niederterrasse oder laufen auf ihr aus (vgl. Kartierung der Meßtischblätter) ohne einen Schuttkegel am Ausgang zu hinterlassen. Das in der Delle hangabwärts bewegte Solifluktionmaterial ist auf der Niederterrasse sofort vom Wasser der Mosel abtransportiert worden. Die letzteiszeitlichen Dellen und die Niederterrasse der Mosel sind also gleichaltig. Die Verbreitung dieser Dellen geht aus den beigegebenen Gelände-Aufnahmen hervor. (Karte 1) Am zahlreichsten finden sie sich an den breiten Gleithängen, wo die flächenhaft wirkende Abtragung der Dellen eine flachwellige Gliederung hervorruft.

Auch auf der unteren Mittelterrasse laufen Dellen der höher gelegenen Stufen aus, ohne einen Schuttkegel zu hinterlassen, so z.B. am Fuß des Alsbirges bei Detzem und am Gleithang von Niederremmel. Danach gehört auch die untere Mittelterrasse einer kalten Phase des Pleistozäns an.

Wo die Oberfläche der Hangterrassen ein steileres Gefälle hat, sind keine klassischen Dellen sondern schluchtartige, trockene Täler mit kastenförmigem Querschnitt zu beobachten, wie sie am Trittenheimer Sporn über der Niederterrasse endigen oder am Wolfer Sporn als breites Sohlental auf der oberen Niederterrasse münden. Am Trittenheimer Sporn führt ein Kastental von der Höhenterrasse zur Hauptterrasse abwärts, das heute vollkommen trocken liegt und eine ungefähr 2 m mächtige Gehängeschuttdecke aus schiefrigem Verwitterungsschutt an der östlichen Talwand abwärts schickt.

Die stratigraphische Bedeutung der Frostbodenformen:

Bei der Betrachtung der Periglazialerscheinungen bieten sich folgende Ergebnisse:

Die heutigen Oberflächenformen des Moselgebietes sind vorwiegend durch die im periglazialen Bereich wirksamen Vorgänge der Denudation geformt. Durch das Fehlen des echten Lösses entfällt das wichtigste Kriterium zur zeitlichen Einordnung der Niederterrasse, und auch die Bodenfrosterscheinungen können darum zeitlich nicht genau festgelegt werden. Somit entfällt auch der zweite Anhaltspunkt für die Terrassendatierung. Aus der Verbreitung der periglazialen Dellen folgt aber, daß die im ersten Teil als "Niederterrasse" bezeichnete Moselaufschüttung (Schotterkörper der Akkumulationsphase 10) in die letzte Eiszeit zu stellen ist. Für die übrigen Terrassen ist eine ähnliche Zuordnung noch fraglich; denn nur ganz wenige Dellen enden an der Grenze zur unteren Mittelterrasse.

B. MORPHOMETRISCHE SCHOTTERANALYSE.

Als weitere periglaziale Erscheinung gilt allgemein die starke Schotterführung der Flüsse, die durch die enorme Zufuhr an Solifluktionsmaterial der umliegenden Talhänge bedingt ist, wohingegen die Schuttanlieferung der Inter- und Postglazialzeiten verschwindend gering gewesen ist oder noch ist. Eine genaue Schotteranalyse wird uns daher über die Ursachen ihrer Aufschotterung und damit über das Klima, in dem sie stattfand, Auskunft geben können. (Anm. 24)

Bekannt ist der Unterschied zwischen tertiären und quartären Schottern. Die Zusammensetzung der fast reinen Quarzschotter des Tertiärs dokumentiert eine Zeit, in der intensivste chemische Verwitterung vorherrschte. Dagegen tragen eiszeitliche Schotter den Stempel der Entstehung unter einem Klima, das durch intensive Frostverwitterung ausgezeichnet ist. Auf Grund der Aufarbeitung tertiärer Gerölle in pleistozänen Terrassen kommen wohl gleitende Übergänge vor, aber der Unterschied ist doch sofort zu bemerken (vgl. Einzelbeschreibung der Terrassen: quantitative Schotteranalyse Abb. 20).

Schwierig wird es allerdings bei der Unterscheidung klimatisch bedingter, glazialer Aufschotterung gegenüber interglazialer Aufschotterung. Theoretisch müßte ein auffallender Unterschied zwischen beiden vorliegen, wenn wir uns die Ursachen ihrer Entstehung und die Art des Transportes vor Augen halten; denn die periglaziale Aufschotterung beruht vor allem auf der starken Hangzufuhr eckigen Schutts infolge der Solifluktionsvorgänge. Zudem war die Wasserführung eiszeitlicher Flüsse streng periodisch mit einem Maximum an Aktivität in den Zeiten der frühsummerlichen Schneeschmelze. Das Material konnte auf diese Weise in den breiten Schotterfluren nur kurze Zeit transportiert werden, weil bei dem starken Anfall an Geröll die Transportkraft des Flusses nicht mehr ausreichte. Es kann daher nur sehr wenig abgerundet sein, vor allem auch deshalb, weil die intensive Frostverwitterung ein nachträgliches Zerspalten der bereits abgelagerten Gerölle verursachte. Dagegen zeigen die tektonisch oder eustatisch bedingten interglazialen Schotterablagerungen - auch bei verhältnismäßig kurzem Transport - eine sehr gute Zurollung, weil der Zurollungsindex nicht stetig zunimmt, sondern bei einigen Gesteinen schon nach einem 5 km langen Transportweg seinen Maximalwert erreicht, der dann unverändert bleibt. (Tricart et Schaeffer 1950). Die Untersuchungen von Tricart und Schaeffer haben gezeigt, daß der Einfluß der Transportlänge fast vollkommen gegenüber dem Einfluß der hydrodynamischen Bedingungen dieses Transports zurücktritt.

Praktisch ist es aber an der Mosel so, daß die periglaziale Hangzufuhr nicht allein aus dem anstehenden Devon kommt, sondern häufig von älteren, bereits abgerundeten Geröllen, und daß die interglazialen Schotter - falls sie vorhanden sind - und die postglazialen Ablagerungen sich vorwiegend aus umgelagerten kaltzeitlichen Schottern zusammensetzen, wodurch das Bild sehr kompliziert wird.

Dennoch muß ein Unterschied zu bemerken sein, der sich in einem stärkeren humiden Einschlag und einer geringeren Menge eckigen Solifluktions-Materials in den nicht glazigenen Terrassenablagerungen äußert. (Anm.25)

Cailleux und Tricart haben eine einfache und leicht anwendbare Methode zur Bestimmung der Zurollung der Schotter entwickelt, die Pösser und Hövermann als "morphometrische Schotteranalyse" bezeichnen, an Hand derer eine paläoklimatische Neu-

Anm.24) Über Grundfragen der Schotteranalyse vgl. Zener (1933).

Anm.25) Als Grundlage für die folg. Untersuchungen gelten die Arbeiten von Tricart et Schaeffer (1950), Berthois (1950) Richter (1952) u. ein Vortrag von Cailleux (1951).

untersuchung der geologisch jungen Ablagerungen in Mitteleuropa möglich sein wird.

Man geht hierbei folgendermaßen vor: Von jedem einzelnen Geröll wird bestimmt:

1. der kleinste Krümmungsradius (r_1), gemessen in der Hauptebene des Gerölls und
2. die größte Länge (L), die in derselben Ebene liegen muß.

Dann definiert C a i l l e u x den Zurundungsindex (Indice d'emcussé) durch die Formel:

$$I = \frac{2 r_1}{L}$$

Die Ergebnisse multipliziert man mit 1000, um für die Aufzeichnungen in D i a g r a m m e n ganze Zahlen zu erhalten. Die kaum abgerundeten, kantigsten Gerölle werden dabei Werte bis 100 oder 150 erreichen, während der Wert 1000 eine ideale Kugel darstellt. Das Ergebnis wird in einem Diagramm wiedergegeben, wobei auf der Abszisse der Wert des Index eingetragen ist (multipliziert mit 1000 und eingeteilt in Gruppen zu 50). Auf der Ordinate finden sich die dazugehörigen Stückzahlen der Gerölle bzw. der Prozentsatz, der zu jeder Indexgruppe gehört. Die Einteilung ist bei allen Diagrammen gleichmäßig gewählt, um einen besseren Vergleich zu ermöglichen.

Nicht alle Gesteine eignen sich gut für diese Methode. Ungeeignet sind ausgesprochene Lockergesteine, die leicht brechbar sind - in unserem Untersuchungsgebiet z.B. die weichen Sandsteine des Rotliegenden und die plattigen Tonschiefer des Unterdevon. Im allgemeinen ist aber der E i n - f l u ß d e r G e s t e i n s a r t auf die Zurollung sehr gering; dominierend für den Grad der Zurollung ist immer die Art des Transportes. Die interglazialen, periglazialen oder fluvioglazialen Schotter oder die Gerölle aus der Brandung des Meeres ergeben jeweils eine für diese Transportart kennzeichnende Diagrammform.

Sehr gut geeignet sind homogene Gesteine, am besten der Granit, der aber nur in den unteren Moselterrassen, und auch dort nur sporadisch, auftritt. Zum Vergleich der Ergebnisse wählt man besser gleichartige Gesteine. Aus diesem Grunde wurden Q u a r z e für die Untersuchung der Moselterrassen ausgesucht, obwohl sie den Nachteil haben, daß sie manchmal durch Aufarbeitung tertiärer Schotter in die jüngeren Ablagerungen hineingeraten. Innerhalb des Schiefergebirges gleicht sich das aber dadurch aus, daß die Quarzbrocken neben den Schiefnern den Hauptbestandteil des pleistozänen Solifluktionsschutts ausmachen und dadurch das charakteristische Kurvenbild eines periglazialen Flusses deutlich wiedergeben.

Bei der Entnahme im Gelände genügen 100 Stück für jede Kurve. Beim Einsammeln wurde möglichst darauf geachtet, solche verschiedener Größenordnung bis abwärts zu 3 cm Durchmesser mitzunehmen. Unter diesen Bedingungen ist der Einfluß der Gestalt der Gerölle auf ein Minimum herabgesetzt.

D i e N i e d e r t e r r a s s e der Mosel wurde eingangs mit Hilfe der Dellen und auf Grund des Fehlens periglazialer Gehängeschuttdecken schon als letzteiszeitliche Akkumulation bestimmt. Sie ergibt eindeutig das Bild einer periglazialen Schotterablagerung. Die Gerölle wurden der Kiesgrube Weber & Becker bei Andel (vgl. 1. Teil B I 4) entnommen und zwar in drei verschiedenen Höhen innerhalb des Schotterprofils. DIAGRAMM I (Abb. 28) gibt die Zurollung von Quarzen wieder, die 1 m über dem sommerlichen Grundwasserspiegel entstammen (darunter befinden sich noch etwa 5 m Schotter). Hier liegt das Maximum der Zurollung in der Gruppe mit dem Index 101 - 150. Bis zum Index 200 können wir die relativ scharfkantigen Quarzgerölle rechnen, die 79 % des Gesamtbestandes ausmachen. DIAGRAMM II zeigt etwas stärker abgerundete Quarze, die 2,50 m über dem Grundwasser entnommen wurden und ihr Maximum von 151 - 200 haben bei 69 % des Anteils bis zum Index 200.

DIAGRAMM III hat sein Maximum ebenfalls zwischen 151 und 200 (72 % bis zum Index 200). Die Gerölle wurden an der oberen Grenze der Schotter gegen die sandig-lehmige Auflagerung entnommen.

Alle drei Diagramme zeigen das Zurundungsbild eines periglazialen Flusses.

Die untere Mittelterrasse. Das für die Niederterrasse gesagte gilt auch für das DIAGRAMM IV (Abb.28) der unteren Mittelterrasse von Noviad. In die Gruppe 151 - 200 gehören die meisten der 2 m über der Basis entnommenen Gerölle. Die Gruppe 1 - 50 ist nur mit einem Exemplar vertreten, und die Gesamtzahl der eckigen Gerölle beträgt 63 %.

Die Aufschüttung der unteren Mittelterrasse ist klimatisch bedingt. (Anm.26).

Die obere Mittelterrasse. Das DIAGRAMM V (Abb.28) gibt ein Beispiel aus der Kiesgrube Platten des Osanner Trockentals wieder. Erstaunlicherweise müssen wir auch diese Terrasse als Ablagerung innerhalb einer Kaltzeit auffassen. Ihre Gerölle, die 2,50 m über der Unterkante entnommen wurden, zeigen ein Maximum in den Indexgruppen 101 - 200 und insgesamt 68 % schlecht abgerollte Quarze. Ein Vergleich mit den Basisschottern der Niederterrasse bei Andel und Kenn und mit den Hauptterrassegeröllen läßt den Schluß zu, daß keine extremen kaltzeitlichen Bedingungen bei der Akkumulation der oberen Mittelterrasse bestanden haben, wie noch deutlicher aus DIAGRAMM VI, das sich auf die Basis dieser Ablagerungen bezieht, hervorgeht. Zwar liegt das Maximum auch hier, wie bei anderen periglazialen Flußschottern, zwischen 151 und 200, aber nur 47 % des Gesamtbestandes gehören zu den Indexgruppen bis 200.

Die mittlere Hauptterrasse, die am besten entwickelte Terrasse des Moseltals, wurde auf der Fläche zwischen Kues und Wehlen einer profilmäßigen Untersuchung unterworfen (DIAGRAMME VII - IX) (Abb.28). Die Quarze sind durchweg kaum kantengerundet, sondern stellen sich überwiegend als eckiger Schutt dar. Die Basisschotter, die nördlich Kues einer Quarzitbank auflagern, sind ein wenig mehr gerundet als die hangenden Kiese. Erstere liegen überwiegend in den Zurundungsgruppen 101 - 200, letztere haben ihr Maximum zwischen 101 und 150. Von den Basisschottern liegen 74 % des Gesamtbestandes in den niedrigen Indexgruppen bis einschließlich 200, von den hangenden sogar 83 %.

Auf der Höhe des Plateaus finden wir einen Aufschluß, der als obere Fortsetzung des Profils gelten kann, dem Aussehen nach aber mehr den Basisschottern ähnelt. In dem 75%igen Anteil an schwach gerundeten Geröllen und dem Maximum von 101 - 150 kommt dies zum Ausdruck.

Alle drei Diagramme deuten klar auf eine periglaziale Ablagerung der Hauptterrasse hin. Bei den geringen Abweichungen innerhalb des Schotterprofils ist es an dieser Stelle allerdings nicht möglich, auf einen sich in den Schottern widerspiegelnden klimatischen Zyklus zu schließen, den Richter (1952) für die Weser-Mittelterrasse bei Hameln feststellen konnte.

Die untere Hauptterrasse kann an der Mittelmosel nirgends in einem Aufschluß untersucht werden (vgl. 1. Teil B I 2). Nur auf dem Maringer Umlaufberg war es möglich, aus einer Schürfstelle am Sportplatz Gerölle zur Analyse zu entnehmen. Die Ergebnisse sind in den beiden DIAGRAMMEN X und XI (Abb. 28) dargestellt, von denen letzteres die Zurollung an den wenigen auffindbaren Buntsandsteingeröllen mit zwei deutlichen Maxima bei 201 - 250 und 301 - 350 wiedergibt. Die untersuchten Quarze zeigen den Unterschied gegenüber der mittleren Hauptterrasse nicht so stark. Das DIAGRAMM XI hat einen ausgesprochenen Gipfel bei den mittelmäßig zugerundeten Schottern (201 - 250) und nur 40 % des Gesamtbestandes sind schlecht gerollt.

Anm. 26) Leppla (1910) bringt die untere Mittelterrasse der Obermosel in Zusammenhang mit der größten bis Eloyes reichenden Ausdehnung des Moselgletschers zur Rißeiszeit.

Jedenfalls ist eine Verschiedenheit in der Gestalt der Diagramme gegenüber den ausgesprochen kaltzeitlich bedingten Schotterablagerungen zu bemerken, aber auch gegenüber den rezenten, fluviatilen Akkumulationen (s.u.). Der Schluß auf eine nichtklimatisch bedingte Akkumulation ist daher nicht ganz sicher. Die untere Hauptterrasse kann entweder aus dem Spätglazial der Hauptterrassen-Kaltzeit (Mindel Eiszeit) stammen, oder sie wurde im folgenden Interglazial abgelagert, und dann beruht der Anteil der schwach zugerundeten Schotter auf Frostsprengung während der jüngeren Eiszeiten; denn die Gerölle haben wegen der geringen Mächtigkeit der unteren Hauptterrasse wahrscheinlich immer sehr nahe an der Oberfläche gelegen. Darin liegt eine gewisse Unsicherheit dieser Methode.

Es geht aber deutlich hervor, daß die untere Hauptterrasse nicht während einer ausgesprochen kalten Klimaperiode aufgeschüttet wurde, also nicht glazialklimatisch bedingt sein kann. Es muß mindestens eine zusätzliche Ursache die Mosel und die Saar zur Akkumulation gezwungen haben.

Die Höhenterrasse wurde in drei getrennten Aufschlüssen untersucht. Wegen ihrer räumlich engen Beziehung zu tertiären Quarzschottern oder ihrer Lage in einem tertiären Relief können wir vermuten, daß die Quarzgerölle die für einen periglazialen Fluß charakteristische Form des Diagramms nicht so deutlich ausgeprägt zeigen wie die jüngeren Terrassen, die nicht in dem Maße tertiäre Gerölle aufgearbeitet haben. Das bestätigen auch die DIAGRAMME XII und XIII (Abb.28) aus dem Briedeler Höhenterrassental und von der Höhe südlich Kindel. Die Maxima liegen zwar, wie bei den anderen kaltzeitlichen Aufschüttungen, in den Zurollungsklassen 151 - 200, aber der Prozentsatz an stärker gerundeten Quarzen ist doch beträchtlich. Auf dem Burger Berg (DIAGRAMM XIV) scheint keine merkbare Aufarbeitung tertiären Materials stattgefunden zu haben. Die Zurollung ist minimal; denn 74 % der Gerölle gehören den Indexgruppen bis 200 (mit dem Maximum von 151 - 200) an. Wir können damit auch der Höhenterrasse periglaziales Alter zusprechen.

Das Hochflutbett. Zum Vergleich wurden Schotter untersucht, die im Bereich der heutigen Hochwasser abgelagert wurden und das sogenannte Hochflutbett, die Alluvialterrasse, aufbauen. Das DIAGRAMM XV (Abb.28) zeigt nicht nur eine Verlagerung des Maximums in die Größenordnung von 201 - 300 sondern auch eine ganz andere Gestalt gegenüber den vorher behandelten Diagrammen. Nur 15 % der Gerölle sind eckig, alle anderen zeigen mäßige bis gute Abrollung, obwohl es sich sicher um nur auf kurze Strecken transportierte, umgelagerte Niederterrassen-Schotter handelt. Der holozäne Akkumulationskörper, der an der Innenseite der Sporne und in den Flußverzweigungen Mächtigkeiten bis zu 6 m erreicht, hat im Gegensatz zu den periglazialen Terrassenkörpern eine deutliche fluviatile Transportkurve.

Schon bei der Einzelbeschreibung des Hochflutbetts fällt die ausgedehnte Fläche bei Kenn wegen des völligen Fehlens von Tonscherben innerhalb der Ablagerungen auf. (vgl. 1. Teil B I 5) Eine morphometrische Schotteranalyse bei Quarzen, die 2 m über dem Grundwasserspiegel entnommen wurden, zeigt eindeutig die genetische Zugehörigkeit dieser Schotter zur letztzeitlichen Niederterrasse; denn in DIAGRAMM XVI sind 79 % der Gerölle schlecht zugerundet (bis Index 200, mit dem Maximum in der Gruppe 101 - 150)

Eine Sonderstellung nimmt die Hauptterrassen-Ablagerung nördlich Klüserath ein. Wie aus der Einzelbeschreibung der Terrassen hervorging, paßt sich ihre Lage nicht dem von Südwesten nach Nordosten gerichteten Verlauf der damaligen Mosel an, und die quantitative Schotteranalyse ergab einen für die Hauptterrasse viel zu geringen Quarzgehalt zu gunsten devonischer

Gesteine und roter Sandsteine. Die morphometrische Schotteranalyse der Quarzgerölle (DIAGRAMM XVII) erinnert mit ihrem langsameren Anstieg bis zum Maximum zwischen 200 und 250 (nur 30 % der Gerölle bis zum Index 200) und dem langsamen Abfall bei den höheren Werten am ehesten an die holozäne Aufschüttung des Trabener Werths.

Aus all dem geht hervor, daß die "Hauptterrasse nordöstlich Klüsserath" genetisch nicht der mittleren Hauptterrasse der Mosel gleichgestellt werden kann, obwohl sie ihr in der Höhenlage entspricht. Wir müssen sie einer fluviatilen Akkumulation vor Beginn der eigentlichen periglazialen Hauptterrassen-Ablagerung zusprechen. Eine genauere Angabe ist vorläufig unmöglich, weil eine entsprechende Ablagerung im Bereich der Mittelmosel nirgends mehr vorhanden ist.

Leider konnte auf diese Art die o b e r e H a u p t t e r r a s s e nicht untersucht werden, weil ihre nur geringmächtige Schotterbestreuung die Anlage eines Aufschlusses nicht lohnt. So können wir nur vermuten, daß es sich in der oberen Hauptterrasse um eine interglaziale Terrasse handelt.

Fassen wir die durch die morphometrische Schotteranalyse gewonnenen Ergebnisse noch einmal zusammen, so ergibt sich folgendes Bild:

1. An der Mittelmosel zeigen fünf Akkumulationsterrassen eindeutig, daß ihre Gerölle einem periglazialen Strom ihre Ablagerung verdanken und zwar: Die Niederterrasse, die untere und obere Mittelterrasse, die mittlere Hauptterrasse und die Höhenterrasse. Die untere Hauptterrasse und die Ablagerungen im Hochflutbett zeigen ein fluviatiles Transportdiagramm, wobei die untere Hauptterrasse infolge eines mäßig hohen kältzeitlichen Einschlags vielleicht auch in das Spätglazial der zweiten Eiszeit gestellt werden muß.

2. Eine spezielle profilmäßige Untersuchung der Terrassenschotter zur Feststellung verschiedener klimatischer Phasen - Hoch-, Früh- oder Spätglazial - innerhalb eines Akkumulationszyklus kam zu keinem Ergebnis.

Die morphometrische Schotteranalyse nach C a i l l e u x und T r i - c a r t gibt uns ein Mittel, durch Bestimmung der Zurundung der einzelnen Gerölle die periglazialen Ablagerungen innerhalb einer Terrassentreppe zu erkennen. Eine Auswertung der Ablagerungen soll aber möglichst nicht allein nach dieser Analyse sondern nur gemeinsam mit dem morphologischen Befund vorgenommen werden.

Damit ist diese Analyse zu einem der wichtigsten Anhaltspunkte zur Trennung der Niederterrasse von den rezenten Aufschüttungen geworden, und sie erbringt in dem Moseldreieck von Kenn den N a c h w e i s f ü r e i n e j u n g e A b s e n k u n g d e r N i e d e r t e r r a s s e , die daher heute im Bereich der Moselhochwasser liegt.

C. DER FOSSILGEHALT DER SCHOTTER .

Wesentlich neue Ergebnisse können wir bei der Bestimmung des Fossilgehaltes der Terrassen nicht mehr erwarten, vor allem deshalb nicht, weil man feststellen mußte, daß das Vorkommen diluvialer Säugetierknochen nicht unbedingt ein Beweis für eine periglaziale Aufschüttung zu sein braucht. In der holozänen Bimsterrasse des Rheins konnten mehrere solcher Säugetierreste gefunden werden, deren Lage auf eine Verarbeitung der letzteiszeitlichen Niederterrassen-Gerölle zurückzuführen ist. In fluviatilen Ablagerungen haben Fossilien nicht dieselbe Beweiskraft wie in marinen Sedimenten und sind nur im Verein mit andern Kriterien für eine eindeutige Zeitbestimmung wertvoll.

Nur der Vollständigkeit halber sollen die wenigen Fundpunkte der Mittelmosel hier erwähnt werden.

Von den älteren Terrassen sind überhaupt keine Tierreste bekannt, sie wurden nur in der Niederterrasse entdeckt. Die folgende Darstellung stützt sich auf Literaturhinweise (G r e b e , S t e i n h a u s e n 1936), Angaben des Landesmuseums in Trier und Berichte der Grubenbesitzer.

Die Schotter der Niederterrasse bei Schweich und Issel scheinen reich an kaltzeitlichen Tierresten zu sein. In den Erläuterungen zu Blatt Schweich erwähnt G r e b e bereits 1892 "ein fast 3 m langes Bruchstück eines Stoßzahnes nebst Backenzähnen und Teilen des Schädels von ELEPHAS PRIMIGENIUS" (ohne genauere Angaben). Später wurden noch weitere Reste gefunden: 1927 in einer neuen Kiesgrube beim Rotenberg, nahe dem Moselufer, mehrere Kieferstücke mit Backenzähnen und einem Teil eines mächtigen Stoßzahnes. 1931 ein 2,30 m langer Stoßzahn von ELEPHAS PRIMIGENIUS (Mammut) in einer verfallenen Kiesgrube nördlich von der Straße zwischen Issel und Quint (Oberfläche 135 m = 15 m über NW). Nach den Angaben des Besitzers lagen die Schichten wie folgt:

Bis 4,50	m Sand, Lehm und "Lette"	
" 7,50 - 8,00	m Fast reiner Sand	(Fundschrift)
" 9,00 - 10,00	m Sand und Kies	
	Kies im Grundwasserbereich.	
	Liegendes nicht erreicht	

Der Mammutzahn befand sich an der Grenze der Sandschicht gegen die kiesigen Sandlagen (= 7 m über NW).

In den gegenüberliegenden großen Kiesgruben von Kenn, die von den höchsten Hochwassern noch überschwemmt werden, fand man einen Zahn von BOS PRIMIGENIUS (Auerochs) (S t e i n h a u s e n 1936). Außerdem entdeckten Arbeiter im Jahre 1951 in einer Tiefe von etwa 6 m unter der Oberfläche (= 1 m über NW) neben mehreren unbestimmbaren Knochen einen Mammutzahn, der nach zwei Tagen an der Luft zerfiel, ferner das Geweih eines Elchs (ALCES sp.). Der Fundort liegt noch über dem mittleren Grundwasserspiegel in der Schicht aus grobem, rotem Sand und mittelgroßen und kleinen Schottern (vgl. 1. Teil B I 5).

Diese Funde, im Verein mit dem Diagramm des Zurollungsindex, und die Höhenlage der Unterkante zeigen an, daß es sich - wenigstens in dem unteren Teil dieser Terrasse - um die letzteiszeitliche Niederterrasse handelt, die nur um einige Meter tektonisch abgesunken ist. Dafür spricht auch das völlige Fehlen rezenter Fossilien, die in den holozänen Aufschüttungen so zahlreich vorkommen.

Auch in der Niederterrasse bei Andel (Grube 45) wurden 1950 Knochenreste eines Elchs (ALCES sp.) gefunden, die in 6 bis 7 m unter der Oberkante der Grube lagernde Kies- und Sandschichten eingebettet waren.

Artefakte, die stets auf vorgeschichtliche Besiedlung schließen lassen, fehlen völlig, und die Tierfunde sind zu spärlich, um eine Rekonstruktion der letzteiszeitlichen Fauna des Moselgebietes vorzunehmen. ELEPHAS PRIMIGENIUS

und BOS PRIMIGENIUS sind Tundrenbewohner, Elche (ALCES) dagegen finden sich auch in lichten Waldbeständen.

Die A u f s c h ü t t u n g e n d e s H o c h f l u t b e t t s sind überall reich an rezenten Flußmuscheln, Knochenresten von Haustieren, Tonscherben und Münzen. Auf dem Trabener Werth finden wir solche Objekte in geschichteten Sanden und Kiesen bis 4 m oder sogar 5 m unter der Oberfläche (= 2 m über NW der Mosel). Die "Siegburger Tonscherben" stammen etwa aus dem 15. Jahrhundert n. Chr. (Anm. 27). Vor ungefähr 400 Jahren hat also die Mosel am Trabener Werth und an den Innenseiten der Gleithänge Sande und Schotter bis zu 4 m Mächtigkeit abgelagert.

Der im Aufschluß (55) bei Niederremmel (vgl. 1. Teil B I 5) angetroffene anmoorige Boden zwischen den groben Schottern des Untergrundes und den Ablagerungen des Hochflutbetts wurde p o l l e n a n a l y t i s c h untersucht. Leider ließen sich nur sehr wenige Pollen feststellen, und zwar: PINUS SILVESTRIS, 1, QUERCUS, 3, SALIX, 1, POLYPODIACEEN, 1, LYCOPODIUM, 1, DROSEREA, 1, COMPOSITEN, 1. Eine exakte stratigraphische Auswertung ist daher nicht möglich. Aber wegen der geringen Anzahl der Baumpollen und einer Überdeckung durch Ablagerungen aus dem 15. Jahrhundert läßt sich vermuten, daß der Bodenhorizont aus der großen Rodungszeit des Mittelalters (um 1000 - 1200 n. Chr.), dem Abschnitt X der "Waldgeschichte Mitteleuropas" (F i r b a s 1949) stammt. Das würde bedeuten, daß Schotter, Sande und Lehme innerhalb des Hochflutbettes erst seit der Rodungszeit in stärkerem Maße umgelagert werden.

Die jüngste Akkumulation (Phase 12) in der Talentwicklung der Mittelmosele wäre damit auf die Veränderung der Naturlandschaft durch den Menschen zurückzuführen, also anthropogen bedingt. (Anm. 28) Vielleicht lassen sich später noch zusätzliche Beweise für diese Ansicht finden.

Jedenfalls liegt im heutigen Hochflutbett bis 5 und 6 m unter der Oberfläche echter Alluvialkies, der in die Niederterrasse eingeschachtelt ist. In der Niederterrasse bestätigen die Fossilfunde nur das schon als letzteiszeitlich erkannte Alter dieser Aufschüttungen. Daneben zeigen sie, daß damals die Tundra im Moselgebiet vorherrschend gewesen sein muß. Das noch im Hochwasserbereich gelegene Terrassenstück nördlich Kenn gehört der morphometrischen Schotteranalyse u n d den Fossilfunden zufolge zum Schotterkörper der Niederterrasse, ist allerdings um einige Meter abgesunken.

Anm. 27) E r l i n g h a g e n (Geologischer Bau und Entwicklung des Ruhrtals. Ungedr. Diss. Stuttgart 1953) fand gleichalte Siegburger Scherben bis 5 m Tiefe in den Talsanden und -kiesen der Ruhr.
Anm. 28) vgl. die Auelehmlagerung an der Weser (M e n s c h i n g 1951).

D. DER SCHWERMINERALGEGHALT DER TERRASSENSANDE.

Die sedimentpetrographischen Untersuchungen der schweren Fraktion, die vor allem in den Niederlanden durch E d e l m a n n und seine Schüler durchgeführt werden, haben einen klaren primären Zusammenhang zwischen dem Sediment und seinem Herkunftsgebiet ergeben. (E d e l m a n n 1938).

Für die verschiedenen Terrassen des Rheins hat S i n d o w s k i (1940) den Schwermineralgehalt der Sande bestimmt, aber nur sekundäre, durch Verwitterung der instabilen Minerale bedingte Unterschiede feststellen können. So lassen sich nach ihm z.B. die Terrassen nach dem Granatgehalt gliedern, der von der Nieder-Terrasse zur Haupt-Terrasse infolge Verwitterung ständig abnimmt.

Durch die freundliche Unterstützung des Physisch-Geographischen Laboratoriums der Universität Amsterdam wurde es mir ermöglicht, die Moselterrassen auf ihren Schwermineralgehalt hin zu prüfen. Die Ergebnisse sind in Tab. II und IV zusammengefaßt. Zur Charakterisierung der untersuchten Sande ist außerdem eine Bestimmung der Korngröße und der p_H -Werte beigefügt (Tab. III), deren Unterschiede aber auf lokale Einflüsse zurückgehen und nicht als typisch für die betreffende Terrassenstufe angesehen werden können. Auf den ersten Blick geht aus den Darstellungen hervor, daß die Sande bezeichnende Unterschiede in der schweren Fraktion aufweisen.

Der tertiäre Sand (Probe 16) wird charakterisiert durch Turmalin, Zirkon und Rutil, sehr widerstandsfähige Minerale, die sich darum bei häufigen Umlagerungen stark anreichern (B r i n k m a n n 1938). Sie stammen aus den Sedimenten des rheinischen Schiefergebirges und sind auch für dessen tonige Verwitterungsdecke bezeichnend (Probe 15).

Die einförmige Turmalin-Zirkon-Rutil-Assoziation, die den Einfluß des rheinischen Schiefergebirges dokumentiert, läßt sich in den älteren Pleistozän-Terrassen der Mosel, einschließlich der oberen Mittelterrassen, als charakterisierende Gruppe weiter verfolgen. Eine Abgrenzung zwischen Tertiär und ältestem Pleistozän ist somit an Hand des Schwermineralgehaltes der Sande nicht möglich. Diese stehen noch denen der voraufgegangenen Erdperiode nahe, während die quantitative Schotteranalyse eine eindeutige Trennung zwischen tertiären und altpleistozänen Ablagerungen anzeigt (vgl. Abb. 20 a, b, c).

Es gelang ebenfalls nicht, an Hand der Schwerminerale eine Trennung zwischen Höhen- und Hauptterrassen vorzunehmen. Auch die Sandanalyse der sog. "Hauptterrasse von Klüsserath", die durch ihren geringen Quarzkoefizienten und die starke Zurollung der Kiese gegenüber den normalen Hauptterrassen-Ablagerungen auffällt, gibt uns keinen Anhaltspunkt zu ihrer genetischen Einordnung.

Selbst nach der großen Erosionsperiode, die der Hauptterrassen-Akkumulation folgte, überwiegt der Turmalin-Zirkon-Rutil-Gehalt immer noch, geht aber bereits gegenüber der Hauptterrasse leicht zurück. Dafür treten geringe Mengen Granat, der nach den Untersuchungen v a n A n d e l s (1950) der Trias entstammt, und basaltische Hornblenden auf, die den Beginn der vulkanischen Tätigkeit in der Eifel anzeigen.

Dieser vulkanische Einfluß nimmt in den Ablagerungen der unteren Mittelterrasse plötzlich die beherrschende Stellung in der Mineralzusammensetzung der schweren Fraktion ein. Die Augit-Diopsid-Zahl beträgt 74 %. Daraus geht hervor, daß die Haupteruptionszeit der pleistozänen Vulkane im Einzugsbereich der Mosel, vor allem ihrer Nebenflüsse Kyll, Salm und Lieser, in die Akkumulationsphase der unteren Mittelterrasse fällt. (Riss I/Riss II). Das ältere Pleistozän ist demgegenüber in der Vulkaneifel eine ruhige Periode gewesen.

Ähnliche Beobachtungen hat Z e p p im Kylltal gemacht. Bei Birresborn überlagern die Basalttuffe und die Lava des Kalem die Oberstufe der Kyll-

Hauptterrasse (= mittlere Hauptterrasse der Mosel). Basaltgerölle lassen sich erstmals in den Schottern der unteren Kyll-Mittelterrasse nachweisen.

Interessant ist auch die Veränderung des Gehalts an opaken Mineralen, der bei der unteren Mittelterrasse und den jüngeren Terrassenstufen etwa um die Hälfte abnimmt.

In der Niederterrasse geht der Einfluß der vulkanischen Tätigkeit bereits merkbar zurück, aber durch die Aufarbeitung vulkanischen Materials herrscht immer noch die Augit-Diopsid-Assoziation vor. Bemerkenswert scheint auch der Gehalt an gerundetem Granat, der seit der oberen Mittelterrasse eine Rolle spielt und in der Niederterrasse erstmals stärker in Erscheinung tritt. Nach v a n A n d e l (1950) entstammt er der Trias, und seine Anreicherung in den jüngeren Terrassen ist aus der Talgeschichte der Mosel leicht erklärlich. Noch während der Hauptterrassen-Zeit lag das Moselbett unterhalb der Saarmündung im Bereich des Hunsrückschiefers. Der Fluß beschrieb damals einen weiten Bogen nach Süden die Ablagerungen der Trias meidend. Erst als der Trierer Raum bei der Aufwölbung des rheinischen Schil- des in seiner Hebungsintensität relativ zurückblieb, glitt die Mosel nach Norden ab und schnitt den Buntsandstein und Muschelkalk der Trierer Bucht an.

Daß der Grantanteil an der mittleren Mosel vorwiegend auf lokale Beeinflussung zurückgeht und nicht vielmehr als eine Folge der Maasanzapfung bei Toul angesehen werden kann, ergibt sich aus der Untersuchung der abgesunkenen Niederterrasse bei Kenn. Diese, am Rande der Trierer Bucht liegend, weist mit 10 % die höchste Granatzahl auf, die sich moselabwärts ständig vermindert. Durch das Überwiegen an Augit-Diopsid erkennt man die Zugehörigkeit der Kenner Ablagerungen zur Niederterrasse, obwohl sie morphographisch der rezenten Talaue zugerechnet werden müssen. Damit ist ein weiterer Beweis für ihre tektonische Absenkung nach der Niederterrassen-Akkumulation gegeben.

Das Hochflutbett bildet eine Mineralgesellschaft für sich, in der die vulkanische Hornblende - Augit - Titanit - Assoziation überwiegt und auch die Opakzahl bedeutend geringer ist als in der Niederterrasse. Noch deutlicher geht der Unterschied gegenüber der Niederterrasse aus zwei Analysen der rezenten Moselsande von Bernkastel hervor, in denen v a n A n d e l (1950) das Verhältnis

basalt.Hornblende:Augit:Titanit:übrigen Mineralen
bestimmt, die sich verhalten wie 14 : 58 : 12 : 16
bzw. 18 : 56 : 16 : 10

Die plötzliche Zunahme der vulkanischen Schwerminerale zeigt das Wiederaufleben des Vulkanismus in den Eruptionen der Eifelmaare, die S t r a k a auf Grund von Pollenanalysen in die jüngere Tundrenzeit einordnet. Ihre Anfänge sind noch in das Ende des Allerödinterstadials zu stellen und die letzten Ausläufer reichen bis zum Beginn des Präboreal (S t r a k a 1952).

Dadurch ist eine obere Begrenzung der Niederterrassen-Akkumulation gegeben, die mindestens seit Beginn des Alleröd beendet gewesen sein muß und daneben ein Beweis geliefert, daß sich jede Veränderung des Einzugsbereichs sofort in dem Schwermineralgehalt der Flußterrassen zu erkennen gibt.

Zusammenfassend zeigt sich folgendes: Die älteren Terrassen sind durch das Hervortreten des Schiefergebirgseinflusses ausgezeichnet, der sich in dem Überwiegen an Turmalin, Zirkon und Rutil äußert. Bei den jüngeren sind die vulkanischen Schwerminerale besonders zahlreich vertreten, und zwar in der unteren Mittelterrasse und Niederterrasse Augit und Diopsid aus den basaltischen Ergüssen des mittleren Pleistozän und in dem holozänen Hochflutbett die Hornblende-Augit-Titanit-Assoziation, die charakteristisch ist für die Tuffe der Eifelmaare aus dem Abschluß der vulkanischen Förder- tätigkeit in dieser Gegend.

Tab. III:

Mechanische Zusammensetzung der Sande.

Probe Nr.	Sande > 2mm	Zusammensetzung der Sande < 2 mm in gegenseitigem prozentischen Verhältnis														P _H		CaCO ₃ in %	
		1700	1200	850	600	420	300	210	150	105	75	50	16	H ₂ O	KCl				
		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<2				
		1200	850	600	420	300	210	150	105	75	50	16	2						
1	52,4	8,5	7,7	19,3	18,4	8,1	10,2	8,2	5,2	3,7	1,5	3,8	1,6	3,6		8,6	8,0	1,54	
2	3,0	0,7	0,8	3,3	11,6	17,3	22,3	18,7	10,4	3,9	1,2	2,4	1,7	5,7		7,2	5,9		
3	6,0	0,1	0,2	0,9	14,5	43,7	28,6	6,4	1,4	0,5	0,2	0,4	3,1		6,8	5,9			
4	2,1	0,6	0,5	3,3	19,1	40,0	23,2	5,6	1,3	0,3	0,1	0,4	0,3	5,3		7,0	5,5		
5	20,5	2,3	2,5	14,4	41,5	22,6	11,1	1,7	0,4	0,2	0,1	0,2	3,0		6,7	5,3			
6	7,4	4,2	3,5	11,0	23,6	35,2	13,1	1,4	0,3	0,2	0,1	0,2	0,0	6,4		5,6	4,1		
7	2,8	1,0	0,7	1,6	5,7	22,1	37,1	18,2	4,8	1,4	0,4	0,8	0,7	5,7		6,0	4,3		
8	1,4	0,2	0,2	0,8	11,1	44,0	29,4	3,7	0,4	0,2	0,1	0,2	0,0	10,4		5,6	4,1		
9	5,5	0,5	0,5	1,9	5,7	21,0	34,1	20,9	3,9	0,8	0,3	0,5	0,0	9,0		5,4	4,0		
10	4,6	0,9	1,1	5,7	31,5	44,2	10,5	0,9	0,2	0,15	0,1	0,3 ⁵	4,4		4,9	4,0			
11	25,3	3,5	4,9	31,9	28,4	21,3	5,3	1,0	0,4	0,4	0,2	0,6	2,1		5,7	4,7			
12	25,0	13,0	9,0	17,5	17,7	17,7	17,5	3,7	0,6	0,3	0,1	0,3	2,6		8,5	8,0	1,39		
13	1,0	0,0	0,02	0,02	0,4	11,6	45,5	33,4	6,2	0,8	0,1	0,2	1,8		6,0	4,8			
16	-	-	-	-	0,1	3,4	37,1	32,7	12,7	5,5	2,1	2,6	3,8		5,9	4,5			
		1700	1200	850	600	420	300	210	150	105	75	50	32	16	8	4			
		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<2		
		1200	850	600	420	300	210	150	105	75	50	32	16	8	4	2			
14	sp.	-	0,01	0,01	0,2	1,4	9,2	15,5	21,0	16,3	6,9	8,7	2,0	1,7	2,3	2,3	12,3	6,1	4,5
15	-	-	-	-	-	0,2	0,8	2,3	2,6	2,8	2,3	3,8	6,2	6,1	8,2	7,8	56,9	5,2	3,2

E. VERSUCH EINER ZEITLICHEN EINORDNUNG DER MOSEL TERRASSEN.

URSACHEN DER TERRASSEN-BILDUNG.

Auf Grund der speziellen chronologischen Untersuchungsmethoden läßt sich eine zeitliche Datierung der Terrassenablagerungen vornehmen und mit den aus den Längsprofilen erschlossenen Erkenntnissen der tektonischen Vorgänge des Pleistozäns für jede Schotterterrasse eine klimatische oder tektonische Ursache der Aufschotterung angeben.

Als eindeutig kaltzeitlich bedingt lassen sich ermitteln:

1. Die Schotter der Niederterrasse und zwar mit Hilfe mehrerer paläoklimatischer Kriterien. Die Terrasse ist frei von periglazialen Gehängeschutt; die letzteiszeitlichen Dellen enden hängend auf ihr; in die Gerölle sind Reste einer kälteliebenden Fauna eingeschwemmt und die morphometrische Schotteranalyse zeigt eindeutig das Bild einer periglazialen Flußablagerung.
2. Der Akkumulationskörper der unteren Mittelterrasse. Auch auf ihm münden einzelne Dellen ohne Schuttkegelbildung aus, und der geringe Zurollungsindex deutet auf den Transport durch einen periglazialen Fluß.
3. Bei dem Akkumulationskörper der oberen Mittelterrasse,
4. bei dem Akkumulationskörper der mittleren Hauptterrasse und
5. bei dem Akkumulationskörper der Höhenterrasse ergeben die Diagramme der morphometrischen Schotteranalysen jedesmal das Bild einer periglazialen Transportkurve.

Im Mittelmoseltal sind also fünf glazialklimatisch bedingte Schotterterrassen ausgeprägt.

Nicht kaltzeitlich bedingt ist die untere Hauptterrasse der Mosel mit ihrer stärkeren Zurollung der Schotter. Wie aus den Längsprofilen hervorgeht, lag während ihrer Aufschotterung um Kochem ein Gebiet mit stärkerer Aufwölbung bzw. um Trier ein relatives Senkungsgebiet. Deshalb können wir diese Aufschotterung als tektonisch bedingt ansehen und sie vielleicht noch in das ausgehende Spätglazial stellen.

Selbstverständlich zeigt auch die jüngste Aufschotterung, die Alluvialterrasse des heutigen Hochwasserbetts, keine periglaziale, sondern eine fluviatile Transportkurve der Gerölle. Als Beginn dieser Akkumulation können wir, dem Gehalt an Tonscherben und dem geringen Prozentsatz an Baumpollen in dem unterlagernden Bodenhorizont zufolge, die Zeit um 1200 n.Chr. annehmen, d.h. die Zeit der mittelalterlichen Rodungen, die im Moselgebiet besonders zur Anlage von Rebkulturen durchgeführt wurden. Als Folge der Entwaldung wurden Gerölle und Sande der älteren Terrassen durch Hangabspülung und seitliche Erosion angeliefert. Als Ursache für die Aufschüttung im Hochflutbett kann damit die durch den Menschen hervorgerufene Veränderung der Naturlandschaft angesehen werden.

Auf Grund der Parallelisierung mit den Rheinterrassen und der allgemeinen Kenntnis von den Vorgängen während des Pleistozäns sollen abschließend die an der Mosel herausgestellten talgeschichtlichen und klimatischen Phasen in das Gesamtbild der quartären Entwicklungsgeschichte eingeordnet werden (Tab. V).

Die erste quartäre Kaltzeit (Günz) machte sich in der Akkumulation der Höhenterrasse bemerkbar, die zweite Kaltzeit (Mindel) führte zur Ablagerung der Gerölle der mittleren Hauptterrasse auf breiter Talsohle. Dazwischen, im Günz-Mindel-Interglazial, lag eine Erosionsepoche mit geringer lokaler Schotteranlieferung (obere Hauptterrasse).

Tab. V:

Versuch einer Genese der Moselterrassen.

Talgeschichtliche Phasen	klimatische Phasen	zeitliche Einordnung	spezielle tektonische Vorgänge	Ursachen der Terrassenbildung	Mäanderentwicklung	Vulkanische Erscheinungen
1. Erosion		Prä-Pleistozän				
2. Akkumulation d. HÖT	Periglazial	1. Kaltzeit Günz		glazial-klimatisch		
3. Erosion 3a. Bildung der oHT		Günz-Mindel Interglazial		tektonisch ?		
4. Akk. der mHT	Periglazial	2. Kaltzeit Mindel		glazial-klimatisch	breite Schottersohle ohne Mäander	
5. Erosion 5a. Akk. der u HT 5b. Erosion	Spät- oder Interglazial	Mindel-Riß-Interglazial	relatives Senkungsgebiet bei Trier und im Neuwieder Becken größte Hebungintensität im zentralen Schiefergebirge	stärkste Aufwölbung um Kochem tektonisch	Entst. d. Talmäander 1. Nachweis des Mäanderlaufs	
6. Akk. der o MT	Periglazial	3. Kaltzeit Riß I		glazial-klimatisch	Umlauftal Burgen-Veldenz	
7. Erosion		Interstadial ?	größte Hebungintensität an der Saar			Eruption
8. Akk. der u MT	Periglazial	3. Kaltzeit Riß II		glazial-klimatisch	Umlauftal Osann-Platten Umlauftal Noviand-Lieser	der basaltischen Vulkane
9. Erosion		Riß-Würm Interglazial				der
10. Akk. der NT	Periglazial	4. Kaltzeit Würm		glazial-klimatisch		Eifel
11. Erosion mit Bildung der o NT		Spätglazial und	Verwerfung von Feyen, Kenn, Gänsefürtchen (um 9000 v. Chr.)			Eruption der Eifelmaare (9500-8500 v. Chr.)
12. Akk. im Hochflutbett mit Tiefenerosion		Holozän		anthropogene Akkumulation ?		

Auch nach der Akkumulation der mittleren Hauptterrasse fand eine Tiefenerosion statt, die mit 90 m unterhalb der Hauptterrassen-Fläche den an der Mosel größten Wert erreichte. Für diesen großen Betrag sind sowohl eine kräftige Hebung des Schiefergebirges als auch die lange Zeit des Mindel-Riß-Interglazials verantwortlich zu machen. Im Gebiet von Trier blieb die Hebung um etwa 10 - 15 m gegenüber der Kochemer Gegend zurück, und es kam dort - wahrscheinlich zu Beginn des großen Interglazials - zur Akkumulation der unteren Hauptterrasse.

Da wir die Niederterrasse der Mosel der letzten Eiszeit zuschreiben müssen, macht sich folglich die Rißzeit an der Mosel durch zwei kaltzeitlich bedingte Schotterkörper, die obere und die untere Mittelterrasse, bemerkbar, die durch eine etwa 40 m betragende Tiefenerosion getrennt sind. Wegen der fortdauernden, starken Hebung des Schiefergebirges braucht es sich aber keineswegs um zwei selbständige, durch eine Interglazialzeit getrennte Rißzeiten zu handeln, sondern der Erosionsbetrag kann auch in ein Interstadial fallen. Die Schotter der Riß I - Akkumulation (=obere Mittelterrasse) zeigen einen periglazialen Zurollungsindex, und die Riß II - Schotter entsprechen der unteren Mittelterrasse des Rheins und gehören damit ebenfalls zu der Saale- (bzw. Riß-) Vergletscherung. Um aber daraus klimatische Folgerungen für eine Untergliederung der Rißzeit zu ziehen, müssen zunächst die Mittelterrassen anderer Flußsysteme, vor allem die des Rheins, auf die Ursachen der Aufschotterung hin untersucht werden.

Der letzten Kaltzeit (Würm) entspricht die Niederterrassen-Aufschüttung. Danach hat an der Mittelmosel vorwiegend Erosion stattgefunden. Tektonisch war die Zeit nach dem Ende der Niederterrassen-Akkumulation für unser Gebiet sehr unruhig. Die jüngsten Eifelvulkane waren in Tätigkeit, und wahrscheinlich gleichzeitig mit diesen vulkanischen Ausbrüchen datieren die jüngsten Verwerfungen von Trier-Feyen, Kenn und am Gänsefürtchen bei Koblenz.

Wir können für das Gebiet der Mittelmosel also dahingehend zusammenfassen, daß sowohl klimatische als auch tektonische Bedingungen für die Bildung der Schotterterrassen verantwortlich zu machen sind.

Die Terrassenbildung ist ein sehr komplexer Vorgang und nicht ohne weiteres "nur durch den klimatischen Wechsel zwischen eiszeitlicher und zwischen-eiszeitlicher Schuttführung und Abflußbilanz hervorgerufen" (Büdel 1944). Wir müssen vielmehr immer mit einer lokalen, tektonisch bedingten Akkumulation rechnen (untere Hauptterrasse an Mosel und Saar), in der Umgebung des Meeres mit eustatisch bedingter Aufschotterung ("Bimsterrasse" des Rheins). Zur Festlegung einer Terrasse als klimatisch bedingte Aufschotterung sind immer eindeutige Beweise notwendig, wobei die Methode von Cailleux ein wichtiges Hilfsmittel ist.

Allerdings sind die fünf durchlaufenden Akkumulationsterrassen der Mittelmosel glazialklimatisch bedingt.

Dritter Teil.

MORPHOGENETISCHE AUSWERTUNG
DER TALENTWICKLUNG.

ALLGEMEINE
MORPHOLOGISCHE PROBLEME.

A. BEMERKUNGEN ZUM PROBLEM DER MÄANDER.

Die Frage der Mäanderbildung ist schon sehr alt und immer wieder unter neuen Gesichtspunkten behandelt worden. Es soll hier nicht auf alle verschiedenen Mäandertheorien (etwa 40 an der Zahl) eingegangen, sondern nur kurz diejenigen Probleme angeschnitten werden, die eine Antwort bei der Untersuchung des Moseltals versprechen. Das bedeutet zunächst eine Vernachlässigung der Theorie der "freien Mäander", also der Windungen, bei denen der Fluß nur seinen eigenen Gesetzen folgt (B a u l i g 1948) und damit die Beschränkung auf "eingesenkte Mäander" oder "Talmäander". Zudem können die physikalischen Strömungsvorgänge und Turbulenz-Erscheinungen nicht näher behandelt werden, die besser in theoretischen Erörterungen oder im Experiment zu klären sind. Die folgende Betrachtung wird den morphologischen Gesichtspunkt in den Vordergrund stellen.

Das "Mäanderproblem" ist noch nicht restlos geklärt. Immerhin lassen sich in der G e s c h i c h t e s e i n e r E r f o r s c h u n g drei Hauptphasen erkennen:

1. Auf einer Moselreise beschrieb A.C. R a m s a y 1878 die Talmäander und leitete als erster ihre Entwicklung aus freien Mäandern ab. Diese V e r e r b u n g s l e h r e wurde von W.M. D a v i s in seine Zyklentheorie aufgenommen und blieb lange Zeit die herrschende Ansicht. Das Auftreten von Talmäandern wurde sogar als Kriterium alter Rumpfflächen angesehen.

2. 1927 konnte G. W a g n e r die Vererbungstheorie auf Grund von Untersuchungen in Süddeutschland einleuchtend widerlegen, nachdem er schon vorher (1919) festgestellt hatte, daß jeder kausale Zusammenhang und jede genetische Beziehung zwischen freien Mäandern und Talmäandern fehlt. Auch vor ihm sind schon Zweifel am Mäanderzyklus aufgekommen, die sich aber gegen die herrschende Ansicht Davis' nicht durchzusetzen vermochten.

S c h e u betont 1908 den Einfluß des Gesteins, R i c h (1914) den der Hebung und erkennt, daß sich Mäander auch erst während des Eintiefens bilden können. B e h r m a n n (1912) stellt den Mäanderzyklus in einem Gebiet mit langsamer, stetiger Hebung als einen Spezialfall der Natur hin und erkennt die Streckung der Windungen bei der Erosionsbelebung. 1919 gelingt E x n e r im Experiment (s.u.), Mäander aus einem ursprünglich gestreckten Lauf entstehen zu lassen, wenn dabei auch nicht alle Ergebnisse seiner Versuche mit den Verhältnissen in der Natur übereinstimmen. P h i l i p p s o n betont 1924 den genetischen Unterschied zwischen "Zwangs-" und "Gleitmäandern", und D e e c k e will die Entwicklung der Mäander in der Struktur des Untergrundes begründet sehen.

F l o h n faßt (1935) die Problematik der Talmäander zusammen, in der er die Begriffe "Zwangs-", "Gleit-" und "Streckmäander rein beschreibend nach Art der Talquerschnitte anwendet, und untersucht den Einfluß der Gesteinsart, der Aufwölbung, Verwerfung und Klüftung sowie den der Schuttanlieferung.

M a s u c h (1935) betrachtet zunächst den Entwicklungsgang einzelner Talmäander und schließt daraus auf die allgemeinen Prinzipien ihrer Ent-

stehung und Entwicklung. Mäander bilden sich bei einer günstigen Verteilung von Seiten- und Tiefenerosion.

Auch H o l (1936) betont den E i n f l u ß ä u ß e r e r F a k t o - r e n , wie die Gesteinsbeschaffenheit, Tektonik und Wasserführung, was bedeutet, daß letztlich die gesamte morphologische Geschichte des Gebietes die Entstehung und den Charakter der Talmäander bestimmt. Sie verlangt, daß bei geomorphologischen Arbeiten eine noch größere Aufmerksamkeit auf die Untersuchung der Talmäander gerichtet sein muß.

Eine eigene Auffassung vertritt K a u f m a n n (1928), bei dem sich auch eine zusammenfassende Darstellung der Mäandertheorien findet. Mäander sind bei ihm rhythmische Phänomene. Sein Interesse gilt ausschließlich den freien Mäandern, auf die er überhaupt den Begriff "Mäander" beschränkt wissen will. Gezwungene Mäander sind seiner Ansicht nach nichts weiter als Krümmungen; so entfaltet sich auch die Mosel in einem "gegebenen System von Krümmungen".

3. Die dritte Gruppe von Mäandertheorien verlegt die Ursache der Mäanderbildung in das fließende Wasser, in den S t r ö m u n g s v o r g a n g selbst (B a s c h i n 1918, E x n e r 1919). Auch Masuch hat darauf hingewiesen: "Eine Tendenz zur Mäanderbildung ist immer vorhanden, wenn eine turbulente Bewegung des Wassers vorliegt." (M a s u c h 1935 S.25). Es handelt sich, rein physikalisch um einen Strömungsvorgang.

In H j u l s t r ö m s bedeutenden "Studien über das Mäanderproblem" (1942) wird ebenfalls die Ursache des Mäandrierens in den Strömungsvorgängen selbst gesucht, daneben aber - der Verbreitung des Phänomens auf der Erdoberfläche entsprechend - eine geringe Neigung, ein gewisser Materialtransport und lockeres, loses Gestein im Untergrund als notwendige, aber nicht hinreichende Voraussetzungen zur Mäanderbildung angesehen, Voraussetzungen, die aber nicht immer bei der Verbreitung von Mäandern in der Natur erfüllt sind. Bei mäandrierenden Lösungsrinnen im Kalkgestein spielt z.B. der Materialtransport keine Rolle.

B a u l i g (1948) überprüft in grundlegenden Erörterungen die verschiedenen Theorien an Hand der Ergebnisse von Experimenten der Mississippi-Kommission in Vicksburg (1942-1944), vor allem den Einfluß äußerer Faktoren, zu denen er die Wassermenge und Schuttlast, das Gefälle, das vorhandene Relief und die Struktur des Untergrundes zählt, und kommt zu dem Schluß, daß von dem gegenseitigen Verhältnis dieser Faktoren nur die Elemente eines Mäanderlaufs, nicht aber die Mäander selbst abhängig sind. Diese führt er in erster Linie auf die Tätigkeit des Flusses selbst zurück. "Ein natürlicher Flußlauf ist nie geradlinig; er übt immer gleichzeitig mit dem Schaffen seines Bettes eine starke seitliche Erosion aus... Die seitliche Erosion beginnt also nicht erst, nachdem die vertikale aufgehört hat." Bis es aber wirklich bei einem geraden Flußlauf zur Ausbildung von Mäandern kommt, müssen die äußeren Faktoren in einem g ü n s t i g e n g e g e n s e i t i g e n V e r h ä l t - n i s , in einem Gleichgewichtszustand stehen: "Darüber oder darunter bilden sich keine Mäander, oder die gebildeten verschwinden".

B a u l i g geht wie H j u l s t r ö m (1949) auch auf die Störungen der Quartärzeit ein, aber die Unterlagen sind für eine solche regionale Betrachtung wohl noch zu dünn.

Der jetzige Stand des Problems kann wie folgt fixiert werden: Die Neigung zum Mäandrieren liegt in den Strömungsvorgängen selbst; im übrigen ist der Vorgang aber sehr komplex und wird durch die genannten Faktoren beeinflusst, die sich auf zwei Arten bemerkbar machen:

Zunächst fördern oder hindern diese die Entstehung von Krümmungen, sind also der Grund für das regional und zeitlich verschiedene Einsetzen der Mäanderbildung aus einem ursprünglich gestreckten Lauf heraus.

Daneben wirken die Faktoren verändernd auf die Form der Mäander ein.

Das Moseltal ist als klassisches Beispiel eines Mäanderlaufs schon öfter erwähnt worden (u.a. von R a m s a y 1878, D i e t r i c h 1910, F l o h n 1935, M a s u c h 1935, B a u l i g 1948), in Angaben, die allerdings die

mangelnde Kenntnis der Talentwicklung erkennen lassen. Erst jetzt können die zwei wichtigsten Fragen des Mäanderproblems geklärt werden, die lauten:

1. Wann und unter welchen Bedingungen setzten die Mäander der Mosel zeitlich ein?
2. Wie entwickelten sich die Moselmäander innerhalb der wechselnden Klimaperioden des Pleistozäns weiter?

I. Einsetzen der Mäander.

Über die Entstehungszeit der Moselmäander kann der Grundriß der Hauptterrasse Auskunft geben, der zu diesem Zweck in einer Sonderkarte wiedergegeben wurde. (Karte 2).

Die mittlere Hauptterrasse zieht wie ein geschwungenes Schotterband mit sehr großer Breitenausdehnung durch die Gegend. Erst die untere Hauptterrasse zeigt deutlich die Ausziehung zu einem mäandrierenden Flußlauf.

Entsprechend der Terrassen-Chronologie (vgl. 2. Teil E) müssen wir die mittlere Hauptterrasse in die Mindel Eiszeit verlegen. Wie ein Vergleich mit den rezenten Periglazialgebieten ergibt, war die Hauptterrasse-Mosel ein verwildertes, verästeltes Stromsystem mit "weitgeschwungenen Uferkonkaven" (Troll 1948), in dem zwar einzelne Rinnen in kleinen Krümmungen verliefen. Durch den Akkumulationsvorgang legte sie ihr Bett ständig höher. Dabei fanden dauernd Flußverlegungen statt, sodaß von einer Entwicklung freier Mäander während der Hauptterrasse-Zeit nicht gesprochen werden kann; denn Mäander können nur in widerstandsfähigem Gestein bestehen, in dem der Stromstrich auch erhalten bleibt (Hol 1936), - sofern wir mit Flohn unter "Mäandern" "mehrfach wiederkehrende, anscheinend gesetzmäßige Krümmungen eines Flusses" verstehen. Mäanderbildung und Zeiten der Verwilderung und Aufschotterung schließen sich gegenseitig aus (Flohn 1935).

Durch den Nachweis des Fehlens freier Mäander in der Hauptterrasse der Mosel fällt die Vererbungstheorie im Sinne Davis als Erklärung für die Entstehung der Moselmäander aus. Eine Vererbung kann überhaupt nur stattfinden bei gleichmäßiger, steter Hebung und im übrigen konstant bleibenden Erosionsbedingungen (Baulig 1948).

Als Zeitpunkt für die Entstehung der Talmäander können wir die Zeit nach der Akkumulation der Hauptterrasse angeben, das heißt die Erosionsphase 5 der Talentwicklung. Die Mäander sind also gleichzeitig mit dem Eintiefen der Mosel entstanden.

Der Fluß schnitt sich in Krümmungen in den Schotterkörper ein. Diese Krümmungen können nicht den Verästelungen der Flußarme zur Hauptterrasse-Zeit entsprechen; denn die Größe jeder Krümmung ist von der Wassermenge und damit der Energie des Flusses abhängig. Das bedeutet für die Mosel, daß die Windungen eines einzelnen, aufschotternden Hauptterrasse-Armes nicht an die Schwingungsbreite der heutigen Talmäander heranreichen konnten.

Als Faktoren, die die Bildung der Mäander beim Einschneiden in die mittlere Hauptterrasse begünstigten, gelten:

1. das Nachlassen der periglazialen Hangzufuhr und damit das Ende der Verwilderung des Stromes.

Die fluvio-dynamischen Vorgänge änderten sich im milderen Klima von Grund auf, der Strom sammelte sein Wasser in einer schmalen Erosionsrinne (Büdel 1943). Dadurch wurde seine Energie vergrößert, die er bei der Tiefenerosion nicht völlig aufzehren konnte. Er begann entsprechend dem Stromstrich seitlich zu pendeln ("Einfluß von Wassermenge und Last"). Ähnliche Beobachtungen machte Troll (1924) an zahlreichen Flüssen des Alpenvorlandes.

Der Klimawechsel bildete die Voraussetzung für diese Entwicklung, doch war er nicht allein maßgebend; denn nicht überall in unserem Gebiet finden sich

Mäander. Als weiterer Grund gilt:

2. die stärkere Hebungsintensität des Schiefergebirges bei Kochem, die ebenfalls mit ihrem Hauptbetrag in die Zeit nach der Akkumulation der mittleren Hauptterrasse fällt (Tab. V). Dadurch wurde oberhalb Kochem die Tiefenerosion vermindert, und der Fluß hatte Energie zur Seitenerosion übrig. "Mäander kommen oft oberhalb von stauenden Hindernissen zur Entwicklung", betont auch M a s u c h (1935). Unterhalb Kochem begann wegen der Einsenkung des Neuwieder Beckens ein durch stärkeres Einschneiden und folglich Streckung der Mäander ausgezeichneter Abschnitt. ("Einfluß des Gefälles"). Die Vergrößerung des Gefälles bei der Kippung des Schiefergebirges verhinderte z.B. am Rhein die Entstehung von Mäandern bei seinem Einschneiden in das Hauptterrassen-Schotterfeld.

An der Mosel beeinflusste die Kippbewegung des devonischen Massivs außerdem den Unterschied zwischen den breiten, nach Norden gerichteten Mäanderbögen und den schmalen, nach Süden ausgreifenden Spornen (Karte 2).

3. Auch die Natur des Untergrundes übt einen gewissen Einfluß auf die Mäanderzone aus. Während in der Eifel und im Hunsrück die Schieferungsflächen des Unterdevons fast senkrecht stehen, sind sie in der Moselmulde nur schwach geneigt (S o l l e 1942, K o p p 1951). Einen unmittelbaren Anstoß zur Entstehung der Mäander haben sie aber nicht gegeben; denn auch die älteren, vor der Ausbildung der Talmäander datierenden Moselläufe schlugen bereits diesen Weg ein. Sie können also nur fördernd auf die Vorgänge der Seitenerosion nach Durchschneidung des Hauptterrassen-Schotterkörpers eingewirkt und die Größe der Mäander beeinflusst haben; denn die Schwingungsbreite der Mäander liegt innerhalb dieser Muldenzone. ("Einfluß der Struktur des Untergrundes").

II. E n t w i c k l u n g d e r M ä a n d e r .

Während des fortdauernden Einschneidens im Mindel-Riß-Interglazial (stärkste Hebungsintensität des zentralen Schiefergebirges) wurden die Krümmungen der Talmäander in einem 80 - 90 m tiefen Erosionstal festgelegt, sodaß in den klimatisch bedingten, jüngeren Akkumulationsphasen die Mäander nicht mehr zurückgebildet, wohl aber verändert werden konnten.

Mit einigen Einschränkungen können wir daher seit der unteren Hauptterrassen-Zeit von einer "Vererbung" i.e.S. reden, aber es handelt sich um keine Vererbung ehemals freier Mäander, weder der pliozänen Hochfläche noch der Hauptterrassen-Talaue, sondern um die Beibehaltung großer Talwindungen, die durch das Zusammentreffen besonders günstiger Faktoren bei Beginn der Eintiefung in den Hauptterrassen-Schotterkörper entstanden sind.

Im Bereich des breiten Hauptterrassen-Talbodens zwischen Burgen und Platten wurden die Windungen besonders stark ausgezogen, und es kam schließlich zu Durchbrüchen und zur Bildung der in der Literatur oft erwähnten Moselumlaufberge (Abb. 4).

Die älteste Erklärung dieser Flußablagerungen stammt von G r e b e (1885), der bei Schweich die Abspaltung eines kurzen, nördlichen Moselarmes (durch die Wittlicher Senke über Hetzerath, Salmrohr und Platten) annimmt, der auf dem Wege über das Trockental sich schließlich dem südlichen Moselarm verband, der bis dorthin einen bedeutend längeren Lauf durch das Schiefergebirge zurückzulegen hatte. Abgesehen von der morphologischen Unmöglichkeit einer späteren Flußabschnürung zugunsten des längeren, südlichen Flußarmes mit seinem geringeren Gefälle, sind auch in der Höhe der Mittelterrassen zwischen Salmrohr und Platten keine Schotter zu finden, worauf schon L e p p l a (Erl.Bl.Wittlich 1901) hinweist. Dieser will stattdessen sämtliche Schotter zwischen Brauneberg, Osann, Platten und Lieser dem vereinigten Lieser-Alf-Lauf zuschreiben, wobei er zur Erklärung der Talzüge eine Gabelung des Lieser-Laufs zwischen Platten und Noviant annehmen muß.

Dagegen spricht sich A. P e n c k (1912) aus. Ihm zufolge rühren die Schotter zwischen Mülheim, Noviand, Siebenborn und Lieser von einem alten Mosellauf her. Auf die Entstehung des Osanner Trockentals und die Schotter von Platten geht er nicht ein.

Dieses Problem hat dann D i e t r i c h nochmals aufgegriffen und einen Mosellauf von Brauneberg über Burgen, Veldenz, Noviand, Osann, Platten, Siebenborn nach Lieser rekonstruiert. Durch drei Flußdurchbrüche sind der Noviander Hüttenkopf, der Maringer Berg und der Geis Berg als Umlaufberge entstanden. Nach D i e t r i c h soll die erste Abschnürung zwischen Noviand-Siebenborn, die zweite zwischen Mülheim-Lieser und die dritte zwischen Brauneberg-Mülheim erfolgt sein - letztere zur Niederterrassen-Zeit. Er stützt seine Ansicht auf morphologische Beweise; ein petrographischer Nachweis von Moselablagerungen im Osanner Trockental wurde von ihm nicht erbracht, sodaß dessen Entstehung durch einen Mosel- oder einen Lieserlauf eine noch offene Frage ist.

Aus der Kenntnis der Talentwicklung läßt sich die Bildung der Trockentäler und Umlaufberge heute folgendermaßen klären (Abb.4) :

Zur Zeit der oberen Mittelterrasse floß die Mosel noch von Brauneberg über Burgen, Veldenz, Noviand, Osann, Platten, Siebenborn nach Lieser. Aber noch zu Beginn der Akkumulation der oberen Mittelterrasse erfolgte der erste Flußdurchbruch zwischen Brauneberg-Mülheim, wie eindeutig aus dem Aufbau des Trockentals zwischen Burgen und Veldenz hervorgeht (Querprofil V). Heute fließen der Veldenz- und der Frohnbach durch die aufgegebene Moselkrümmung und haben das Tal durch Erosion und Schotterumlagerung stark verändert.

Bei der Ablagerung der unteren Mittelterrassen-Gerölle (Akkumulationsphase 8) wurde der nach Norden gerichtete Mäanderbogen über Platten noch von der Mosel benutzt und im Osanner Trockental bis über 25 m mit Schottern und Sand zugeschüttet (Querprofil IV). Gegen Ende der Akkumulationsphase 8, etwa im Maximum der Riß-II-Kaltzeit, durchbrach die Mosel bei Siebenborn die vorher durch Solifluktion erniedrigte Flußscheide. Durch den plötzlich verkürzten Flußlauf belebte sich die Tiefenerosion, wie deutlich an der Zweiteilung der unteren Mittelterrasse, nordwestlich Siebenborn, erkenntlich ist.

Auf Grund des letzten, während der Eintiefung in die untere Mittelterrasse stattgefundenen Durchbruchs zwischen Mülheim-Lieser kam der heutige Mosellauf zustande als eine gerade Talstrecke von Filzen bis Bernkastel in dem sonst in "anscheinend gesetzmäßigen Windungen" (F l o h n 1935) dahinfließenden Strom.

Daß die M o s e l die Talformen um Platten geschaffen hat und nicht die Lieser, geht eindeutig aus den petrographischen Schotteranalysen der Aufschlüsse hervor (Abb. 20 h,i), denen zum Vergleich eine Analyse der Lieser-Niederterrasse gegenüber gestellt wird (Abb. 20 l). Zwar ließ sich bei Platten kein Muschelsandstein als "Leitgeröll" der Mosel finden - dies ist in den älteren Terrassen sowieso äußerst selten -, aber die G r ö ß e d e r G e r ö l l e und die q u a n t i t a t i v e Z u s a m m e n s e t z u n g, vor allem der Quarzgehalt, weisen eindeutig auf die Mosel als Schuttlieferanten hin.

Als e i n e entscheidende Ursache für die aufeinanderfolgenden Abschnürungen kann die A n z a p f u n g d e r M a a s m o s e l bei Toul und die dadurch vergrößerte Wassermenge der Mittelterrassen-Mosel gelten. Eine Zunahme der Wassermenge bewirkt ein Anwachsen der Erosion, sowohl der Tiefen- als auch der Seitenerosion, somit eine Vergrößerung der Mäander (B a u l i g 1948), die bei einem gewissen Maximalbetrag zur Abschnürung führen muß.

Günstig war ebenfalls die Erniedrigung der Talhänge durch die Vorgänge der eiszeitlichen Solifluktion, sodaß sie bei erneuter Akkumulation leicht überflutet werden konnten.

F l o h n hebt den auffallenden Gegensatz zwischen dem steilen Abfall unterhalb der Hauptterrasse und den tieferliegenden flachen Hängen hervor, ein Gegensatz, wie er in der Gestalt jedes Engtalquerschnitts zum Ausdruck kommt (vgl. Querprofile). "Am oberen Rand der Mittelterrassen wurde die Einsenkung der Zwangsmäander abgelöst von der Ausziehung der Gleitsporne" (F l o h n 1935). Auch für diese "einzigartige Ausbildung der Moselgleitmäander" macht er die A n z a p f u n g b e i T o u l verantwortlich. Zu dieser Ansicht kann man allerdings nur dann kommen, wenn man allein die Oberflächen der Talhänge betrachtet. In Wirklichkeit trifft es nicht zu, daß "nirgends die Terrassierung der Gleithänge so gering ist wie gerade hier" (F l o h n 1935), sondern den Schotterunterkanten nach ist eine klare Stufung festzustellen (vgl. Querprofile).

Die heutige Form der Moselgleitmäander ist in erster Linie ein Werk von S t ö r u n g e n d e r K a l t z e i t e n . Die ruhige Entwicklung der Mäander im großen Interglazial, in dem eine kräftige, unregelmäßige Aufwölbung des Schiefergebirges mit gleichzeitiger Schaffung eines starken Flußgefälles stattfand - wodurch zwangsmäanderähnliche Formen entstanden - war nach 80 - 90 m Eintiefung abgeschlossen.

Es begann die klimatisch bedingte Akkumulation der oberen Mittelterrasse. Durch den starken Schuttransport wurde die ganze Energie des Flusses verbraucht, die linienhafte Erosion des Mäanderlaufs unterbrochen und ein breites Sohlental geschaffen und zugeschottert. Daß es in der Rißeiszeit nicht zur völligen Rückbildung der Talmäander kommen konnte, beruht nur auf der vorhergehenden, kräftigen Tiefenerosion, die bedingte, daß die trennenden Sporne bei der Akkumulation nicht mehr beseitigt werden konnten.

Dreimal wurde die gleichmäßige Mäanderentwicklung durch Perioden der Aufschotterung unterbrochen, und nach jeder Akkumulationsphase setzte die Weiterentwicklung der Mäander mit veränderten Erosionsbedingungen von neuem ein. Zwangsmäanderähnliche Formen, wie sie vor der Akkumulation der oberen Mittelterrasse ausgebildet wurden, traten nicht mehr auf, stattdessen schnitt sich die Mosel mit vergrößerter Seitenerosion ein, indem sie auf ihren eigenen Schottern abglitt. (Anm.29)

Das völlige Auslöschen der Terrassenstufen am Gleithang ist schließlich auf die Überdeckung mit letzteiszeitlichem Gehängeschutt zurückzuführen (Abb. 11).

Gab es auch vor der Hauptterrassenzeit an der Mosel Mäander? Bei dem schlechten Erhaltungszustand der ältesten Terrassen ist diese Frage wohl nicht mehr zu klären. Wir können nur feststellen, daß derselbe Wechsel der Abflußverhältnisse, wie er zwischen mittlerer und unterer Hauptterrasse bestand, auch schon beim Einschneiden in die kaltzeitlich bedingte Höhenterrasse vorlag. Ein Einschneiden in Mäandern wäre also nicht ausgeschlossen. Dafür spricht auch die Verbreitung der oberen Hauptterrasse in der Umgebung des Sporns von Mont Royal (vgl. Karte 1), die einen deutlich gekrümmten Mosellauf anzeigt. Bei der späteren Akkumulationsphase der Hauptterrassen-Zeit müßten die niedrigen, trennenden Sporne wieder überspült worden sein.

Gegen eine solche Annahme spricht eigentlich nichts, zumal experimentell nachgewiesen ist, daß ein Fluß aus einer geraden Linie sowohl Mäander gewinnen, als auch - bei Veränderung des in Bezug auf Mäanderbildung nötigen Gleichgewichtszustandes - vorher existierende Formen wieder verlieren kann. (B a u l i g 1948)

Anm.29) Über Störungen der Kaltzeiten vgl. B a u l i g (1948),
H j u l s t r ö m (1949).

Z u s a m m e n f a s s e n d kann gesagt werden, daß die Anlage der Mosel-Mäander beim Einschneiden in den Hauptterrassen-Schotterkörper eine Reaktion des Flusses auf das Zusammenkommen mehrerer günstiger Faktoren war, von denen Verminderung des Transportmaterials, gleichmäßige Wasserführung, geringes Gefälle und günstige Struktur des Untergrundes in der Talgeschichte erkennbar sind.

Der Einfluß der jüngeren Kaltzeiten ist verantwortlich für die Gestalt der Gleitmäander und die bei den Akkumulationsphasen stattfindende Abschnürung zweier Umlaufberge, während der dritte Umlaufberg seine Entstehung der folgenden Erosionsbelebung verdankt - ähnlich wie die gleichzeitige Abschnürung des Ayl-Wawerner-Tales an der Saar.

Außerdem ist die Vermehrung der Wassermenge der Mosel durch die Maasanzapfung bei Toul entscheidend gewesen.

Der klimatische Vorgang hat die anderen Einflüsse auch bei der Mäanderbildung weitgehend zurückgedrängt.

Damit hat sich wieder bestätigt, wie weit verzweigt das Problem tatsächlich ist. Restlos ist die Frage der Mäander noch nicht geklärt. Dazu bedarf es zunächst großräumiger Vergleiche des Auftretens und zeitlichen Einsetzens dieser Krümmungen und genauer Experimente. In diesem Sinne sollen die vorliegenden Ausführungen ein kleiner, lokal begrenzter Beitrag sein.

B. DAS VERHÄLTNISS VON EROSION UND AKKUMULATION.

Die Vorgänge der Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation sind die entscheidenden Faktoren bei der Ausgestaltung der Täler. Ihr gegenseitiges Verhältnis ist entscheidend für die Talform (Engtal, Weitung, Kastental, V-förmiges Tal oder mächtige Schottersohle). Umgekehrt kann man aus dem Talquerschnitt auf das Verhältnis dieser drei Vorgänge zueinander schließen und eine zeitliche Festlegung versuchen.

Das Alter der fünf mächtigen Akkumulationen erwies sich auf Grund der morphometrischen Analyse als kaltzeitlich.

Zur Altersbestimmung der Tiefen- und Seitenerosion lassen sich an der Mittelmosel nur wenige Anhaltspunkte finden. Haben wir starke Tiefenerosion in den Eis- oder Zwischeneiszeiten? Geht die Seitenerosion gemeinsam mit Akkumulation oder Tiefenerosion vor sich?

Entscheidend für die Klärung dieser Fragen ist allein die Form des Talquerschnitts. Wenn Akkumulation, Seiten- und Tiefenerosion gleichzeitig stattfinden, dann ist der Talboden eben, und die Schotter sind im Querschnitt gleichmäßig mächtig. (Kastental oder flaches Muldentental; Abb. 1 a)

Findet die überwiegende Tiefenerosion im Interglazial statt und in der folgenden Kaltzeit Akkumulation gemeinsam mit Seitenerosion, so steigt die Sohle schräg an, und man trifft die größte Schottermächtigkeit über dem interglazialen Talboden und an den Rändern nur eine dünne Schotterdecke. (V-förmiges Tal; Abb. 1 b)

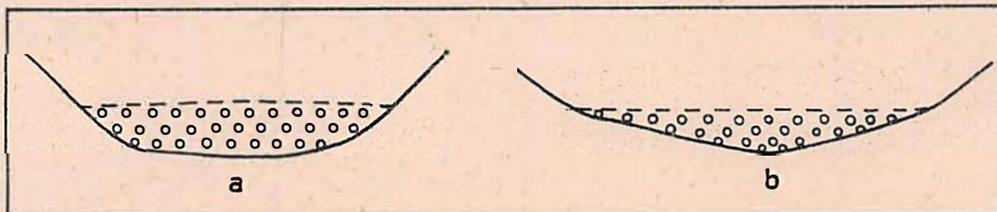


Abb. 19 Zum Verhältnis von Akkumulation, Seiten- und Tiefenerosion.

Das Problem ist in letzter Zeit in den Untersuchungen S c h a e f e r s im Alpenvorland wieder aufgegriffen worden, deren Resultate im Gegensatz zu C. T r o l l s Beobachtungen stehen.

S c h a e f e r (1950) unterscheidet zunächst zwischen Schuttführung und Schuttablagerung. Im Frühglazial reicht die Kraft der periglazialen Flüsse noch zum Transport des anfallenden Materials aus, die Arbeit des Flusses besteht in Tiefen- und Seitenerosion, wodurch ein fast ebener, flach muldenförmiger Talboden geschaffen wird. (Abb. 19a) Erst wenn die Energie des Wassers nicht mehr genügt, kommt es zur Akkumulation, "bei der die Wasserkraft gegenüber der Schuttlast so gering ist, daß auch jede Erosionstätigkeit erlöschen muß... Eine Akkumulation bei wirklicher Seitenerosion gibt es nicht." Der Hauptbetrag der Tiefenerosion fällt in die beginnende Eiszeit.

Dagegen verlegt T r o l l (1926) die Tiefenerosion in die Spät- und Interglazialzeit mit dem Hauptbetrag im Spätglazial, und die folgende Akkumulation geht seiner Ansicht nach gleichzeitig mit der Seitenerosion vor sich. (Abb. 1 b)

Im Moselgebiet finden sich Beispiele für b e i d e Talquerschnitte. Auf Akkumulation mit Seitenerosion deutet das Querprofil der Hauptterrasse

dort, wo diese quer zur ursprünglichen Flußrichtung angeschnitten ist, z.B. auf dem Hauptterrassenrest des Mont Royal und dem Wehlener Plateau (vgl. Querprofile II und VI). Während die Oberfläche durch den folgenden Eintiefungsvorgang verändert ist, zeigt die Sohle noch das ursprüngliche schräge Ansteigen.

Im Osanner Trockental sind die charakteristischen Verhältnisse eines noch unzertalten, periglazialen Schotterkörpers erhalten geblieben (Querprofil IV), und eine Bohrung am Talrand, die in 25 m Tiefe noch nicht das Devon erreichte, zeigt einen kastenförmigen Querschnitt an. Der Talboden der unteren Mittelterrasse muß also durch Tiefen- und Seitenerosion vor Ablagerung des Schotterkörpers aus dem V-förmigen, interglazialen Tal umgestaltet worden sein.

Dasselbe läßt sich auch für die Niederterrasse an Hand der zahlreichen Brunnenanlagen in Pünderich, Neumagen, Trittenheim und Schweich zeigen.

Die schräg angeschnittene Unterkante der Moselhauptterrasse bestätigt also die Ansicht Trols, daß ein periglazialer Talboden durch Seitenerosion während der Aufschüttung geschaffen werden kann. Dagegen hat von den beiden Akkumulationsterrassen der dritten Kaltzeit die untere Mittelterrasse nachweisbar einen kastenförmigen Querschnitt. Ihre Sohle ist also vor Ablagerung der Gerölle durch die gemeinsamen Vorgänge von Seiten- und Tiefenerosion verbreitert worden, was Schaefer's Beobachtungen entspricht. Die Mosel hatte also Kraft genug, um ihr Schotterbett auf ganzer Breite tiefer zu legen, eine Feststellung, die Poser (1936) und Büdel (1948) auch in Grönland machen konnten, wo der Fels schon in geringer Tiefe unter den Talsohlen ansteht und der Abtransport die Schuttanlieferung übertrifft.

Bekanntlich ist Grönland ein Gebiet junger Landhebung und auch für die Mittelterrassen-Zeit der Mosel ist eine kräftige Hebung des Schiefergebirges nachweisbar, die auch während der klimatischen Akkumulationsperioden wirksam gewesen sein muß. Infolge des stärkeren Gefälles hat der Abtransport zunächst die Schuttlieferung übertroffen, sodaß ein breites Sohlental geschaffen werden konnte. Dann erst wurde die Akkumulation vorherrschend. In periglazialen Hebungsgebieten kann Tiefenerosion auf ganzer Breite stattfinden. Der Unterschied in der Gestaltung der Querprofile der Hauptterrasse und der unteren Mittelterrasse sowie der Niederterrasse liegt also in den wechselnden tektonischen Bedingungen begründet, d.h. der unregelmäßigen Hebung nach der Hauptterrassen-Zeit. In Zeiten tektonischer Ruhe wirkten dagegen Akkumulation mit Seitenerosion zusammen und schafften breite V-förmige Täler mit schrägen Unterkanten.

C. DIE WITTLICHER SENKE IN IHREM VERHÄLTNIS ZUM MOSELTAL.

Die breite Trierer Talweitung, welche von der Mosel bei Schweich verlassen wird, bevor diese sich in einem engen Durchbruchstal in die unterdevonischen Hunsrückschiefer einschneidet, setzt sich direkt nach Nordosten in der Wittlicher Senke, einem großen Ausräumungsgebiet des Rotliegenden, fort, das eine mittlere Höhe von 180 m aufweist.

Die Ur-Anlage der Wittlicher Senke geht bis ins untere Perm zurück. (K o p p 1951) In der saalischen Phase senkte sich ein 6 km breiter Streifen zwischen den Hunsrücktonschiefern und den Oberkoblenzschichten der Eifel ab. Die beiden Hauptverwerfungslinien laufen von SSW nach NNE, dem variskischen Streichen parallel. Gleichzeitig mit dem Absinken füllte sich die Senke mit Abtragungsprodukten des alten variskischen Gebirges auf. Die Sedimentation des Rotliegenden begann mit groben Breccien (vorwiegend im Nordosten) und ging langsam zu den Sandsteinen über (K o p p 1951).

Das Rotliegende ist nicht mehr gefaltet worden, sondern hat eine flachmuldenförmige Lagerung mit einem Gefälle nach Südwesten zur Trierer Bucht. Die heutige Mächtigkeit des Rotliegenden im Muldentiefsten ergab bei einer Bohrung an der Straße Wittlich-Altrich (L e p p l a Erl.Bl.Wittlich 1901) in einer Tiefe bis 300 m rote Sandsteine und Schiefertone,

bis 500 m rote Konglomerate,
unter 500 m Breccien des Rotliegenden.

Das Devon wurde nicht erreicht.

Die Abtragung des variskischen Gebirges und die Sedimentation innerhalb der Senke setzten sich kontinuierlich über den Zeitraum des Zechstein hinaus bis zum Buntsandstein fort (K o p p 1951). Reste der Buntsandsteindecke finden sich noch auf dem Burgberg und dem Asberg (350 m), die zusammen mit dem Mundwald (250 m) den Südwesten der Senke durch eine längsstreichende Erhebung in zwei Teile spalten.

Die tektonische Senke war also bis zur Buntsandstein-Sedimentation wieder vollkommen aufgefüllt. Die heutige morphologische Hohlform geht teilweise auf die Vorgänge der Tertiärzeit (L o u i s 1951), zum größten Teil aber auf die quartäre Entwicklung zurück.

Wegen der tiefen Lage der Pohlbacher Quarzkiese (240 m) nimmt L o u i s (1950, 1951 und vgl. 1. Teil A II) ein frühtertiäres Talsystem in der Längserstreckung der Wittlicher Senke an, auf das auch die tiefe Lage der Wasserscheiden zwischen den Moselnebenflüssen hindeutet (z.B. Oestelbachtal bei Klausen). In welcher Richtung dieser frühtertiäre Verläufer der heutigen Mosel geflossen ist, läßt sich noch nicht mit Bestimmtheit sagen, doch vermutet L o u i s eine zum Pariser Becken gerichtete Entwässerung. Im Mitteltertiär erfolgte eine Wiederauffüllung des Talreliefs mit Schottern, in deren Verlauf sich die jetzige Mosel als epigenetischer Fluß herausbildete (L o u i s 1950). Heute wird die Senke quer zu ihrer Streichrichtung von den Nebenflüssen der Mosel (Föhren, Bach, Orsch Bach, Salm, Lieser und Alf) durchflossen. Diese haben im Laufe des Quartärs die Senke in ihrer jetzigen morphologischen Form herausgearbeitet, indem sie die Tertiärschotter und das Rotliegende fast vollständig ausgeräumt und dadurch die bis 400 m aufragenden "Moselberge" zwischen der Hohlform der Wittlicher Senke und dem Moseltal geschaffen haben.

Da die Mosel während des ganzen Quartärs Erosionsbasis dieser Bäche gewesen ist, muß die Entwicklung im Bereich der Wittlicher Senke derjenigen des Moseltals entsprechen. Tatsächlich können wir die Terrassen der Mosel auch innerhalb der Senke an Lieser und Salm verfolgen. Auffallend ist nur das Fehlen der Hauptterrasse auf dem Rotliegenden. An ihrer Stelle wird der größte Teil der Senke heute von den Schottern der oberen Mittelterrasse im 180 - 200 m-Niveau bedeckt, die nur an den Flußläufen entlang in die unteren Mittelterrassen und Niederterrassen übergehen.

Die obere Mittelterrasse nimmt also innerhalb der Senke dieselbe landschaftlich beherrschende Stelle ein wie die mittlere Hauptterrasse an der Mosel. Daß die Mittelterrassen der Senke nicht etwa abgesunkene Hauptter-

rassen-Reste sind, sondern genetisch den Mittelterrassen des Moseltals entsprechen, läßt sich in der Umgebung von Platten feststellen, wo sie ohne Knick in die Mittelterrassen des Osanner Trockentals übergehen.

Dennoch scheint es, daß man mit einer geringen relativen Absenkung (20 - 30 m ?) in der Zeit der stärksten Aufwölbung des Schiefergebirges rechnen muß, d.h. in der Zeit zwischen Hauptterrasse und oberer Mittelterrasse, wodurch die der Hauptterrasse entsprechenden Ablagerungen auf dem Rotliegenden zum Teil ausgeräumt, zum Teil auch während der Akkumulation der oberen Mittelterrasse umgelagert wurden.

Zu Beginn der Riß-Kaltzeit wurden in dieser in der Wittlicher Senke stärksten Akkumulationsperiodenmehrere Talsysteme so zugeschottert, daß es zu größeren Laufverlegungen kommen konnte. Die Alf wurde nach Nordosten zur Uess abgelenkt, während sie vorher gemeinsam mit der Lieser bei Platten in die Mosel mündete (D i e t r i c h 1910, B ö h l e r 1934); der Föhren Bach floß wahrscheinlich durch das Bekonder Tal der Mosel zu, während Salm und Lieser im großen und ganzen ihre Richtung beibehielten. Nur wenig niedriger als das Bekonder Tal liegt mit einigen Flußablagerungen, die ebenfalls nur durch veränderte Flußrichtungen zu erklären sind, die Einsattelung der Moselberge bei Ürzig. Wahrscheinlich hat das frühtertiäre Relief auf die quartären Täler einen entscheidenden Einfluß ausgeübt, was vor allem für das Oestelbachtal bei Klausen - Osann angenommen werden kann (L o u i s 1950), das breite Akkumulationsflächen in der Höhe der oberen Mittelterrasse besitzt.

Bei Trier, Schweich und Platten hat die Mosel in der Mittelterrassenzeit die Gesteine des Rotliegenden angeschnitten, und bei Ürzig reichen die Sandsteine der Wittlicher Senke schon bis 150 m in das Moseltal abwärts.

Ob sich die Annahme einer pleistozänen Tektonik im Gebiet des Rotliegenden Bestätigen wird, kann erst eine genaue Angabe der Schotterunterkanten, eine Analyse sämtlicher Aufschlüsse und eine zeitliche Einordnung der Terrassenablagerungen ergeben, und zwar an Hand von Kartierungen der Periglazialerscheinungen, von denen besonders asymmetrische Täler, Trockentäler und Dellen sowohl auf dem Rotliegenden als auch auf den pleistozänen Ablagerungen häufig vorkommen und ein Bild von den wechselnden, klimatisch bedingten Talbildungsvorgängen in der Senke geben.

Diese kurzen Erwägungen zeigen schon, daß die morphologische Entwicklung der Wittlicher Senke keinesfalls als geklärt bezeichnet werden kann. Entscheidend ist die Frage nach einer möglichen pleistozänen Tektonik. Daß solche Vorgänge auch n a c h der saalischen Phase vor sich gingen, dafür spricht die sehr junge Absenkung bei Trier-Feyen und Kenn, die der Hauptverwerfung des Rotliegenden parallel verläuft (vgl.1. Teil B III).

Z u s a m m e n f a s s u n g d e r m o r p h o l o - g i s c h e n E r g e b n i s s e .

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, Zeiten der Akkumulation und Zeiten der Erosion der Mittelmosel während des Pleistozäns gegeneinander abzugrenzen und eine Abhängigkeit zwischen den fluviatilen Vorgängen und den Klimaphasen des Pleistozäns festzustellen.

Die Ergebnisse, die auf Geländeuntersuchungen und eingehenden Schotteranalysen beruhen, sollen kurz zusammengefaßt werden:

1. An der Mittelmosel lassen sich fünf durchlaufende Schotterterrassen erkennen: Die Niederterrasse, untere und obere Mittelterrasse, Hauptterrasse und Höhenterrasse. Im Trierer Raum gesellt sich die untere Hauptterrasse dazu. An einigen Stellen liegen zudem zwei unbedeutende Akkumulationen vor: die obere Hauptterrasse und die Ablagerungen des heutigen Hochflutbetts.
Die Abgrenzung der Terrassen gegeneinander wurde nicht nur nach der Höhenlage und der Auswertung der Querprofile sondern auch auf Grund quantitativer und morphometrischer Schotteranalysen vorgenommen. Nur mit diesen Methoden läßt sich eine Abgrenzung des Pleistozäns gegen das Pliozän und die holozänen Ablagerungen ermitteln.
2. Die Längsprofile verdeutlichen zusammen mit einem großräumigen Vergleich der Terrassen an Saar, Kyll und Rhein die tektonischen Veränderungen während des Quartärs. Eine querstreichende Welle größerer Hebung zieht sich von Kochem bis nach Rech - Altenahr senkrecht zum variskischen Streichen des Gebirges und damit senkrecht zur Haupthebungsachse im Hunsrück - Siercker - Sattel. In der Längserstreckung der Hauptterrassen macht sich die relative Absenkung im Gebiet der Trierer Talweitung bemerkbar.
Die Aufwölbung des Schiefergebirges verlief zeitlich nicht gleichmäßig, sondern begann am Rhein und setzte sich langsam nach Westen in die Randgebiete fort. Am Rhein fiel die stärkste Hebung in die Zeit nach der Ablagerung der Hauptterrasse, während sie an der Saar erst nach der Akkumulation der oberen Mittelterrasse in Erscheinung trat.
Das Moseltal ist ein Gebiet mit einzelnen jungen tektonischen Störungen. So läuft bei Trier-Feyen und Kenn eine spätglaziale oder holozäne Verwerfung der Hauptabsenkungslinie des Rotliegenden gegen das Unterdevon parallel.
3. An den Nebenflüssen lassen sich die dem Moseltal entsprechenden Terrassen beobachten. Allerdings nimmt an der Saar die untere Hauptterrasse die beherrschende Stelle in der Terrassentreppe ein.
4. Mit Hilfe der periglazialen Erscheinungen wurde eine zeitliche Festlegung der Akkumulationsterrassen vorgenommen. Durch das Fehlen des Lösses entfällt das wichtigste Kriterium zur Abgrenzung der Niederterrasse gegenüber der unteren Mittelterrasse. Dellen, die über der Niederterrasse enden, zeigen das letzteiszeitliche Alter dieser Aufschüttung an. Fossile Frostbodenformen sind zwar mehrmals beobachtet worden, aber nicht als glaziale Leitform zu benutzen, weil sie sowohl während wie nach der Akkumulation des Schottermaterials entstehen können, wenn man periglaziales Klima voraussetzt.
Jedenfalls geht aus den Periglazialerscheinungen hervor, daß im Moselgebiet während der pleistozänen Kaltzeiten ein Dauerfrostboden vorlag, der in der letzten Eiszeit eine Auftautiefe von etwa 2,00 - 2,50 m besaß.
5. Durch die morphometrische Schotteranalyse und einige Fossilfunde konnten die fünf durchlaufenden Terrassen als periglaziale Akkumulationen bestimmt werden. Die untere Hauptterrasse dagegen ist tektonisch bedingt, vielleicht wurde sie noch im ausgehenden Spätglazial aufgeschottert. Durch die Methode von C a i l l e u x ist zum ersten Mal ein im Schotter selbst liegendes Kriterium zur Abgrenzung kaltzeitlicher gegen Inter-

glaziale bzw. holozäne Ablagerungen geschaffen worden.

6. Als Ursachen für die Bildung der Aufschüttungsterrassen an der Mosel lassen sich glazialklimatische und auch tektonische Vorgänge angeben. Die Terrassenbildung ist also nicht allein abhängig vom Wechsel zwischen Glazial - und Interglazialzeiten, und die reine glazialklimatische Deutung kann deshalb nicht aufrechterhalten werden. Allerdings ist an der Mosel die regionale Aufschotterung der durchlaufenden Terrassen durch die starke Schutzzufuhr während der Eiszeiten, mithin klimatisch, bedingt. Die durch unregelmäßige Hebung hervorgerufene Aufschotterung ist lokal beschränkt, nämlich auf das Trierer Gebiet und das Saartal. Aus dem Fossilgehalt, dem Zurollungsindex und der Pollenanalyse eines lokalen anmoorigen Bodenhorizonts läßt sich für die letzte Akkumulationsperiode im Moselgebiet die Zeit nach der großen Rodungsperiode des Mittelalters wahrscheinlich machen.
7. Der Nachweis von fünf kaltzeitlichen Aufschüttungen bedeutet eine Aufspaltung der Riß-Eiszeit. Zwischen Riß I und Riß II braucht aber kein echtes Interglazial angenommen zu werden; denn bei der fortdauernden Aufwölbung des rheinischen Schiefergebirges in der Mittelterrassen-Zeit kann schon eine kurze Klimabesserung und eine Verminderung des Solifluktionmaterials zur verstärkten Tiefenerosion führen.
8. Bei der Untersuchung der Schwerminerale der Terrassensande tritt der Einfluß des Eifelvulkanismus deutlich hervor und ermöglicht eine zeitliche Einordnung der Vulkanausbrüche in die Klimaphasen des Pleistozän. In der unteren Mittelterrasse (Riß II) findet man zum ersten Mal ein Überwiegen an Augit und Diopsid, die die basaltischen Eruptionen kennzeichnen. Während des älteren Pleistozän (Günz-, Mindel- bis einschließlich Riß I-Kaltzeit) haben in der Vulkaneifel keine Eruptionen stattgefunden. Zur Zeit der spätglazialen Maarausbrüche war die Akkumulation der Mosel - Niederterrasse bereits beendet. Deshalb findet man die charakteristische Hornblende - Augit - Titanit - Assoziation nur in den Ablagerungen des Hochflutbetts und in den heute noch transportierten Flußsanden.
9. Aus der Kenntnis der Talgeschichte läßt sich einiges zum Problem der Mäander feststellen. Die Moselmäander sind nicht aus freien Mäandern der Hauptterrassen-Talauflage abzuleiten, sondern während des Einschneidens in den Hauptterrassen-Schotterkörper durch Zusammentreffen mehrerer, für ihre Bildung günstiger Faktoren entstanden, von denen der klimatisch bedingte Wechsel der Wassermenge und Schutzzufuhr eine entscheidende Rolle spielte und sich auch weiterhin bei der Entwicklung der Gleitmäander zu ihrer heutigen Form und der Abschnürung der Umlaufberge entscheidend auswirkte.

Die geomorphologische Analyse des Mittelmoseltals ist sehr aufschlußreich. Sie erhellt das Dunkel der Geschichte des Stromes und der klimatischen und tektonischen Entwicklungen des von ihm durchflossenen Gebietes und ist verbunden mit allgemeinen morphologischen Fragen: den Fragen nach dem Klimawechsel Plio-Pleistozän und Pleistozän-Holozän mit seinen morphologischen Auswirkungen, den allgemeinen Ursachen der Terrassenbildung, dem Problem der Moselmäander und dem Verhältnis von Akkumulation, Tiefen- und Seitenerosion.

Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas sind für die Gestaltung der Oberfläche des Moselgebietes maßgebend. Es wird aber noch vieler vergleichender Geländeuntersuchungen bedürfen, um aus dem gesamten Formenschatz des Tales die rein eiszeitlich bedingten Vorgänge herauslösen zu können.

L i t e r a t u r .

=====

- A h r e n s , W.: Das Alter des grossen mittelrheinischen Bimssteinausbruchs und sein Verhältnis zu den jüngsten Rheinterrassen. Geol.Rdsch. XVIII S. 45, 1927.
- Das zeitliche Verhältnis der jüngsten Rheinterrassen zum Laacher Bimssteinausbruch. Verh.Naturhist.Ver.Bonn, 51-56, 1938.
- van A n d e l , .: Provenance, Transport and Deposition of Rhine-sediments. Diss. Groningen 1950.
- B a h r , A.: Frostgestauchte Böden im westlichen Schleswig-Holstein.Ztschr. D.Geol.Ges. 84, 1932.
- B a s c h i n , O.: Ein geographisches Gestaltungsgesetz. Pet.Mitt. 64, 50-54, 1918.
- B a u l i g , H.: Le problème des méandres. Bulletin de la Société Belge d'Etudes Géographiques. N° 2, Tome XVII, 1948.
- B e h r m a n n , W.: Die diluvialen Bewegungen des mitteldeutschen Bodens. Wagner Gedächtnisschr. Pet.Mitt.Erg.Heft Gotha , 1930.
- Morphologische Formengruppen in ihrer Bedeutung für die jüngere Erdgeschichte. Die Erde.Ztschr.Ges.f.Erdk.Berlin, Heft 3-4, 1949/ 50.
- B e r t h o i s , L.: Méthode d'étude des galets. Applications à l'étude de l'évolution des galets marins actuels. Rev.de Géom.Dynamique N° 5, 1950.
- B ö h l e r , J.: Morphologie der südlichen Eifel. Die Formengeschichte der Salm, Lieser, Alf und Uess. Rhein -Main.forschungen Frankfurt, 1934.
- B o r g s t ä t t e , O.: Die Kieseloolithschotter und Diluvialterrassen des unteren Moseltales. Diss. Giessen 1910.
- B r a n d , E.: Diluviale Eiskeile bei Aschaffenburg. Abh.d.Senzkenb. Naturf. Ges., 20,412,1938.
- B r e d d i n , H.: Löss, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. Jahrb. Pr. Geol. LA. XLVI, 635 - 662, 1926.
- Flussterrassen und Löss am Niederrhein. Zeitschr.D.Geol.Ges. 83, 659,1931.
- B r i n k m a n n , R.: Schwerminerale und Paläogeographie. Geol. Rdsch. 1938.
- B ü d e l , J.: Die Rumpftreppe des westlichen Erzgebirges. Verh. 25.D.Geographentags 1934, 138 - 147, Breslau 1935.
- Die quantitative Bedeutung der periglazialen Verwitterung, Abtragung und Talbildung in Mitteleuropa. Verh. III. Intern. Quartär-Konf. Wien, 1936.
- Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Pet.Mitt.Erg.-Heft, 229, Gotha 1937.
- B ü d e l , J.: Das Verhältnis von Rumpftreppen zu Schichtstufen in ihrer Entwicklung seit dem Alttertiär. Pet.Mitt. 1938
- Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol.Rdsch. 1944.
- Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. Erdkde. Bd. II Heft 1-3, 1948.
- Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. Die Naturw. H. 4/5, 1949.

- B ü d e l , J.: Neue Wege der Eiszeitforschung, Erdkde., 1949.
— Die Klimaphasen der Würmeiszeit. Die Naturw. XIX, 1950.
- B u r r e , O.: Die quartären Terrassen der Wied. Jb. Pr. Geol. LA. 54, 96 - 138, 1934.
- C a i l l e u x , A.: Application de la morphoscopie des sables et galets à la paléoclimatologie. Vortrag auf d. Tagung d. Geol. Ver., Köln, 1951.
- C h a n g S h o u - C h a n g.: Zur Lage der Faltenachsen im rheinischen Gebirge. Geol. Rdsch. XXXI, Heft 3/4, 1940.
- C l o o s , H.: Hebung-Spaltung-Vulkanismus. Geol. Rdsch. 30, 405 - 527, 1939.
— Zwei Terrassenbilder aus Südwest-Afrika. Geol. Rdsch. 31, S. 67, 1940.
- D a v i s , W. M.: La Seine, La Meuse, la Moselle. Ann. de Géogr. V, 1896.
— Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig, Berlin, 1912.
— und B r a u n , G.: Grundzüge der Physiogeographie. Leipzig, Berlin, 1911.
- D e e c k e , W.: Kritische Studien zu Glazialfragen Deutschlands. Ztschr. f. Gletscherk. XI, Leipzig 1920.
- D e w e r s , F., G r i p p , K., O v e r b e c k , F.: Das Känozoikum in Niedersachsen. Oldenburg, 1941.
- D i e t r i c h , B.: Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf. Verh. Naturh. Ver. Pr. Rheinl. u. Westf., 67. Jahrg., 1910.
— Entstehung und Umbildung von Flussterrassen. Geol. Rdsch. Bd. II, S. 445, 1911.
- D ü c k e r , A.: Über Strukturböden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrost- und Lössproblem. Ztschr. D. Geol. Ges., 89, 1937.
- E d e l m a n n , C. H.: Ergebnisse der sedimentpetrologischen Forschung in den Niederlanden und den angrenzenden Gebieten 1932 - 1937. Geol. Rdsch. 1938.
- E r b e r i c h , G.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an rezenten Rheinsanden vom Mainzer Becken bis an die Holländische Grenze. Dech. 1937.
- E x n e r , F.: Zur Theorie der Flussmäander. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Klasse, 128, S. 1453, 1919.
- F i r b a s , F.: Vegetationsentwicklung und Klimawandel in der mitteleuropäischen Spät- und Nacheiszeit. Die Naturw. 27, 817, 1939.
- F l i e g e l , G.: Zum Gebirgsbau der Eifel. Verh. Naturh. Ver. Pr. Rheinlande und Westf., 1911.
- F l o h n , H.: Beiträge zur Problematik der Talmäander. Frankf. Geogr. Hefte 9, Frankf./Main, 1935.
— Beiträge zur Talgeschichte Luxemburgs. I. Auszug aus den Archiven des Grossherz. Institutes in Luxemburg, XV, 81-87, 1937.
- F o l l m a n n , O.: Die Koblenzschichten am Mittelrhein und im Moselgebiet, Bonn, 1925.
- F r e c h e n , J.: Die Vulkane der Westeifel. in: Mordziol: Die vulkanische Eifel. Wittlich, 1951.

- F r e n z e l , B. u. T r o l l , C.: Die Vegetationszonen des nördlichen Eurasiens während der letzten Eiszeit. Eiszeitalter und Gegenwart. Bd. 2, 1952.
- F i r b a s , F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas. Jena, 1949.
- F u c h s , A.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Rheinischen Schiefergebirges. Jahrb.Pr.Geol.LA., 1922/23.
- G a l l w i t z , H.: Eiszeitliche Bodenbildungen bei Dresden und ihre bodenphysikalische Untersuchung. Ztschr.D.Geol.Ges. 88, S. 583, 1936.
- Fließerde und Frostspalten als Zeitmarken im Löss bei Dresden. Geol. Rdsch. 28, S.612, 1937.
- G a m s - N o r d h a g e n : Postglaziale Klimaänderungen und Krustenverschiebungen in Mitteleuropa. Mitt.d.Geogr.Ges. München, 1923.
- G e s s n e r , H., S i e g r i s t , R.: Bodenbildung, Besiedlung und Sukzession der Pflanzengesellschaften auf den Aareterrassen. 1925. (zit. nach: Stremme H. 1926.)
- G r a h m a n n , R.: Der Löss in Europa. Mitt.Ges.f.Erdk. Leipzig, 51, 1932.
- Das Flussgebiet der Elbe. Handbuch vergl. Stratigraphie Deutschlands. Bd. Alluvium. Berlin 1931.
- Zur Gliederung des Quartärs am Mittel- und Niederrhein. Ztschr. D.Geol.Ges., 96, 149-155, 1944.
- G r e b e , H.: Über das Oberrotliegende, die Trias, das Tertiär und das Diluvium in der Trierschen Gegend. Jahrb.Pr.Geol.LA. 455-481, 1881.
- Über die Verbreitung vulkanischen Sandes auf der Hochfläche zu beiden Seiten der Mosel. Jahrb.Pr.Geol.LA. 364-366, 1885.
- Über Thalbildung auf der linken Rheinseite insbesondere über die Bildung des unteren Nahethales. Jahrb. Pr.Geol.LA 133 - 164, 1885.
- Über Aufnahmen an Mosel, Saar und Nahe im Sommer 1887. Jahrb.Pr.Geol.LA. LXV - LXXVII, 1887.
- Über Tertiärvorkommen zu beiden Seiten des Rheins zwischen Bingen und Lahnstein und Weiteres über Thalbildung an Rhein, Saar und Mosel. Jahrb. Pr.Geol.LA., 99-123, 1889.
- Über die Resultate der Aufnahmen an der Mosel. Jahrb.Pr.Geol.LA. LXVIII-LXXII, 1890.
- Erläuterungen zu den geol.Messtischblättern: Schweich, Pfalzel, Trier, Saarburg. Hersg. v.d.Pr.Geol.LA.
- G r i p p , K.: Diluvial-morphologische Probleme. Ztschr.D.Geol.Ges., 84, 1932.
- 1941. s. Dewers, Gripp, Overbeck.
- G r u p e , O.: Die Flussterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Ztschr. D.Geol.Ges., 64, 265-298, 1912.
- G ü n t h e r , A.: Paläolithische Fundstellen im Löss bei Koblenz. Bonner Jahrbücher, 344-362, 1907.
- G u r l i t t , D.: Das Mittelrheintal. Formen und Gestalt. Forsch.z.D.Landeskde., 46, Stuttgart 1949.
- H a m a c h e r , K.: Das Lennetal und seine Terrassen. Diss.Köln 1931.
- H a n s o n - L o w e : Problem der Terrassen am unteren Yangtse. Ztschr.f. Geomorph. Juni 1941.

- H e n k e l , L. Gegensätze im Wasserhaushalt nordischer und mitteleuropäischer Flüsse. Pet.Mitt., 62, 138-139, 1916.
- H j u l s t r ö m , P.: Climatic changes and river patterns. Glaciers and Climate. Geografiska Annaler, 83 - 89, 1949.
- Studien über das Mäanderproblem. Geografiska Annaler, 233 - 269, 1942.
- H o l , J.B.L.: Das Problem der Talmäander. Ztschr.f.Geomorph. 10, 169-195, 1936/38.
- H o n s e l l : Der Rheinstrom und seine wichtigsten Nebenflüsse. (mit Atlas) Herseg. v.d.Zentralbureau für Met.u.Hydr.im Grossherzgt.Baden, Berlin, 1889.
- H u h n . F. Das Wuppertal und seine Terrassen. Ein Beitrag zur Morphologie des Bergischen Landes.Verh.d.Naturh.Ver.d.Rheinl.u.Westf., 97 A, Bonn, 1938.
- I h s a n K e t i n : Über die Tektonik und den Vulkanismus der Gegend von Bad Bertrich. Diss.Bonn, 1940.
- Jahrbuch für die Gewässerkunde des deutschen Reiches. Herseg.v.d.Landesanstalt f.Gewässerkunde und Hauptnivelements in Berlin.Abflussjahr 1937, Berlin, 1940.
- J a k o b , A.: Der Boden. Berlin, 1949.
- J e s s e n , O.: Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. Ztschr.Ges.Erdk. Berlin, 1938.
- K a i s e r , E.: Die Ausbildung des Rheintales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Cölner Bucht. Verh.d.14.D.Geogr.-Tages zu Cöln. Berlin,1903.
- Pliozäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht. Jahrb.d.Pr.Geol.LA. 28, Berlin 1907.
- K a u f m a n n , H.: Rhythmische Phänomene der Erdoberfläche. Braunschweig, 1929.
- K e i l h a c k , K.: Über "atektonische Faltung" (Stiche) in der Trias des Harzvorlandes und über einen merkwürdigen Fall von Hakenschlagen. Ztschr.D.Geol.Ges. 83, 184 - 189, 1931.
- K e s s l e r , P.: Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. Stuttgart, 1925.
- Frostspalten bei Saarbrücken. Ztschr.D.Geol.Ges. 79, 1927.
- K i c k t o n , H.: Die Urzeit des Trierer Landes. Trier, 1925.
- K l ü p f e l , W.: Über die natürliche Gliederung des hessischen Tertiärs und den Bewegungsmechanismus in tektonischen Senkungsfeldern. Geol. Rdsch., 19, 263-283, 1928.
- Zur Gliederung und Altersdeutung des westdeutschen Tertiärs. Ztschr. D.Geol.Ges.94, 1-18, Berlin, 1942.
- K l u t e , F.: Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. Ztschr.Gletscherk., 16, 70-93, 1928.
- Verschiebung der Klimagebiete der letzten Eiszeit. Hermann Wagner Gedächtnisschrift Pet.Mitt.Erg.Heft 209, S.166, 1936.
- Die Oberflächenformen der Arktis. Morphologie der Klimazonen. Düsseldorf Geogr.Vorträge und Erörterungen 91-99, 1927.
- und W i l l , W.: Terrassenbildung und Erosion des mittl.Rheingebietes in ihrer Abhängigkeit von Tektonik und Klima des Diluviums. Pet.Mitt., 80, 144-147, 1934.

- K ö l b l , L.: Studien über den Löss. Mitt.d.Geol.Ges.Wien, 23, 1930.
- K n u t h , H.: Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. Beitr. z.Landeskde. der Rheinlande, 1923.
- K o p p , K.O.: Die Wittlicher Rotliegend Senke und ihre tektonische Stellung im Rheinischen Schiefergebirge. Diss.Bonn, 1951.
- K r e k e l e r , F.: Fossile Strukturböden aus der Umgebung von Giessen und Wiesbaden. Ztschr.D.Geol.Ges. LXXXI, 458-476, 1929.
- K r u m m e , O.: Frost und Schnee in ihrer Wirkung auf den Boden im Hochtaunus. Rhein-Mainische Forschungen, 1935.
- K u r t z , E.: Die Leitgesteine der vorpliozänen und pliozänen Flussablagerungen an der Mosel und am Süde der Kölner Bucht. Verh.Naturh. Ver., Bonn, 1926.
- Die Spuren einer oberoligozänen Mosel von Trier bis zur Kölner Bucht. Ztschr. Geol.Ges.Bd. 83, S.39, Berlin, 1931.
- Herkunft und Alter der Höhenkiese der Eifel. Ztschr.D.Geol.Ges.90, 133-141, 1938.
- L a f r e n z , G.: Das Ahrtal und seine Terrassen. Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande, 2, Bonn u.Köln, 1933.
- L e h m a n n , H.: Über periglaziale Bildungen in der Umgebung von Bonn. Erdkde. 2, 186-190, 1948.
- L e h m a n n , O.: Tal- und Flusswindungen und die Lehre vom Geographischen Zyklus. Ztschr. Ges.Erdkde.Berlin, S. 92-111, 171-179, 1915.
- L e p p l a , A.: Bericht über die Aufnahmen im Bereiche der Blätter Neumagen und Wittlich während des Sommers 1897. Jb.Pr.Geol.LA.XXXV-XXXIX, 1897.
- Erläuterungen zu den Messtischblättern: Wittlich - Neumagen - Bernkastel. herg.v.d.Pr.Geol.LA., 1910.
- Das Diluvium der Mosel. Ein Gliederungsversuch. Jb.Pr.Geol.LA. 1910.
- Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. Jahrb.d. Pr.Geol.LA., 1924.
- L e p s i u s : Geologie von Deutschland, I.Band, S. 233.
- v. L i n s t o w , E.: Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Abh.Pr.Geol.LA., Berlin. 1922.
- L o u i s , H.: Probleme der Rumpfflächen und Rumpftreppen. Verh.d.25.deutschen Geographentages zu Bad Nauheim, 1934, 118-137, Breslau, 1935.
- Neue morphologische Forschungen im Gebiet der unteren Lieser und Salm. Vortrag im geogr.Colloquium, Bonn, 1950.
- Tertiäre Verschüttung und Talepigenese im rheinischen Schiefergebirge. Verh.d.D.Geogr.-tags, Frankfurt, 1951.
- M a s u c h , K.: Zur Frage der Talmäander. Berliner geogr.Arb. 9, Stuttgart, 1935.
- M a t h i a s , K.: Morphologie des Saartals zwischen Saarbrücken und der Saarmündung, Bonn, 1936.
- M e i n a r d u s , W.: Allgemeine Zirkulation und Niederschlagsverteilung in der Eiszeit. Met. Ztschr. 1937.
- M e n s c h i n g , H.: Akkumulation und Erosion niedersächsischer Flüsse seit der Risseiszeit. Erdkde.Bd.V, Heft 1, 1951.
- Schotterfluren und Talauen im Niedersächsischen Bergland. Göttinger Geogr.Abh. 1950.

- M o r d z i o l , C.: Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens, Jahrb.d.Pr.Geol.LA. XXIV I, S. 422, 1908.
- Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Ztschr.d.D.Geol.Ges.Monatsber. S.270-284, 1908.
- Die geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte des rheinischen Schiefergebirges. Geol.Rdsch. Bd. 1, 1910.
- Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtales. Ztschr.Ges.f.Erdk.Berlin, S. 77, 1910.
- Flussterrassen und Löss am Mittelrhein. Festschr.Naturw.Verein,Koblenz, 1926.
- Beiträge zur Fluvialstratigraphie Nr.1: Die Vallendarschotter als Typus eines "Primordial-Fluvials" nebst einem Ausblick auf die tertiäre Geschichte des rheinischen Schiefergebirges.Abh.d.Senkenberg.Naturf.Ges. 18, S.283-87, 1936.
- Der geologische Werdegang des Mittelrheintales. Wittlich 1950.
- M o r t e n s e n , H.: Das Umlaufthal von Bodenfelde.Nachr.Akad.Wiss.Göttingen, Math.Phys. Klasse, 200-216, 1941.
- Zur Theorie der Flusserosion. Ak.d.Wiss.Göttingen, 1942.
- M ü l l e r , K.: Der Stand der Diluvialforschung im Mittelrheingebiet. Mitt.Geogr.Ges.München, 31, 186 - 212, 1938.
- M ü n n i c h s d o r f e r , F.: Der Löss als Bodenbildung. Geol.Rdsch. 17, 321-332, 1926.
- N a u m a n n , E.: Zur Kenntnis der alluvialen und jungdiluvialen Schotter im mittleren Weser- und Saaletal. Ztschr.D.Geol.Ges.89, 1924.
- N e u m a n n , K.L.: Fragen zum Problem der Grossfaltung im rheinischen Schiefergebirge. Ztschr.Ges.Erdk.Berlin, 321-352, 1935.
- O e s t r e i c h , K.: Studien über die Oberflächengestalt des rheinischen Schiefergebirges. Pet.Mitt.1908 u.1909.
- P e l t i e r , L o u i s C.: Pleistocene Terraces of the Susquehanna River. Pennsylvania.Harrisburg, PA., 1949.
- P e n c k , A.: Wittlicher Senke und Moselmäander.Ges.f.Erdk.Berlin, 297-299, 1912.
- Europa zur letzten Eiszeit. Festschr.N.Krebs,Stuttgart 1935.
- Das Klima der Eiszeit. Verh.III.Int.Quart.Konf.Wien 1938.
- P e n c k , W.: Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der phys.Geologie. S. 129, Stuttgart, 1924.
- P h i l i p p s o n , A.: Ein Beitrag zur Erosionstheorie. Pet.Mitt.67, 1886.
- Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Verh.7. Intern.Geographenkongress,Berlin, 1899.
- Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges.Verh.d.14.D.Geographentages z.Köln, 1903.
- Morphologie der Rheinlande. Düsseld.Geogr.Vorträge u. Erörterungen II, Breslau, 1927.
- Die Südwesteifel und die Luxemburg-Trierer Bucht. Verh.Naturh.Ver.d.Pr.Rheinl. 90,1933.

- P o s e r , H.: Talstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland.
Ztschr. f. Gletscherkde. 24, 1936.
- Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. Naturw. 34, 10, 1947.
- Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. Naturw. 34, 232 - 238, u. 262-267, 1947.
- Aeolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- u. Westeuropa. Die Naturw. 1948.
- Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. Erdk. 2, 53-68, 1948.
- Die Niederterrassen des Okertals als Klimazeugen. Abb. d. Braunsch. wiss. Ges. 1950
- Q u i r i n g , H.: Die Schrägstellung der Westdeutschen Grossscholle im Känozoikum in ihren tektonischen u. vulkanischen Auswirkungen. Jahrb. D. Geol. LA. XLVII, Heft 1, 1926.
- Über die tektonischen Grundlagen der Flussterrassenbildung. Ztschr. D. Geol. Ges. Berlin, 1926.
- R e h b o c k , Th.: Bettbildung, Abfluss und Geschiebebewegung bei Wasserläufen. Z. d. D. Geol. Ges., 81 S. 497, 1929.
- R e i c h r a t h , J. J.: Beiträge zur Morphologie und Morphogenese des Flussgebietes der mittleren und unteren Saar. Verh. Naturh. Ver. Pr. Rheinl. 1937.
- R i c h , J. L.: Certain types of streamvalleys and their meaning. Journ. of Geol., 1914.
- R i c h t e r , M.: Diluvialer Gehängeschutt südlich von Bonn. Verh. Naturh. Ver. Pr. Rheinl. 76 A, 283-86, 1937.
- R i c h t e r , K.: Morphometrische Gliederung von Terrassenschottern. Eiszeitalter und Gegenwart: Bd. 2, 1952.
- R ü c k l i n , H.: Die Diluvialstratigraphie der mittleren Saar sowie allgemeine Bemerkungen zur Schotteranalyse. Verh. Naturh. Ver. Pr. Rh. u. Westf., Bonn, 1935.
- R ü b e n s , F.: Die Gefällsverhältnisse der Eifeltäler. Beitr. z. Landeskd. d. Rheinlde, Heft 2, Leipzig, 1922.
- S a r n t h e i m , R. v.: Untersuchungen über den Pollengehalt einiger Moränen und Terrassensedimente des Inntals. Ztschr. f. Gletscherkde. 25, S. 232, 1937.
- S c h a e f e r , I. Die diluviale Erosion und Akkumulation Forschungen z. Ldskunde, Amt f. Landeskd. Landshut, 1950.
- S c h m i t t h e n n e r , H.: Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung. Ztschr. f. Geomorphologie, X Bd. I, 1925.
- Meeresspiegelschwankungen, Erosionsbasis und Terrassen. Frankf. Geogr. Hefte, 11, 81-83, 1937.
- S c h e u , E.: Zur Morphologie der Schwäbisch-fränkischen Stufenlandschaft. Forsch. z. dtsh. Landes- und Volkskd., Stuttgart, 1909.
- S c h ö n h a l s , E.: Über fossile Böden im nicht vereisten Gebiet. Eiszeitalter und Gegenwart I, 109-130, 1951
- S c h o s t a k o v i t s c h , W. B.: Der ewig gefrorene Boden Sibiriens. Ztschr. Ges. f. Erdkde. Berlin, S. 420, 1927.
- S e l t z e r , G.: Diluviale Lösskeile und Lösskeilnetze aus der Umgebung Göttingens. Geol. Rdsch., 57, 1936.

- S i n d o w s k i , K.H.: Grundsätzliches zur Schwermineralanalyse der diluviären Rheinterrassen und Löss des Mittel- und Niederrheingebietes. Ztschr.D.Geol.Ges. 92, 477-499, 1940.
- S i t t i g , C.: Le problème des "terrasses fluviales" a propos d'une vallée du massif schisteux rhénan. Ann. de Geogr., 45, 136-149, 1936.
- S o e r g e l , W.: Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena, 1919.
- Diluviale Flussverlagerungen und Krustenbewegungen. Fortschr. d.Geol. Pal., Bd. II, Heft 5, 1923.
- Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters Fortschr. d.Geol., Heft 13, 1925.
- Diluviale Frostspalten im Deckschichtenprofil von Ehringsdorf. Fortschr. d.Geol.u.Paläont., Bd. XI, Deecke Festschr. 1932.
- Diluviale Eiskeile. Ztschr. D.Geol.Ges., 88, 1936.
- Das diluviale System. Die geologischen Grundlagen der Vollgliederung des Eiszeitalters. Fortschr.d.Geol.u.Pal., 12, H 39, 1939.
- Zur Frage der Entstehung und Altersstellung mitteldeutscher Flussschotterterrassen. Beitr.Geol.Thüringen 6, 1941.
- S o k o l , R.: Die Flußterrassen. Geol.Rdsch. XII, 1921.
- S o l l e , G.: Die Kondelgruppe (Oberkoblentz) im südlichen rheinischen Schiefergebirge. Naturf.Ges.Frankfurt, 1942.
- S p r e i t z e r , H.: Die Fortschritte der Geomorphologie. Exogene Kräfte und ihre Wirkungen. Geogr.Jb.Bd.52, 415-476, 1937.
- S t e e g e r , A.: Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. Geol.Rdsch. 34, 7/8, ("Diluvialgeologie u. Klima"), 1944.
- Neue Beobachtungen über Frostspalten und Würgeböden am Niederrhein. Erdkde. Bd.II, 1948.
- S t e i n h a u s e n , J.: Archäologische Siedlungskunde des Trierer Landes. S. 201 ff, Trier 1936.
- S t e u s l o f f , U.: Brodelböden aus zwei Eiszeiten in der Umgebung von Haltern (Westf.). Ztschr. f. Geschiebeforschung, 17, 1941.
- S t i c k e l , R.: Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. 1927.
- Der Buntsandstein im Nordosten der Trierer Bucht und seine Vorlage. Verh.Naturh.Ver.Pr.Rheinl.u.Westf., Bonn, 1932.
- Die genetische Gliederung und geochronologische Einstufung der Niederterrassenaufschüttungen am Mittel- und Niederrhein. Verh.Naturh.Ver.Pr.Rhein., 93, 351-368, Bonn 1936.
- S t r a k a , H.: Zur spätquartären Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel. Bonn, 1952.
- S t r e m m e , H.: Grundzüge der praktischen Bodenkunde. Berlin 1926.
- T e i n , M.v.: Ergebnisse der Untersuchung der Hochwasserverhältnisse im Deutschen Rheingebiet. Heft VII: Das Moselgebiet. Zentralbureau f. Met.u.Hydr., Berlin, 1905.
- T r i c a r t , J. et S c h a e f f e r , R.: L'indice d'émoussé des galets. Moyen d'étude des systèmes d'érosion. Revue de Géomorphologie Dynamique, N° 4, 1950.

- T r o l l , C.: Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. Forsch.D.Lds.u. Volkskde., 23, 1, 1924.
- Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. Forsch.D.Lds.u.Volkskde. 24/4, Stuttgart 1926.
- Strukturboden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. Geol.Rdsch., 34, 1944.
- Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdkde, 1947.
- Der subnivale od.periglaziale Zyklus der Denudation. Erdkde.2,12, 1948.
- U d l u f t , H.: Einige Bemerkungen zur Frage der Terrassenaufschotterung und der Diluvialchronologie. Jb.Pr.Geol.LA., 54, 396-408, 1934.
- W a g n e r , G.: Morphologische Grundfragen im Süddeutschen Schichtstufenland. Ztschr.D.Geol.Ges.79, 355-374, 1927.
- W a n d h o f f , E.: Die Moselterrassen von Zeltingen bis Cochem.Diss. Giessen, 1914.
- W e i d e n b a c h , F.: Studien zur Lössfrage. Eiszeitalter u. Gegenw. Heft 1, 1952.
- W e i n b e r g e r : Frostspalten und Froststrukturen in Schottern bei Leipzig. Geol.Rdsch., 34, 1944.
- W i l c k e n s : Das Alter des grossen mittelrheinischen Bimssteinausbruchs. Geol.Rdsch. XVI, 1925.
- W i s s m a n n , H.v.: Über seitliche Erosion. Beiträge zu ihrer Beobachtung, Theorie und Systematik im Gesamthaushalt fluviatiler Formenbildung. Colloquium Geographicum, Bonn, 1951.
- W i t t m a n n , H.: Zusammenhänge zwischen Grundriß und Längsschnitt. Flußbaulaboratorium der Technischen Hochschule Karlsruhe, 1951.
- W o l d s t e d t , P.: Das Eiszeitalter. Stuttgart, 1929.
- Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart 1950.
- W u n s t o r f , W. u. F l i e g e l , G.: Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Berlin 1910.
- Z e u n e r , F.: Die Schotteranalyse. Geol.Rdsch. Bd.24, 65-104, 1933.
- Z e p p , J.: Morphologie des Kyllgebietes. Bonn 1933.
- Z i m m e r m a n n , E.: Quartärtektonik und ihre Phasen. Ztschr.D.Geol.Ges., 95, 217 - 222, 1943.

Abb.20: Quantitative Schotteranalysen

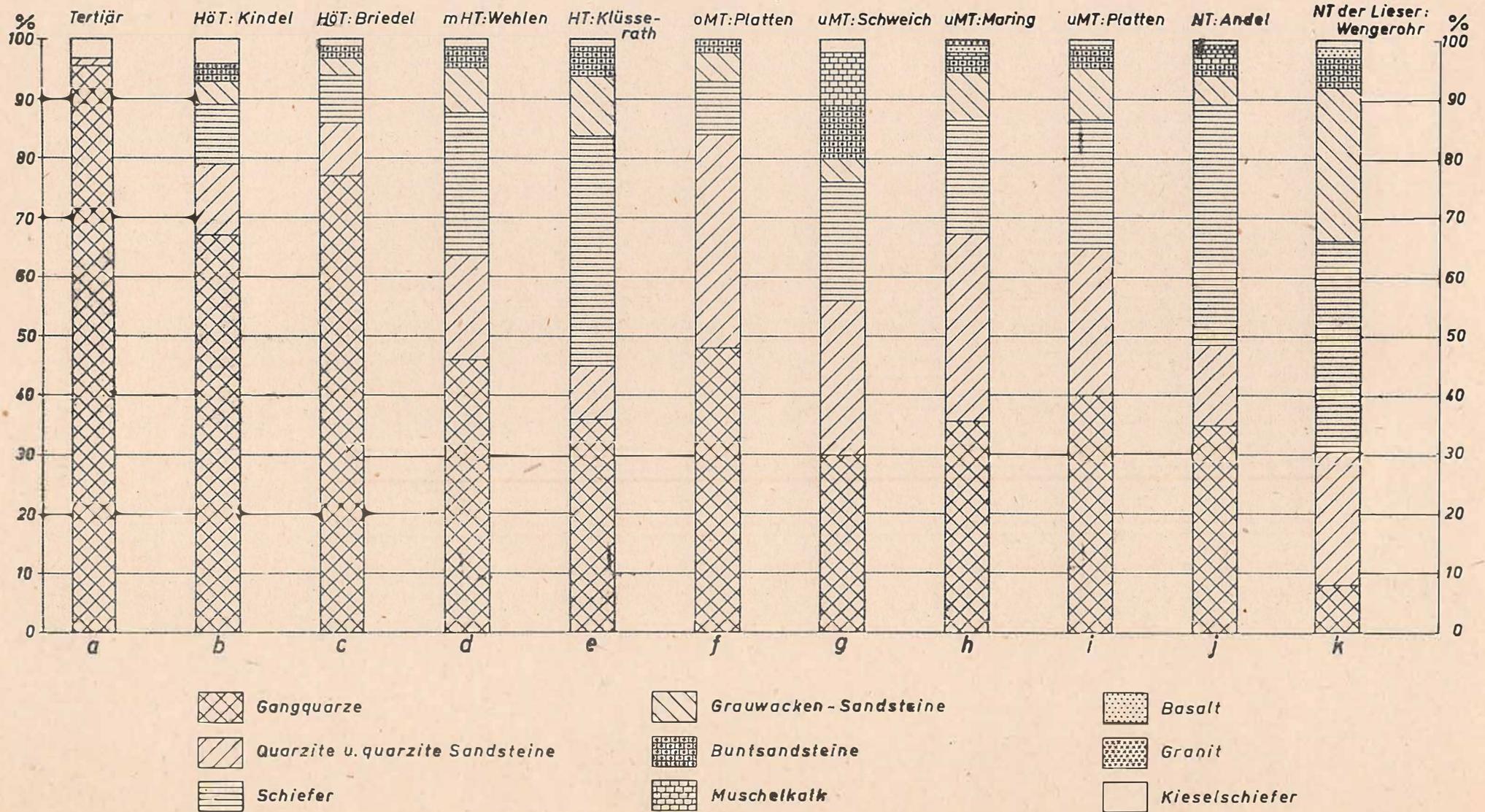


Abb.22: Terrassen der unteren Ruwer

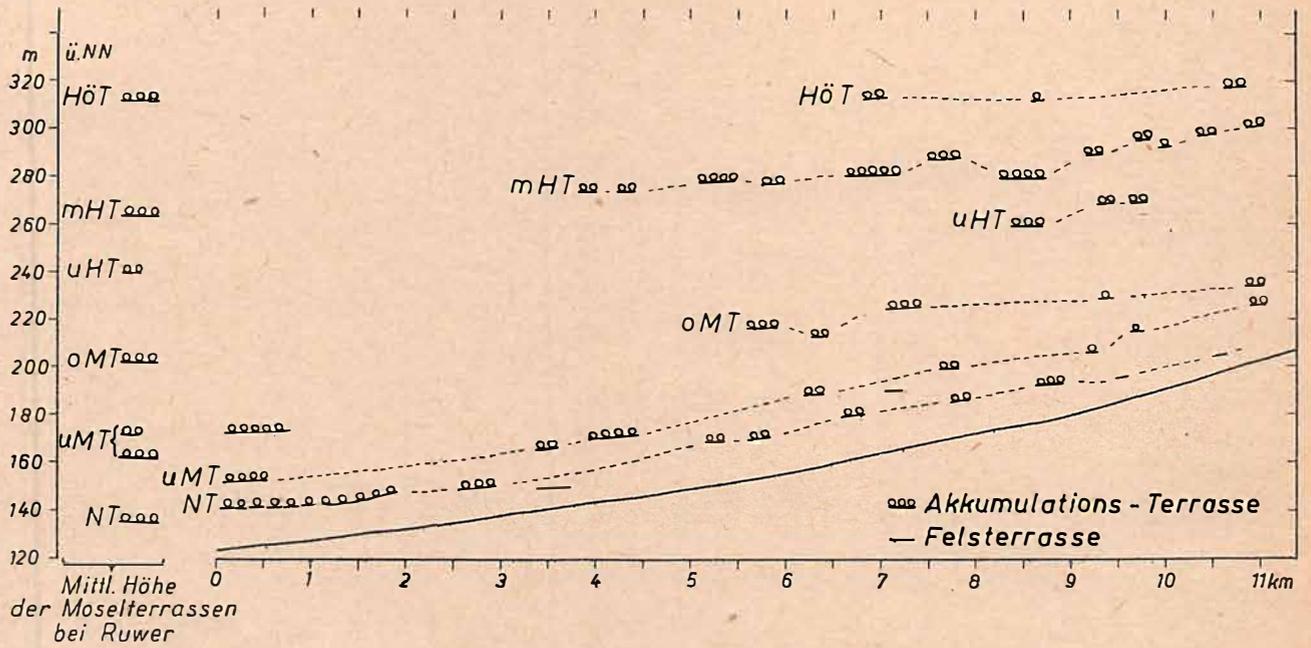
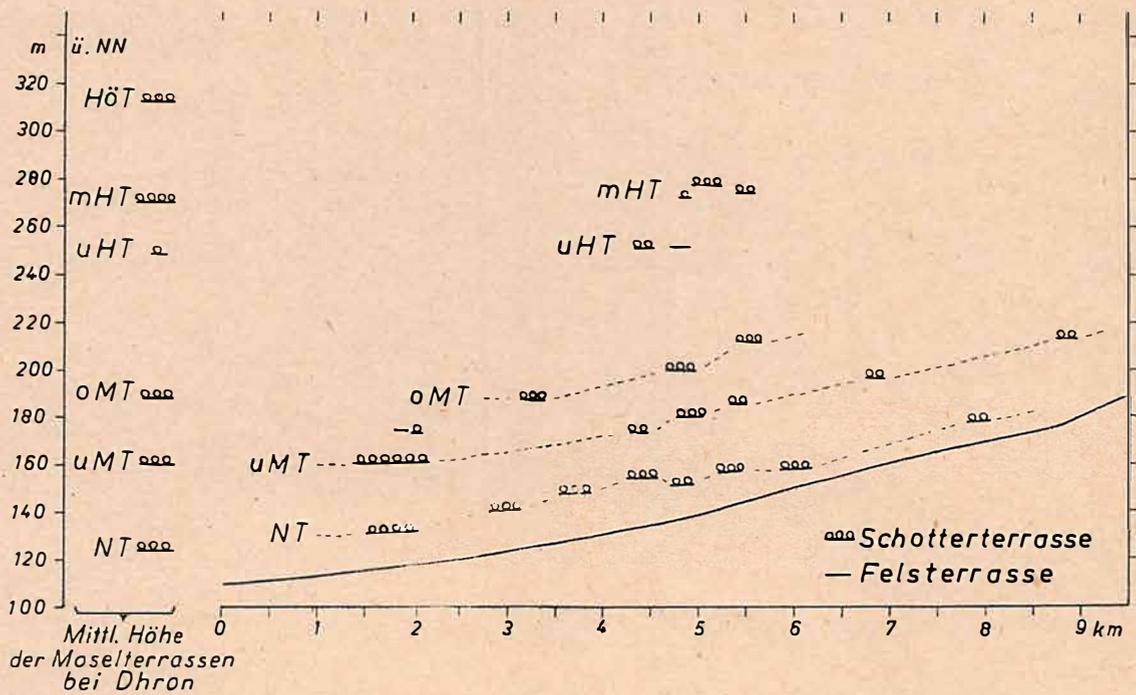


Abb.23: Terrassen der unteren Dhron



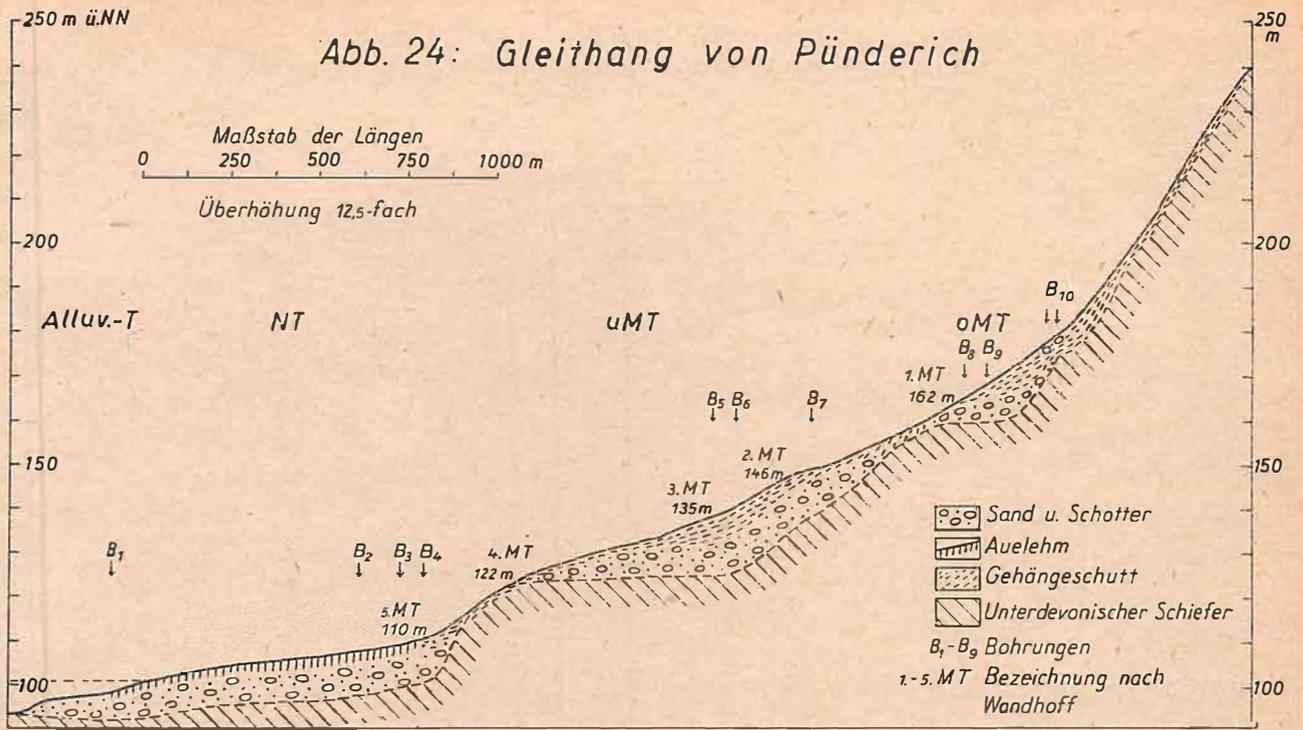


Abb. 25: Mittlere Geschwindigkeit und Abflußmenge als Funktion des Pegelstandes

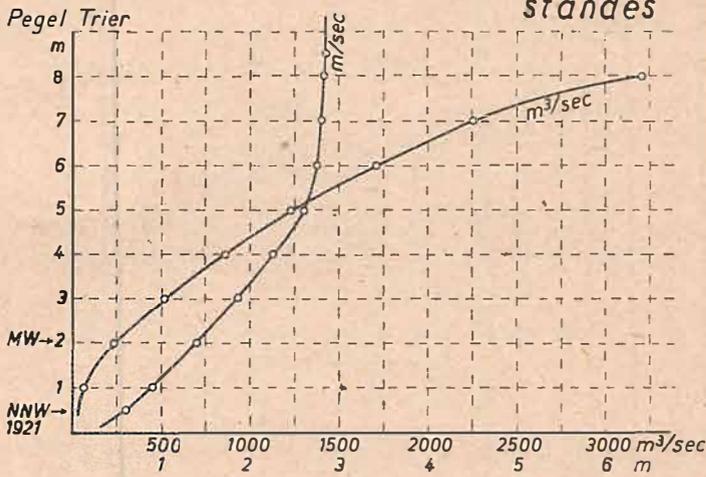


Abb. 26: Abflußmenge in Prozent des Niederschlages

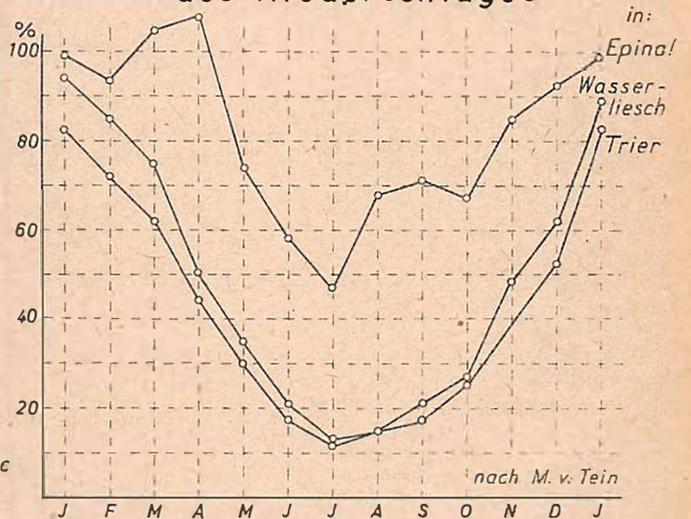


Abb. 27: Korngrößen von Schwemmlöß

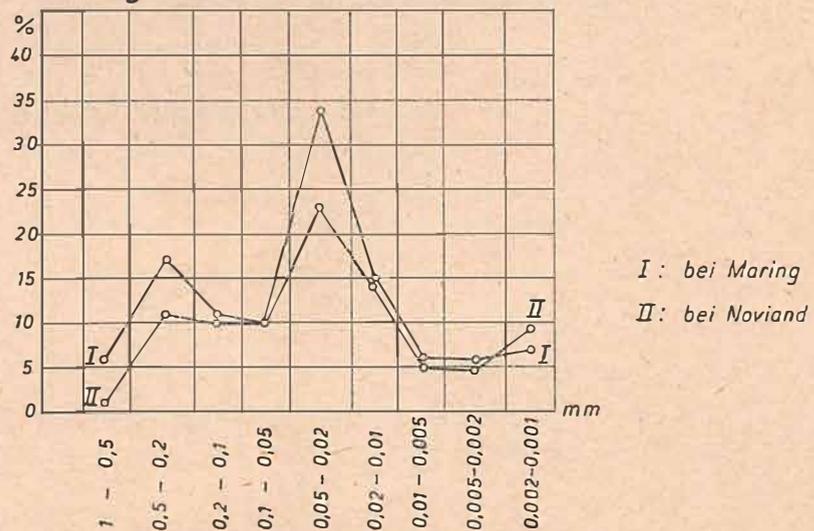
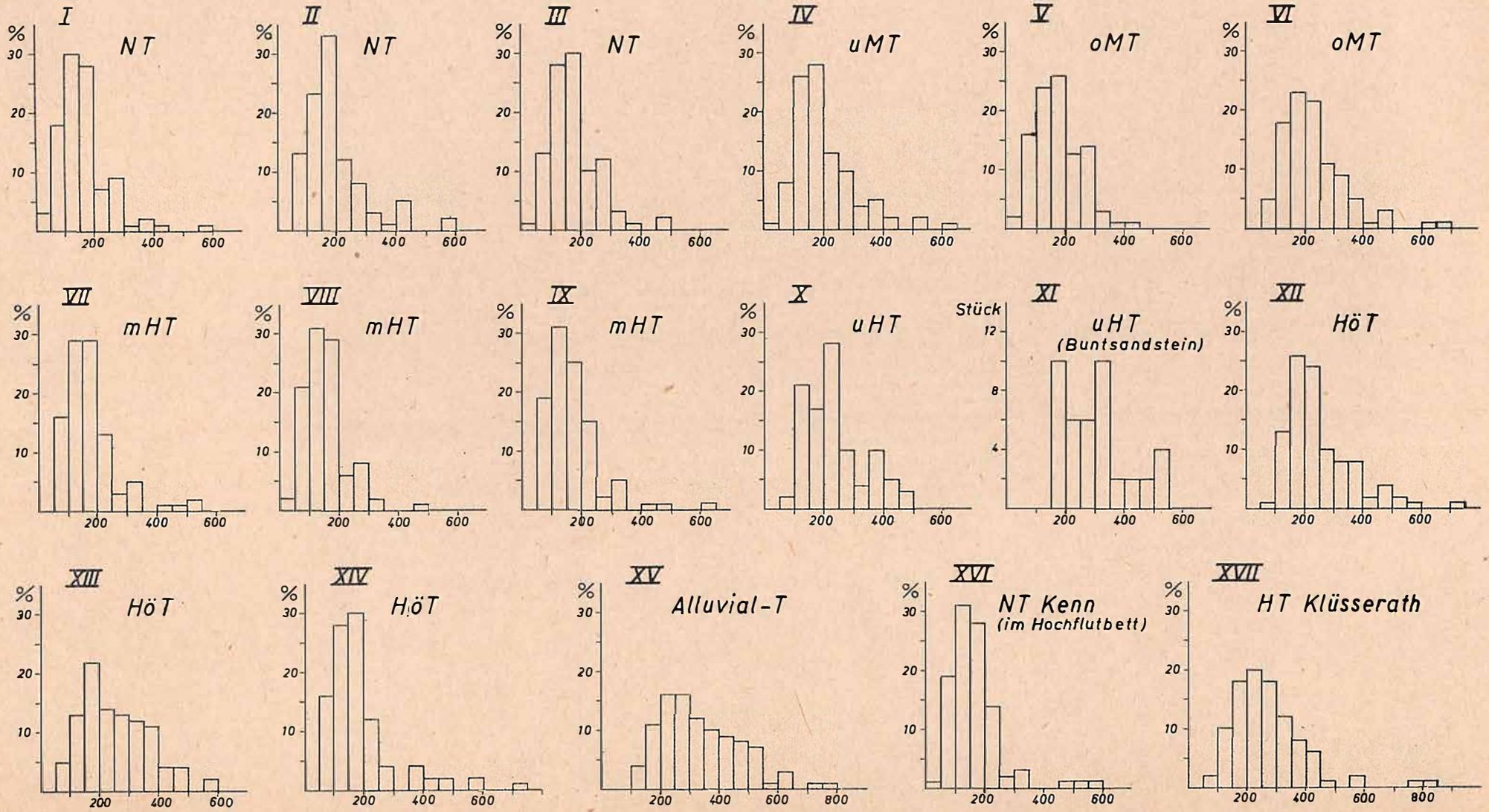
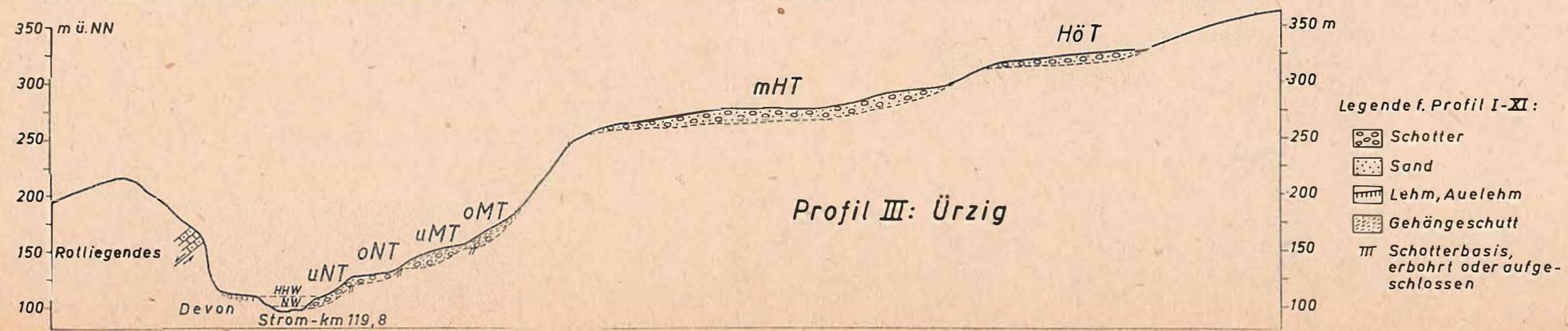
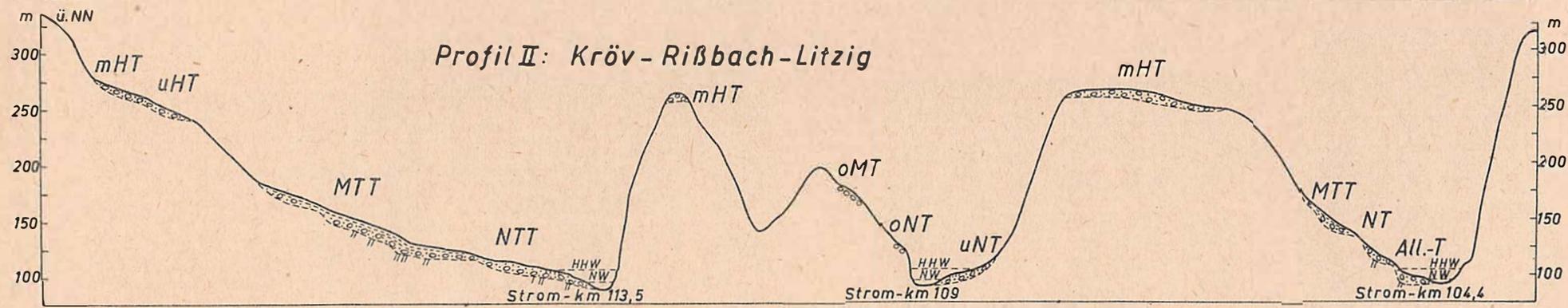
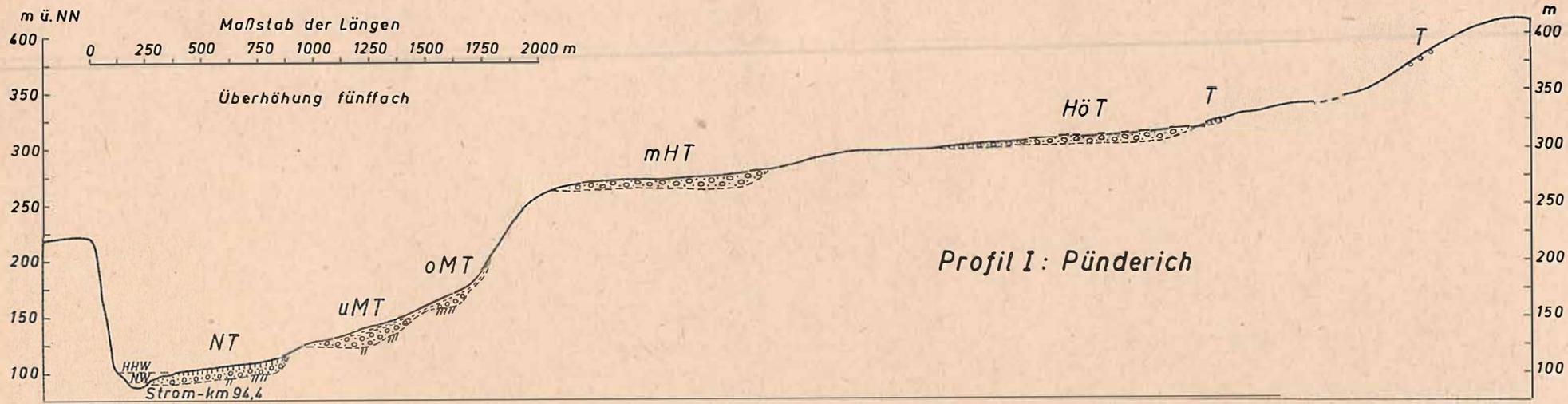
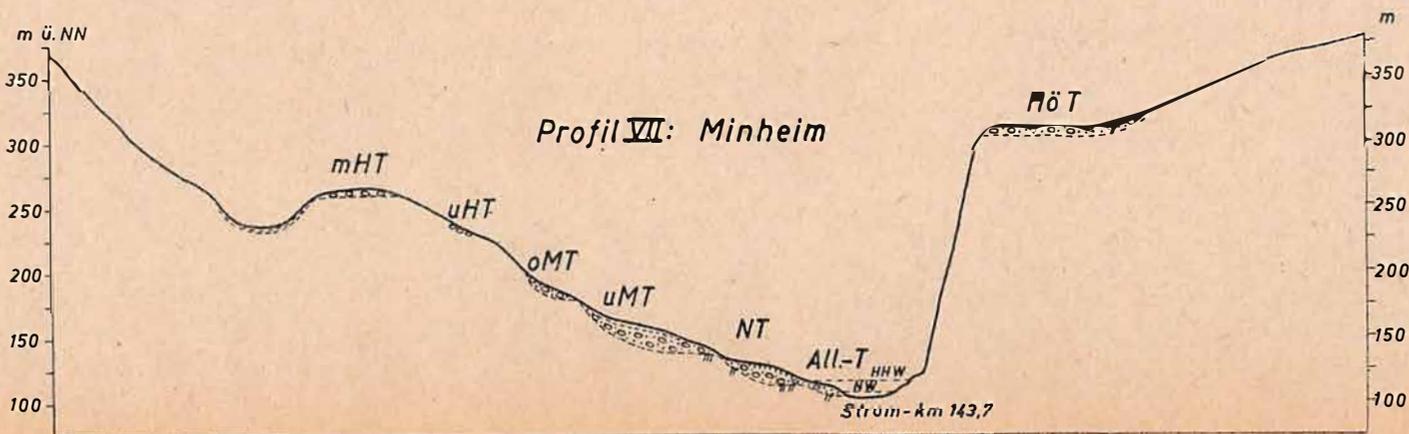
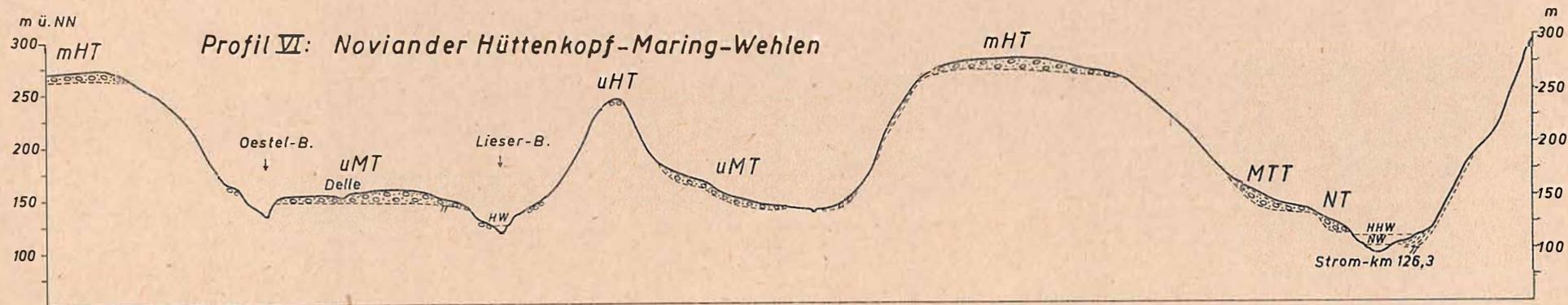
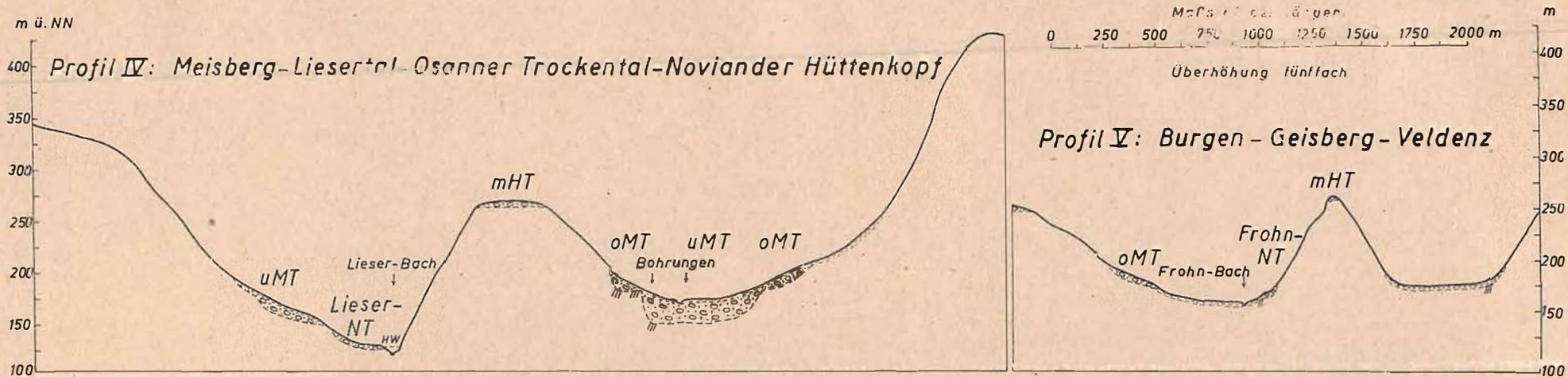


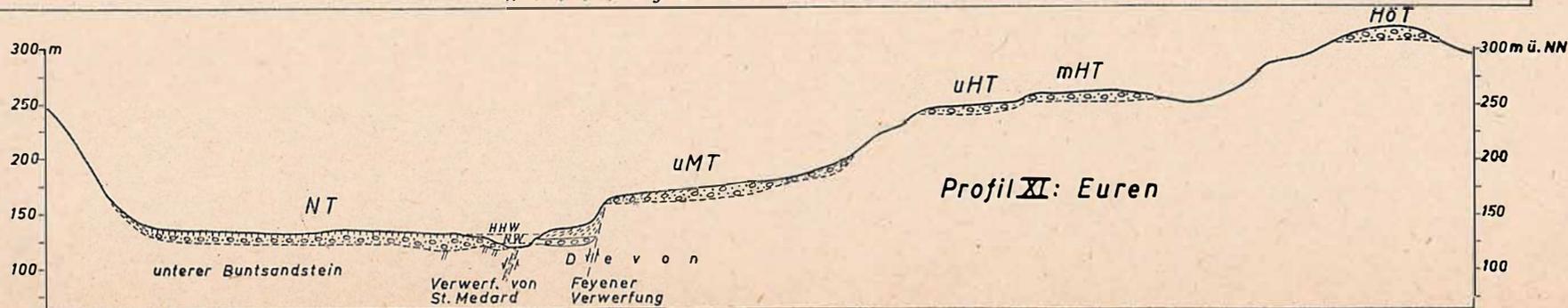
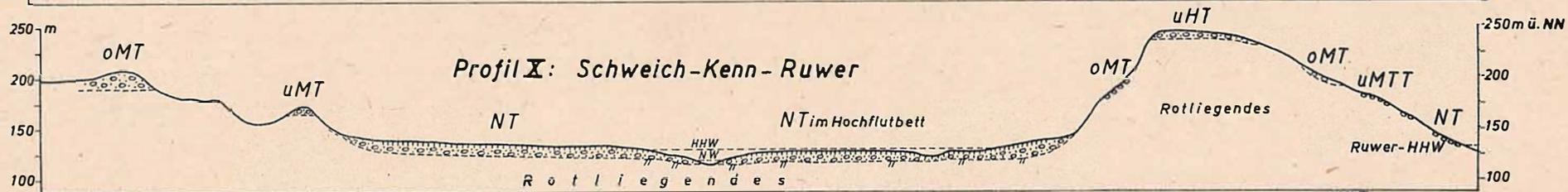
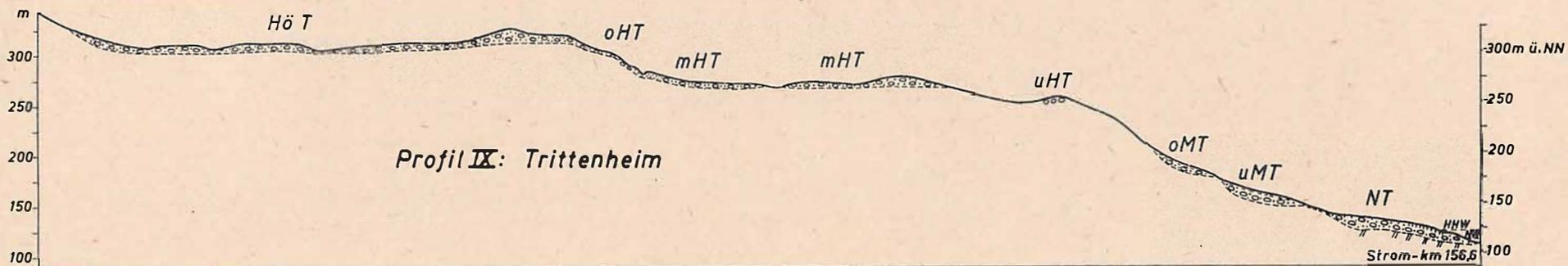
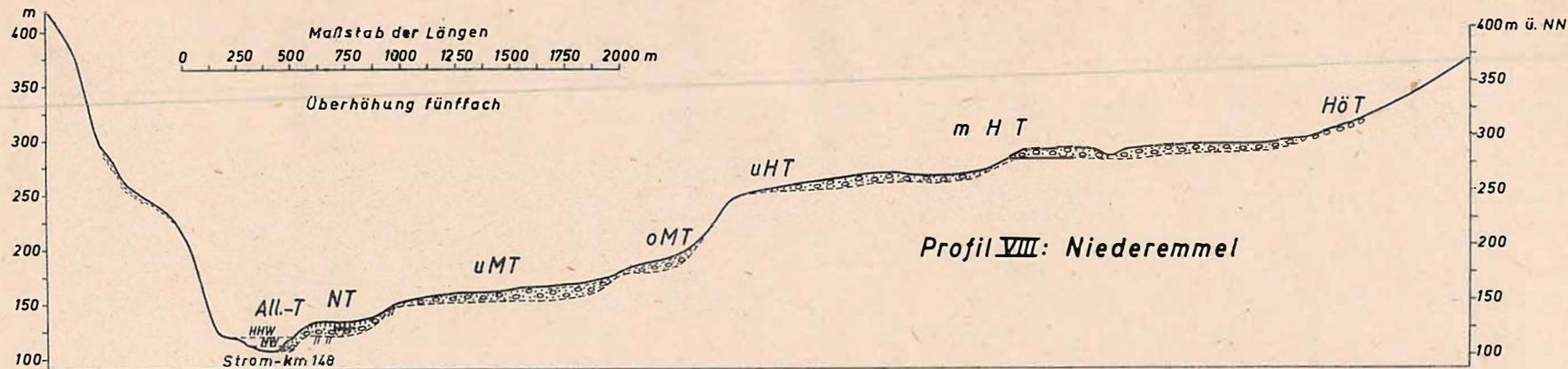
Abb. 28: Morphometrische Schotteranalysen

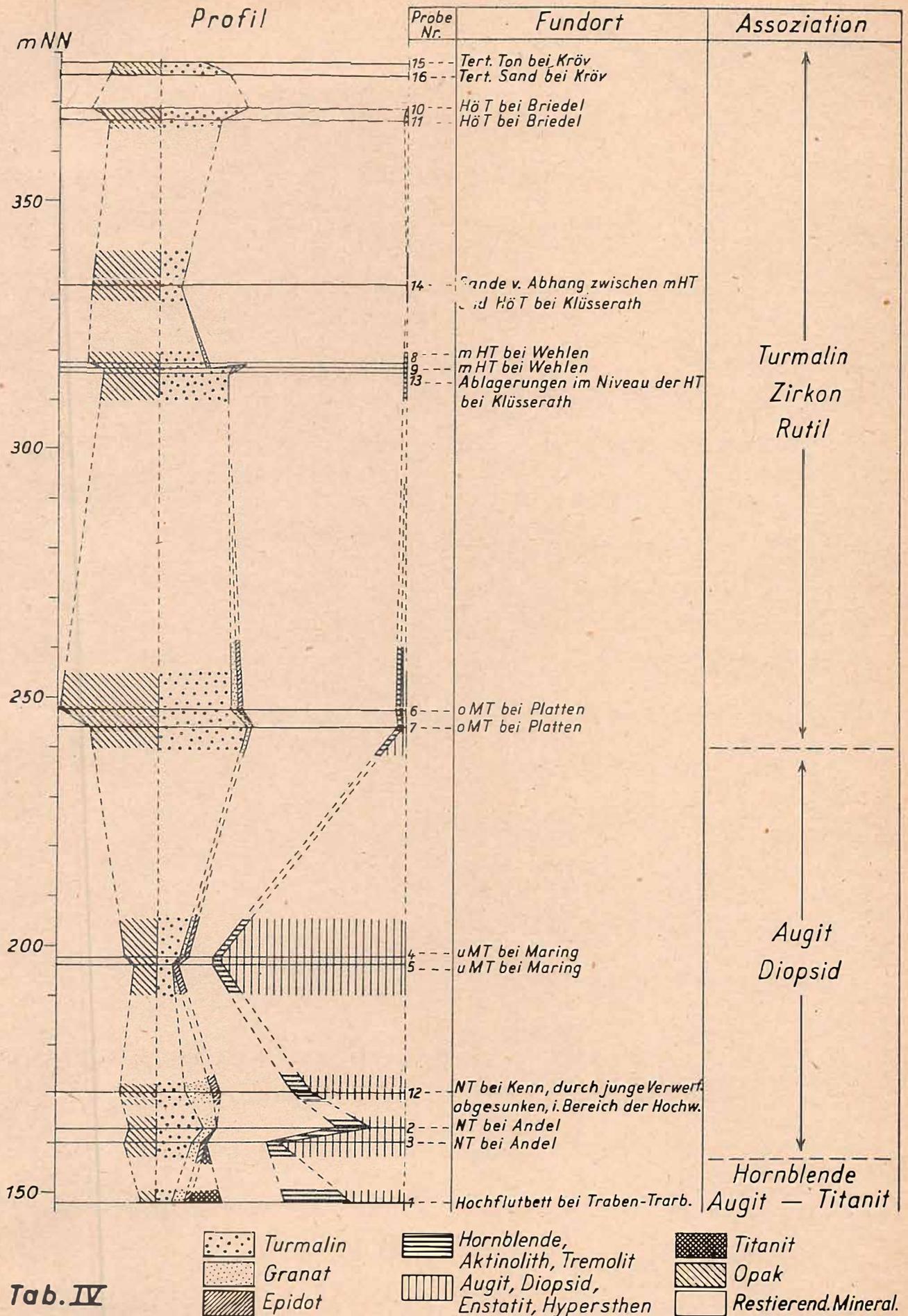




- Legende f. Profil I-XI:
-  Schotter
 -  Sand
 -  Lehm, Auelehm
 -  Gehängeschutt
 -  Schotterbasis, erbohrt oder aufgeschlossen



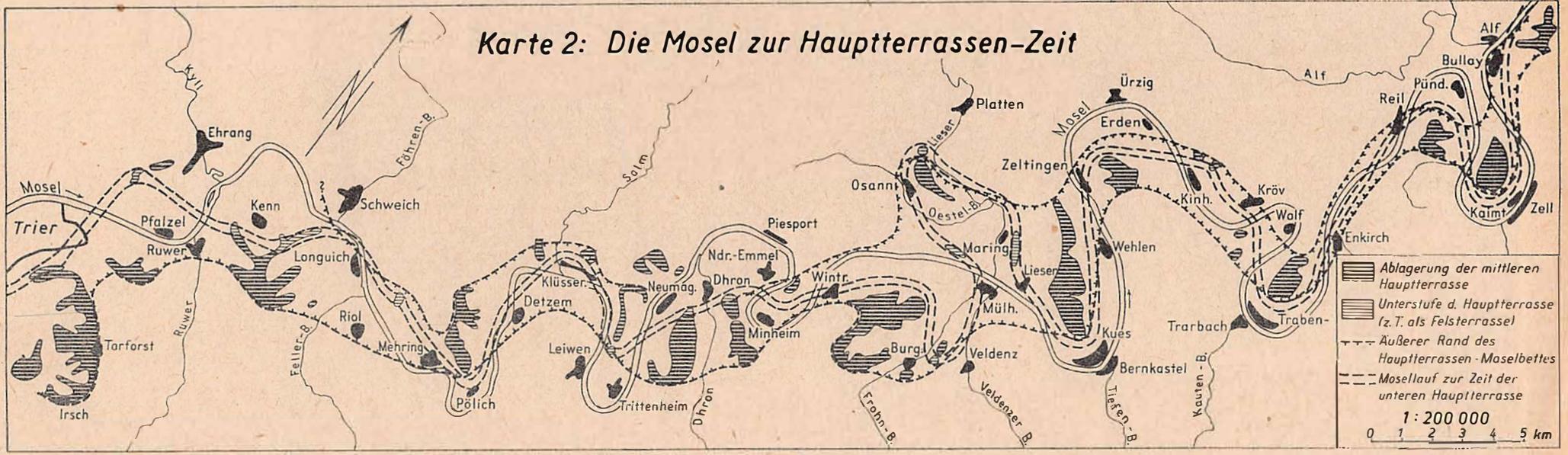




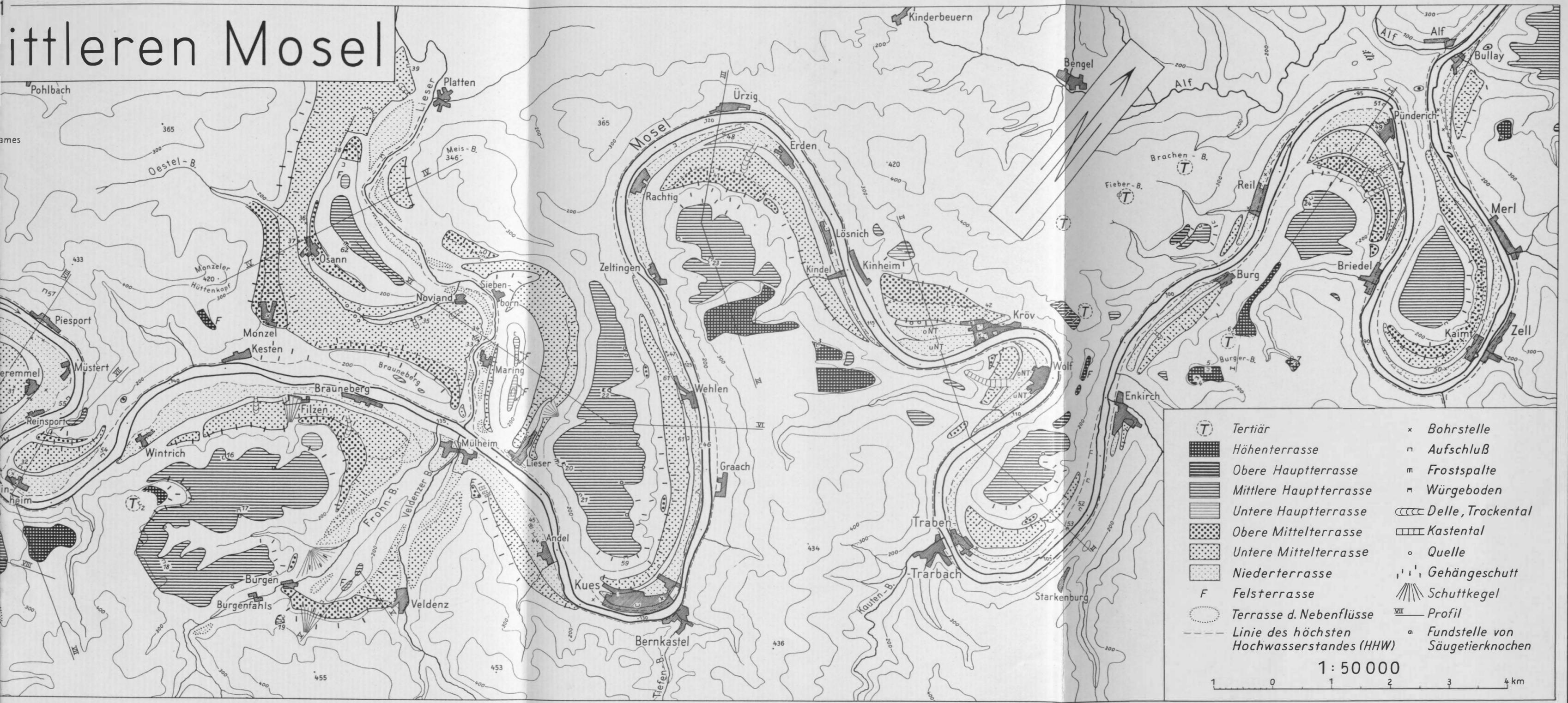
Schwermineralgehalt der Terrassensande (Auf Grund der Untersuchungen von H. Kiel, Amsterdam)

Entw.: E. Kremer

Karte 2: Die Mosel zur Hauptterrassen-Zeit



ittleren Mosel



- | | | | |
|--|--|--|---------------------------------|
| | Tertiär | | Bohrstelle |
| | Höhenterrasse | | Aufschluß |
| | Obere Hauptterrasse | | Frostspalte |
| | Mittlere Hauptterrasse | | Würgeboden |
| | Untere Hauptterrasse | | Delle, Trockental |
| | Obere Mittelterrasse | | Kastental |
| | Untere Mittelterrasse | | Quelle |
| | Niederterrasse | | Gehängeschutt |
| | Felsterrasse | | Schuttkegel |
| | Terrasse d. Nebenflüsse | | Profil |
| | Linie des höchsten Hochwasserstandes (HHW) | | Fundstelle von Säugetierknochen |

1 : 50 000

