

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG
VERÖFFENTLICHUNGEN DES LUXEMBURGER GEOLOGISCHEN DIENSTES

VOLUME XVIII

DIE TERRASSEN DES OURTALS

VON

BERND WIESE

LUXEMBOURG 1969
SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG
VERÖFFENTLICHUNGEN DES LUXEMBURGER GEOLOGISCHEN DIENSTES

VOLUME XVIII

DIE TERRASSEN DES OURTALS

VON

BERND WIESE

LUXEMBOURG 1969
SERVICE GÉOLOGIQUE DU LUXEMBOURG

Vorwort

Das Thema dieser Arbeit ging hervor aus der Beschäftigung mit der Landeskunde von Luxemburg. Für die wissenschaftliche Förderung der Untersuchung gilt mein besonderer Dank meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. K. KAYSER, Geographisches Institut der Universität zu Köln; er verfolgte die Entwicklung der Arbeit, die als Dissertation im Rahmen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät entstand, mit steter Anteilnahme. Herrn Prof. Dr. O. F. TIMMERMANN und Herrn Prof. Dr. K. HERMES danke ich für ihr Interesse und für ihre zahlreichen Anregungen. Herr Prof. Dr. K. JASMUND erteilte mir die Erlaubnis, im Mineralogischen Institut der Universität zu Köln sedimentologische Untersuchungen durchzuführen; für diese Hilfe danke ich ihm sehr.

Ein Wort des Dankes soll auch an dieser Stelle dem Leiter des "Service geologique de Luxembourg", Herrn Ing. geol. J. BINTZ, ausgesprochen werden, der durch anregende Gespräche und durch praktische Hilfe diese Untersuchung förderte sowie die Aufnahme in die Reihe ermöglichte. Die Reinzeichnung der Karten und Abbildungen wurde dankenswerterweise durch Herrn A. FREIBERGER, Kartograph am Geographischen Institut, ausgeführt. Das "Ministerium für Öffentliche Arbeiten" des Großherzogtums Luxemburg sowie die Kreise Bitburg und Prüm unterstützten durch Druckkostenzuschüsse die Veröffentlichung der Arbeit; auch ihnen gilt mein Dank.

Zusammenfassung

Mit dem Tal der Our wurde zum ersten Mal ein Tal des Ösling in seiner gesamten Erstreckung behandelt. Die Analyse der Gestaltung des Tales, des Talbodens und der Flußterrassen führte zur Feststellung einer holozänen Terrasse im Talboden, des Hochflutbettes, von zwei pleistozänen Terrassengruppen im Talhang, Niederterrasse und Mittelterrasse, die in zwei Stufen entwickelt sind und von denen die Mittelterrasse im Unter- und Mittellauf landschaftsbeherrschende Ausdehnung besitzt. Im Hochtal liegen wenige Reste einer Hauptterrasse und einer altpleistozänen Höhenterrasse. Die Ursache für die Terrassenentstehung liegt nach den Ergebnissen der Reliefanalyse, der morphometrischen und quantitativen Schotteranalyse und dem Vergleich mit den Untersuchungen in den Tälern von Kyll, Sauer, Clerf und Mosel in einer in ihrem Vorgang variierenden Gesamthebung des Ösling gegenüber dem Gutland, die von Klimaänderungen überlagert wurde. Das Hebungsmaximum liegt im Unterschied zu den Ergebnissen am Rhein in der westlichen Eifel und im Ösling im Riss-Würm-Interglazial. VERHOEFs These von der eustatischen Terrassengenese an der Our lehnt Verf. ab. Die Terrassen wurden am Rand zwischen Ösling und Gutland verbogen. Die Flußterrassen des Ösling gehen im Gutland in Vorlandniveaus über vor der Schichtstufe des Luxemburger Sandsteins. Periglazialerscheinungen verschiedener Art treten im Bereich des Ourtals auf. Es besteht ein enger Zusammenhang zwischen Mäanderlage und Kluftrichtung im Ösling.

Résumé

L'analyse morphologique de la vallée de l'Our et de ses terrasses est la première étude complète faite d'une vallée des Ardennes luxembourgeoises. Il en résulte la répartition suivante des terrasses: une terrasse holocène au fond de la vallée, deux groupes de terrasses pleistocènes sur les versants de la vallée, à savoir les terrasses inférieures et les terrasses moyennes, la terrasse moyenne inférieure étant la plus étendue sur le cours moyen et inférieur de l'Our. On peut constater quelques vestiges de la terrasse principale ainsi que de la haute terrasse dans les parties supérieures des versants. La raison du développement des terrasses fluviatiles est en accord avec les résultats de l'analyse du relief, de l'analyse morphométrique ainsi que de l'analyse quantitative des sédiments fluviatiles. En comparaison avec les études de la Kyll, de la Sure, de la Clerf et de la Moselle, ce développement est en relation avec un soulèvement différentiel de l'Oesling par rapport au Gutland, superposé de variations climatiques. Contrairement au développement de la vallée du Rhin, le soulèvement maximum de l'Oesling se situe dans l'Interglaciale Riss-Würm. L'auteur n'accepte pas la thèse des terrasses eustatiques de VERHOEF pour la vallée de l'Our. Il existe un gauchissement des terrasses au bord sud de l'Oesling. Les terrasses fluviatiles s'élargissent au Gutland au niveau du pied de la cuesta du Grès de Luxembourg. Quelques phénomènes périglaciaires apparaissent dans la vallée de l'Our. Il y a un rapport étroit entre la situation des méandres et le système des diaclases dans l'Oesling.

Die Terrassen des Ourtals	Seite
Vorwort	
Einleitung	
I. Der Stand der morphologischen Forschung im Arbeitsgebiet und die Aufgaben dieser Arbeit	11
II. Die angewandten Arbeitsmethoden	13
Hauptteil	
I. Physisch-geographischer Überblick über das Arbeitsgebiet	17
1) Abgrenzung und räumliche Gliederung	17
2) Die geologisch-tektonischen Verhältnisse und die Petrographie im Bereich des Ourtals	19
3) Die Hydrographie der Our	26
II. Das Tal der Our und seine Terrassen	30
1) Das Landschaftsbild des Tals	30
2) Der Talboden und seine Terrassen: Flußaue, Hochflutbett, untere Niederterrasse	33
3) Die Terrassen oberhalb des Talbodens: Ihre Verbreitung und morphologische Charakterisierung	46
a) Die obere Niederterrasse	46
b) Isolierte Talhangterrassenreste	55
c) Die Mittelterrassen	58
d) Die Hauptterrassen	75
e) Die Höhenterrasse	79
4) Das Querprofil des Tals	83
5) Die Längsprofile der Terrassen	92
III. Periglazialerscheinungen im Ourtal	96
IV. Die Mäander im Tal der Our: Ein Versuch ihrer Deutung	104
Zusammenfassung: Das Tal der Our und seine Genese	109
Verzeichnis der Literatur und der Karten	112

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN	Seite
Abbildung 1 - Blockdiagramm einer Erosionsterrasse	14
Abbildung 2 - Das Gewässernetz der Our	27
Abbildung 3 - Abflußmengen und Wasserstände am Pegel Stolzemburg-Keppeshausen	29
Abbildung 4 - Die Zusammensetzung der Schotter im Fluß- bett am "Uecht" südlich Bettel	37
Abbildung 5 - Stufendiagramm und Kornverteilungskurve des Flußauensedimentes in Vianden	39
Abbildung 6 - Die Zusammensetzung und der Zurundungsgrad der Terrassenschotter auf dem "Wesper"	47
Abbildung 7 - Der Wandel der Terrassenform der oberen Nieder- terrasse im Bereich des Ösling-Gutland-Randes	51
Abbildung 8 - Die Zusammensetzung und der Zurundungsgrad der Schotter auf der oberen Niederterrasse in Obereisenbach	52
Abbildung 9 - Die Zusammensetzung der Terrassenschotter auf dem "Wangert"	58
Abbildung 10 - Die Zusammensetzung der Terrassenschotter auf dem "Schmitberg"	60
Abbildung 11 - Der Doppelmäander von Bivels-Stolzemburg	62
Abbildung 12 - Die Zusammensetzung der Schotter auf dem "Millebiert"	64
Abbildung 13 - Die Zusammensetzung der Schotter auf dem "Fraegaart"	66
Abbildung 14 - Profil auf dem Terrassenrest in Obereisenbach	67
Abbildung 15 - Die Zusammensetzung und die Zurundung der Terrassenschotter in Dasburg	76
Abbildung 16 - Die Zusammensetzung der Schotter auf dem "Zepp"	78
Abbildung 17 - Die Zusammensetzung der Schotter auf dem Rommersberg-Südhang	83
Abbildung 18 - Querprofil durch das Ourtal am "Niderbiert"	84
Abbildung 19 - Querprofil durch das Ourtal nördlich Roth	84
Abbildung 20 - Querprofil durch das Ourtal am Mäander von Bivels	85

	Seite
Abbildung 21 - Querprofil durch das Ourtal am "Akescht"- "Gronzepull"	86
Abbildung 22 - Querprofil durch das Ourtal in Höhe von Dasburg	86
Abbildung 23 - Schematisiertes Querprofil durch das Tal der Our	88
Abbildung 24 - Die Gefällskurve der Blees	95
Abbildung 25 - Stufendiagramm und Kornverteilungskurve des Fließerdevorkommens am "Vugelshank"	97
Abbildung 26 - Feinerdescholle in der Fließerdeakkumulation auf dem "Azert" nördlich Rodershausen	100
Abbildung 27 - Tasche in einem Kryoturbationshorizont am "Flauchebierg" nördlich Roth	103
Abbildung 28 - Die Entwicklung des Mäanders am "Burnack"	106
Abbildung 29 - Mäanderlage und Kluftrichtungen im Ourtal	108
Abbildung 30 - Die Längsprofile der Our und ihrer Terrassen	} Karten- tasche im Anhang
Abbildung 31 - Die Ergebnisse der quantitativen Schotteranalyse	
 Karte 1, 2, 3 - Die Flußterrassen des Ourtals	 Karten- tasche im Anhang

VERZEICHNIS DER FOTOS
(alle Aufnahmen vom Verf.)

Seite

Foto 1	-	Blick von Westen nach Osten über das nördliche Schneifelvorland auf die Schneifel	121
Foto 2	-	Der Oberlauf der Our bei Verschneid	121
Foto 3	-	Blick über die Ösling-Islek-Rumpffläche von Roder nach Nordosten	122
Foto 4	-	Das Ourtal nördlich von Stolzenburg	122
Foto 5	-	Das Tal der Our nördlich Wallendorf	123
Foto 6	-	Im "Diekirch-Mettendorfer-Stufenländchen" - Blick vom Rommersberg nach Westen zum Niderberg	123
Foto 7	-	Der Talboden und die westliche Seite des Ourtals am nördlichen Ortsausgang von Bettel	124
Foto 8	-	Der Talboden südlich Auel	124
Foto 9	-	Blick von Gentingen nach Norden auf Bettel	125
Foto 10	-	Die obere Niederterrasse in Gemünd	125
Foto 11	-	Blick vom "Wangert" nach Süden über das Mündungsgebiet von Sauer und Our	126
Foto 12	-	Blick vom Oberbecken des Pumpspeicherwerkes Vianden nach Norden	126
Foto 13	-	Blick vom "Seiss" nach Osten auf Dasburg	127
Foto 14	-	Blick über die Burg Dasburg nach Süden	127
Foto 15	-	Blick von der östlichen Talseite oberhalb Dasburg nach Westen	128
Foto 16	-	Blick vom "Seiss"-Plateau nach Süden	128
Foto 17	-	Ausschnitt aus dem Fließerdeuvorkommen am "Flauchebierg" nördlich Roth	129
Foto 18	-	"Hakenwerfen" in dem Aufschluß am "Flauchebierg" nördlich Roth	129

E. I. Der Stand der morphologischen Forschung im Untersuchungsgebiet und die Aufgaben dieser Arbeit

Während in der westlichen Eifel die geomorphologische Forschung mit den Arbeiten STICKELs (1927) schon früh einsetzte, und ZEPP (1933) zum ersten Mal den Terrassenbau eines Tals der Westeifel am Beispiel der Kyll systematisch untersuchte, begannen nach den Vorarbeiten von BAECKEROOT (1931) intensive geomorphologische Forschungen im Ösling erst mit den Arbeiten von LUCIUS nach 1940. Abgesehen von der Bearbeitung markanter Einzelfälle wie der Mäander von Bivels an der Our und von Lipperscheid an der Sauer durch FLOHN (1936) war es dieser für die Erkenntnis der geologischen und morphologischen Fakten und Probleme Luxemburgs so bedeutende Gelehrte, - der "Service geologique de Luxembourg" widmete ihm als seinem ehemaligen Leiter einen Gedenkband -, der geomorphologische Forschungen im Ösling selbst durchführte und anregte. Unter seinem Einfluß entstand die Arbeit von STEFFEN (1951), in der zum ersten Mal u. a. die Flußterrassen eines Ösling-Flusses untersucht wurden, und zwar die Terrassen der Sauer zwischen Goebelsmühle und Wallendorf. Im Zusammenhang mit der Bearbeitung der Flußterrassen des südlichen Ösling-Randgebietes erwähnt STEFFEN auch die Terrassen des Ourtals (S. 23-25) zwischen Stolzemburg und Wallendorf. Er berücksichtigte jedoch nur die Terrassenreste auf der luxemburgischen Seite des Flusses, die er lediglich auf Grund ihrer Höhenlage parallelisierte und "sechs eventuell sieben Niveaus" (S. 23) unterschied. Eine Korrelierung mit den Terrassen der mittleren Sauer zwischen Ettelbrück und Wallendorf fehlt, da s. E. die Lücken zwischen den Terrassenresten an Our bzw. Sauer zu groß sind und "die Hebungsbeträge (der Our, - der Verf.) von denjenigen der Ösling-Sauer zu stark abweichen" (S. 23). Da STEFFEN nur die alte topographische Karte von Luxemburg 1 : 50 000 zur Verfügung stand und nicht alle Höhenangaben der Karte überprüft wurden, unterliefen ihm Meßfehler, die das Ergebnis seiner Arbeit stark beeinträchtigen, z. B. "gegenüber Heischergrön" an der Sauer 40 m relative Höhe, nach SCHMITZ (1957, S. 14) tatsächliche relative Höhe 48 m. Fehldeutungen von Periglazialerscheinungen im Ourtal, z. B. am "Vogelshank" (S. 20), rechtfertigen gerade für diesen Teil eine Neubearbeitung.

Die Untersuchung von Flußterrassen im Ösling wurde von SCHMITZ (1957) fortgesetzt an der Sauer oberhalb Goebelsmühle. Auf Grund seiner Untersuchungen rekonstruierte er für die obere Sauer fünf glazialzeitliche Flußterrassen. PIKET (1960) bearbeitete im Zusammenhang einer morphologischen Analyse der Blattbereiche Hosingen, Blatt II (XXXIII-8) - Nr. 3-4, und Putscheid, Blatt III (XXXIV-8) - Nr. 1-2, der Topographischen Karte von Luxemburg 1 : 25 000 das Ourtal zwischen Rodershausen und Bivels. Er stellte in dieser Flußstrecke sechs Terrassenzüge fest, von denen zwei in-

terglaziales Alter besitzen und nur lokaler Natur sein sollen. Die Untersuchungen von STEFFEN blieben PIKET unbekannt, obwohl sich die Arbeitsgebiete beider Autoren zwischen Bivels und Stolzenburg überschneiden. So ist es nicht überraschend, daß die Ergebnisse der beiden Untersuchungen für die mittlere Our stark differieren.

Ebenfalls im Rahmen einer größeren Untersuchung, nämlich der westlichen Ösling-Gutland-Randzone, behandelte VERHOEF (1966) kurz die Terrassen der Our zwischen Rodershausen und Wallendorf. Er unterschied zwanzig "levels" (Höhen, Niveaus, - der Verf.), von denen acht s. E. glazialzeitliche Flußterrassen darstellen. Nach seinen Ergebnissen existieren an der Ösling-Gutland-Randzone keine Terrassenverbiegungen, wie sie nach den Feststellungen von ZEPP, STEFFEN und SCHMITZ an der Kyll und der Sauer vorhanden sind, sondern Terrassen und Niveaus ziehen ohne Unterbrechung vom Gutland in den Ösling hinein.

Betrachtet man die bisher vorliegenden Ergebnisse, so läßt sich zusammenfassend folgendes feststellen:

1. Es wurden stets nur Teile des Ourtals untersucht bis in die Höhe von Rodershausen - Dasburg. Eine derartige stückweise Behandlung kann nach Ansicht des Verf. nicht zu endgültigen Resultaten führen; deshalb wird in dieser Arbeit eine Untersuchung des gesamten Tals vorgelegt.
2. Die Deutungen der Ourterrassen von STEFFEN, PIKET und VERHOEF unterscheiden sich fundamental
 - a) in der zeitlichen Einordnung der Terrassenreste
 - b) in der Deutung ihrer Genese
 - c) in der Beurteilung der tektonischen Vorgänge während des Pleistozäns
 - d) in der morphologischen Gliederung und Entwicklung des Talbodens.

Eine Möglichkeit zur Lösung dieser Probleme sieht der Verf. in einer genauen morphologischen Analyse der einzelnen Flußstrecken, die ergänzt wird durch sedimentologische Untersuchungen, und in der Deutung der Verteilung der Terrassenreste in den verschiedenen Talabschnitten unter besonderer Berücksichtigung der Gestalt des Talbodens und des gesamten Talraums.

3. Von den zahlreichen Periglazialerscheinungen im Ourtal wurden in den genannten Arbeiten nur einzelne erwähnt, z. T. falsch gedeutet (STEFFEN, S. 20; HERMANS, S. 77). Sie sollen hier in ihrer Gesamtheit und in ihrem Zusammenhang mit der Entwicklung der Flußterrassen dargestellt werden.
4. Die Entwicklung der Mäander, an denen das Ourtal so reich ist, wird nur bei PIKET gestreift. Ein Versuch der Klärung dieser Frage wird in dieser Arbeit ebenfalls vorgelegt.

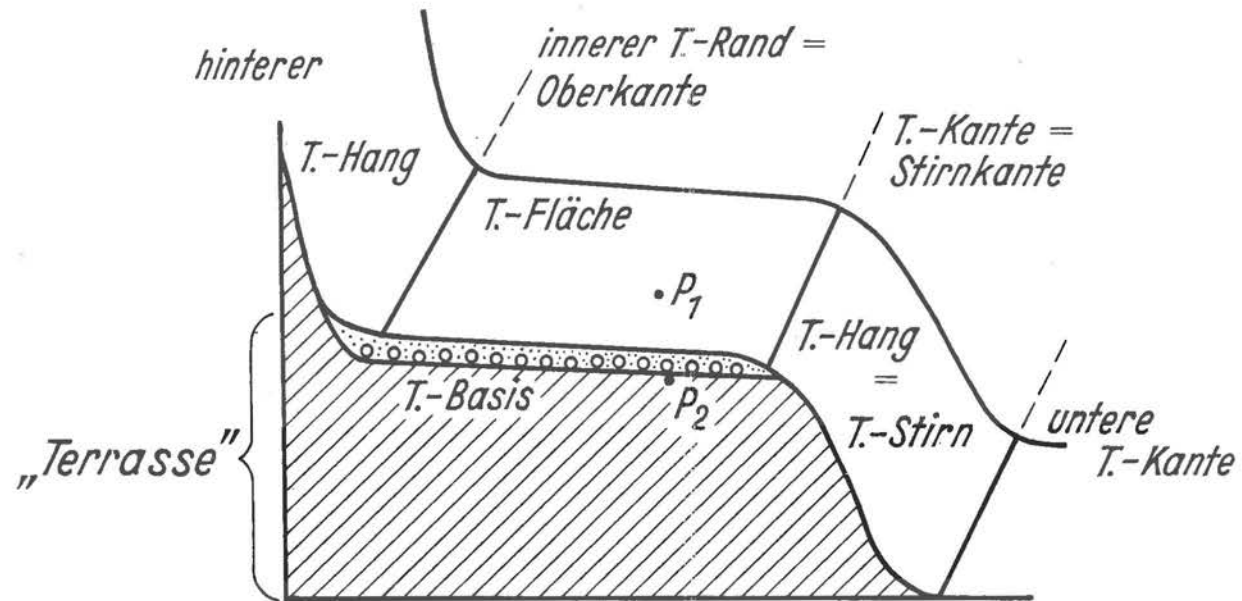
II. Die angewandten Arbeitsmethoden

Ein intensives Studium der Literatur, das zum Zweck des Vergleichs auch das nordwestliche und nördliche Einzugsgebiet der mittleren und oberen Mosel und den Raum der belgischen Ardennen umfaßte, und eine genaue Analyse der topographischen und geologischen Karten des Arbeitsgebietes gingen den Arbeiten im Gelände voraus. Für Luxemburg steht eine topographische Karte 1 : 25 000 zur Verfügung, die nach Luftaufnahmen angefertigt wurde und 1954 erschien. Die Äquidistanz beträgt fünf Meter. Für das Gebiet der BRD benutzte Verf. die Meßtischblätter, die auch einen Teil des luxemburgischen Territoriums decken. Sie besitzen bei steilem Gelände aber nur eine Äquidistanz von 20 m. Die jüngere topographische Karte 1 : 50 000 bietet eine gute Ergänzung der älteren deutschen Karten; sie liegt für das gesamte Arbeitsgebiet vor. Die oro-hydrographischen Blätter dieser Karte bilden ein hervorragendes Hilfsmittel für morphologische Untersuchungen. Photographische Vergrößerungen dieser Blätter im Maßstab 1 : 25 000 dienten als Unterlage für die "Karte der Terrassen der Our". Für das belgische Territorium steht die belgische topographische Karte 1 : 25 000 zur Verfügung. Die Äquidistanz beträgt auf belgischem Gebiet fünf Meter. Der hohe Grad an Genauigkeit und Details, den diese Karte bietet, wird beeinträchtigt durch das unterschiedliche Bezugsniveau im Verhältnis zu den Karten der BRD und Luxemburgs. Der Antwerpener Pegel nämlich, der den Bezugspunkt der belgischen Kartenwerke bildet, liegt 2,34 m unter NN. Auch für den belgischen Teil des Untersuchungsgebietes benutzte Verf. oro-hydrographische Blätter im Maßstab 1 : 25 000.

Um die Genauigkeit der Messungen zu erhöhen, um aus der Karte ermittelte Werte zu kontrollieren und um die Abstände der Terrassen zu erfassen, die unter fünf Metern liegen, wurden bei den Arbeiten im Gelände zusätzliche trigonometrische Höhenbestimmungen mit Hilfe eines Gefällsmessers durchgeführt. Die stereoskopische Betrachtung von Reihenluftbildern im Maßstab 1 : 10 000 für das Ourtal bis in die Höhe von Ouren erlaubte eine detailliertere Studie des Talbodens, als sie das Meßtischblatt ermöglicht.

Natürliche und künstliche Aufschlüsse wie Wegeinschnitte und Baustellen sowie selbstangelegte Schürfnngen dienten dem Studium des Anstehenden, der auflagernden Sedimente und der Verwitterungsdecke. Da viele Flußterrassen im Ourtal eine Solifluktsdecke tragen, durch die die ursprüngliche Höhe der Terrasse verwischt und eine höhenmäßige Korrelierung erschwert wird, wurden bei der Messung der Höhe des Terrassenrestes mehrere Werte eingemessen (s. Abb. 1): Die mittlere Höhe der Terrasse, die auf der Terrassenfläche liegt, welche gemeinsam mit dem Terrassenhang die "Terrasse" im morphologischen Sinn bildet, und zur genauen Parallelisierung von Terrassenresten die Basishöhe, d. i. bei Erosionsterrassen, wie sie im Ourtal vorwiegend auftreten, die Höhenlage der Auflagerungsfläche von Lockermaterial auf den anstehenden devonischen und mesozoischen Sedimenten. Da die Mächtigkeit der fluviatilen Sedimente pleistozänen und alluvialen Alters im Ourtal im allgemeinen weniger als zwei Meter beträgt, und häufig

Abb. 1
 Blockdiagramm einer Erosionsterrasse
 (nach BOESCH, ergänzt vom Verf.)



- P_1 mittlere T.-Höhe
- P_2 Basishöhe
- Sande und Schotter

Wege diese Sedimente und das Solifluktionsmaterial schneiden, ergab sich meist eine gute Möglichkeit, die Basishöhe zu messen. Bei den z. T. stark flußwärts geneigten Talhangterrassen ist dazu noch die Höhe der Terrassenkante und des inneren Terrassenrandes zu beachten.

Um die morphologischen Ergebnisse und die morphologische Terrassengliederung zu ergänzen und zu unterbauen, wurden Lehm- und Schotterproben genommen, - Sand wurde auf den Terrassen im Ourtal nicht angetroffen -, soweit es die Aufschlußverhältnisse zuließen. Die sedimentologische Untersuchung durch die quantitative Schotteranalyse¹ ermöglicht eine relative zeitliche Einordnung der Terrassen nach dem Quarzanteil, der auf Grund der Verwitterungsresistenz des Quarzes mit zunehmendem Alter der Terrasse wächst. Diese Analyse wird jedoch im Ourtal unterhalb Roth stark beeinträchtigt durch den hohen Grad der Geröllführung in einigen Schichten der Trias. Dadurch steigt in dieser Flußstrecke auf den Terrassen der Quarzanteil schlagartig an, und das Normalbild wird stark gestört.

Die morphometrische oder qualitative Schotteranalyse, wie sie von TRICART und CAILLEUX vorgestellt, von POSER und HÖVERMANN weiterentwickelt und von BLENK kritisch untersucht wurde, erlaubt es, auf Grund der Zurundung der Sedimente Rückschlüsse auf die Art des Transportes, der Verwitterung und damit des Klimas zu ziehen. Sie muß sich solcher Gesteine bedienen, die eine transport- und verwitterungsbedingte Form annehmen, die nicht oder nur in sehr geringem Maß von Schichtung, Schieferung oder Klüftung beeinflußt wird. Derartige Voraussetzungen erfüllen am besten massige, resistente Gesteine, in diesem Untersuchungsgebiet Quarz und Quarzit. Da Quarz und Quarzit im Einzugsgebiet der Our nur in max. 3-4 m mächtigen Bändern auftreten, - der Emsquarzit der Schneifel wird durch den Alfbach der Prüm zugeführt -, wird auf den Terrassenresten im Ourtal nur ein geringer Quarz- und Quarzitanteil erreicht; deshalb läßt sich die für die morphometrische Analyse erforderliche Mindestzahl von 100 Stück der gleichen Gesteinsart, größer als 20 mm, nur selten finden. Trotzdem wurde auf die Durchführung dieser Untersuchung an geeigneten Stellen nicht verzichtet, da sie im Zusammenhang mit anderen Feststellungen gute Rückschlüsse auf klimatische Umstände erlaubt.

Zur Ergänzung und zur Überprüfung der mit Hilfe morphologischer und sedimentologischer Methoden gewonnenen Ergebnisse führte Verf. für einzelne wichtige Punkte (Flußaue südlich Vianden, Fließerde am "Vugelshank", Terrasse auf dem "Wangert") Korngrößen- und Schwermineralanalysen² von

¹ Anm.: Je 200 Schotter der Fraktionen 6-30 mm und 20-50 mm wurden quantitativ untersucht, ein Mittelwert, der nach BRUNNACKER für diese Analyse geeignet ist. Zum Aussieben benutzte Verf. quadratische Prüfsiebe mit 6 mm, 20 mm und 50 mm Lochung der Firma Siebtechnik G. m. b. H., Mülheim/Ruhr.

² Anm.: Die Analysen wurden vom Verf. durchgeführt im Mineralogischen Institut der Universität zu Köln. Verf. möchte Herrn Prof. Jasmund sowie den Herren Dr. Ney und Dr. Riedel danken für die Unterstützung bei der Durchführung der Untersuchungen.

Lehmen und Sanden durch. Die Untersuchung der Größenklassen zwischen 2 mm und 0,002 mm durch Siebanalyse und Schlämmlung ermöglicht eine klare Trennung von fluviatilen und äolischen Sedimenten sowie von Fließerden, was besonders für das Fließerdevorkommen am "Vogelshank" von Bedeutung war. Die Feststellung der Schwermineralassoziationen in den Sedimentkörpern, der Devon-Assoziation Turmalin-Zirkon-Rutil und der vulkanischen Assoziation basaltische Hornblende-Augit-Titanit, erlaubt eine Aussage über das Alter der Terrassen- und sonstigen Ablagerungen, da das Auftreten der vulkanischen Assoziation eng verbunden ist mit dem quartären Vulkanismus der Eifel.

Da eine Flußterrasse aus zeitlich verschiedenen einzuordnenden Elementen besteht, nämlich der Terrassenfläche und dem Terrassenhang, die zwei morphologisch und zeitlich verschiedenen Vorgängen ihre Entstehung verdanken, stellt sich das Problem der Altersangabe für die Terrasse. Nach geologischen Gesichtspunkten läßt sich die Frage leicht lösen, da das Alter des Terrassenkörpers entscheidend ist. Morphologisch entsteht die "Terrasse" jedoch erst mit der Bildung des Terrassenhanges, und so schlägt BOESCH vor: "Das Alter der Terrasse ist dem Alter des Terrassenhanges gleichzusetzen." (S. 238). Da dies jedoch, betrachtet man die Terrassengliederung am Rhein, an der Mosel und den übrigen Flüssen des Rheinischen Schiefergebirges, bisher nicht geschehen ist, und zudem die Altersstellung der Terrassenfläche als des landschaftlich bestimmenden Terrassenelementes auf Grund ihrer Lage und Sedimentbedeckung sich besser erschließen läßt, behält Verf. die Bezeichnung des Alters der Terrasse gemäß dem Alter der Terrassenfläche bei.

Aus der Synthese der Ergebnisse der verschiedenen Untersuchungsmethoden und dem Vergleich mit den Gegebenheiten in anderen Tälern der Eifel und des Gutlandes ergibt sich die Möglichkeit, die an der Our feststellbaren Terrassen zu gliedern und zeitlich einzustufen.

H. I. Physisch-geographischer Überblick über das Arbeitsgebiet

1) Abgrenzung und räumliche Gliederung

Das Arbeitsgebiet umfaßt das Tal der Our, eines Flusses der Westeifel im deutsch-belgisch-luxemburgischen Grenzgebiet. Da sich die Terrassen eines Flusses nicht isoliert betrachten lassen, muß dieser schmale, sich zunächst von Nordosten nach Südwesten, unterhalb Steinebrück von Norden nach Süden erstreckende Talraum hineingestellt werden in die größeren landschaftlichen Einheiten, an denen er Anteil hat.

Der Flußlauf der Our hat sich in zwei grundverschiedenen Gebieten entwickelt: In der westlichen Eifel als einem Teil des Rheinischen Schiefergebirges und im Gutland der Trier-Luxemburger-Bucht als dem Nordwest-Ausläufer des Pariser Beckens; gerade das Verhalten der Flußterrassen in der Randzone der Eifel wird besondere Beachtung erfordern.

Die Our entspringt in einer Höhe von 640 m in der westlichen Hocheifel im Bereich des Losheimer Waldes südöstlich von Losheimergraben. Wie die Olef, die Warche und die Kyll hat sie ihren Ursprung im Bereich des "Zitterwaldes".¹ Dieses kuppelförmige Höhengebiet zwischen Udenbreth, Losheim, Lanzerath und Hünningen mit einer durchschnittlichen Höhe von über 650 m wird hydrographisch als "Weißer-Stein-Knoten" bezeichnet nach dem "Weißen Stein" (690 m) an der Straße Hollerath-Losheim, der höchsten Erhebung der Maas-Rhein-Hauptwasserscheide. Die Quellläste der Our greifen in schmalen Quellmulden und steilen Tälchen in die flachen Rücken des Losheimer Waldes und des Losheimer Querrückens zurück, Zeichen der starken Tiefenerosion der Our. Nach wenigen Kilometern tritt sie bei Berterath nach Verbindung mit dem Ensebach und dem Schmittbach in das nordwestliche Schneifelvorland ein (s. Foto 1, S.121). Es liegt als ein breiter, im variskischen Streichen verlaufender Trog mit einer durchschnittlichen Höhe von 550 m zwischen dem Schneifelrücken im Südosten und der Schwelle des Ommerscheid im Nordwesten, der nördlichen Fortsetzung des Bastnach-St. Vither-Riedels. Weite Grünflächen bedecken das gering reliefierte Land,

¹ Anm.: STICKEL (1927, S. 59) deutet diesen ausgedehnten Höhenbereich als Fernling. Er weist aber schon auf die Möglichkeit hin, ihn als eine lokale Aufwölbung der R 2-Fläche zu betrachten. Diesen Gedanken verfolgt BIRKENHAUER (1960, S. 15-16) weiter, wenn er in Fortführung der Gedanken von HARTNACK und NEUMANN das Prinzip einer Längs- und Querwellung auf das linksrheinische Schiefergebirge überträgt und in der westlichen Hauptkulmination den Kreuzungsbereich zweier Aufwölbungsachsen sieht, und zwar einer Südwest-Nordost-Achse: Weißer Stein-Ausläufer der R-Flächen im Nordosten, und einer Nordwest-Südost-Achse: Botrange-Udenbreth.

während der Wald die Rücken der umrahmenden Höhen einnimmt. Deutlich setzt sich der aus Emsquarzit aufgebaute, 15 km lange und 2 km breite Härtlingsrücken der Schneifel (Höchster Punkt: Schwarzer Mann, 697,3 m) um etwa 80 - 100 m gegen die umgebenden Verebnungsflächen ab. Sie treten am Fuß der umgebenden Höhenzüge in einer durchschnittlichen Höhe von 600 m als zusammenhängende Fläche auf, werden ourwärts aber in breite, flachgeböschte Riedel von durchschnittlich 540 m aufgelöst. Nach STICKEL (1927, Karte im Anhang) liegt der nördliche Bereich des Schneifelvorlandes im Niveau der R 2-Fläche um 600 m. Von Süden her greift das R 1-Niveau buchtartig in die höheren Flächen ein bis in die Höhe von Schönberg. In einem breiten, von konkaven Hängen begleiteten Muldental fließt die Our meist in Wiesenmäandern dahin (s. Foto 2, S.121). Unterhalb Andler beginnt ein nach Süden hin schmaler und tiefer werdendes Kastental. Im Bereich der Braunlauf, des Ihrenbaches und der Alf sind die Hochflächen und ihre Hänge durch die Erosion und die Denudation weitgehend zerstört worden; es entstand eine West-Ost-verlaufende, niedrigere Zone von durchschnittlich 450 m über NN mit lebhafterem Relief im Wechsel von Tälchen und Höhenrücken, die den Übergang vom Schneifelvorland in den südlich anschließenden Islek-Ösling bildet (s. Foto 3, S.122). Diese Teile der Westeifel, Islek und Ösling, unterscheiden sich durch die stärkere Zerschneidung, die im Süden bis zur tiefen Zerfurchung führt, von den westlich gelegenen Hochardennen und der westlichen Hocheifel. Das Charakteristikum dieses "Wald- und Riedel-Ösling", wie Verf. diesen Teil der Eifel nennen möchte, bilden die tiefeingeschnittenen, schmalsohligen Täler. Das längste dieser Täler ist das mittlere Ourtal zwischen Steffeshausen und Roth, auf weite Strecken ein typisches "Abstiegs-Kerbtal" (s. Foto 4, S.122).

Der von K. KAYSER geprägte Begriff "Abstiegs-Tal" bezeichnet enge, z. T. schluchtartige Talformen, die durch den Abstieg von Flüssen aus einem Hochland zum wesentlich tiefer gelegenen Hauptfluß entstanden. Diese Bezeichnung schließt die Lücke für die Benennung eines Phänomens, für das bis jetzt nur beschreibende Termini vorhanden waren wie "Kerbtal" oder "Engtal". Man kann den Mittellauf der Our mit PAFFEN¹ auf Grund des Steilreliefs (mittlere Differenz Talsohle-Talwandknick 160 m), des Lokalklimas und der Siedlungen (Burgenreihe Roth, Vianden, Falkenstein, Stolzenburg, Dasburg, Burg Reuland; Vielzahl der Mühlen) als eine eigenständige Tallandschaft bezeichnen. Im Osten wird es durch die "Leidenborner Hochfläche", eine ausgesprochene Hochflächenlandschaft von durchschnittlich 520 m Höhe begrenzt (höchster Punkt westlich Heckhuscheid 569 m). Der Emsquarzit führt vereinzelt zur Bildung von Härtlingskuppen wie z. B. der "Hohen Kuppe" nordöstlich Dasburg (530 m) und dem "Köpfchen" bei Röllersdorf (559 m). Unterhalb Dasburg liegt östlich der Our die "Neuerburger Eifelabdachung", in der zwar zwischen Sevenig, Karlshausen, P. 497

¹ Anm.: Übersichtskarte der nat. Landschaftsgliederung der Mittel- und Niederrheinlande, Anlage zu: PAFFEN, K. H., Die natürliche Landschaft und ihre räumliche Gliederung, Remagen 1953, Forschungen z. dt. Landeskunde, Bd. 68.

südlich Bauler und Nasingen eine fast tischebene Fläche von etwa 500 m erhalten ist, von der aus man bei Dunkelheit das Flugwarnsignal auf dem Neklosberg westlich Vianden sieht, die aber in bedeutend höherem Maße zerschnitten ist als die Leidenborner Hochfläche; es bildeten sich die Nord-Nord-West - Süd-Süd-Ost orientierten Täler des Gaybaches, des Lahrerbaches und der Enz sowie die nur 400-450 m Höhe erreichende Mulde im Bereich der Irsemündung. Im Westen wird der Talraum der Our durch den sich ununterbrochen von Nord-Nord-West - Süd-Süd-Ost erstreckenden Riedel von Heinerscheid-Hosingen-Neklosberg begrenzt. Er besitzt eine ausgesprochene Höhenkonstanz von durchschnittlich 510 m. Nur flache Kuppen wie der "Schwarze Hiwel" südlich Roder, 547 m, oder der "Fosser Knapp" südwestlich Lieler, 530 m, erheben sich über die Verebnungen, die lediglich nördlich Hosingen eine Einmündung erfährt. Die Our verläßt bei Roth ihr enges, steilwandiges Kerbsohlental. Sie tritt ein in ein breites Kastental (s. Foto 5, S.123). Die begleitenden Höhen, die den Charakter schmaler Schwellen und Plateaus tragen, erreichen nur noch eine durchschnittliche Höhe von 350 m. Rommersberg und Niederberg überragen mit 40-50 m hoher Stirn die nördlich vorgelagerten Flächen. Obstwiesen und Felder begleiten den Fluß. Das Grau-Braun der Böden im Ösling wird abgelöst durch tiefrote bis gelb-braune Farben. Die Our hat ihren Unterlauf im nördlichen Gutland erreicht im "Mettendorf-Diekircher-Stufenländchen", wie man diesen Raum in Erweiterung der Bezeichnung von PAFFEN nennen könnte (s. Foto 6, S.123). Sie mündet bei Wallendorf in die Sauer (177 m). Jedoch vollzieht sich nur ein Wandel in der Namengebung: Die südöstlich anschließende Flußstrecke der mittleren Sauer bildet hydrographisch und genetisch die direkte Fortsetzung der aus Nord-Nord-West kommenden Our.

2) Die geologisch-tektonischen Verhältnisse und die Petrographie im Bereich des Ourtals

Das Tal der Our bildete sich im Gebiet von zwei geologischen Einheiten: In der Rumpfscholle des Rheinischen Schiefergebirges, die sich aus stark gefalteten paläozoischen Gesteinen aufbaut, und am Nordrand der Trier-Luxemburger-Bucht mit flachlagernden mesozoischen Schichten. Die unterschiedliche Lagerung und Resistenz der zerschnittenen Sedimente wirkt sich auf die Flußterrassen aus: Im Gutland treten z. B. Strukturflächen als Verebnungen über der Talsohle auf, die als solche von den Flußterrassen unterschieden werden müssen.

Ober- und Mittellauf der Our liegen im Bereich von Gesteinen des Ems, unterdevonischen Sedimenten. Nach R. RICHTER, ASSELBERGHS 1946 und LUCIUS 1950 ergibt sich für das Ems die folgende Gliederung:

	Heisdorfer Schichten	
oberes Ems	Wetteldorfer Sandstein	
	Wiltzer Schichten	E ₃ Schiefer v. Wiltz
	<u>Emsquarzit</u>	E ₃ Quarzit v. Berle
unteres Ems	Clerfer Schichten	E ₂ Schiefer v. Clerf
	Stadtfelder Schichten	E _{1b} Quarzophylladen v. Schüttburg
		E _{1a} Schiefer v. Stolzenburg

Von der Quelle bis in die Höhe von Dahnen-Fischbach sowie zwischen Ober-eisenbach und Bettel erscheinen feinschiefrige, teilweise sandige Tonschiefer mit quarzitischen Linsen und Quarzitbänken von ca. 100 cm Mächtigkeit.¹ Sie treten vor allem in der unteren Abteilung des unteren Ems auf. In der oberen Abteilung erscheinen häufiger sehr feste Schiefer und gutgebankte, grauwackenähnliche Sandsteine, die Glimmerschuppen² tragen; sie gehören zum Komplex der Stadtfelder Schichten. Als Fels- und Klippenbildner treten diese Sandsteine häufig auf, z. B. am "Point vue de Burglay" südlich der Kahlborner Mühle. Zwischen Dahnen-Fischbach und Untereisenbach quert die Our die Daleider Muldengruppe, die nordöstliche Fortsetzung der "Mulde von Wiltz", d. h. den zentralen Teil des Eifel-Synklinoriums. LIPPERT wählte den Namen "Muldengruppe", da die Mulde in drei Äste aufgespalten ist, die "Mulde von Dasburg", die "Mulde von Rodershausen" und die "Mulde von Kohnenhof" im Süden. Die "Klerfer Schichten" bilden den Rahmen der Mulde sowohl geologisch wie morphologisch. Sie bestehen aus grauen, grünlichen und roten Schiefen und graugrünen bis graublauen Sandsteinen. Während die Schiefer eine mittlere Festigkeit besitzen, sind die plattigen Sandsteine durch ein Kieselsäurebindemittel stellenweise quarzitartig hart. Sie zerfallen zu den kantigen "Hasselsteinen", die die Felder durchsetzen. Ausgedehnte Hochflächen sind erhalten im Verbreitungsgebiet der "Stadtfelder" und "Klerfer Schichten" zwischen St. Vith-Winterspelt und dem Eifelsüdrand. Die Ausdehnung der Terrassen nimmt in diesen Zonen ab; ein Beispiel für einen derartigen Laufabschnitt bietet das Ourtal zwischen Lorenzmühle und Dasburg. Ein lebhafteres Relief dagegen hat sich im Inneren der "Ösling-Eifel-Mulde" entwickelt. Die "Schiefer v. Wiltz" (oberes Ems) queren in den obengenannten 2 - 3 km breiten Mulden das Ourtal in Süd-West-West - Nord-Ost-Ost-Streichen. Die sehr geringe Resistenz der Tonschiefer, zu denen mergelige Sandsteine treten, und die schwache Neigung zur Bodenbildung, die eine ständige Verwitterung bedingt, fördern die Abtragung dieser Tonschiefer. Im Gelände sind sie an den Talhängen gut zu erkennen, da meist unter der lichten Vegetation (Besenginster, *Sarothamnus scoparius*) der anstehende Fels zu Tage tritt. Er ist bis in eine Tiefe von 10 - 30 cm entlang der Schieferungsflächen in dünne Platten aufgelöst. Das Schlagen eines Handstückes ist fast unmöglich, da der Schiefer sofort entlang der gelösten Schieferungsflächen zerfällt. Die Platten verwittern mechanisch zu 1 - 2 cm großen Plättchen. Kleinere Zerfallsprodukte sind in rezentem Material nicht zu finden. Eine Bodenbildung tritt nicht ein, da der Verwitterungsschutt entweder durch die Schwerkraft hangab befördert oder durch das fließende Wasser abgespült wird; denn die Schiefer stehen dicht gepackt und besitzen kaum Klüfte, in denen das Wasser versickern könnte. Ausraumstrecken und Talweitungen sind im Bereich der "Wiltzer Schiefer" auf Grund

¹ Anm.: Sie werden von LUCIUS (1950) als "Phylladen (feingeschieferter Tonschiefer) von Stolzenburg" bezeichnet, da sie im Gebiet von Stolzenburg am weitesten verbreitet sind.

² Anm.: LUCIUS (1950) bezeichnet diese Abteilung als "Quartzophylladen (Schiefer mit erkennbarer regelmäßiger Schichtung von 5-10 mm mächtigen Sand- bzw. Tonlagen) von Schüttburg".

ihrer besonderen Verwitterungsbedingungen entstanden, z.B. die Tälchen im Verlauf der Straße Dasburg-Daleiden, die sich nach Süd-West-West auf luxemburgischem Gebiet am Traesbaach fortsetzen, und die heute trockenliegenden Täler südwestlich Machtemesmühle. Ferner bevorzugen die Flußläufe Zonen der "Wiltzer Schiefer", die häufig von streichenden Verwerfungen begleitet werden. Am auffälligsten ist diese Erscheinung an der Irsen zwischen Irrhausen und westlich Olmscheid sowie zwischen Falkenauel und Machtemesmühle. Der Talraum wird breiter und die Ausdehnung und Verbreiterung der Flußterrassen nimmt zu. Das gleiche läßt sich an der Our im Gebiet von Dasburg-Rodershausen beobachten, wenn auch nicht in dieser Deutlichkeit, da die Our die "Wiltzer Schiefer" senkrecht quert; als Hauptfluß folgt sie konsequent der Süd-Ost-Ost gerichteten Abdachung.

Eine auffallende Erscheinung im Bereich der "Wiltzer Schiefer" sind die mehrere Meter mächtigen, gut geschichteten Anhäufungen von kleinen 3-5 mm langen Schieferplättchen mit deutlicher hangparalleler Einregelung (Grube auf dem "Azert" nördlich Rodershausen, Grube im Irsental östlich Machtemesmühle). Derartige Akkumulationen von feinstückigem Schieferzersatz sind jedoch nicht, wie LIPPERT vermutet (S. 44), auf das Verbreitungsgebiet der "Wiltzer Schiefer" beschränkt. Vielmehr fand Verf. die gleiche Erscheinung in einer Grube am Flaucheberg nordöstlich Roth im Bereich von Tonschiefern des unteren Ems (Stadtfelder Schichten) sowie am Nordhang des Neklosberges am Urknick nördlich Stolzenburg. Die Frage der Entstehung und zeitlichen Einordnung dieser mächtigen Verwitterungsrückstände wird bei der Betrachtung der Periglazialerscheinungen des Ourtals behandelt.

Die geologischen Mulden der "Wiltzer Schichten", denen häufig auch morphologische Mulden entsprechen, werden randlich begrenzt durch 3 - 20 m mächtige Bänder des sehr harten, klüftigen und muscheligen brechenden "Quarzit von Berlé" oder "Emsquarzit". Trotz seiner geringen Mächtigkeit besitzt er morphologische Wirksamkeit, indem er die verwitterungsanfälligen "Wiltzer Schiefer" gegen die Abtragung schützt, vor allem dort, wo sich mehrere Bänder des Quarzit vereinigen. An diesen Stellen bilden sich häufig quarzitischer Härtinge (Hohe Kuppe östlich Dasburg, 530 m; Schwarzen Hiwel südlich Roder, 547 m; Affler Höhe nördlich Affler, 449 m), die durch ihren Bewuchs mit Ginster, Heide oder Fichten im Gelände auffallen.

Die unterschiedliche Härte und Verwitterungsbeständigkeit führt im Gebiet zwischen Dahnen und Übereisenbach zu einem lebhafteren Relief, zu einem Wechsel von Tälern, Höhenrücken und Kuppen, und an dem Nebenfluß Irsen zu einer stärkeren Entwicklung der Terrassen. Durch dieses Erscheinungsbild unterscheidet sich der Flußabschnitt von Dahnen bis Obereisenbach von den ausgedehnten Hochflächen um Dahnen-Heinerscheid und Sevenig-Hosingen im Gebiet der Stadtfelder- und Klerfer Schichten. Die Petrographie wirkt sich also morphologisch aus, indem im Bereich der widerständigen Schichten breite Altflächen erhalten sind, die Terrassen sich nur schmal entwickelten oder ganz fehlen; in den weniger resistenten Schichten

oder bei stark wechselnder Petrographie dagegen sind die Terrassen gut ausgeprägt.

Südlich Vianden nimmt die durchschnittliche Höhe des Geländes von 500 m auf 300 m ab. Das Devon sinkt, durch endogene und exogene Kräfte bedingt, am Rand der Eifel zum Gutland immer stärker nach S. In der Höhe von Gendingen taucht es unter die Höhe der Talsohle unter. Flachlagernde mesozoische Schichten, deren Mächtigkeit von N nach S zunimmt, liegen diskordant über dem devonischen Sockel. Zunächst tritt der "obere Buntsandstein" auf. Er greift nach N auf den Devonsockel über, so daß ein isoliertes Vorkommen am Scheuerhof östlich Vianden (372 m) auftritt. Östlich der Our findet sich der Buntsandstein in geschlossener Verbreitung zwischen dem Kammerwald und Ammeldingen (200 m). Westlich der Our tritt er vom Knupp (382 m) südwestlich Vianden bis in die Höhe von Ammeldingen auf.

An der Basis der unteren Stufe des Oberen Buntsandstein, der sog. "Zwischenschichten", tritt nach GREBE (1892, S. 5) und LUCIUS (1948, S. 22) das "Basiskonglomerat" auf (s_{olc}). Die Verbreitung der Konglomerate wird an der Our durch die Linie Obersgegen-Gendingen begrenzt. Unmittelbar am Eifelsüdrand und dort, wo die hangenden sandigen Zwischenschichten abgetragen sind, ist das Basiskonglomerat tief verwittert, z. B. am Spridich (260 m) westlich Bettel. An der Straße Roth-Obersgegen war das Konglomerat (X. 1965) durch Straßenbauarbeiten in einer Mächtigkeit von 9 m über den unterdevonischen Schiefen aufgeschlossen. Die festgestellte Mächtigkeit entspricht einer durchschnittlichen von 5 - 8 m; max. werden 15 m erreicht. Die lockeren Geröllmassen bezeichnet man mundartlich als "Kies". Die Gerölle sind teils gut gerundet (Quarzit, Quarz), teils plattig und kaum kantengerundet (Schieferfetzen), so daß manchmal ein brekziöser Charakter entsteht. Es überwiegen jedoch die gut gerundeten Bestandteile; sie besitzen einen Durchmesser von weniger als 60 mm, erreichen an der Basis jedoch max. 250 mm Durchmesser. Die Gerölle tragen eine rote Eisenoxydkruste, die jedoch unter der Wirkung der Atmosphärien aufgelöst wird. GREBE (1892, S. 6) bemerkt: "Auf Blatt Mettendorf sind die Geschiebestücke meist ausgewittert und bedecken in großer Verbreitung die Halden; man ist oft versucht, dieselben für diluviale Absätze anzusehen, zumal wenn der Boden eine gelbe Färbung annimmt; indes finden sich doch oft Stellen, wo mit den Geröllen eine intensive rote Färbung erscheint, wie sie dem Buntsandstein eigentümlich ist." GREBE verweist hier deutlich auf die Schwierigkeiten der Einordnung dieser Gerölle. Tatsächlich erfuhren sie eine unterschiedliche Bestimmung: Van WERWECKE hatte sie 1887 dem Diluvium zugeordnet. FLOHN deutet die "Kiese" 1937 wegen ihrer Form und Farbe und ihrer Lage als "Brandungskonglomerat ... auf einer Abrasionsplattform des Buntsandstein selbst" (S. 83).¹ BAECEROOT wiederum spricht sich mehrfach (1932, 1933, 1939) für ein diluviales Alter aus. LUCIUS dagegen, der beste Kenner der Geologie von Luxemburg, bestimmte

¹ Anm.: Das Vorkommen von Schieferfetzen mit völlig ungerundeten Kanten schließt eine Deutung des Sediments als ein marines Konglomerat aus.

1941 das Material als Basiskonglomerat des Oberen Buntsandstein wegen seines engen Zusammenhanges mit den Zwischenschichten und der Einlagerungen von Grobsand. -- Es handelt sich im Habitus um das gleiche Material, wie es in der Mechnicher-Trias-Bucht z. B. auf dem Kermeter nordöstlich Gemünd oder bei Kommern aufgeschlossen ist und als mittlerer Buntsandstein datiert wurde. --

Folgende Unterscheidungsmerkmale zwischen in situ liegendem Verwitterungsmaterial des konglomeratisch ausgebildeten Buntsandsteins und allochthonen, fluviatil transportierten Terrassenschottern lassen sich feststellen:

	<u>ausgewitterte Basalgerölle</u>	<u>pleistozäne Flußschotter</u>
Form:	meist gut gerollt, vereinzelt kantige Schieferfetzen; sehr gut geglättet	kantengerundet, oft plattig
Farbe:	mit rötlichem bis blauschwarzem Eisenfirnis überzogen	schlecht geglättet stumpf gelblich bis grau
zugehörige Böden:	weinrote bis gelb-rote sandige Böden	graugelber und grauer Lehm
Zusammensetzung:	90 % Quarz und Quarzit, Rest: Schiefer, Dolomitmauern	Sandstein, Schiefer, geringer Anteil Quarz und Quarzit

Am Schmittberg (340 m) südlich Vianden konnte Verf. die unterschiedliche Ausprägung der Schotter gut beobachten: Auf der Fläche des Schmittberg-Rückens (340 - 350 m) finden sich gut gerollte Schotter in der Art des oben beschriebenen "Kieses" in einem rotbraunen, sandigen Lehmboden eingebettet. Die Mächtigkeit der Verwitterungsrinde beträgt 40 cm. Auf einer deutlich ausgeprägten Verebnungsfläche, in 275 m ourwärts vorgelagert, finden sich Schiefer, Quarze und Quarzite, plattig, länglich, nur kantengerundet in einen grauen Lehm eingelagert, 150 cm mächtig; es handelt sich um Ablagerungen auf einer Flußterrasse.

In den Fällen, in denen die Verwitterungsrückstände des Basiskonglomerats selbst umgelagert wurden und die Bodenfarbe auswitterte, besteht allerdings die Möglichkeit der Verwechslung mit diluvialen Geröllen; bei einem kurzen Transportweg muß jedoch das morphometrische Bild eine Aussage über die Zuordnung der Schotter erlauben.

Die eigentlichen "Zwischenschichten" (so 1) bestehen nach GREBE (1892, S. 6) und LUCIUS (1948, S. 21) aus einem grobkörnigen, glimmerreichen Sandstein von braunroter bis violetter Farbe. Er verwittert zu lehmigem Grobsand. Einschlüsse von Dolomit treten häufig auf. Die Mächtigkeit der "Zwischenschichten" beträgt etwa 60 m. Die Ausbildung des so 1 als Randfacies bedingt das Auftreten von Geröllen, die in verwittertem Zustand leicht mit jüngeren, auch diluvialen Ablagerungen verwechselt werden können.

Im Bereich der "Zwischenschichten" und des hellroten, feinkörnigen, tonigen "Votziensandsteins", der etwa 15 m Mächtigkeit erreicht, liegen flache Stufen und Flächen (z. B. südwestlich Bettel).

Mit scharfem Farbwechsel setzt über den Grenzletten des s_0 der helle, feinkörnige, glimmerreiche und gut gebankte Sandstein des unteren Muschelkalks ein, der "Muschelsandstein". Er besitzt eine Mächtigkeit von 20 - 30 m. Westlich und östlich der Our bildet er flache Geländestufen und Flächen, am besten ausgeprägt am Galgenberg (336 m, 30 m rH) südlich Obersgegen und am Bolzenberg (369 m, 40 m rH) südwestlich Lahr.¹ Als Begrenzung der Talsohle entwickelte sich im Bereich des Muschelkalks ein Steilhang, z. B. in Hoesdorf. Die 50 - 60 m mächtigen bunten Tone und Mergel des mittleren Muschelkalks stellen in einem humiden Klima leicht abtragbare Gesteine dar. Abspülung, Rutschung und Bodenkriechen der plastischen Tone und Mergel führte zur Ausbildung ausgedehnter flacher Hänge.

So läßt sich die Hangverebnung nordwestlich Hoesdorf im Verlauf der Straße Hoesdorf-Marxberg nicht als Flußterrasse deuten, sondern als eine strukturbedingte Abtragungsfläche im Bereich des mittleren Muschelkalks. Diese Flächen werden überragt von den etwa 50 m hohen, steilen Stirnen und Flanken des Rommersberges (384,5 m) und des Niederberges (416 m). An der Grenze des liegenden mittleren Muschelkalks gegen den Hauptmuschelkalk (m_0) entstand eine markante morphologische Linie, die das Bild des unteren Ourtals bestimmt, und an der auch ein Quellhorizont entlangzieht. Die u. a. am Niederberg deutlich entwickelten Landstufen werden gebildet von Gesteinen des m_0 ; sowohl die Trochitenschichten als auch der obere Hauptmuschelkalk sind nämlich als Dolomit ausgebildet, so daß ein hartes Dolomitpaket von 50 - 60 m Mächtigkeit ansteht, in dem sich steile Wände bildeten.²

Zwei sich senkrecht schneidende Kluftrichtungen und die allgemeine starke Zerklüftung fördern die Wandbildung. Entgegen den Feststellungen von KNAPP, der von einer rezenten Wandbildung durch Rutschungen über den plastischen Tonen des mm spricht, konnte Verf. weder am Rommersberg noch am Niederberg derartige Erscheinungen feststellen. Eine dichte Gras- und Strauchvegetation bedeckt die Steilhänge und verhindert eine starke rezente Hangabtragung sowie Felsstürze.

Gehängeschutt hat sich am Fuß der Steilhänge in erheblicher Mächtigkeit angesammelt, z. B. vor der Nord-Stirn des Niederberges südöstlich Marxberg oder im Bereich von Hoesdorf. Die Flächen und sanften Hänge im Gebiet des mm wurden regelrecht verschüttet von diesem Gehängeschutt. Bei der Behandlung der Periglazialerscheinungen werden diese Schuttmassen näher beschrieben.

¹ Anm.: Der Muschelsandstein tritt bereits am Fuß des Galgenberges in einem Steinbruch für Bausteine (X. 1965) zutage, so daß hier eine Korrektur der geologischen Karte Mettendorf Blatt 6003 angebracht wäre. Der Steinbruch wurde nach Auskunft eines Bauern während des 1. Weltkrieges angelegt, bestand also z. Zt. von GREBEs Kartierung 1890/91 noch nicht.

² Anm.: 4-5 m Linduladolomit (mm 2) bilden oft die untere Partie des Steilanstiegs.

Die Grenze gegen das Hangende ist wiederum durch die Farbgebung scharf zu ziehen: denn der untere Keuper, 5 - 7 m mächtig, besteht aus bunten Mergeln mit Sandsteinbänken und konglomeratischen Zwischenlagen aus Quarz, Quarzit und Lydit. Auf den Flächen im Bereich der Keupermergel ergibt sich wiederum die Möglichkeit der Verwechslung der ausgewitterten und durch den Einfluß des Menschen verstreuten Keuper-Konglomerat mit jüngeren Schottern. Deshalb ist im Südwesten des Niederberges und auf dem Langenberg bei der Kartierung von Verebnungen mit Schottervorkommen Vorsicht geboten.

Sieht man von den alluvialen und diluvialen Bildungen ab, so treten post-triadische Sedimente nur noch im äußersten Süden des Arbeitsgebietes auf. LUCIUS (1948, S. 362) erwähnt einen Aufschluß am Ostende des Plateaus zwischen Our und Sauer, am "Wangert", in 248 m Höhe mit folgendem Profil: Im Liegenden Dolomite des m_o ; darüber 2 m mächtige, okergelbe Sande mit Brauneisenerz; im Hangenden Flußgerölle mit Quarz und Gangquarz, in sandigen Lehm eingelagert; LUCIUS deutet letztere als Reste einer Sauer-Hochterrasse. In der mittleren Lage sieht er einen Rest der untermiozänen "Rasenerz-Quarzit-Formation" (1948, S. 308). Der Aufschluß ist (III. 1966) noch vorhanden an der "Gipskaul", aber Verf. konnte die 2 m Tertiär nicht ausmachen; der Dolomit reicht bis zur Unterkante der Flußschotter. Zugleich ist die Höhenlage für ein Tertiär-Vorkommen sehr ungewöhnlich, wenn man von jungen tektonischen Veränderungen absieht.

GREBE (1892, S. 10) weist auf lehmig-sandige Ablagerungen mit gut gerollten Quarzgeröllen hin auf dem Plateau westlich Kruchten in einer Höhe von 380 - 400 m. Dieses Material ist zweifellos tertiären Alters; es wird im Zusammenhang mit der Höhenterrasse behandelt.

Folgende tektonische Leitlinien treten nach LUCIUS (1949) im Bereich des Ourtals auf:

1. Die "Antiklinale von Bastogne" im NNW, die von Bastogne aus SW-NE-streichend in Richtung "Weißer Stein" verläuft. Sie bildet einen Zweig des Ardennen-Antiklinoriums.
2. Die "Synklinale von Wiltz", im W als "Synklinale von Neufchateau" (ASSELBERGHS 1946), im E als "Eifel-Synklinale" bezeichnet. Sie quert das Ourtal im Raum von Dasburg in mehreren SWW-NEE-streichenden Ästen.
3. Die "Antiklinale von Givonne", in SWW-NEE-Richtung am Südrand des Ösling verlaufend. Die Achse taucht nach Osten unter und findet ihre Fortsetzung erst im Siegener Hauptsattel.¹

Zwischen Gutland und Ösling liegt nach LUCIUS (1948, S. 345) eine Randflexur. Die Flexurachse, um die seit dem Pliozän Ösling und Gutland eine

¹ Anm.: Nach LUCIUS (1952, Tafel 3a) stimmen die Sattellinie und die Kammlinie des südlichen Öslingrandes fast überein. Auch ASSELBERGHS (1946) und FOURMARIER (1929) legen die Sattelachse in diesen Bereich. Nach BAECKEROOT jedoch (1942) verläuft die Achse südlich der Devongrenze.

differenzierte Hebung mitmachten, - der Ösling wurde dabei stärker gehoben als das Gutland -, verläuft über Diekirch-Gelsdorf-Reisdorf. PHILIPPSON (1933) spricht ebenfalls von einer Flexur am Rand der SW-Eifel gegen das Bitburger Land. An der Grenze der unterschiedlich gehobenen Räume entwickelte sich, an der Our ansetzend und nach W verlaufend eine Randsenke, die in Luxemburg zur bedeutendsten Sammelader der Gewässer wurde. Sie setzt sich nach W fort im oberen Semois-Tal über Florenville bis Sedan an der Maas. Östlich der Our fehlt eine derartige Sammelrinne.

Varistisch streichende Verwerfungen treten im Diekirch-Mettendorfer-Stufenländchen auf und in kurzer Erstreckung auch im Ösling.

Das Studium der Terrassen wird zeigen, ob die altangelegten Verbiegungszonen durch die tertiäre und pleistozäne Tektonik wiederbelebt wurden.

3) Die Gefällsentwicklung und die Hydrographie der Our

Die Our entspringt an der Hauptwasserscheide zwischen Maas und Rhein im Losheimer Wald in einer Höhe von 640 m. Sie gehört zum Stromgebiet des Rheins, zur Mosel als dem Zuflußgebiet erster Ordnung, zur Sauer als dem Zuflußgebiet zweiter Ordnung. Bei Wallendorf mündet sie in die Sauer in einer Höhe von 177 m. Die Lauflänge mißt 95 km, die Tallänge 88 km. Die Differenz beträgt nur 7 km, d.h. die Our besitzt ausgesprochen wenige freie Mäander. Das Gesamtgefälle des Flusses beträgt 5,02 %. Dieses geringe Gesamtgefälle ist ein Zeichen der beträchtlichen Erosionsleistung, die die Our vollbracht hat. Die tiefliegende Erosionsbasis in der Senke vor dem Ösling-S-Rand führte zu einer tiefen und weitreichenden Zerschneidung, die vor allem dem Mittellauf zwischen Ouren und Vianden das Gepräge eines Kerbtales gab.

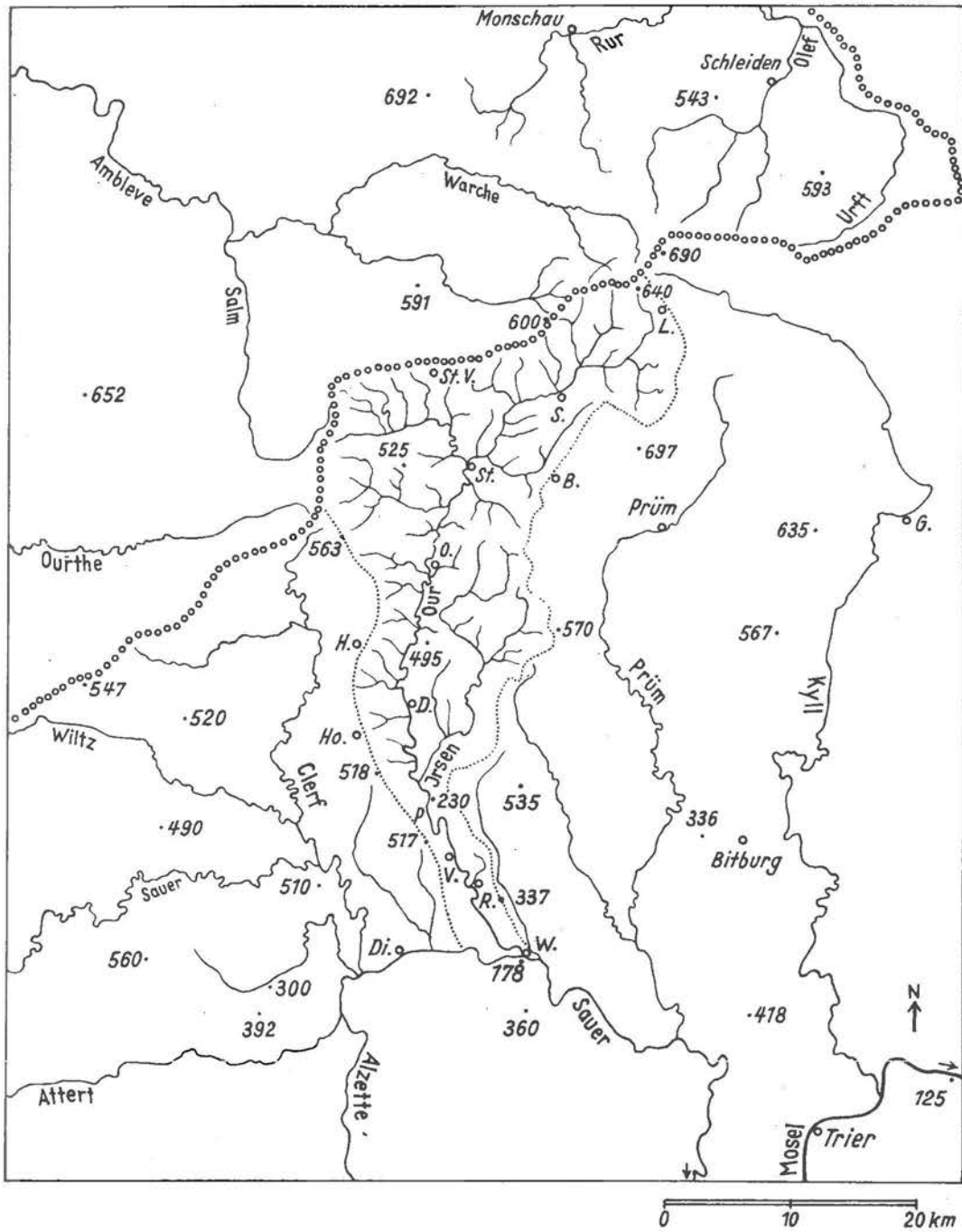
Das Gefälle des Flusses nimmt nicht kontinuierlich ab, sondern drei Gefällsabschnitte sind zu unterscheiden, die in sich wiederum gegliedert sind (vgl. Abb. 30, im Anhang).

Erklärung der Zeichen und Abkürzungen in Abbildung 2:

○○○○○○○	Hauptwasserscheide zwischen Maas und Rhein	Grenze des Einzugsgebietes der Our
p	Pegel Keppeshausen	100 •	Höhe in m
B.:	Bleialf	O.:	Ouren
D.:	Dasburg	R.:	Roth
Di.:	Diekirch	S.:	Schönberg
G.:	Gerolstein	St.:	Steinebrück
H.:	Heinerscheid	St. V.:	St. Vith
Ho.:	Hosingen	W.:	Wallendorf

Abb. 2

Das Gewässernetz der Our im Flußnetz von Westeifel und Ardennen



Quellen:

Gewässerkundliche Arbeitskarte 1 : 500 000, Bl. Köln;

Übersichtskarte des Dt. R. 1 : 200 000, Bl. 136, 137, 148, 149.

KM 0 - 23:

Dieser Abschnitt umfaßt den Quellbereich der Our und den Oberlauf. Er reicht bis zu dem markanten Gefällsknick bei Urb. Der Bach, in einer schmalen Quellmulde entspringend, tieft sich rasch ein. Er besitzt zunächst ein starkes Gefälle von 40 ‰, aber schon nach 5 km sinkt der Gefällswert auf durchschnittlich 6,4 ‰ mit dem Eintritt des Flüsichens in das nördliche Schneifelvorland. Zwei schwache Gefällsknicke treten bei km 13 (Andler) und km 19 (Atzerath) auf. Die Wiesenmäander in der Talaue setzen in diesen Strecken aus; das Wasser der Our strömt schnell in einem 150 cm in die Talaue eingeschnittenen Bett, das Zeichen junger, kräftiger Erosion zeigt. Die Ursachen für diese kurzen Strecken mit höherem Gefälle liegen in der verstärkten Wasserführung, da an beiden Stellen Nebenbäche mit großem Einzugsgebiet münden, eine Erscheinung, die auch unterhalb der Irsenmündung zu beobachten ist (km 72). Beide Knicke liegen zugleich in Bereichen, in denen das Tal seine Richtung ändert, und zwar aus der NE-SW- in die N-S-Richtung umbiegt. Der Übergang vom Muldental zum Kastental vollzieht sich im Bereich des Gefällknicks von Andler, doch macht sich diese Veränderung im Gefälle nur schwach bemerkbar. In weit höherem Maße markiert der beachtliche Gefällsknick südlich Urb die Obergrenze der Einschneidung und den Wandel vom Ober- zum Mittellauf. Dieser Sprung ist petrographisch bedingt, - ein Klippenzug quert das Tal -, doch entscheidend ist die Grenze der rückschreitenden Erosion, die an diesen Stromschnellen aufgehalten wird.

KM 23 - 87:

Dieser lange Flußabschnitt umfaßt den Mittellauf der Our. Er besitzt ein durchschnittliches Gefälle von 3,1 ‰; doch zeigen einzelne Abschnitte leichte Abweichungen von diesem Wert. Die Teilstrecke Urb-Steffeshausen besitzt 4 ‰, Steffeshausen-Ouren nur 2,2 ‰, Ouren-Dasburg 3,3 ‰, Dasburg-Bivels 2,5 ‰, Bivels-Roth 2,9 ‰ Gefälle. Die kräftige Erosion im Bereich der Grenze der Einschneidung bedingt im erstgenannten Abschnitt ein stärkeres Gefälle, das ebenso die Mäanderstrecke zwischen Ouren und Dasburg kennzeichnet. Die Gefällsverstärkung zwischen Bivels und Roth ist nicht petrographisch bedingt, da die "Stadtfelder Schichten" in einheitlicher Ausprägung auftreten. Es liegt nahe, an eine tektonisch bedingte Versteilung zu denken am Rand zwischen Ösling-Islek und Gutland.

KM 87 - 95:

Der Unterlauf unterscheidet sich auch durch sein Gefälle von den oberhalb gelegenen Talabschnitten. Es beträgt unterhalb Roth nur noch 1,9 ‰. Damit weicht es beträchtlich ab sowohl vom Durchschnittsgefälle im Ösling als auch von dem Wert in der Strecke Vianden-Roth.¹

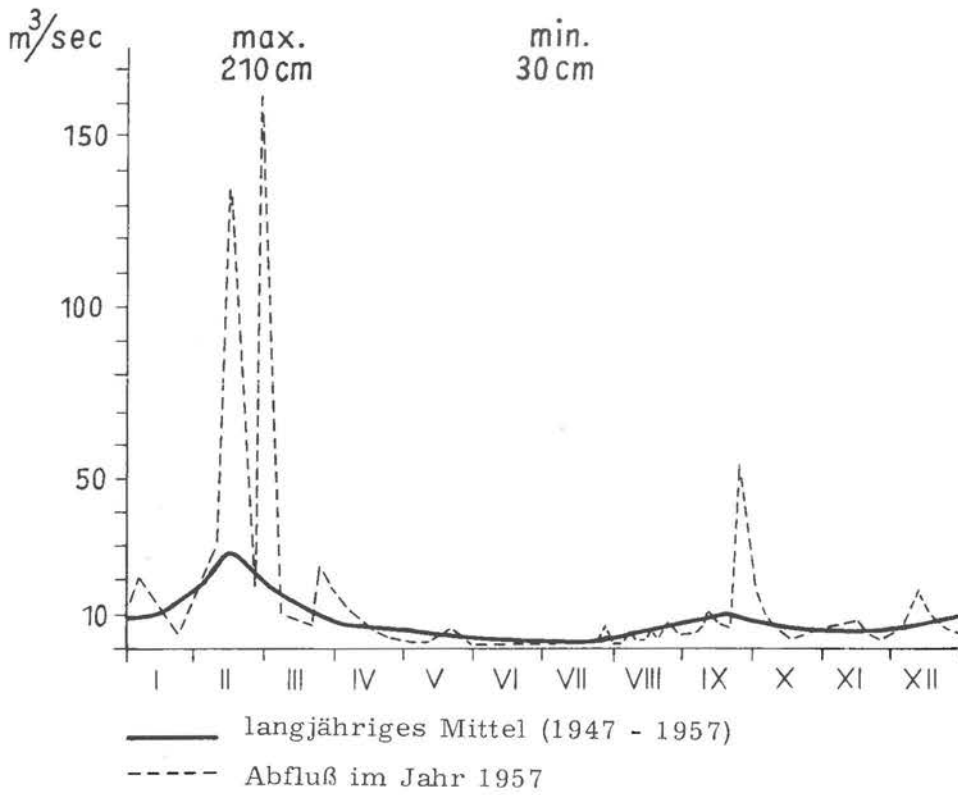
¹ Anm. : Die Kyll zeigt ähnliche Gefällswerte: Im Quellbereich 50 ‰, im Oberlauf durchschnittlich 5,7 ‰, im Mittellauf 3 - 4 ‰ und im Unterlauf 1,8 - 2 ‰ (nach ZEPP, S. 55-56). Im Unterschied zum morphologischen Bild liegt auch hier das stärkste Gefälle in Teilen des Oberlaufs.

Abb. 3

Abflußmenge und Wasserstände am Pegel Stolzenburg-Keppeshausen

(Lattenpegel 1. Ordnung, Pegelnullpunkt: 222,47 m. Niederschlagsgebiet:

625 qkm.)



Quelle: Ann. mét., 1957, S. 142 - 143

Das Einzugsgebiet der Our umfaßt 720 qkm. Es ist im Gebiet des Schneifelvorlandes relativ breit entwickelt - durchschnittliche Breite 15 km -, während im Ösling südlich Steinebrück die für die Süd-Abdachung der Eifel so charakteristische lange, schmale Form ausgebildet ist.¹ Sie wird bedingt durch die Tiefenzone Moseltal bzw. Ösling-Randzone, in die die Flüsse der westlichen Eifel rechtwinklig münden. Unterhalb der Mündung der Irsen, des wichtigsten Nebenflusses, ist das Einzugsgebiet wegen der starken Zerschneidung des Schiefergebirgsrandes auf 4 - 5 km zusammengeschnürt. Die Asymmetrie des Gewässernetzes fällt auf; sie ist besonders ausgeprägt im Mittel- und Unterlauf. Die meisten Bäche münden an der Westseite in die Our wie z. B. der Braunlauf und der Ulfbach. PIKET (S. 60) stellt mit Recht einen Zusammenhang her zwischen der Asymmetrie des Gewässernetzes und der Talasymmetrie, ein Gesichtspunkt, der später noch einmal aufgegriffen wird.

Das Flußregime der Our wird bestimmt durch eine mittlere jährliche Niederschlagsspende von 800 - 900 mm in der West-Eifel und 700 - 750 mm im Gutland. Eine unregelmäßige Wasserführung ist die Folge der geringen Durchlässigkeit und Speicherfähigkeit der devonischen Schiefer und tonigen Sandsteine. Beachtliche Hochwasserstände entstehen während starker Regenfälle im Herbst und im Frühjahr sowie während der Schneeschmelze; die Sommer dagegen sind durch tiefes Niedrigwasser gekennzeichnet, und auf den Höhen des Islek und Ösling herrscht in dieser Zeit akuter Wassermangel. Gerade die Hochwassermengen wirken sich auf die Gestaltung des Talbodens aus, während Mittel- und Niedrigwasser morphologisch kaum wirksam sind (FLOHN 1935, MENSCHING 1950).² Diese Tatsachen werden bei der Betrachtung der Flußaue und des Hochflutbettes zu berücksichtigen sein. Das natürliche Verhalten des Flusses wurde unterhalb Gemünd durch den Bau der Ourtalsperre und ihrer Vorbecken verändert (Bauabschluß 1965).

II. Das Ourtal und seine Terrassen

1) Das Landschaftsbild des Tales

Das Tal der Our hat sich, wie oben dargestellt, im Bereich von zwei verschiedenen Landschaften entwickelt; infolgedessen wandelt sich der Talcharakter. Seine Beschreibung bietet einen Anhaltspunkt für die richtige Beurteilung der Ausdehnung und Erhaltung der Terrassenreste.

Im Ursprungsbereich tieft sich der Bach schnell ein und fließt Richtung SSE in einem engen, asymmetrischen Tal mit steiler E-Flanke und flacher W-Flanke. Unterhalb Hülscheid (km 3) hat sich bereits ein 40 m tiefes,

¹ Anm.: Vgl. Kyll: Länge 142 km, Einzugsgebiet 820 qkm; Beispiel der wesentlich größeren Einzugsgebiete der Nordeifel: Rur: Länge 136 km, Einzugsgebiet 2299 qkm.

² Anm.: Pegel Stolzenburg: Abs. Min. am 10.9.1937 - 21 cm; Abs. Max. am 26.2.1958 - 272 cm. Mitt. des WWA Trier vom 29.11.1965.

schmales Sohlental entwickelt. Die Talrichtung ändert sich nach der Vereinigung mit dem Schmidtbach: Die Our biegt rechtwinklig um und durchfließt in ihrem Oberlauf zwischen Berterath und Setz in einem Längstal das nördliche Schneifelvorland. Der Bach durchzieht in Wiesenmäandern das breite Muldental bis Andler, das von flach-konkaven Hängen begleitet wird. Verbnungen treten an den Talflanken, die von Weiden und Ackerflächen überzogen werden, noch nicht auf. Die Siedlungen liegen häufig in Talrandlage (Verschneid, Wischeid).

Die Talsohle besitzt bei Schönberg zwar noch eine beträchtliche Breite von durchschnittlich 200 m, ist jedoch durch einen 3 - 5 m hohen Erosionsrand gegen die höheren Hangpartien abgesetzt, wenn es sich um Flachhänge handelt, oder durch 50 m hohe, bewaldete Hänge mittlerer Steilheit begrenzt; aus dem Muldental hat sich ein Kastental entwickelt. Eine konstante Talasymmetrie ist nicht zu beobachten; vielmehr wechseln Steil- und Flachhänge beiderseits der Our, wobei allerdings die steileren Partien unterhalb Atzerath westlich der Our liegen. Unterhalb Schönberg treten Hangverflachungen auf. Sie haben zunächst die Form schmaler Leisten und Ecken an Bachmündungen (z. B. bei Schönberg), erreichen aber bald flächenhaften Charakter, wie z. B. die Terrasse in 440 m Höhe nördlich der Ihrenbachmündung.

Bei Atzerath biegt die Our aus der varistischen Streichrichtung des nördlichen Schneifelvorlandes in die von nun ab vorherrschende Nord-Süd-Richtung um. Aus dem Längstal wird ein Quertal, das streckenweise das Aussehen eines Abstiegs-Kerbtals annimmt. Mit der zunehmenden Eintiefung der Our wird das Talprofil unterhalb Urb immer enger. Zu Seiten der schmaler werdenden Talsohle mit einer durchschnittlichen Breite von 100 m steigen die Hänge etwa 60 - 80 m steil an. Sie sind fast durchgehend mit Wald bedeckt. An den Prallhängen der Flußschleifen unterhalb Steinebrück treten häufig Felsen auf. Verebnungen werden zahlreicher, u. a. an den Innenseiten der Mäander. Nach der Übergangsstrecke zwischen Steinebrück und Steffeshausen, in der noch vereinzelt weite Flachhänge auftreten wie zwischen Hemmeres und Auel, beginnt unterhalb der Mündung der Ulf endgültig der mäanderreiche, tiefeingeschnittene Mittellauf der Our, der bis Vianden reicht. Das Kerbsohlental ist durchschnittlich 120 - 150 m, max. 280 m (Nordhang des Neklosberg) in die angrenzenden Hochflächen eingetieft. Die Talsohle des in gestrecktem Lauf fließenden Flusses ist durch einen deutlichen Hangfußknick von den steilen, meist mit einem dichten Niederwaldpelz bedeckten Talflanken abgesetzt. Eckfluren (z. B. westlich Kalborner Mühle), Leisten (z. B. östlich Lieler) und ausgedehntere Terrassen (z. B. südlich Oberhausen) zeugen von der Entwicklung des Tals. Über dem Talrand treten die Hochflächen von durchschnittlich über 480 m bis in die Höhe von Lieler fast unmittelbar an das Tal heran. Zwischen Ouren und Dasburg liegt ein ausgesprochener Kerbtalabschnitt, der besonders ausgeprägt ist zwischen Lorenzmühle und Dasburg. Die Breite des Talbodens beträgt streckenweise nur 20 m. Gehängeterrassen sind im engen Talraum wegen der starken Zerschneidung nur lückenhaft erhalten, aber oberhalb des Engtals treten Flurterrassen von zunehmender Größe auf, z. B. bei Dasburg,

die überleiten zu den Hochflächenresten. Diese begrenzen in einer fast horizontalen Erstreckung in 500 m Höhe das Ourtal im Westen und Osten. Der westliche lange Riedel von Heinerscheid-Hosingen besitzt eine außerordentliche Höhenkonstanz, während die Höhen der Ost-Seite im Bereich der Irsenmündung zwischen Preiseheid und Affler unterbrochen werden. Talasymmetrie ist besonders in der Verbreitung der Terrassenreste erkennbar, die vorwiegend auf der West-Seite liegen.

Zwischen Dasburg und Eisenbach weitet sich der Talraum. Sowohl die Talsohle als auch die treppenförmig aufsteigenden Hänge nehmen an Breite zu. Der Talboden wird von einem durchschnittlich 30 m hohen Steilhang begrenzt. Nur vereinzelt liegen Verebnungen vor diesem Hang. Dagegen treten über ihm deutlich gestaffelte Flächen auf, die z. T. eine beträchtliche Ausdehnung erreichen. Sie werden vorwiegend ackerbaulich genutzt, während Niederwald, Fichtenwald oder Buchenhochwald die steilen Hänge und Seitentalflanken bedeckt.

Der Abschnitt in der Ösling-Gutland-Randzone, kurz vor dem Austritt der Our aus dem Ösling besitzt im unteren Mittellauf einen eigenen Charakter. Unterhalb Gemünd nimmt die Breite des Talbodens ab. Etwa 80 m hohe Talflanken, an denen häufig Klippen zutage treten, kennzeichnen das Tal. Im Gebiet des weiten Mäanders von Bivels treten noch Leisten an den Hängen auf, aber unterhalb Bivels besitzt das Flußtal einen ausgesprochenen Kerbtalcharakter mit max. 280 m hohen Hängen, die zu den Hochflächenteilen hinaufführen. Wird die Talsohle unterhalb Vianden auch wieder breiter, so behält das Tal doch bis Roth seinen engen, scharf begrenzten Talraum bei. Terrassenreste treten im Talhang auf, aber sie bestimmen bei weitem nicht so das Bild des Tals wie oberhalb Bivels.

Mit dem S. 19 erwähnten Eintritt der Our in das nördliche Gutland wandelt sich das Tal wiederum in charakteristischer Weise: Es nimmt im Unterlauf die Form eines Kastentals an, dessen Sohle bei Bettel ihre maximale Breite mit 350 m erreicht. Die begleitenden Höhen, die als schmale Schwel len und Plateaus erscheinen, besitzen nur noch eine durchschnittliche Höhe von 300 - 350 m. Bei Ammeldingen nimmt die Breite des Tals wieder stark ab; es wird durch die westlich und östlich auftretenden Plateaus des Niederberges und des Rommersberges eingeengt. Über den stark ansteigenden, nur durch eine schräge Verflachung unterbrochenen Hängen erheben sich die 40 - 50 m hohen Steilwände des dolomitischen Trochitenkalkes. Im Talraum selbst und darüber treten Verebnungen auf, deren Zuordnung zur Our aber in diesem Bereich der flachlagernden mesozoischen Schichten nur mit Vorsicht durchgeführt werden darf. Im Mündungsgebiet bei Wallendorf vereinigen sich die 80 m tiefen Täler der Our und der Sauer, um gemeinsam das im Süden aufragende Plateau des Luxemburger Sandsteins zu durchbrechen.

Die im Überblick gebotene Darstellung der verschiedenen Abschnitte des Ourtals zeigt die wechselnde Gestalt des Talbodens und der Hangverflachungen, Leisten und Eckfluren sowie der ausgedehnten Flächen in unterschiedlicher Höhe über der Talsohle. Die folgenden Abschnitte dienen der Untersuchung dieser Verebnungen, ihrer Verbreitung, Parallelisierung und Genese.

- 2) Der Talboden und seine Terrassen:
Flußaue, Hochflutbett, untere Niederterrasse

Der Talboden

Der Talboden bildet die relative Bezugsfläche aller Terrassenstudien. Seine Gestaltung im Zusammenklang von Flußbett - der Bahn des fließenden Wassers bei normalem Wasserstand -, Flußaue - dem anschließenden, alljährlich von Hochwässern überschwemmten Saum -, Hochflutbett - dem von extremen, seltenen Hochwässern überschwemmten Bereich -, gibt einen Einblick in die Leistung des Flusses vorwiegend seit dem letzten Glazial, d. h. in den letzten 9000 Jahren (s. Foto 7, S. 124).

Die auffallendste Erscheinung am Talboden der Our ist seine stark schwankende Breite. Sie beträgt im Oberlauf bei Wischeid und Schönberg 190 - 200 m, und erreicht ihr Max. in der Talweitung südlich Setz mit 380 m. An diese Weitung schließt sich eine etwa 1000 m lange Engtalstrecke an zwischen Rödchen und Alfersteg. Hier (km 19 - 20) liegt ein deutlicher Gefällsknick (Abb. 30) an der Stelle des Abbiegens des Talverlaufs aus der varistischen Längs- in die Querrichtung. Das Tal folgt, nach seinem rechtwinkligen Umbiegen und seiner Gradlinigkeit zu urteilen, einer tektonischen Schwächelinie; Querverwerfungen durchsetzen in diesem Bereich häufig das Unterdevon. Die unterhalb Rödchen auftretenden Zeichen junger, aktiver Erosion, z. B. Uferabbrisse, das Auftreten einer Felsbarriere in der Talenge südlich Urb (Gefällsknick bei km 22) und die Wehre in Alfersteg zur Bändigung der schnell strömenden Our lassen es als sicher erscheinen, daß bei Alfersteg und bei Urb zwei wichtige Erosionsbasen liegen. Die Talweitungen nördlich Setz und nördlich Urb sind bedingt durch die Einschaltung dieser lokalen Erosionsbasen, indem oberhalb dieser Stellen bei geringerem Gefälle Seitenerosion vorherrscht. Das Aussetzen der Wiesenmäander und die bei abnehmender Breite zunehmende Eintiefung des Talbodens in die umgebenden Hochflächen zeigen die Leistung der von Süden her heraufgreifenden rückschreitenden Erosion. Die entscheidende Arbeitsstrecke der regressiven Erosion befindet sich zwischen Rödchen und Urb, wie es aus der Form des Tals, der Gestaltung des Talbodens und der Entwicklung der Flußkurve hervorgeht (s. Abb. 30, im Anhang).

Unterhalb Steinebrück beginnt mit der Zunahme des Gefälles eine der Engtalstrecken, die das schräg bis senkrecht zum varistischen Streichen verlaufende Tal der Our kennzeichnen. In diesen Engtalstrecken zwischen

1. Steinebrück - Hemmeres
2. Lieler Mühle - Kahlborner Mühle
3. Lorenzmühle (Dahner Mühle) - Dasburg
4. Eireband - Obereisenbach
5. Gronzepull - Einlaufbauwerk
6. Bivels - Eglise St. Roche
7. Ammeldingen - Hoesdorf

sinkt die Talbodenbreite auf 60 - 70 m, minimal auf 20 m. Das Tal besitzt

einen Kerbsohlental- bis Kerbtalcharakter. Nördlich Dasburg im Bereich des Kasselbergs und zwischen Bildchen und Eglise St. Roche (PIKET, S. 34, heute im Bereich des Stausees) fehlt der Talboden vollständig. Stromschnellen (im Talknick südöstlich Stolzemburg auf 75 m Länge, am Ahlbergfuß, nördlich Dasburg auf 30 m Länge, unterhalb der Kahlborner Mühle), Klippen, Strudellöcher und Hohlkehlen im Fels der Talwand kennzeichnen das Flußbett in diesen Abschnitten. Die Engtalstrecken und ihre morphologischen Erscheinungen sind Zeugnisse einer anhaltenden Tiefenerosion der Our. Sie vollzieht sich nicht nur im Ursprungsbereich des Flusses am und unterhalb des Kerbsprunges und an den lokalen Erosionsbasen, sondern sie ist auch in den obengenannten Abschnitten wirksam. Die Bildung einer ausgedehnten Talsohle durch Seitenerosion und Aufschotterung kann nicht einsetzen, da die gesamte Energie des fließenden Wassers für Vertiefung und Transport verbraucht wird; die über 15 cm großen Schieferplatten im Flußbett der Our sind Zeugnisse der großen Transportleistung.

Abgesehen von den obengenannten Talweitungen wächst der Talboden über das normale Maß hinaus in folgenden Abschnitten:

1. nördlich Welschenhausen
2. zwischen Dasburg - Rodershausen
3. im Gebiet von Gemünd
4. im Gebiet von Bettel.

Die Flußtalstrecken 1, 2, 4 liegen oberhalb von Engtalabschnitten, u. z. nördlich des Durchbruchs von Peterskirche, nördlich der Kerbtalstrecke von Lorenzmühle und nördlich der Enge von Ammeldingen. Die Kurve der Laufentwicklung des Flusses zeigt an den beiden erstgenannten Stellen zwar keinen Gefällsknick, aber die Talform und die Strömungsgeschwindigkeit lassen auf die Wirkung einer lokalen Erosionsbasis schließen. Eine weitere Ursache für die unterschiedliche Talform liegt in der Petrographie der hangbildenden Gesteine: Bei Peterskirche liegt die Grenze von Weitung zu Enge an der geologischen Grenze der "Schiefer von Stolzemburg" (im Norden) gegen die "Quartzophylladen von Schüttburg" (im Süden).

Die leicht abtragbaren "Schiefer von Wiltz" bedingen im Gebiet von Dasburg-Rodershausen eine Weitung des Talbodens und eine flachere Böschung der Hänge. Sie wirken sich also auch im Ourtal morphologisch aus, wenn auch nicht in einer solchen Ausdehnung wie im Clerftal, wo sie zwischen Drauffelt und Lellingen auf eine Strecke von 8 km das Talprofil bestimmen (PIKET, S. 32-34).

Das Breitenwachstum des Talbodens im Gebiet von Gemünd wird durch die Mündung der Irsen in die Our hervorgerufen, wie PIKET (S. 34) mit Recht ausführt. Die Wasser der Irsen drücken die Our gegen die westliche Talwand, so daß diese unterschritten und zurückverlegt wird und der Talboden stark an Breite zunimmt. Die beträchtliche Ausdehnung des Talbodens im Bereich von Bettel und Ammeldingen ist einerseits petrographisch bedingt durch das Auftreten verwitterungs- und abtragungsanfälliger mesozoischer Sandsteine und Mergel, jedoch liegt der eigentliche Talboden bis in die Höhe von Gentina in unterdevonischen Schiefen und Sandsteinen, so daß die starke Zunahme

der Breite nicht nur petrographisch bedingt sein kann. Hindernisse wie der stark erniedrigte Sporn südlich Bettel und die Dolomitbänke südlich Ammeldingen wirken zusätzlich als lokale Erosionsbasen.

Die Flußauwe gewinnt erst bei Berterath (km 5) mit der wachsenden Wassermenge morphologische Bedeutung. Bandartig zieht sie parallel zum Fluß in 50 cm relativer Höhe durch den breiten, versumpften Talboden. Er wird im Oberlauf von Altwasserrinnen durchzogen, die die Beeinflussung durch die Our bestätigen. 100 - 150 cm hohe Erosionsränder sind am Fuß der Flachhänge entstanden. Wie die Hänge¹ eine über 200 cm mächtige Hangschutt- und Bodendecke tragen, so ist auch der Talboden im Oberlauf und in der Übergangsstrecke zum Mittellauf von einer mehrere Meter mächtigen Akkumulationsmasse erfüllt. Der Untergrund der Aue besteht in Flußnähe bis in eine Tiefe von 120 cm, - tiefere Aufschlüsse liegen nicht vor -, aus Lehm mit Sandstein- und Schieferbruchstücken sowie vereinzelt kantengerundeten Geröllen, d.h. aus verfrachtetem, aber noch nicht fluviatil geformtem Hangschutt, aus der Schuttfracht der Seitenbäche sowie aus seltenen, kaum gerundeten Schottern. Die obere Schicht der Sedimente im Talboden im Bereich von Schönberg und oberhalb besteht aus einer 20 - 30 cm mächtigen alluvialen Decke, zu der auch die Kegel der Seitenbäche beitragen, aber die Masse des Füllmaterials im Talboden muß früh-alluviales und jung-diluviales Alter besitzen; denn eine Aufschotterung der Talsohle und ein Höhenwachstum ist heute im Oberlauf und im Mittellauf nicht zu finden, abgesehen von den Schuttkegeln der Seitenbäche und kurzen, obengenannten Strecken; eine kräftige Zerschneidung herrscht vor. Die 150 - 200 cm mächtigen Hangschuttdecken, die im Oberlauf und in Teilen des Mittel- und Unterlaufs erhalten sind, bestätigen eine periglaziale Bildung der vorhandenen Sedimente: Die Form der Schuttstücke ist bedingt durch eine mechanische Verwitterung und Lösung aus dem Anstehenden, die sich heute im Oberlauf an den gering geneigten Hängen, die zusätzlich noch mit einer Vegetationsdecke überzogen sind, nicht mehr feststellen läßt. Es handelt sich bei den Talbodensedimenten oberhalb der Grenze der Einschneidung vorwiegend um periglazialen, durch die Solifluktion gelieferten Hangschutt, der von einer Decke alluvialen Materials bzw. rezenter Verwitterung überzogen wird.

¹ Anm.: a) Profil Rödgen (11.1965)

0 - 30 cm Oberboden: sandiger Lehm mit vereinzelt kleinen Schieferstücken, ca. 10 cm tief gebleicht

30 - 170 cm Hangschutt: sandiger Lehm mit Schieferschutt, Brocken und Scherben, max. 20 cm Länge, unsortiert, ungeschichtet

170 - 220 cm Hakenwerfen

unter 220 cm anstehende grobe unterdevonische Schiefer

b) Profil Mackenbach (11.1965)

0 - 20 cm Oberboden-Gekriech: sandiger Lehm mit seltenen kleinen Schieferstückchen

20 - 220 cm Hangschutt: Lehm mit eckigen Schiefer- und Quarzbruchstücken, z. T. über 20 cm Länge
Anstehendes nicht aufgeschlossen

Unterhalb von Schönberg bei Rödchen, Alfersteg und Urb ist die Fluß-
 aue bedeutend breiter geworden. In den Engen nimmt sie die gesamte Breite
 der Talsohle ein. Die Mächtigkeit der Sedimente im Talboden hat wesentlich
 abgenommen. An den Hängen fehlt häufig bereits die Hangschuttdecke; es hat
 sich ein A-C-Profil entwickelt und das Anstehende tritt an vielen Stellen zu-
 tage. Eine ca. 7 m breite quarzitische Sandsteinbank quert bei Urb das Fluß-
 bett; sie setzt sich am östlichen Talhang in einem 150 - 200 cm hohen Klip-
 penzug fort. Am Steilhang auf der W-Seite treten Felsen auf: der Fluß hat
 das Anstehende erreicht. Die Our schnitt sich ein, von der Mündung herauf-
 greifend, im wesentlichen bis zur Enge bei Urb, in schwächerem Maß weiter
 hinauf bis Andler, durchsank einen älteren, wahrscheinlich würmglazialen
 und jungalluvialen Akkumulationskörper, den sie bis auf wenige Reste abtrug,
 der aber im muldentalförmigen Oberlauf noch erhalten ist (s. Foto 8, S.124).
 Die starke erosive Leistung des Flusses, die wir bei der Betrachtung der
 Talbodenbreite feststellten, wird bestätigt durch die geringe Mächtigkeit der
 Talbodensedimente im Mittellauf. Sie beträgt in der Talau nach einer Mit-
 teilung des "Service geologique de Luxembourg" (3.12.1965), nach den Er-
 gebnissen von PIKET und eigenen Beobachtungen unter 100 cm. Die gering-
 sten Mächtigkeiten werden in den Engtalstrecken erreicht: zwischen dem
 Kasselberg und der Schlechtefurt nördlich Dasburg strömt das Wasser fast
 unmittelbar über dem Anstehenden dahin; eine Aue hat sich nicht entwickeln
 können, so daß eine schluchtartige Talstrecke entstand. Die gleiche Erschei-
 nung bot der Abschnitt zwischen der Schockslay südlich Bivels und der "Eglise
 St. Roche" nördlich Vianden, in dem PIKET (S. 34) vor dem Bau der Tal-
 sperre ebenfalls das Fehlen einer Flußaue feststellte, sowie der Flußknick
 südöstlich Stolzenburg. Auffallenderweise handelt es sich bei dem Gebiet
 nördlich Vianden um den Raum, in dem nach LUCIUS (1952) der Hauptast der
 "Antiklinale von Givonne" das Ourtal quert. Es liegt nahe, in diesem Gebiet,
 in dem die Stadtfelder Schichten weitgehend homogen ausgebildet sind, den
 Grund für die Talform und die Gefällsverteilung in der Tektonik zu suchen.
 STEFFEN (S. 32) machte die gleiche Beobachtung an der Sauer im Gebiet
 von Michelau. VERHOEF dagegen lehnt jede Beeinflussung der Talform durch
 die Tektonik ab. Das Studium der Terrassen wird zeigen, ob Auswirkungen
 junger Tektonik vorliegen.

Eine Flußaue ist in den übrigen Talstrecken vorhanden. Sie liegt als
 eine kaum reliefierte Fläche im Durchschnitt 40 - 50 cm über Niedrigwas-
 ser und wird vorwiegend als Grünland genutzt. In den schmalen Talstrecken
 ist sie von der Talwand durch einen deutlichen Hangknick abgesetzt. Die
 steilen Wände, die bei Hochfluten unterschritten werden, liefern Hangschutt,
 der die Aue stellenweise dünn randlich überdeckt und den Hangknick ab-
 schwächt. Unterhalb Stiewesdelt (nördlich Stolzenburg) zeigt sich folgendes
 Profil (3.1966):

- | | |
|-------------|---|
| 0 - 30 cm | sandiger Lehm, steinfrei, obere 20 cm stark humos, fluß-
werts an Mächtigkeit abnehmend: Kolluvium |
| 30 - 80 cm | flußparallel geschichtete Platten von Schiefer und Sandstein,
kantengerundet, und mäßig gerundete Quarze |
| unter 80 cm | anstehende unterdevonische Schiefer. |

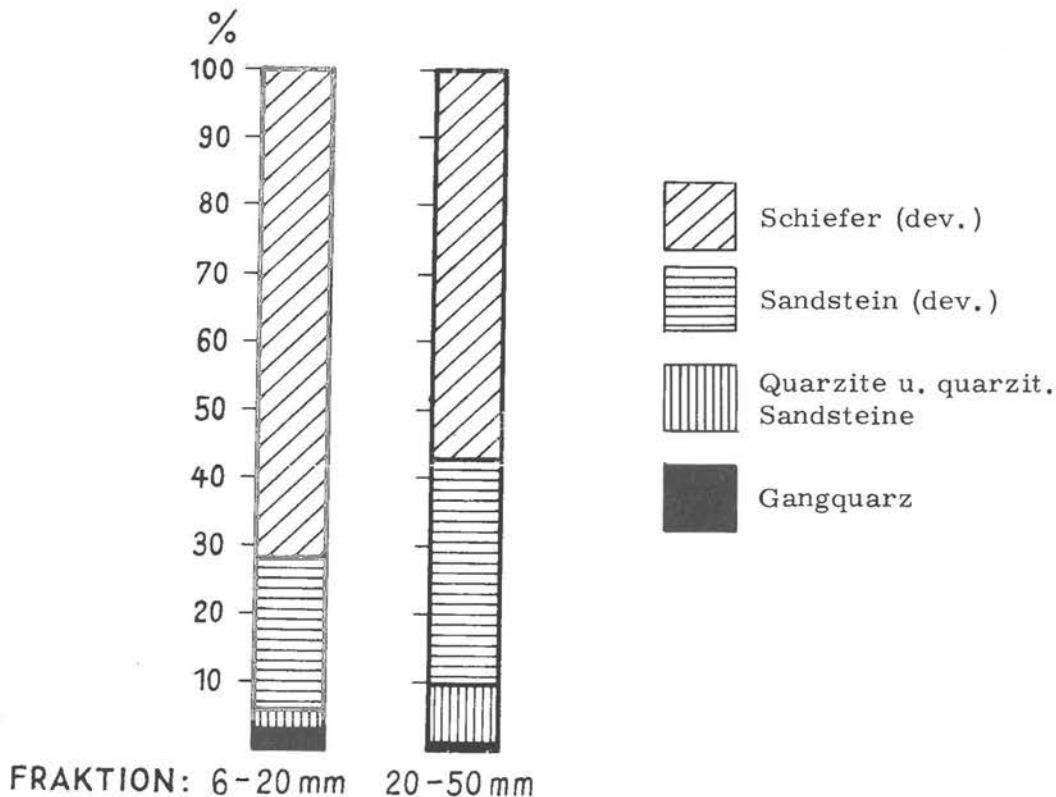
Diese Schotterlage bildet den Boden des Flußbettes; vereinzelt ragen Klippen durch diese Schicht durch. Es handelt sich um das typische Profil einer Engtalstrecke. Die Reihenfolge Anstehendes-Grobschotterlage-Feinmaterialdecke wird verursacht durch den Materialtransport und die Aufhöhung der Talsohle bei Hochfluten. Obwohl das Hochflutbett morphologisch fehlt, ist es sedimentologisch vorhanden als dünner randlicher Akkumulationskörper. Eine Erosionskante zwischen Flußaue und Hochflutbett entsteht nicht, da schon bei Hochwasser fast der gesamte Talboden überspült wird und ein Unterschied von Hochwasser- zu Hochflutbett nicht zur Ausbildung kommt.

Am Fuß des Vugelshank südlich Vianden war im 3.1966 folgendes Profil aufgeschlossen:

- 0 - 40 cm sandiger Lehm mit drei 2 - 3 cm mächtigen Tonhorizonten
- 40 - 80 cm Schotterlage, vor allem mäßig gerundete Schieferschotter im Flußbett anstehende Klippen, unterdevonische Sandsteine.

Dieses Profil zeigt die gleiche Zweiteilung und geringe Sedimentmächtigkeit wie das obenerwähnte Profil.

Abb. 4
Die Zusammensetzung der Schotter im Flußbett am "Uecht" südlich Bettel



Die Analyse von Schottern aus dem Flußbett der Our an der Flur "Uecht" südlich Bettel ergab folgendes Bild (Abb. 4): Die Schiefer herrschen mit 70 bzw. 60 % in beiden Fraktionen vor; sie bilden die Hauptkomponente des Schotters. Der erhöhte Anteil der Schiefer an der kleinen Fraktion beruht auf der Neigung dieses Gesteins zur mechanischen Verwitterung, während die festen devonischen Sandsteine häufiger in der größeren Fraktion auftreten. Der Quarzanteil beträgt nur 1 % - 3 %, obwohl die Our bei Bettel bereits 85 km ihres Laufs zurückgelegt hat. Dieser äußerst geringe Quarzanteil (vgl. Abb. 31) ist ein Beweis für das geringe geologische Alter der Sedimente dieses Flußbettes.

Der sandige Lehm der Flußaue zeigt auf Grund der Sieb- und Schlämmanalyse folgendes Bild (s. Abb. 5): Das Flußauensediment besteht aus 2 % Feinkies (2 - 6 mm), 46 % Sand, 43 % Schluff und 9 % Ton. Schluff und Sand bestimmen den sandigen Lehm, dessen Tongehalt gering ist. Das Maximum der Probe liegt im Feinsandbereich, während der Anteil an groben Bestandteilen sehr gering ist. Es handelt sich, wie die Kornverteilungskurve zeigt, um einen mittelmäßig sortierten fluviatilen Feinsand an der unteren Grenze des Mittellaufs, wo die größeren Kiesfraktionen schon weitgehend fehlen, in zunehmendem Maß Ton abgelagert wird, das Maximum der Sedimentation aber im Feinsandbereich liegt.

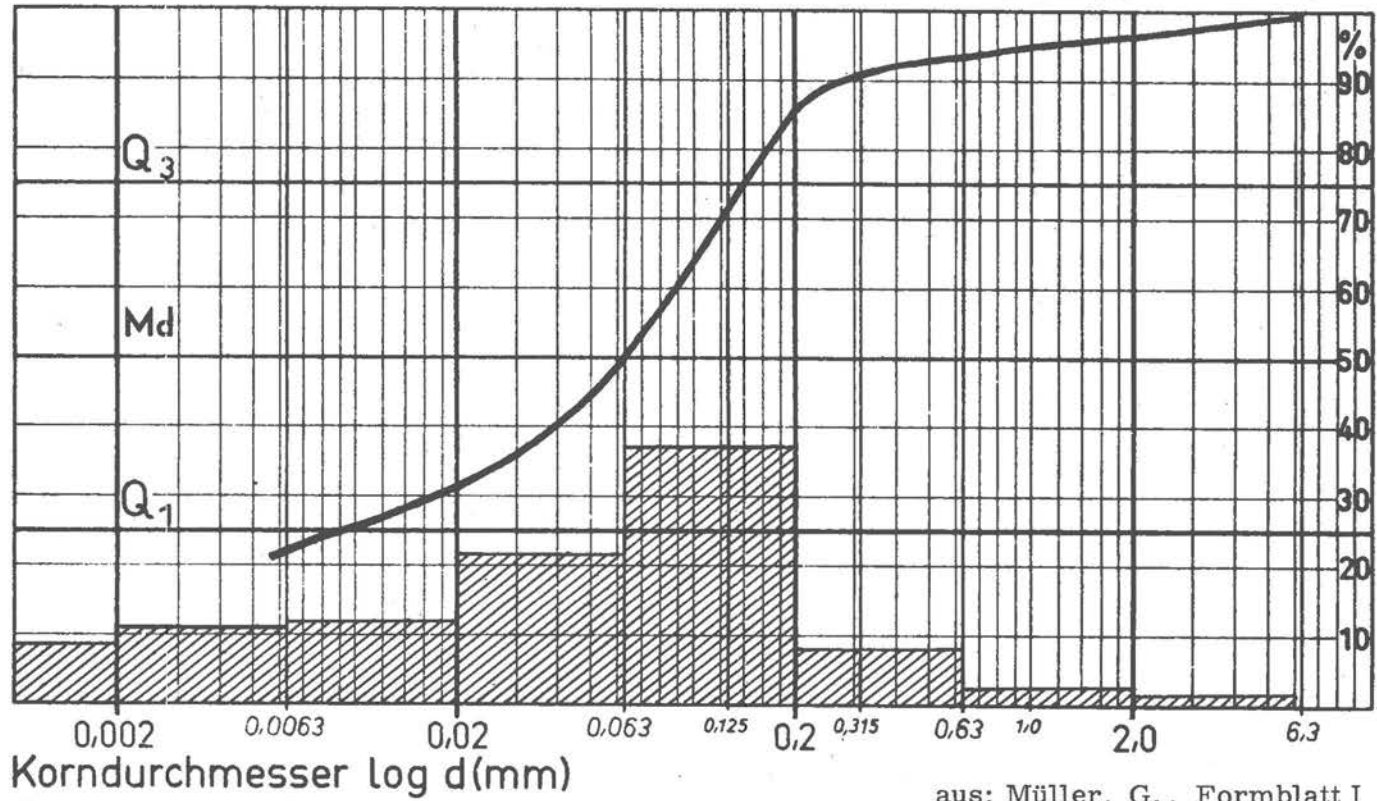
Die Abtrennung der Schwerminerale ergab die für das Schiefergebirge typische Turmalin-Zirkon-Rutil-Assoziation, deren Mineralbestand aus dem im Bereich unterdevonischer Schichten liegenden Einzugsgebiet der Our stammt. Braune Hornblende, der vulkanischen Assoziation angehörend, tritt zum Mineralbestand hinzu. Sie stammt aus dem quartären Eifelvulkanismus und durchsetzt in umgelagerter Form die Sedimente der Flußaue. Die Our liegt also noch im Verbreitungsgebiet der aus der Eifel stammenden Vulkanassoziation, jedoch in unmittelbarer Nähe ihrer Westgrenze, die nach van ANDEL und TAVERNIER ca. 25 km westlich der belgisch-luxemburgischen Staatsgrenze liegt. Etwa 50 % des Mineralbestandes bildet der Alterit, ein relativ hoher Prozentsatz, der aber auch von de RIDDER an der oberen Mosel bei Remich und von SCHMITZ an der oberen Sauer in Flußauensedimenten festgestellt wurde.

Die typische Zweiteilung der Flußauensedimente in einen oberen, feinkörnig-tonigen Akkumulationskörper, den Auelehm, und eine liegende Schotterpackung kehrt immer wieder. Es bestehen folgende Möglichkeiten für eine Deutung:

1. Man kann hierin zwei Sedimentdecken unterschiedlichen Alters erblicken, einen würmzeitlichen Schotterkörper und ein alluviales Talauensediment, wie es MENSCHING (1950) im niedersächsischen Bergland feststellte. Die für weite Strecken des Mittellaufs nachgewiesene Tiefenerosion der Our jedoch und das Erreichen des Untergrundes sowie die sehr geringe Mächtigkeit der Sedimentlage schließt das Vorhandensein einer würmzeitlichen Ablagerung auf dem Grunde des Talbodens im Mittellauf aus; diese wurde während des Holozäns bereits weitgehend ausgeräumt. Die mäßige Zurundung der Gerölle in der Flußaue ist ein weiteres Argument gegen ein eiszeitliches

Abb. 5

Stufendiagramm und Kornverteilungskurve des Flußauensedimentes in Vianden



Alter dieses Sediments; bei einer Akkumulation unter periglazialen Bedingungen entstehen bei einem Transportweg von 50 - 60 km, wie er am Mittellauf der Our vorliegt, kantengerundete, quaderartige Formen, wie sie uns bei den Schotterkörpern der Terrassen entgegnetreten werden. Die dünne Schotterdecke sowohl wie die Feinmateriallage besitzen im Mittellauf zwischen Steinebrück und Roth also alluviales Alter.

2. Liegendes und Hangendes sind zeitlich gleichzustellen; denn sie sind nur das Ergebnis der selektiven Sedimentation (PIKET, S. 38 - 39) und sehr rezenten Alters.

Es stellt sich die Frage, ob die beiden unterschiedlichen Sedimentkörper sich zeitlich parallel gebildet haben und weiterbilden oder ob sie innerhalb des Alluviums zeitlich und genetisch zu trennen sind. Die starken Unterschiede zwischen den beiden Sedimenten und ihr schichtartiges Übereinander sprechen für eine genetische und zeitliche Trennung; denn die gleichzeitige Bildung eines liegenden Grobschotterkörpers und einer hangenden Feinmaterialdecke ist nicht möglich. Die selektive Sedimentation wirkt sich flußab und seitlich vom Stromstrich aus, kann aber ein deckenartiges Übereinander nicht erklären. Bei einer Parallelentwicklung ist das eine Material in das andere lagenweise eingeschaltet: so konnte Verf. im Frühjahr 1966 an der Irsenmündung und bei Lorenzmühle beobachten, wie breite Grobschotterlagen, Hochwasserrückstände, als Linsen an den Seiten des Flußbettes auftraten. Hier findet also die Einlagerung von Grobmaterial in das alluviale Feinmaterial des Hochwasserbettes statt. Trennt man diese beiden Sedimente, wie man es nach den Untersuchungen des Verf. tun muß, so ist nach dem einfachen geologischen Gesetz das Liegende älter als das Hangende. Durch vielfache Beobachtungen konnte Verf. feststellen, daß Feinmaterial bei Hochwasser über eine breite Fläche geschwemmt wird, - Baumstümpfe und Äste zeigten die Ausdehnung der Wasserfläche deutlich an -, durch den Graswuchs festgehalten und so abgelagert wird. Es handelt sich um Abspülmateriale aus höhergelegenen Talpartien, aus Feldern, aus lockerem Waldboden, um Material aus zerschnittenen Quellmulden der Seitenbäche. Da die obere, feinkörnige Sedimentdecke noch bei Hochwasser weitergebildet wird, ist sie als eine rezente, bei Hochwasser vor sich gehende Talauffüllung anzusehen. Ihre Bildung ist einerseits klimatisch bedingt, da bei der heutigen Vegetation vorwiegend Feinmaterial durch die Abtragung geliefert wird. Andererseits bedingte die Erschließung des Landes durch den Menschen, die im Ösling in voller Stärke erst im Hohen Mittelalter einsetzte, eine Bodenabspülung und damit eine größere Anlieferung von Feinmaterial und führte zur Änderung des Sedimentationsbildes im Bereich der Flußaue und des anschließenden Hochflutbettes. Die Armut an Feinmaterial im Liegenden hat ihre Ursache in geringer Feinmaterialzufuhr und in der fortgesetzten erosiven Leistung des Flusses; bei fortschreitender Erosion erhält sich zwar eine Grobschotterlage im Flußbett, aber es kommt nicht zur Ablagerung von Feinmaterial. So ist diese Schotterlage in ihrem Grundbestand, besonders unter der Flußaue und dem Hochflutbett, in das ausgehende Pleistozän und Jungholozän zu stellen, als einerseits durch die nachlassende Hangschutzzufuhr eine größere Wassermenge für die Erosion zur Verfügung stand, andererseits aus den

Klippen, Prallhängen und Seitentälern Steine geliefert wurden und die Akkumulation von Feinmaterial fehlte. Rezent wird die Grobschotterlage nur noch im Flußbett ergänzt und verändert.

Während die Talauensedimente im Oberlauf und im Übergang zum Mittellauf auf wärmzeitlichem Material mit einer dünnen alluvialen Decke bestehen, besitzen sie im Mittellauf und im Unterlauf alluviales Alter. Die diluvialen Akkumulationen sind hier zerschnitten und ausgeräumt worden; ihre Reste finden sich auf kleinen Terrassen über der heutigen Flußau.

PIKET (S. 38) bemerkte diese Zweiteilung ebenfalls und datierte die beiden Talbodensedimente ins Alluvium; seiner Datierung ist zuzustimmen, doch seine Deutung der Genese entspricht nicht der Wirklichkeit. VERHOEF (S. 457) führt ebenfalls eine Zweigliederung durch und spricht diesen Sedimenten alluviales Alter zu. Da seine Untersuchung jedoch nur bis in die Höhe von Dasburg reicht, blieb der Übergang von den alluvialen zu den diluvialen Sedimenten zum Oberlauf hin unerkant. SCHMITZ (S. 89 - 90) erkannte an der Sauer eine alluviale Feinmaterialdecke und liegende Schotter, doch blieb die Frage der Genese bei ihm unbeachtet.

Das Hochflutbett

Eine Terrasse mit einer max. relativen Höhe von 2,8 - 3,0 m liegt an mehreren Stellen flächenhaft im Talbodenbereich der Our. Sie ist oft durch eine markante Erosionsstufe von 1 - 1,5 m Höhe von der Flußau abgesetzt. Ihre Flächen werden vorwiegend als Grünland, im Unterlauf jedoch auch als Garten- und Ackerland genutzt. Im Bereich von Siedlungen, z. B. bei Wallendorf, wurde die Erosionskante durch die Tätigkeit des Menschen verwischt. Die Verbreitung dieser von der Flußau deutlich getrennten Verebnungen beschränkt sich auf die breiten Laufstrecken und die Gleithänge der Mäander. Im Unterlauf zwischen Roth und Wallendorf finden sich häufig Flächen dieser Terrasse: Im Bereich der Flur "Boeschwe" westlich Wallendorf, in der Ortslage Gentingen und am Fuß des "Vugelshank" nördlich Roth. Hier liegt in 2,6 m relativer Höhe eine Fläche, die durch eine Steilkante von 1,6 m Höhe von der Flußau abgesetzt ist. Wie ein Bacheinriß erkennen läßt, wird der Akkumulationskörper aus Lehm mit vereinzelt, unter 2 cm großen Geröllen aufgebaut.

In der Strecke zwischen Vianden und dem "Gronzepull" fehlen selbständige Stücke im Talboden, doch zeigte das Profil nördlich Stolzenburg, daß auch hier über den Alluvionen der Talaue randlich eine höhere Akkumulationsmasse liegt. Breite, eigenständige Flächen im Talboden haben sich unterhalb der Irsemündung in der Weitung von Gemünd sowie im Gebiet von Eisenbach entwickelt. Aufschlußreich ist die Lage des Ortes Gemünd: Der Schuttkegel eines Nebenbaches dient als Standort und eine 12 m über dem Talboden gelegene Terrasse, d. h. die Talsohle wird wegen ihrer Hochwassergefährdung gemieden. In Unter- und Obereisenbach liegen die Mühlen an der Grenze der Talaue gegen das höhergelegene Talbodenniveau, das hier eine relative Höhe von 2,0 m und eine 1,2 m hohe Steilkante gegen die Talaue

besitzt. Im Gleithang des Mäanders an der "Schlechtfurt" nördlich Dasburg beträgt die relative Höhe des Hochflutbettes noch 1,5 - 1,8 m. Im Engtalabschnitt zwischen Dasburg und Lorenzmühle fehlen Flächenreste im Talboden oberhalb der Flußaue; diese nimmt die gesamte Talbodenbreite ein. Ein eigener Akkumulationskörper aus Feinmaterial tritt wieder in den Terrassenresten nördlich Lorenzmühle bis zur Kalborner Mühle auf. Die Gebäude der letztgenannten Mühle werden bei Hochflut, 1,8 m über Mittelwasser, regelmäßig vom Wasser erreicht. Noch nördlich Steffeshausen liegen deutlich von der Flußaue abgesetzte Flächen im Talboden, die bei Hochfluten überspült werden, wurde doch bei einer Hochwasserkatastrophe im Jahre 1964 die Brücke in Steffeshausen fortgerissen, d.h. der Wasserstand betrug über 2,0 m über Normalwasser. Oberhalb von Urb-Alfersteg bis in die Höhe von Andler ist die Flußaue der Our zwar mit einer Erosionskante in den Talboden eingetieft, - er wird bei Hochwasser breitflächig überströmt -, aber die über der Aue gelegenen Flächen tragen nur eine dünne Feinmaterialdecke und bilden keine eigene Terrasse mehr.

Die im Mittel- und Unterlauf über der Flußaue gelegenen kleinen Terrassenreste in 2,6 - 1,4 m relativer Höhe befinden sich im Wirkungsbereich des Flusses, wie die Lage der Siedlungen und die Verteilung von Hochwasserspuren erkennen lassen. Ihre durchschnittliche Höhe entspricht dem flußab zunehmenden Hochflutstand der Our; deshalb kann man mit Recht vom "Hochflutbett" sprechen. Der Terrassenkörper besteht aus Feinmaterial, Lehm und sandigem Lehm mit vereinzelt Geröllen und Hangschuttbruchstücken.

Seine Zusammensetzung, seine Lage zum Flußbett und seine Verbreitung erlauben den Schluß, daß es sich um eine Akkumulationsterrasse alluvialen Alters handelt aus fluviatilen Feinsedimenten. Ein großer Teil dieses Feinmaterials wurde und wird der Our als Abspülmateriale zugeführt, das bei der hohen Turbulenz bei Hochwasser und Hochflut aufgenommen und im Bereich des Hochflutbettes abgelagert wird, vor allem bei sinkendem Wasserstand in den breiten Talabschnitten. Der Akkumulationskörper des Hochflutbettes, der mit dem starken Anwachsen der Feinmaterialfracht seit der Rodung im Ösling und in stärkerem Maß im nördlichen Gutland aufwuchs, wird auf Grund der selektiven Akkumulation am Rand der Flußaue bei Hochflut heute noch weitergebildet, während bei Hochwasser die Stirnkante versteilt wird. Die Flußaue mit dem Auelehm sowie das Hochflutbett besitzen holozänes Alter und sind genetisch voneinander zu trennen auf Grund der zeitlich wechselnden Akkumulations- bzw. Erosionsvorgänge.

Die untere Niederterrasse

An einzelnen Stellen liegen im Tal der Our Terrassenreste im Talboden oberhalb des Überschwemmungsbereiches der Talaue und des Hochflutbettes. Das markanteste Beispiel tritt im Unterlauf östlich Bettel auf: eine ausgedehnte Fläche mit einer relativen Höhe von 5 m (aH 196, Our NW 191)¹ er-

¹ Anm.: aH = absolute Höhe, NW = Niedrigwasser

streckt sich östlich des Ortes (s. Foto 7, S.124). Sie wird durch eine deutliche Erosionskante vom Hochflutbett und durch einen Steilrand, an dem die anstehenden devonischen Schiefer zutage treten, von der Fläche in der Ortslage Bettel getrennt. Bei einer Probeentnahme mit dem Handbohrer wurde bis in eine Tiefe von 80 cm lehmig-sandiges, gelb-braunes Feinmaterial festgestellt, das nach unten zu in zunehmendem Maß unter 1 cm große Schieferbruchstücke enthielt. Der Handbohrer konnte nicht tiefer als 80 cm getrieben werden, da die nach dem Anstehenden hin zunehmende Vernässung dem Material eine zu große Dichte und Zähigkeit gab. Es handelt sich nach der Feinkörnigkeit, vor allem aber nach den wenigen vorhandenen Schieferfragmenten zu urteilen, um Ablagerungen von Feinsand und Schluff, die durch das Bodenfließen und rezentes Bodenkriechen herangeführt wurden; am "Vugelschank" stößt man auf eine ähnliche Erscheinung. Der Sporn südlich Bettel besitzt die gleiche relative Höhe von 5 m. Ein steiler Prallhang in unterdevonischen Schiefeln trennt ihn vom Flußbett. Flußaufwärts findet er seine Fortsetzung in der schmalen Fläche, auf der die Gipsmühle liegt (196 m). Auf der Spornfläche liegen 30 - 40 cm Grobschotter in sandigem Lehm. Ein Teil dieser Schotter, vor allem Quarze und Quarzite, stammt auf Grund seiner guten Zurundung und den Resten einer braun-schwarzen Patina aus dem Basiskonglomerat des so 1, aber über 15 cm Durchmesser große kantengerundete Schieferplatten sowie der hohe Anteil von Schieferschotter sind Zeugnis für das Vorhandensein eines ehemaligen fluviatilen Schotterkörpers, der jedoch durch die ackerbauliche örtliche Nutzung des Geländes stark gestört wurde.

Im Bereich des Ortes Gentingen tritt der Unterschied zwischen dem Hochflutbett und der höheren Talbodenterrasse deutlich in Erscheinung: Während die nahe am Fluß gelegenen Häuser im April 1966 im Bereich des Hochwassers lagen, wurden die östlichen Gebäude und die anschließende Fläche in 5 - 6 m relativer Höhe nicht berührt. Im Engtalbereich südlich Ammeldingen und im Mündungsgebiet der Our und Sauer läßt sich eine Trennung von Hochflutbett und Talbodenterrasse morphologisch nicht durchführen, doch zeigt die relative Höhe von 5 m der unteren Hauslagen in Wallendorf, daß in dieser Höhe kein Hochwasserschaden mehr zu befürchten ist. "Urgaarden" und "Boeschwe" bilden nach ihrer Lage über der Grenze des höchsten Wasserstandes ebenfalls Teile der Talbodenterrasse. Nördlich Bettel treten am Fuß der "Laemkaul" und des "Vugelschank" zu Seiten der Kenzelbachmündung zwei kleine Terrassenflächen auf (205 m, 7 m relative Höhe). Während der Terrassenrest an der "Laemkaul" durch anthropogene Wirkung stark verwischt ist, so daß er mit den höheren Hangpartien verwächst und nur noch die Linie des früheren hinteren Terrassenrandes zu erkennen ist, liegt am "Vugelschank" noch eine deutliche Verebnung über den "Schiefern v. Stolzemburg". Ein Steilhang begrenzt sie sowohl tal- wie hangwärts. Unterhalb des rückwärtigen Terrassenhanges treten am Wegeinschnitt im Kenzelbachtal fluviatile Schotter auf. Es handelt sich jedoch, wie aus ihrer Lage am Hangfuß und dem Fehlen jeglicher Einregelung zu schließen ist, um Schiefer-, Quarz- und Quarzitgerölle der höherliegenden Terrasse (220 m, 23 m rH), die sich in sekundärer Lage befinden. Für Umlagerungen größeren Umfangs von der höhergelegenen Terrasse auf die untere Terrasse am "Vugelschank"

spricht auch das Vorkommen einer ca. 3 m mächtigen Fließerdeakkumulation am Rand zwischen den beiden Terrassen; wie bei der Behandlung der Periglazialerscheinungen ausführlich dargestellt wird, ist die Deutung von STEFFEN (S. 20) nicht haltbar, daß es sich bei diesem Material um das Ergebnis fluviatiler Akkumulation in primärer Lage handelt. Vielmehr ergab die Untersuchung des Verf., die sich mit den Ergebnissen von VERHOEF deckt (S. 411), daß es sich um eine lößhaltige Fließerde handelt. Für die zeitliche Einordnung der Terrasse bedeutet das Vorkommen von Solifluktionmaterial mit einem hohen Anteil kleiner Fraktionen (zwischen 0,05 - 0,01 mm) einen wichtigen Hinweis: Da die Ursachen für eine derartige Fließerdebildung, wie sie am "Vugelshank" vorliegt, in den klima-morphologischen Formenkreis einer Tundrenzzone gehören, muß diese Erscheinung in das letzte Glazial gestellt werden. Die Lage des Materials jedoch setzt voraus, daß vor seiner Akkumulation ein Talboden in einer Höhe von durchschnittlich 205 m gebildet wurde, an dessen Rand sich nach Rückgang der Talbodenbildung und stärkerer linienhafter Festlegung des Wasserlaufs die Fließerde ablagerte. Da sie einen hohen Prozentsatz an Feinmaterial enthält, ergibt sich folgende Deutung: Talbodenbildung während der zweiten Phase des Würmglazials in ca. 205 m Höhe - Lössanwehung auf der 220 m-Terrasse - spätglaziale, etwa dryaszeitliche Bodenfließvorgänge von der 220 m-Terrasse auf die untere Terrasse. Die Fortführung dieser unteren Terrasse flüßauf bietet einige Schwierigkeiten: Oberhalb des "Vugelshank" beginnt die Engtalstrecke der Our und damit setzt eine Terrassenlücke ein. Zwar liegen im Ortsbereich von Vianden auf der östlichen Talseite schmale Leisten oberhalb der Flußauflage, doch läßt es sich nicht entscheiden, ob sie Terrassenreste darstellen oder nur Akkumulationen von Hangschutt bilden, der in dieser Flußstrecke in reichem Maß anfällt. Oberhalb der "Eglise St. Roche" fehlt jeder Terrassenrest im Talboden bis in die Höhe von Untereisenbach. Die erosive Leistung des Flusses wirkte hier so stark, daß die tiefergelegenen Reste eines ehemals vorhandenen Talbodens abgetragen wurden; andererseits legen die Talform und die Gestalt des gegenwärtigen Talbodens den Gedanken nahe, daß in diesem Abschnitt wegen anhaltender Erosion nie ein Talboden in geringer relativer Höhe existiert hat.

Nach PIKETs Angaben (S. 50) liegt der Terrassenrest "Oost van Stiewesdelt" (235 m, 7 m rH) in einer Höhe, die mit den im Unterlauf vorgefundenen relativen Höhen im Einklang steht. VERHOEF (Fig. 5.1) ordnet diesen Terrassenrest seinem "T 1-level" ein. Die genaue Untersuchung dieser Terrassenleiste läßt eine derartige Deutung jedoch nicht zu. Erst in Untereisenbach wieder erscheint der Rest einer Talbodenterrasse in einer relativen Höhe von 3 - 4 m. Auf ihm liegen der südliche Teil des Ortes und die anschließenden Gärten. Er schließt ohne eine markante Grenze an das Hochflutbett an, besitzt jedoch einen deutlich ausgebildeten rückwärtigen Terrassenrand. In Obereisenbach liegen die Häuser an der Mündung des Heischerbach ebenfalls auf einem kleinen Terrassenrest in 4 m relativer Höhe (250 m). Auch hier tritt, wie am "Vugelshank", am rückwärtigen Terrassenhang eine 2 m mächtige, gelb-braune, sehr feinkörnige Akkumulation von Fließerde auf. Sie enthält vor allem an ihrer Basis umgelagerte, kantengerundete Schieferplatten, die von der höhergelegenen Terrasse stammen.

Die Terrassenreste im Bereich von Eisenbach werden von PIKET (S. 50) der "lokaal terras van Bivels" zugeordnet; wieweit diese Einordnung berechtigt ist, wird an einer späteren Stelle (S. 46) diskutiert. Die Talbodenterrasse setzt sich westlich Affler fort in einem 4 m über der Flußauflage gelegenen Terrassenrest, der als Acker genutzt wird. Eine breite Ausdehnung gewinnt sie wieder an der Dornaueismühle. Über der schmalen Flußauflage liegt, durch einen 1,5 m hohen Erosionsrand von ihr abgehoben, das Hochflutbett, an das sich die Terrassenfläche anschließt. Sie ist stets hochwasserfrei, z.T. durch den Schuttkegel eines Nebenbaches aufgehöhht. Nördlich der Dasburger Mühle liegt ein 10 m breiter Terrassenstreifen in 5 m relativer Höhe (270 m), auf den die Mündungen der kleinen Talkerben eingestellt sind; ihn verzeichnet auch das Geol. MT Bl 5902-03 Dasburg-Neuerburg. Er ist durch eine 5 m hohe Steilwand von der Our getrennt und besitzt zum rückwärtigen Hang einen deutlichen Hangknick. Über dem Devonsockel liegt 50 - 80 cm sandiger Lehm mit vereinzelt Geröllen (Schiefer, Quarz), die aber durch die gartenbauliche Nutzung des Streifens und durch starke Hangschutttzufuhr aus den mürben "Schiefern von Wiltz" stark durchmischt sind. In Rodershausen zieht sich in 4 - 5 m relativer Höhe (269 - 270 m) ein schmaler Terrassenrest im Talboden entlang, auf dem die nördlichen Häuser von Rodershausen liegen, und der im Bereich des "Brill" größere Ausdehnung besitzt.

In der Engtalstrecke oberhalb von Rodershausen-Dasburg treten Reste einer unteren Terrasse nur sehr sporadisch auf. An der Kenzelbaachmündung erscheinen in 5 m relativer Höhe (276 m) zwei Eckfluren, von denen die nördliche in eine schmale Leiste übergeht; sie sind deutlich gegen den Talboden abgesetzt. Die Anreicherung von Hangschutt von dem 50 - 70 m hoch aufragenden anschließenden Steilhang führte zur Aufhöhung der Fläche und zur Verkleidung des Hangknicks. Gegenüber vom Kasselberg liegt in einem Gleithang ein breiter Terrassenrest in 4 m relativer Höhe (280 m). Ein Steilhang trennt ihn vom Hochflutbett, aber die Terrassenfläche selbst fällt flußwärts und die oberen Partien sind durch Hangschutt überschüttet und aufgehöhht. Gegenüber vom Burgbiert schließt sich an das Hochflutbett ein schmaler hochflutfreier Saum an in 3 m relativer Höhe. Oberhalb von Ouren liegen ausgedehnte Hochflutbettbereiche im Talboden, die zwar ihrer Funktion entsprechend diesen Namen zu Recht tragen, deren Sedimentkörper aber nach seiner Zusammensetzung nicht mehr als "Hochflutbett" zu bezeichnen ist. Wie bei der Behandlung des Talbodens dargestellt wurde, geraten in den oberen Teilen des Mittellaufs ältere Akkumulationen in den Wirkungsbereich der höchsten Wasserstände, durch die sie mit einer dünnen Schicht feinerdigen, alluvialen Materials überschichtet werden. Wie das Foto 8 deutlich erkennen läßt, sind, wie hier südlich Auel, streckenweise im Talboden noch das Hochflutbett (1 m rH) und die Talbodenterrasse (3 m rH) klar zu trennen, aber ersteres nimmt an Ausdehnung beträchtlich ab, während letztere allmählich den Talboden bildet, mit ihm konvergiert.

Die Talbodenterrasse tritt als eine Felsterrasse mit dünner Sedimentdecke auf, die jedoch im Unterlauf auf Grund des geringen Gefälles mächtiger wird. Die Terrassenreste werden von Hochfluten nicht erreicht. Ihr hinterer Terrassenhang ist stets als ein deutlicher Anstieg im Anstehenden ausgebildet. Folgende Feststellungen sind für die Datierung der Terrasse

von Bedeutung: Das Fließerdevorkommen am "Vugelshank" ist ein Hinweis darauf, daß die Terrasse präalluviales Alter besitzt. Nach den Untersuchungen von LUCIUS (1948, S. 367) und STEFFEN (S. 18) wird der Talboden der mittleren Sauer unterhalb Erpeldingen von glazialzeitlichen Sanden und Schottern gebildet. Da der Talboden der Our und die Talbodenterrasse gleichsöhlrig in das Sauertal münden, muß die entsprechende Terrasse auch im Ourtal glazialzeitliches Alter besitzen, d. h. als tiefste Terrasse aus dem Würm stammen. Ein Fossilfund von Resten des "Elephas primigenius" ist ein ausgezeichnetes Indiz für das würmzeitliche Alter dieser Terrasse. Heute wird dort im Bahneinschnitt gegenüber von Wallendorf (Erl. Bl. Wallendorf, S. 10; DEHN, S. 43) eine Terrasse von 7 - 8 m relativer Höhe an der flußwärtigen Seite angeschnitten. Unter 30 cm mächtigem, gesteinslosem, sandigem Lehm, rezentem Abspülmateriale, liegen über 50 cm sandiger Lehm mit eingelagerten Schottern der Fraktion 20 - 60 mm (Quarz, Quarzit, Sandstein, mesoz. und dev.); eckige, nur kantengerundete Formen herrschen vor. Das Anstehende bilden Mergel des m_m .

Die vorgenommene Datierung stimmt mit den Ergebnissen von VERHOEF (S. 278) überein, widerspricht aber der Datierung von PIKET; er ordnet die im Mittellauf auftretenden Terrassenreste der "lokaal terras van Bivels" (S. 52) zu, die er ins Jung-Holozän datiert. Da er nur einen Teil des Mittellaufs bearbeitet hat, blieb ihm der Zusammenhang der Terrassenreste verborgen; aus einer Analyse des gesamten Tals heraus ergibt sich, daß eine "lokaal terras van Bivels" nicht existiert, daß ihre Reste vielmehr Teile der unteren Niederterrasse bilden.

- 3) Die Terrassen oberhalb des Talbodens:
Ihre Verbreitung und morphologische Charakterisierung
- a) Die obere Niederterrasse

Vereinzelte Terrassenreste der oberen Niederterrasse treten im Engtalhang über dem Talboden der Our auf. Sie besitzen nur eine geringe Ausdehnung und sind vor allem im Ösling-Abschnitt streckenweise stark abgeseigt. Dagegen finden sich auf den erhaltenen flachen Teilen häufig Schotterreste.

Nordwestlich von Wallendorf erstreckt sich ein ausgedehnter Terrassenrest in 205 m Höhe (22 m rH). Seine Unterkante wurde durch die ackerbauliche Nutzung des Geländes verwischt, doch tritt bei 200 m das Anstehende zutage. Darüber erscheinen kleine Gerölle (unter 60 mm) und Dolomitbruchstücke von den Wänden des Rommersbergs, in feinem Lehm, unsortiert und ungeschichtet, also Hangschutt, der auch die Terrassensedimente umgelagert hat. Eine kleine Eckfläche in Ammeldingen (203 m, 21 m rH) führt weiter zu der Talweitung bei Bettel, in deren Bereich sich zahlreiche Terrassenreste in entsprechender Höhe befinden. "Op Weiler" (210 m, 21 m rH) tritt eine kleine, scharf vom Tal abgesetzte Verebnung auf, auf der sich Flußschotter über den unterdevonischen Schiefeln finden. Die gleiche Er-

scheinung trifft man am gegenüberliegenden Talhang an der unteren "Scheid" (210 m, 22 m rH). Eine schmale Leiste durchzieht den unterdevonischen Schiefer. Plattige, kantengerundete Quarz-, Quarzit- und Sandsteinschotter treten im Feld auf, die jedoch durch die Beackerung mit Hangschutt und Bruchstücken aus dem Anstehenden vermischt sind. Schmale Terrassenstreifen bilden die unteren Teile der "Schaed" (210 m, 21 m rH), und des "Ludfeld" (211 m, 22 m rH). Hier tritt über den Schiefen bis zu 300 cm mächtiger Lehm mit Flußschottern auf, die stellenweise talwärts randlich von max. 100 cm rezentem Kolluvium bedeckt werden. Der Ort Bettel erstreckt sich auf einer langen, schmalen Terrasse, in 215 m Höhe (20 m rH) (s. Foto 9, S.). Ein markanter, im Fels angelegter Terrassenhang von 15 m Höhe grenzt die Terrasse gegen die Talsohle ab. Folgendes Profil ergab sich am Ostrand:

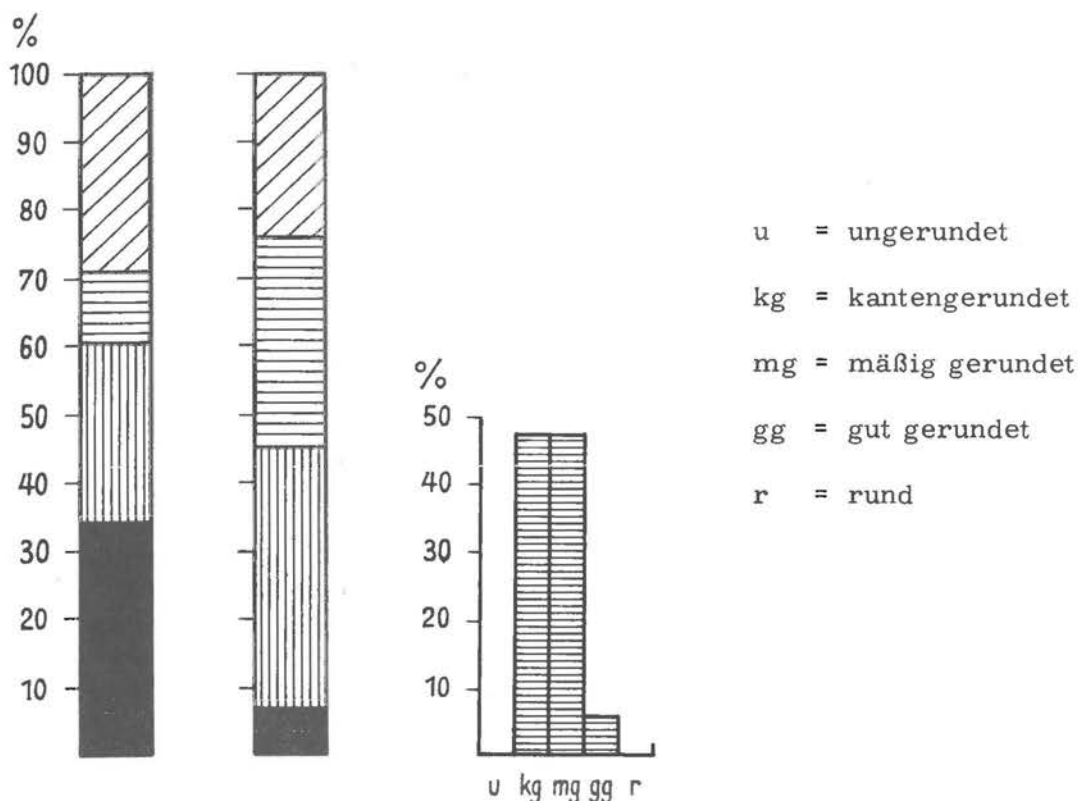
0 - 65 cm feiner Lehm mit einzelnen, eckigen Schieferbruchstücken unter 2 cm

65 - 170 cm Schotter, plattig-quaderförmig, kantengerundet, vorwiegend Schiefer und Sandstein, sehr vereinzelt Quarz

unter 170 cm unterdevonische Sandsteine und Schiefer.

Abb. 6

Die Zusammensetzung und der Zurundungsgrad der Terrassenschotter auf dem "Wesper" westlich Bettel



Ein hervorragend erhaltener und aufgeschlossener Terrassenrest tritt am Wesper auf (215 m, Unterkante 213 m, 20 m rH). Die durch einen markanten Steilhang ourwärts abgesetzte Fläche trägt über dem Sockel aus unterdevonischen Schiefeln durchschnittlich 150 cm fluviatile Schotter; sie besitzen eine gute Schichtung und sind äußerst arm an Feinmaterial. Die sedimentologische Analyse ergab folgendes Bild (Abb. 6): Der ausserordentlich hohe Quarz- und Quarzitanteil in beiden Fraktionen in diesen bunten Schottern fällt sofort auf; er ist für eine Terrasse in derartig geringer Höhe ungewöhnlich, da er auf höheren Terrassen im Ösling selbst, z. B. am "Fraegaart", nur bei 9 % liegt. Die Ursache für diese Erscheinung liegt in der Situation des Terrassenrestes "Wesper" am Nordrand des Gutlandes unterhalb des Auftretens der Basiskonglomerate des oberen Buntsandsteins (s₀1 c). Eine Menge aufgearbeiteten Materials, das den Quarzkoeffizienten sogleich erheblich ansteigen läßt, stammt aus diesen konglomeratischen Schichten, die überaus reich an Quarz und Quarzit sind. Diese in die Flußschotter aufgenommenen Fremdkörper beeinflussen ebenfalls in erheblichem Maß das Rundungsspektrum der Sedimente, so daß knapp 50 % der Schotter eine mäßige Zurundung aufweisen, einige sogar gut gerollt sind, d. h. das Bild eines Transportes unter gemäßigt-humiden Bedingungen zeigen. Die Konglomerate der in einer Randfazies ausgebildeten mesozoischen Schichten beeinflussen die fluviatilen Sedimente derart, daß sich ihre Analyse für eine klimamorphologische Aussage nicht mehr eignet. Ein wesentliches Hilfsmittel zur Korrelierung von weit auseinanderliegenden Terrassenresten, die vergleichende Analyse ihrer Sedimentkörper, erweist sich gerade in Teilen dieser wichtigen Randzone zwischen Gutland und Ösling als nur sehr bedingt brauchbar, eine Tatsache, die die Untersuchung der Terrassen erschwert. Nur der hohe Prozentsatz devonischer Sandstein- und Schiefer-schotter besitzt noch eine unmittelbare Aussagekraft für die Flußterrassen, da er eine wesentliche Hilfe ist bei der Unterscheidung zwischen Terrassenrestschottern und in situ-verwitterten Konglomeraten der Trias. Die Form dieser Sandsteine und Schiefer sowie ihr Verwitterungsgrad und der Anteil bestimmter Leitgesteine wie der bunten "Schiefer von Clerf" ermöglichen zusammen mit anderen morphologischen Indizien die Parallelisierung der Terrassen.

Auf der östlichen Talseite liegt im Gleithang des Sporns von Roth eine z. T. gartenbaulich genutzte, z. T. bebaute Terrassenleiste (218 m, 22 m rH). Lehm mit kleinen, 2 - 6 cm messenden fluviatilen Geröllen, wie sie schon GREBE kartierte, ist das Zeugnis für eine ehemalige Flußterrasse. Leicht abgeschrägte Flächen im Gleithang der "Laemkaul" und des "Vugels-hank" (220 m, Unterkante 218 m, 21 m rH) mit einer dünnen Schotterlage bilden die letzten Terrassenreste vor der Enge zwischen Vianden und Bivels. Die untere Talhangterrasse setzt wie die Talbodenterrasse in der Durchbruchstrecke am Öslingssüdrand aus und in den 40° - 50° steilen Talwänden findet sich keine Spur einer Terrassenleiste. Diese Talform ohne jede Andeutung einer Terrasse ist ein Hinweis darauf, daß in dieser Strecke während der Bildungszeit der Terrassen im Jungpleistozän keine Seitenerosion stattfand, da die gesamte Energie des fließenden Wassers für die Tiefenerosion verbraucht wurde. Da zwischen Bivels und Bettel petrographische

gleichwertige Gesteine bis in eine relative Höhe von 70 m auftreten, kann der Impuls für die starke Erosion in der Strecke zwischen Bivels und Vian den nur tektonisch bedingt sein durch eine konstante Hebung des Ösling-Islek im Verhältnis zum Gutland.

VERHOEF (S. 277) verfolgt diese Terrasse weiter flußauf über "Chateau Stolzburg" und Eisenbach. Der kleine Felsvorsprung am "Chateau Stolzburg" aber kann nicht unmittelbar als ein Terrassenrest aufgefaßt werden. Solche liegen jedoch oberhalb der eigentlichen Engtalstrecke in den Flächen am "Gronzepull" (mittlere Höhe 255 m, Unterkante 251 m, 20 m rH) und nordwestlich Gemünd (258 m, Unterkante 252 m, 18 m rH). 50 cm bis 70 cm fluviatiler Schotter waren durch Straßenbauarbeiten im März 1966 am Gronzepull freigelegt; sie zeigten eine mäßige Zurundung; die Größenklasse 2 - 5 cm herrschte vor. Eine von Hangschutt und Gekrieche verschüttete flache Mulde, die vom "Fraegaart" hinunterzieht, mündet als Delle gleichsohlig auf dem Terrassenrest. Die Fläche nordwestlich Gemünd wird durch einen Steilhang von der Talsohle und durch einen markanten Hangknick vom östlich anschließenden Steilhang getrennt (bei VERHOEF fehlt dieser Terrassenrest, s. Foto 10, S. 125). Ein Aufschluß zeigte bis in eine Tiefe von 70 cm Lehm, stark mit kleinen Schieferbruchstücken und Schottern durchsetzt. Es handelt sich um Quarze und Sandsteine kleiner Fraktion (2 - 5 cm), die lediglich Kantenrundung zeigen und plattige bis quaderförmige Gestalt besitzen. Vom östlich anschließenden Hang, an dem sich nur ein A-C-Profil mit einem 20 cm mächtigen A-Horizont entwickeln konnte, gelangt viel blättriger Schieferschutt auf den Acker, der durch die Tätigkeit des Menschen mit den dünnen fluviatilen Schottern vermischt wird und das Bild der Sedimente stört.

Beiden Terrassenresten am "Gronzepull" und nordwestlich Gemünd sowie von hier aus nordwärts tritt der flächenhafte Charakter der unteren Talhangterrasse deutlich in Erscheinung. Die südlich gelegenen Terrassenreste dagegen sind stark abgeschrägt und besitzen mehr die Form von Hangverflachungen. FLOHN (1936, S. 21 - 22) berichtet über diese heute im Bereich der Ourtalsperre gelegenen und veränderten Reste: "Eine untere Terrasse (20 m-Leiste) hat nur geringe Bedeutung: sie findet sich am Ost- und Südhang des Pohlberges und an der Kirche von Biewels (Bivels, der Verf.), und auch da nur als schmale, abgeschrägte Leiste erhalten." Dieser Terrassenrest liegt heute im Staubereich der Talsperre. Der Rest am Pohlberg-Süd-Hang dagegen ist noch sichtbar, wenn auch durch Erdbewegungen verändert. Seine Unterkante befindet sich in 17 m relativer Höhe. Nach Mitteilung von J. BINTZ, Chef du Service geologique de Luxembourg, lagen hier vor Beginn des Talsperrenbaues durchschnittlich 100 cm fluviatiler Schotter über den Schiefen der Stadtfelder Schichten. Die Terrasse am Pohlberg besitzt die Form einer stark fallenden Hangverebnung mit der Oberkante bei 250 m. Die mittlere Höhe der Terrasse und zugleich die flachste Zone liegt bei 240 m, 20 m relative Höhe.

Die Höhendifferenz zwischen der Terrassenkante und dem inneren Terrassenrand nimmt bei den oben behandelten Terrassenresten von Süden nach Norden ab, d.h. mit der Entfernung von Ösling-Südrand wird die Neigung

der Terrassenflächen geringer. Der Wandel der Terrassenform in diesem petrographisch einheitlichen Gebiet ist m. E. tektonisch bedingt: mit der Entfernung von der Zone stärkster Erosion an der Nahtzone zwischen dem sich hebenden Ösling und dem Gutland zeigen im Mittel- wie im Unterlauf die Terrassenflächen eine ausgeprägte Ebenheit; die Abbildungen sollen diesen Formwandel veranschaulichen (Abb. 7).

Flußaufwärts von Gemünd erscheint der nächste Terrassenrest im Gleithang des "Burnack" in 18 m relativer Höhe (Unterkante 260 m) als eine scharf gezogene ebene Leiste über der Talsohle. Auch hier wurden fluviatile Lehme und Schotter gefunden (Geol. Mtbl 6002). Ein aufschlußreicher Terrassenrest erstreckt sich in 16 - 19 m relativer Höhe (Unterkante 262 - 265 m, leicht ansteigend nach Norden, mittlere Höhe 265 m) in Obereisenbach. Zwar fällt die Terrassenfläche leicht flußwärts, und die Oberkante ist durch die ackerbauliche Nutzung des Geländes verwischt worden, aber gegen die Our und die unteren Häuser des Ortes ist die Terrasse durch eine 4 m hohe Stirn abgesetzt, die als Erosionsrand im anstehenden Schiefer angelegt ist. Am Straßeneinschnitt oberhalb der Mühle findet sich folgendes Profil:

- | | |
|-------------|---|
| 0 - 50 cm | lockerer, dunkelbrauner Lehm ohne Gesteinsbruchstücke, rezentes Gekriech mit deutlicher Bodenbildung |
| 50 - 170 cm | gutgeschichtete, feinmaterialarme Schotter, bunt, ohne Verwitterungserscheinungen, fluviatile Restschotter. |

Die Gerölle zeigen eine deutliche horizontale Schichtung und ein buntes Bild: Schiefer, Sandsteine, Quarze, Quarzite treten auf.

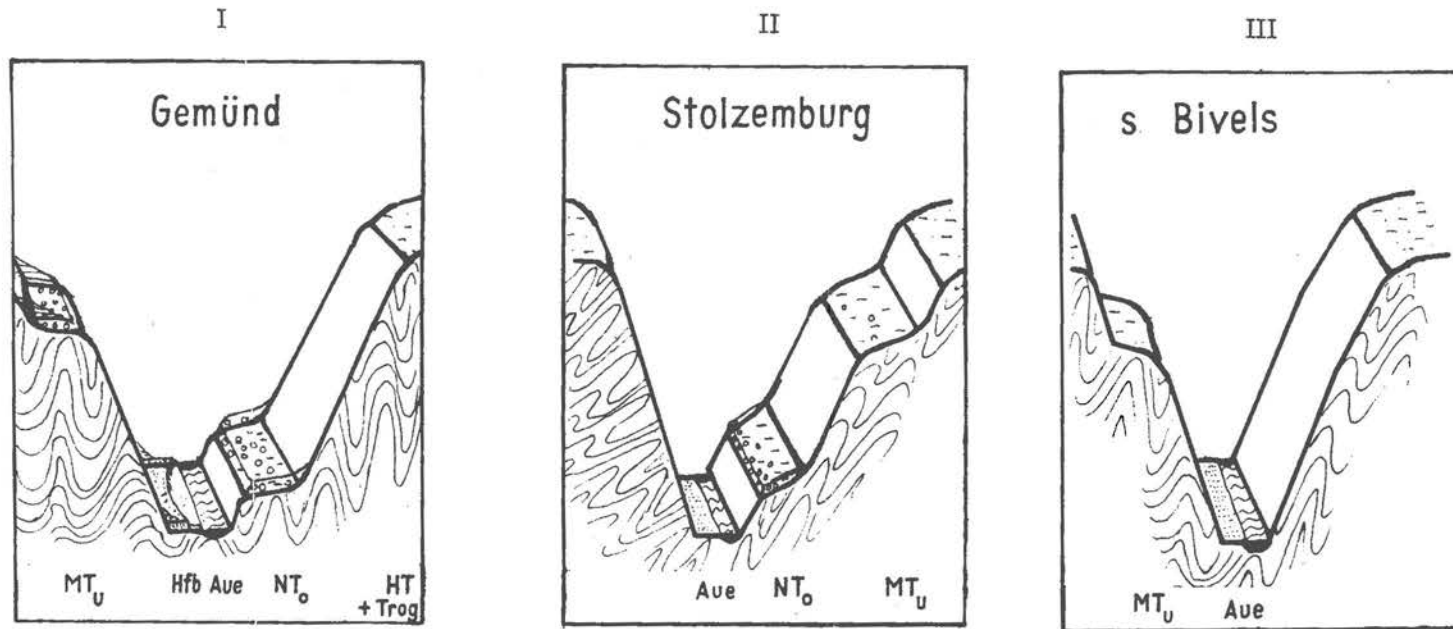
Der Schotter besitzt folgende Zusammensetzung und Form (Abb. 8): Der Schieferanteil ist mit 45 % bzw. 66,7 % in beiden Fraktionen beträchtlich, in der kleineren auf Grund seiner Zerfallsneigung natürlich größer. Sandsteine und Quarzite mit einer stärkeren Resistenz treten in höherem Maß in der größeren Fraktion auf. Quarz besitzt nur einen Anteil von durchschnittlich 3 %. Dieses Mengenverhältnis der Gesteinsarten zueinander spiegelt ungefähr die Verbreitung dieser Gesteine in der westlichen Eifel wider, aber der Sandsteinanteil von 42 % ist im Vergleich mit der Verbreitung dieses Sedimentes zu hoch. Er ist das Ergebnis der Verwitterungsvorgänge, die bei dem minimalen Quarzanteil vorwiegend mechanischer Art waren. Auf Grund des äußerst geringen Auftretens von Quarz, des starken Hervortretens von Schiefer und fehlender Verwitterungsspuren erweist sich dieser Schotter als relativ jung.

Bei den Schiefeln herrschen naturgemäß plattige, kantengerundete Formen vor, aber auch die Quarze und Quarzite zeigen lediglich Kantenrundung, und einige Quarzitblöcke von 30 - 40 cm Länge besitzen eine ausgesprochene Quaderform. Der Schotter unterscheidet sich durch seinen Zurrundungsgrad und durch die Größe einzelner Komponenten deutlich von den rezenten fluviatilen Schottern und bietet das Bild eines kaltzeitlichen Sedimentkörpers.

Der Friedhof von Untereisenbach (260 m, 16 - 18 m rH) liegt in der gleichen Höhe wie der obenerwähnte Terrassenrest auf einer schmalen Leiste

Abb. 7

Der Wandel der Terrassenform der oberen Niederterrasse im Bereich des Ösling-Gutland-Randes



NT₀ mit ebener Terrassenfläche

NT₀ als Hangverflachung

NT₀ fehlt




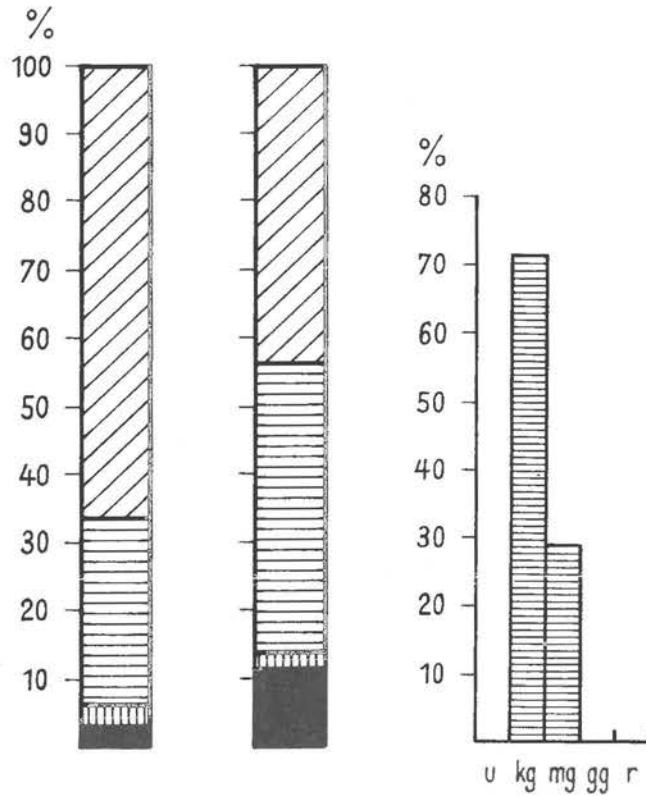
-  Akkumulationsterrasse
-  Felsterrasse mit Schottern
-  Felsterrasse mit Hangschutt

Abb. 8
Die Zusammensetzung und der Zurundungsgrad
der Schotter in Obereisenbach



an der Mündung des Huschterbaach. Auch in Übereisenbach erscheint dieses Terrassenniveau (265 m, 19 m rH), u. a. als eine schotterbestreute schmale Leiste, deren Nordteil durch einen Steilhang gegen die Our abgesetzt ist, deren Südteil flußab leicht fällt.

Die starke Bebauung und die Anlage von Gärten erschwert in Untereisenbach die Feststellung eines Terrassenrestes sehr, doch berichtet LUCIUS (1950, S. 115) von Schotterfunden in ca. 265 m Höhe (19 m rH); morphologisch ist hier kein Terrassenrest ausgeprägt. Am Kohnenhaff erstreckt sich in der ackerbaulich genutzten Südseite des Rückens "um Haan" eine breite Verebnung. Sie fällt leicht flußwärts, die Stirnkante (273 m, 19 m rH) ist deutlich zu erkennen. Die Terrassenfläche besitzt die gleiche Höhenlage, auf die der Hals des Kohnenhofmäanders (273,8 m) erniedrigt ist. LEPPLA verzeichnet ein Schottervorkommen auf der deutschen Seite am Kohnenhof in 9 m relativer Höhe; morphologisch ist dort aber keine Terrasse ausgebildet, sondern ein Hang von mittlerer Neigung zieht von der Kante der Einschneidung bis zur Talsohle hinunter.

Ein ausgedehnter Terrassenrest hat sich am "Scheif" erhalten (274 m, 19 m rH). Er wird durch ein junges Kerbtal in eine nördliche und eine südliche Hälfte geteilt. Steilhänge begrenzen ihn im Osten und im Westen. Im Gebiet der Dornaueismühle entwickelte sich ein breiter Talboden, auf dem im Osten der Schuttkegel eines Baches liegt. Im Nord-Nord-Osten erstreckt sich eine sichelförmige Hangverflachung, die durch einen 10 m hohen Hang von der Talsohle abgehoben ist (276 m, 16 m rH). Sie wurde stark durch die Nutzung überformt, und ihre obere Grenze ist verwischt. Eine 150 cm mächtige Schicht aus sandigem Lehm mit Schiefer-, Sandstein- und Quarzschutt, dem Gerölle beigemischt sind, liegt über dem anstehenden Schiefer. Hangschutt, Verwitterungsmaterial des Anstehenden und Flußgerölle sind durch die Tätigkeit des Menschen vermischt worden. Die Gerölle treten vor allem in den unteren Teilen des Terrassenrestes auf. Die fluviatilen Gerölle der Flußterrassen der Our lassen sich durch ihre quantitative Zusammensetzung und durch ihre Form gut unterscheiden von dem weißen Kiesmaterial, das durch die Sprengung von Bunkern und durch die Tätigkeit des Menschen in den Feldern verstreut liegt: Während die Bunker-Restschotter vor allem aus gut gerollten weißen Quarzen und vereinzelt Buntsandsteingeröllen, ausgesprochenen Fremdlingen im Einzugsgebiet der Our, der Fraktion 20 - 50 mm bestehen, also aus ortsfremdem Material, setzen sich die Schotterreste der Ourterrassen, wie auch an der Dornaueismühle sichtbar wird, aus Schiefen, Sandsteinen, Quarzen und Quarziten aus dem Einzugsgebiet der Our zusammen. Sie haben ein stengeliges-quaderförmiges Aussehen und sind nur kantengerundet. Das Maximum liegt in der Fraktion 20 - 50 mm, doch kommen auch Fraktionen über 50 mm vor. Das Schotterbild auf diesem Terrassenrest zeigt trotz seiner Vermischung mit Verwitterungstrümmern des Hanges und des Untergrundes eine große Übereinstimmung mit den in Ober-eisenbach gewonnenen Ergebnissen; nicht nur die Höhenlage, sondern auch der petrographische Charakter der Sedimente rechtfertigen also eine Korrelierung dieser Terrassenreste.

Oberhalb von Dasburg-Rodershausen fehlen Hangterrassen in der bisher festgestellten Höhe. Das Geol. Meßtischblatt 5902 verzeichnet zwar westlich des Schlechtefuurt diluviale Schotter im Gleithang, aber weder morphologisch noch petrographisch lassen sich dort Flußterrassen nachweisen; Ackerterrassen gliedern den Hang. Erst am "Milleglecht" tritt wieder ein Talhangterrassenrest auf. Seine mittlere Höhe beträgt 325 m, seine Unterkante liegt in 14 m relativer Höhe. Die ausgedehnte Terrassenfläche ist steil gegen die Our und den oberen "Milleglecht" abgesetzt. Die auf dem Feld zutage tretenden Schotter, Sandsteine und Schiefer, - Quarze fehlen ganz -, besitzen plattig-säulige Formen und eine schlechte bis mäßige Rundung. Am Ortsausgang südlich von Ouren tritt in 8 m relativer Höhe eine schmale Leiste auf. Im Lehm, der am Weg angeschnitten ist, finden sich Sandstein- und Schiefergerölle. Der Mäandersporn von Ouren selbst, in dessen Lee sich die Terrassenleiste befindet, besteht aus dichten Tonschiefern, deren Felsen im Ort allenthalben anstehen. Oberhalb von Ouren findet sich keine markante Talhangterrasse mehr in einer Höhenlage, die mit den vorgenannten Flächen und Leisten zu parallelisieren wäre. Soweit hier noch Terrassen-schotter vorhanden sind, bilden sie Teile der häufiger werdenden Flachhänge. Die Terrasse konvergiert allmählich mit dem Talboden.

Eine zusammenfassende Betrachtung dieser Talhangterrassen ergibt folgendes Bild: Die verschiedenen schotterbestreuten Felsterrassen in 20 - 15 m relativer Höhe sind Reste eines ehemaligen Ourtalbodens. Er besaß eine Breite von durchschnittlich 350 m im Mittellauf und 500 m im Unterlauf. Seine Talflankenreste steigen steil an, und die Basisflächen sind vorwiegend fast eben ausgebildet, so daß eine kastenförmige Talform rekonstruiert werden kann. Die Verbreitung und Ausdehnung der Terrassenreste schließt sich eng an den heutigen Talverlauf an, d. h. das damalige Tal war bereits kongruent mit dem heutigen Talverlauf. Die Verbreitung der Terrassenreste beschränkt sich auf Mäandergleithänge und Talweitungen, in denen die Seitenerosion wirksam werden konnte. Die ausnahmslose Erscheinung von Felsterrassen mit einer 100 - 200 cm mächtigen Schicht fluviatiler Schotter mit einem äußerst geringen Anteil von Sand und Schluff weist auf einen starken Massentransport in einem rasch strömenden Fluß, der das Feinmaterial wegführte und die Sohle und die seitlichen Hänge mit seiner Schotterfracht korradierte bzw. erodierte. Das Gefälle des ehemaligen Talbodens stimmt mit dem des heutigen Tales überein. Eine Verbiegung der Terrassen hat nicht stattgefunden, doch weist der Formwandel der Terrasse an der Ösling-Gutland-Randzone auf eine äußerst kräftige Erosion in diesem Bereich hin.

Die Datierung dieser Terrasse läßt sich auf Grund folgender Argumente vornehmen: Die Terrasse muß auf Grund ihrer Höhenlage voralluviales Alter besitzen. Die Schotter zeigen ein buntes Bild, einen geringen Quarzanteil von 2 %, keine Verwitterungsspuren: sie sind also pleistozänen Alters. Die qualitative Analyse ergab das Bild eines glazialzeitlichen Schotterkörpers. Zur genauen Bestimmung des Glazials können folgende Feststellungen dienen: Solifluktsdecken, wie sie auf den höheren Terrassen auftreten, fehlen. Verf. konnte keine Kryoturbationen beobachten. Die Vermischung der Schotter mit Hangschutt und Gekriech beruht auf der Tätigkeit des Menschen und rezenten Bodenbewegungen. Da sie höher liegt als die ins Spätwürm datierte Talbodenterrasse, besitzt diese Talhangterrasse ein höheres Alter. Sie könnte aus dem Würm I stammen, eine Periode, in die auch VERHOEF (S. 277) sie datiert. Dafür spricht auch das Fließerdevorkommen auf der Talbodenterrasse am "Vugelshank", das eine Lößablagerung auf der unteren Engtalhangterrasse wahrscheinlich macht, die während des Hochglazials von Würm I angesetzt werden kann.¹ Der Vertikalabstand von 10 - 15 m von der Talbodenterrasse und die ausgeprägte Lage im Talhang sind Argumente gegen eine enge Verbindung mit der ersteren Terrasse. Andererseits spricht der Erhaltungszustand der Terrassenreste und ihrer Sedimente gegen ein höheres Alter als Würm, da bei einer Entstehung während des Riß-Glazials zweifellos würmglaziale Soliflukts- und Kryoturbationserscheinungen aufträten.

Ein Vergleich mit benachbarten Flußläufen kann bei der Datierung helfen, da nach dem Nachweis der glazialzeitlichen Entstehung der Terrasse

¹ Anm.: Zur Gliederung des Würm vgl. WOLDSTEDT, Das Eiszeitalter, Bd 2, 1958, S. 33.

übergeordnete Ursachen für ihre Bildung vorliegen, die auch in benachbarten Gebieten ihre Wirkung hinterlassen haben müssen. PIKET bezeichnet die Terrassenreste in 22 - 15 m relativer Höhe an der Our als "Kohnenhaffterrasse" (S. 50) und datiert sie als Niederterrasse der Our in das Würm (S. 52). SCHMITZ (S. 99) datiert die vergleichbaren Terrassenreste an der oberen Sauer (18 - 5 m rH) als Sauer-Niederterrasse ebenfalls in das Würmglazial. Eine Unterscheidung zwischen unterer und oberer Niederterrasse wird bei diesen Autoren nicht durchgeführt, da sie lediglich Teilstrecken der Flüsse bearbeiteten, in denen die Talbodenterrasse größtenteils abgetragen und daher nicht erkannt wurde. ZEPP (S. 28) stellte an der Kyll eine Terrasse in 20 - 15 m relativer Höhe fest, die er als Riß-zeitliche untere Mittelterrasse bezeichnet; doch führt er abgesehen von der Lage der Terrasse über der im Talboden festgestellten Niederterrasse keine weiteren Argumente für die Datierung an, so daß sie nicht als sicher gelten kann. Die vom Verf. zur unteren Engtalhangterrasse zusammengefaßten Leisten und Flächen entsprechen im Unterlauf der Our dem "T 2-level" von VERHOEF (S. 277). Die innerhalb des Ösling von diesem Autor dem "T 3-level" (S. 276) zugeordneten Terrassenreste am "Ewent", "Gronzepull" und am "Burnack" bilden nach den Untersuchungen des Verf. und PIKETs Teile der unteren Engtalhangterrasse. Am "Burnack" liegt bei VERHOEF (S. 276) eine falsche Messung vor, da die mittlere Terrassenfläche nicht bei 270 m, sondern bei 265 m liegt und die relative Höhe bei 20 - 22 m, aber nicht bei 28 m. Ebenso trifft die Angabe für die mittlere Höhe der Terrasse am "Gronzepull" von 260 m nicht zu, da die Terrassenfläche tiefer liegt als die Straße (257 m), und zwar bei 250 - 252 m. Ein "T 3-level" existiert im Ösling nicht, sondern es handelt sich um Teile der oberen Niederterrasse.

b) Isolierte Talhangterrassen-Reste

Vereinzelte Reste höher gelegener Talhangterrassen treten innerhalb des Ourtals auf. Es handelt sich im wesentlichen um Verebnungen im Bereich der Betteler Talweitung, während im Mittellauf im Ösling lediglich um Dornauelsmühle derartige Erscheinungen auftreten. Die Identifizierung dieser kleinen Verebnungen als Flußterrassen wird sehr erschwert durch ihr Auftreten in den mesozoischen Schichten um Bettel, und die Korrelierung dieser Verebnungen mit denen um Dornauelsmühle durch den Abstand von 21 km.

In der Betteler Talweitung finden sich westlich des Ortes Verebnungen, deren Deutung und Gliederung als Flußterrassen große Schwierigkeiten bereitet. Das Gelände wurde durch die jahrhundertalte agrarische Nutzung, - Bettel wird zuerst 1266 erwähnt¹ -, sehr stark beeinflusst, indem autochthone und allochthone Schotter und Sande vermengt wurden oder Verebnungen durch die Anlage von Ackerterrassen vorgetäuscht werden; das Auftreten von Hangverflachungen kann in diesem Bereich der flach südwärts fallenden mesozoischen Schichten strukturbedingt sein; die unterhalb und im Be-

¹ Anm.: als "Bythele" (MEYER, S. 80).

reich von s_{01c} auftretenden Schotter lassen bei starkem Bleichungsgrad und anthropogen bedingter Umlagerung sich kaum von fluviatilen Schottern trennen und führen deshalb zu Täuschungen.

Die im westlichen Hang auftretenden Hangverflachungen und schmalen Flächen in 232 - 235 m Höhe an den Fluren "Schaed", "Ludefeld", "Stae-rausch" und "Breckefeld" bilden morphologisch gesehen Terrassenreste in 44 - 45 m relativer Höhe. LUCIUS (1941, S. 34) beschreibt am Weg über die "Schaed" folgendes Profil: "Schotter und Lehm einer Flußterrasse (= NT_0 des Verf.) über unterdevonischen Schiefeln. Darüber Gerölle aus dem unteren Teil der Zwischenschichten und Dolomitknauern." Auch am "Ludefeld" teilt er ein ähnliches Profil mit: "Lehme und Schotter einer Flußterrasse über unterdevonischen Schiefeln, darüber Gerölle aus s_{01c} in sandig-rötlichem Boden". Profilgrabungen des Verf. auf der "Schaed" und dem "Ludefeld" bestätigten diese Beobachtungen: Die auf den Feldern vorhandenen Schotter aus Quarz, Quarzit, quarzitischem Sandstein, harten Tonschiefern und vereinzelt Schieferfetzen stammen aus dem in 30 - 40 cm Tiefe anstehenden Basalkonglomerat. Sie unterscheiden sich durch ihre mäßige bis gute Zurundung und durch den geringen Schieferanteil deutlich von diluvialen Schottern in dieser relativen Höhe. Die Reste von Eisenfirnis an den Quarzen geben ebenfalls einen deutlichen Hinweis darauf, daß es sich vorwiegend um in situ-verwitterte Basisschichten des "oberen Buntsandstein" handelt. Geländebegehungen und Profiluntersuchungen ergaben das gleiche Bild für den "T 3-level" VERHOEFs am Bettelerboesch; auch dort handelt es sich nicht um fluviatile Schotter, sondern um Reste einer 150 cm mächtigen Hangschuttdecke aus Verwitterungsmaterial des Basiskonglomerates und plattigem Schieferschutt von 20 - 50 mm Durchmesser. Sprachen schon bei der Behandlung der oberen Niederterrasse die Feststellungen des Verf. gegen die Existenz eines "T 3-level" im Ösling, so zeigt die Untersuchung der entsprechenden Stellen im Unterlauf, daß dort keine Terrasse vorliegt, daß also das Vorhandensein eines vom Gutland in den Ösling hineinreichenden "T 3-level" abgelehnt werden muß. Bei den Verebnungen im Unterlauf bei Bettel handelt es sich um lokale, strukturbedingte Terrassen.

23 bis 25 km oberhalb von diesen Flächen treten im Gebiet zwischen der Dornaueismühle und Rodershausen wiederum Leisten über der oberen Niederterrasse auf, deren Einordnung Schwierigkeiten bereitet. Verwitterung, Abtragung und folgende junge Akkumulation wirkten so stark, daß die ursprüngliche Form und Höhenlage verwischt wurde. Eine schmale Leiste liegt in 305 m relativer Höhe im Talhang nordöstlich Dornaueismühle. Sie ist durch einen Steilhang von 35 m von der Talsohle abgesetzt. Ein starkes flußwärts, vor allem aber oberabwärts gerichtetes Gefälle verhindert eine exakte Einmessung der Terrasse. PIKET (S. 58) gibt folgende Werte an: Unterkante (UK) 290 m, 28 m rH, so daß sich die beträchtliche Differenz von 10 m zu den Ergebnissen des Verf. ergibt. Sie wurden am nördlichen Teil der Terrasse ermittelt, wo diese noch als relative Ebenheit erscheint, während PIKETs Werte im Süden gemessen wurden, wo die Terrasse nur noch als eine Hangverflachung entwickelt ist. Die wenigen Schotter besitzen keine Aussagekraft, da sie mit Hangschutt und Verwitterungsresten von Bunker-Beton vermischt sind.

Das gleiche ourabwärts gerichtete Gefälle zeigt auch die Verebnung, auf der der Friedhof von Rodershausen liegt. Die vordere Terrassenkante besitzt im Norden eine Höhe von 300 m, im Süden sinkt sie bis auf 290 m. Über dem Schiefersockel, dessen Felsen bei 290 - 295 m (26 - 31 m rH) oberhalb der Häuser erscheinen, liegt eine Sedimentdecke aus sandigem Lehm mit kleinen Schieferzersatzprodukten und vereinzelt Geröllen (Schiefer, Sandstein, Quarz; Fraktion über 60 mm). Fluviatile Sedimente in primärer Lage sind nicht auffindbar und die geneigte Fläche ist wie die Leiste bei Dornaueismühle von der Solifluktion stark überformt worden.

Zwei Eckfluren südlich Rodershausen gegenüber der Flur "Eireband" besitzen die gleiche mittlere Höhe von 290 m (30 m rH). Sie sind stark abgeseigt und von Hangschutt und Gekriech überdeckt; Restschotter finden sich nicht mehr.

Die Lage der obengenannten Verebnungen im Engtalhang und ihr starkes flußabwärts gerichtetes Gefälle lassen eine Zuordnung zu den bisher festgestellten Terrassenzügen nicht zu. PIKET (S. 48) deutet sie als "lokal terrassen von Dornaueismühle", verursacht durch die Wirkung von Quarzitbänken im Bereich des "Huscherigberg"; diese drei bis vier Meter breiten Bänder haben jedoch kaum die Funktion einer lokalen Erosionsbasis besessen, die derart wirksam gewesen ist, daß sie zur Bildung von Terrassen führte. VERHOEF (S. 266) verknüpft die Reste um Dornaueismühle mit 21 km flußab auftretenden Verebnungen westlich Bettel zu seinem "T 4-level". Diese Verbindung ist jedoch zu gewagt bei der großen Entfernung und fehlenden Möglichkeiten einer sedimentologischen Überprüfung; zudem ergab eine nähere Betrachtung der "T 4-level" Reste im Unterlauf, im Bereich der Fluren "Vugelhank" und "Bettelerboesch", daß an den angegebenen Stellen (VERHOEF, Fig. 5. 2; S. 270, 276) weder morphologisch noch sedimentologisch eine Flußterrasse vorhanden ist. Am "Vugelhank" liegt ein bewaldeter Hang mit starkem Gefälle in unterdevonischen Schiefen vor bei 249 m, am "Bettelerboesch" ist über verwittertem s_{01c} ein Flachhang entwickelt mit folgendem Profil (25 o m):

- 0 - 20 cm sandiger Lehm, steinfrei, grau-braun; rezentes Gekriech
- 20 - 120 cm gelb-roter Sand mit dichter Schotterstreu (Quarz, Quarzit, Sandstein, gut gerollt): verwittertes Basiskonglomerat
- 120 - 140 cm Verwitterungszone
- tiefer liegendes, betonartiges Basiskonglomerat.

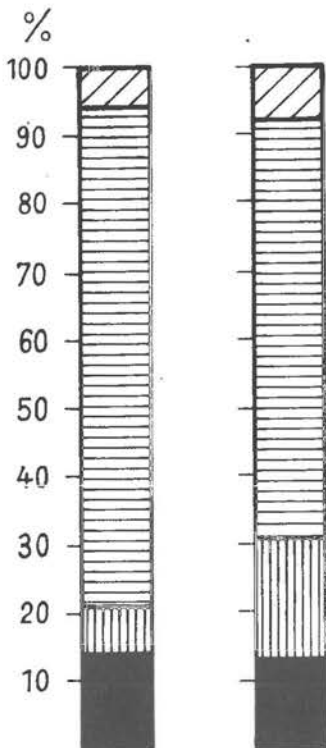
Ein selbständiger, das Ourtal durchziehender "T 4-level" läßt sich nicht nachweisen. Bei den Restflächen südlich Rodershausen handelt es sich um Relikte einer lokalen Engtalhangterrasse, über deren Genese und Alter aber keine Aussagen mehr möglich sind.

c) Die Mittelterrassen

Breite, z. T. flurartige Terrassenreste dehnen sich im Unter- und Mittellauf oberhalb des eigentlichen Engtals der Our aus in 80 - 40 m relativer Höhe. Ihre ebenen, leicht geneigten Flächen enden talwärts an einem markanten Hangknick, an den sich eine steile Terrassenstirn anschließt.

Auf dem "Wangert" (259 m, UK 255 m, 78 m rH) und dem "Castellberg" (260 m, UK 256 m, 79 m rH) treten breite Terrassenreste oberhalb des Steilhanges auf (s. Foto 11, S.126). Dieses morphologische Bild kann im Unterlauf und im unteren Mittellauf, z. B. im Gebiet von Stolzemburg, den Eindruck erwecken, es handele sich um Hauptterrassenreste, da der Engtalraum unterhalb dieser Terrasse liegt. Aber ihre weitere Ausformung im oberen Mittellauf, die Deutung der Talquerprofile (Abb. 84) und die Analyse der Restschotter erlauben den Schluß, daß es sich um Teile der Mittelterrasse handelt. Da Terrassen im Verlauf eines Tals ihre Ausdehnung ändern, eignet sich die Bestimmung einer Terrasse lediglich auf Grund ihrer Lage in einem Flußabschnitt nicht als entscheidendes Argument für die Altersstellung des ehemaligen Talbodens.

Abb. 9
Die Zusammensetzung der Terrassenschotter auf dem "Wangert"



Schotter in breiter Ausdehnung und dichter Streu treten auf beiden Ebenheiten auf. Das Ergebnis der quantitativen Analyse (Abb. 9) zeigt einen Quarzanteil von 13 % in beiden Fraktionen. Der Anteil der Sandsteine von 70 % ist beträchtlich; es handelt sich dabei zu 90 % um devonisches Material; die restlichen 10 % bestehen aus mürbem, leicht zerdrückbarem mesozoischen Sandstein. Der Schieferanteil sank auf ein Minimum, da er flußab prinzipiell geringer wird, der Verwitterung anheim fiel, und von der Masse der Sandsteine verdrängt wird. Die Quarze besitzen quaderförmig-plattiges Aussehen und sind nur kanten gerundet. Vereinzelt unter 60 mm große Dolomitgerölle kommen hinzu, die wegen des kurzen Transportweges von 4 - 5 km noch keine fluvial beeinflusste Form angenommen haben; z. T. stellen sie auch Reste von Dolomitplatten dar, die durch das Pflügen angerissen und zerstört wurden.

Diese Terrassenreste sind Teile eines ehemaligen Our-Sauer-Mündungsgebietes, das sich in beträchtlicher Breite vor der Schichtstufe des Luxemburger Sandsteins erstreckte.

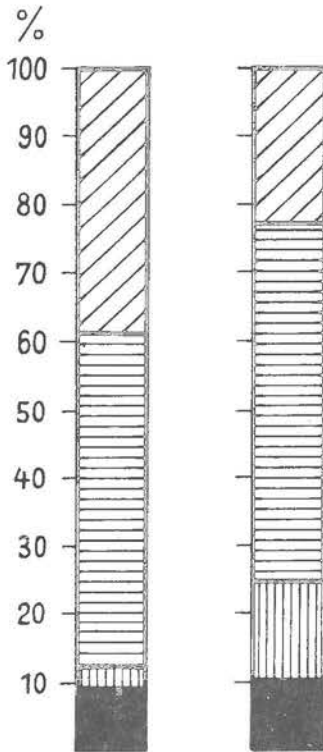
Die gleiche Erscheinung rekonstruierte VERHOEF (S. 123) für das Sauer-Alzette-Mündungsgebiet bei Ettelbrück. Nördlich Ammeldingen findet diese Terrasse in einer deutlichen, waldbestandenen Ebenheit in 265 m (UK 260 m, 76 m rH) ihre Fortsetzung. Entgegen den Angaben von VERHOEF (S. 273) finden sich auch hier Quarz-, Quarzit-, Sandstein- und Schiefer-schotter, vor allem zwischen 20 - 60 mm Größe, über feinkörnigem, hellem Sandstein des m_u und nordöstlich anschließenden Tonen und Mergeln des m_m . Sie besitzen eine Mächtigkeit von 100 - 120 cm und zeigen die gleiche plattig-stengelige, kantengerundete Form wie die Schotter auf dem "Wangert". Östlich Gendingen am Hang des "Egtberges" findet sich ein Schottervorkommen, auf das schon van WERVECKE 1887 hinwies (zitiert in: LUCIUS, 1941, S. 29) und das in den Zusammenhang der obengenannten Terrassenreste zu stellen ist. Über die waldbestandene "Hardt" hinweg (265 m, UK 258 m, 74 m rH), auf der nach VERHOEF (S. 273) ca. 200 cm Schotter über s_{01c} auftreten, läßt sich die Terrasse nach N verfolgen auf dem "Scheid". Flußschotter treten auf dem Rücken auf in 260 m (73 m rH) und 273 m (86 m rH). Im Bereich von 265 m liegt der Rest einer Verebnung, so daß hier die mittlere Höhe der Terrasse anzusetzen ist. Hier tritt auch am Wegeinschnitt eine über 100 cm mächtige dichte Schotterlage auf aus quaderförmigen Quarzen und Quarziten sowie länglich-stengelförmigen devonischen Sandsteinen über plattigen, dunkelroten Sandsteinen der Zwischenschichten.

Auf der westlichen Talseite finden sich im Bereich von Bettel mehrere Reste dieses Terrassenzuges: Am "Schaed" (265 m, 76 m rH), "Ewicht" (266 m, 77 m rH), "Aechebierg" (263 m, 75 m rH) und "Spridich" (265 m, 74 m rH). Die Erforschung eines Terrassenrestes muß in diesem Gebiet der konglomeratisch ausgebildeten Zwischenschichten in erster Linie auf seiner Lage innerhalb eines bestimmten festgestellten Terrassenhorizontes beruhen, da sich fluviatile Schotter kaum nachweisen lassen. So sind die ausge dehnten Verebnungen am "Spridich" und am "Betteler Boesch" in den Zwischenschichten des oberen Buntsandstein angelegt.

Nach Norden zu vollzieht sich der Übergang der Flußterrassen aus dem Gutland in den Ösling und damit in das Gebiet der unterdevonischen Schichten. Eine schmale Rodung im E-Hang des "Schmitberges" zeigt den ersten Terrassenrest in dieser Höhe im Devon. Steile, bewaldete Hänge begrenzen die kleine Terrassenfläche (275 m), die flußwärts fällt, gegen die "Laemkaul" und den oberen Schmitberg. Maximal 100 cm mächtige fluviatile Schotter in braun-grauem Lehm erscheinen über dem Terrassensockel, dessen Unterkante in 270 m (72 m rH) liegt.

Wie die quantitative Analyse zeigt (Abb. 9), überwiegen harte Tonschiefer und devonische Sandsteine die Quarze und Quarzite stark; der Quarzanteil beträgt 10 %. Länglich-platte Formen mit ausschließlicher Kantenrundung bestimmen das Bild. Eine Zweiteilung dieses Terrassenrestes, wie VERHOEF (S. 274, S. 278) sie vornimmt, in einen unteren Terrassenrest, "T 6-level, 269 m", und einen oberen, "T 7-level, 281 m", kann weder aus dem Erscheinungsbild der Terrasse noch aus der Zusammen-

Abb. 10
Die Zusammensetzung
der Terrassenschotter
auf dem "Schmitberg"



setzung der Schotter erschlossen werden.¹ Der östliche Teil des "Pietchesfeld"-Rückens (268 m, 70 m rH) liegt in dem Horizont dieser Terrasse.

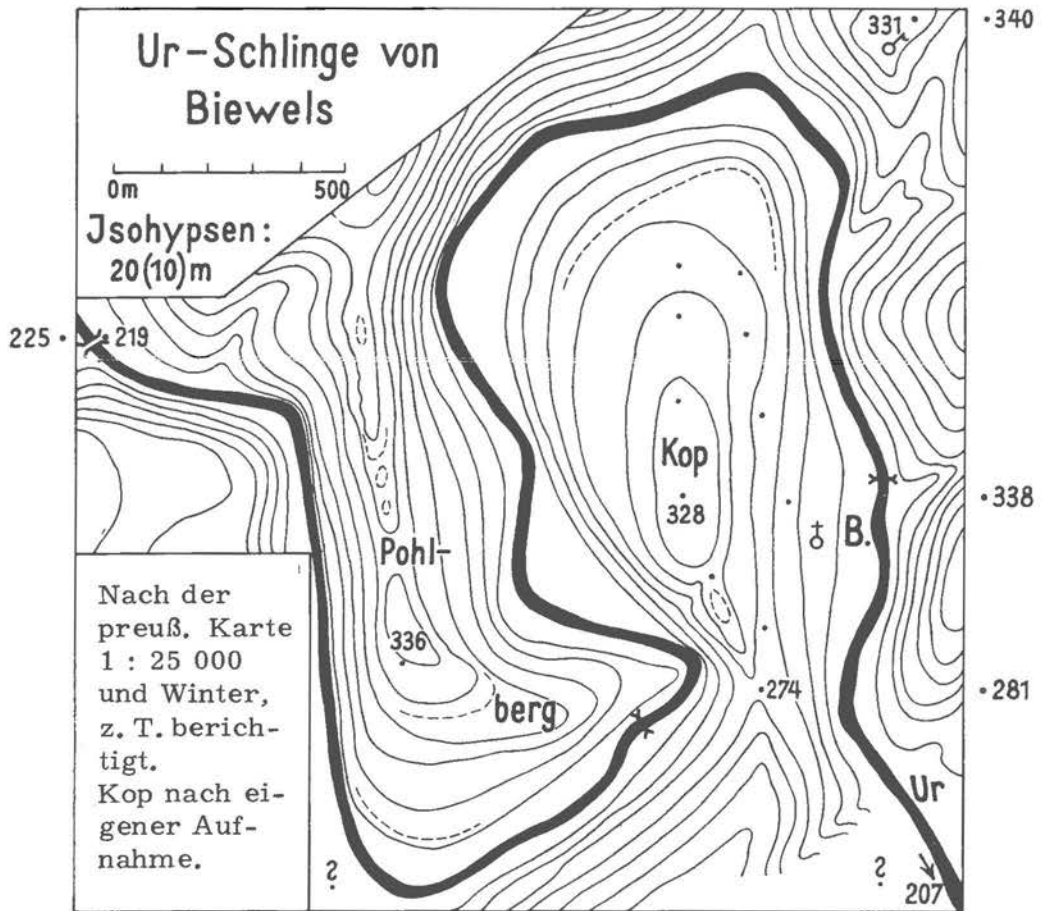
Die weitere Verfolgung der Terrasse im Raum Vianden-Bivels stößt auf einige Schwierigkeiten: Weder in der Talsohle noch im Engtalhang haben sich Reste der Niederterrassen erhalten, die eine Aussage über das Verhalten der Terrassen in dieser Talstrecke erlaubten. Das Kriterium der Ausdehnung und Lage der Mittelterrasse oberhalb der steilen Talwand, das auch VERHOEF (S. 275) angibt, lenkt den Blick auf die Hangverflachung am "Roupeschbiert" gegenüber von Vianden. Sie schließt sich nordöstlich an die Niederwald- und gestrüppbedeckte steile Talwand an und wird gartenbaulich genutzt. Doch liegt hier keineswegs eine Fläche vor; vielmehr steigt das Gelände von seiner Unterkante (280 m, 80 m rH) bis zur Oberkante (310 m, 110 m rH) ständig an. Eine Gliederung dieses Bereiches in vier Terrassen, wie VERHOEF sie vornimmt (T 5-level, ohne Höhenangabe; T 6-level, 270 m, 70 m rH; T 7-level, 284 m, 82 m rH; T 8-level, 294 m, 93 m rH) ist auf Grund der langen Nutzung des Geländes sehr fragwürdig, da ehemalige Ackerterrassen als schmale Leisten auftreten und die Sedimente durch die Bearbeitung vermischt wurden. Berücksichtigt man die Lage der gesamten Hangverflachung über der Talwand und die Höhe der Unterkante bei 280 m sowie die geringste Neigung bei 290 m, so sprechen diese Tatsachen für eine Verbindung mit dem zu behandelnden Terrassenzug. Die in der westlichen Talwand gelegene Lei-

¹ Anm.: VERHOEFs Angabe (S. 274) von 269 m mittlerer Höhe der Terrassenfläche ist zu korrigieren, da hier erst die Unterkante liegt. Im oberen Teil dieser Fläche erblickt er einen Rest des "T 7-level", doch handelt es sich um einen einheitlichen Terrassenrest, der ourwärts fällt. Die eigentliche Fläche befindet sich in 275 m Höhe, die auch STEFFEN (S. 24) angibt. Die untere Zone des Terrassenrestes wurde durch die hangnahe starke Abtragung sehr beeinflusst: Schotter fehlen hier; an ihre Stelle tritt Schieferschutt über einer 100 - 150 cm tief reichenden Verwitterungszone des anstehenden Schiefers mit Hakenwerfen.

ste am "Porbraetchen" (304 m, UK 290 m, 83 m rH) bildet den markante-
sten, ebensten Terrassenrest im Engtalabschnitt von Vianden-Bivels. Es
handelt sich um eine Felsterrasse in den devonischen Schiefern, an deren
rückwärtigem Hang lediglich 150 cm Hangschutt sich angereichert haben,
die aber ansonsten nur eine 20 - 30 cm mächtige Bodendecke trägt. Die
Eckflur am "Braetzboesch" (296 m, UK 290 m, 83 m rH) ordnet sich diesem
Terrassenhorizont ein. Südlich Bivels erstreckt sich oberhalb des schma-
len, nun vom Unterbecken des Pumpspeicherwerkes Vianden erfüllten Eng-
tals eine 200 m lange, schmale Terrassenleiste südlich der "Schockslay"
(305 m, UK 300 m, 90 m rH); PIKET (S. 47) erwähnt diesen Terrassenrest,
bei VERHOEF fehlt er. Soweit ein Einblick in die Sedimentbedeckung auf
dieser Fläche möglich war, ließ sich bis in eine Tiefe von 200 cm nur Lehm
mit vereinzelt groben Schieferschuttstücken feststellen. Der ca. 130 m
hohe anschließende Hang, der in die Trog- und Rumpfflächenregion hinauf-
führt, liefert reichlich Grob- und Feinmaterial, das auf der vorgelagerten
Ebenheit akkumuliert wird.

Nördlich der "Pforte von Vianden" treten ausgedehnte Verebnungen im
Bereich des Doppelmäanders von Bivels-Stolzemburg auf. Die Our hat sich
tief und steil in dieses Gebiet nahe am Ösling-Rand eingeschnitten, aber
oberhalb der engen Talkerbe (durchschnittliche Höhe 220 m) haben sich in
Höhen über 280 m deutliche Terrassenreste erhalten. Dieser auffallende
Bereich wurde zuerst von FLOHN (1931) bearbeitet. Seine Feststellungen
über die Ausdehnung und Lage der Terrassenreste (Abb. 11) stimmen mit
den Ergebnissen des Verf. überein, aber eine Korrektur seiner Höhenan-
gaben ist unumgänglich. Sie liegen, wie eine Überprüfung an Hand der Topo-
graphischen Karte von Luxemburg 1 : 25 000, F. III (XXXIV-8), Nos. 1-2 er-
gibt, im Bereich der Bivelser Schlinge durchschnittlich 10 m zu tief, und
der Verlauf der 300 m-Isohypse stimmt nicht mit den Gegebenheiten im Ge-
lände überein. Die absolute und relative Höhe der Terrassenreste müssen
also korrigiert werden. STEFFEN (S. 24) übernimmt ohne Prüfung die An-
gaben von FLOHN und spricht von "der Schotterterrasse um 270 m (60 m-
Stufe FLOHNs)". Ebenso ist es verwunderlich, daß VERHOEF (S. 275) kri-
tiklos den Angaben von FLOHN folgt, obwohl PIKET schon (S. 47) die rich-
tigen Werte angab. VERHOEF's Rekonstruktion von sieben Niveaus im Be-
reich des Mäanders von Bivels stimmt mit dem morphologischen Bild und
den Ergebnissen von FLOHN, PIKET, sowie denen des Verf. nicht überein
und wird auch sedimentologisch von VERHOEF nicht nachgewiesen. (T 6,
275 m, 60 m rH; T 7, 290 m, 74 m rH; T 8, 297 m, 82 m rH; T 9, 306 m,
91 m rH; T 10, 316 m, 91 m rH; T 11, 325 m, 110 m rH; T 12, 338 m, 123 m
rH). PIKET gibt die Höhe der Unterkante der Terrasse am "Millebiert"
korrekt mit 290 m (75 m rH) an; eine Terrasse in 275 m Höhe existiert nicht.
Die von PIKET und vom Verf. festgestellte relative Höhe von 75 m deckt sich
mit den Angaben von FLOHN, nach dem die relative Höhe der Terrasse 65 m
beträgt (S. 21), sobald man seine Fehlmessung von 10 m berücksichtigt.
Diese Terrasse (295 - 300 m, UK 290 m, 75 m rH) tritt als eine sichelför-
mige Fläche in Erscheinung, die durch ihre Ebenheit, ihre linienhafte Ab-
grenzung gegen das Tal und gegen die höhere Terrasse sowie durch ihr
Schottervorkommen auffällt. Der rückwärtige Terrassenrand wird durch ei-

Abb. 11
 Der Doppelmäander von Bivels-Stolzemburg



(aus: FLOHN, 1936, Abb. 16; korrigiert vom Verf.)

ne Erosionskante im Schieferfels gekennzeichnet; ihre relative Höhe beträgt im W 8 - 10 m, im NE und E nur noch 2 - 2,5 m, eine Erscheinung, die auf den Übergang vom Prallhang im W zum Gleithang im N und NE zurückzuführen ist. Diese Erosionskante bleibt bei PIKET (Karte 1) unberücksichtigt; seine "Jongfeld-terras" dehnt sich über diese Kante hinweg nach S aus. Da diese im Gelände sichtbare Kante wegen ihrer Länge und Höhe nicht anthropogen bedingt sein kann, ihr Verlauf vielmehr für einen unmittelbaren Zusammenhang mit der vorgelagerten Terrassenfläche spricht, läßt sich eine derartige Ausdehnung der Terrasse nicht vertreten. Auf der ackerbaulich genutzten Flur am "Millebiereg" besteht der Boden aus sandigem Lehm, der mit feinem und mittleren, unter 50 mm großen Schieferschutt leicht durchsetzt ist. Dieser stammt aus dem Anstehenden, das an der Oberkante, dem ehemaligen Erosionsrand, zutage tritt sowie von höheren Teilen des "Kop", die nur ein A-C-Profil besitzen. In den mittleren Teilen des "Millebiereg" tritt eine dichte Schotterlage auf; im März 1967 wurde nord-nord-östlich des Stichweges bei 298 m folgendes Profil gegraben:

0 - 30 cm grau-brauner Lehm mit Schieferverwitterungsmaterial unter
10 mm Durchmesser und vereinzelt Schottern: rezentes
Gekriech

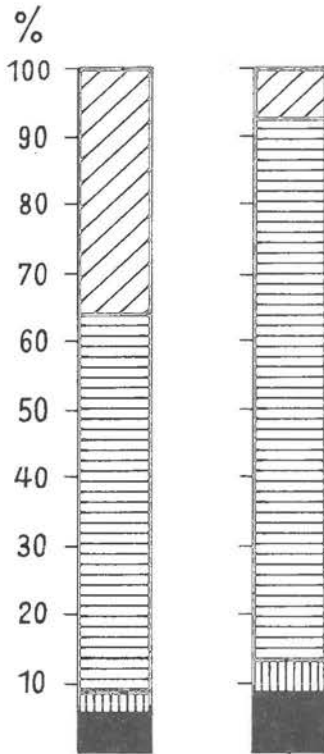
30 - 70 cm Hellbrauner Lehm mit Schottern einer Flußterrasse

Liegendes: unterdevonischer Schiefer, nicht aufgeschlossen.

Es handelt sich vorwiegend um Grobkies der Fraktion 20 - 50 mm sowie um Steine und Blöcke bis maximal 15 cm Länge. Der Quarzanteil beträgt in der Fraktion 20 - 50 mm (Abb. 11) 8 %, in der Fraktion 6 - 20 mm nur 5 %; er ist im Vergleich mit dem "Schmitberg" und dem "Fraegaart" besonders in der kleinen Fraktion gering, bedingt durch ein lokales Anwachsen des Sandsteinanteils. Die Form der Schotter ist plattig-quaderförmig; nur die Kanten zeigen eine Rundung. Die Lage des Schotters nahe an der Oberfläche wird bedingt durch das Fehlen eines in reichlichem Maß Verwitterungsmaterial liefernden Hanges. Das Fehlen einer Solifluktuionsdecke ist also nicht unmittelbar ein Zeichen für die Altersstellung einer Terrasse; die topographische Lage des Restes ist stets zu berücksichtigen.

Die Folge von Terrassenresten im Bereich des Doppelmäanders findet ihre Fortsetzung in den Fluren "nördlich Ewent", "Bivelser Beral" und "Beral" (s. Foto 12, S.126). Eine Terrasse schaltet sich in den Gleithang des "Pohlberges" ein in 300 m Höhe wie am Millebiereg, deren Unterkante bei 290 m (70 m rH) liegt. Auch hier fanden sich, wie aus dem Geol. Meßtischblatt 6003 hervorgeht, pleistozäne Schotter über den unterdevonischen Schiefen, die durch den Bau der Talsperre aber umgelagert wurden. Der "Bivelser Beral" und der "Beral" bilden im westlichen Talhang einen ausgedehnten Terrassenrest, der heute durch einen Bach zerschnitten wird. Der "Bivelser Beral" in 290 m Höhe (UK 281 m, 69 m rH) wird durch bewaldete Steilhänge von der Our und vom "Neklosbiereg" getrennt. Die gesamte Terrasse fällt leicht ourwärts und die Vorderkante ist durch die tiefe Einschneidung des Flusses und seines Seitenbaches sowie durch die allmäh-

Abb. 12
Die Zusammensetzung
der Terrassenschotter
auf dem "Millebiereg"



däre Einflüsse randlich umgestaltet wurde. Eine weitere kleine Restfläche erstreckt sich in 320 - 326 m Höhe über der ausgedehnteren 300 m-Terrasse.

Die in großer Ausdehnung über dem Engtal erhaltenen Terrassenreste im Gebiet von Bivels-Stolzemburg werfen wiederum die Frage auf nach der Verbindung mit den südlich gelegenen Terrassenresten. Die markanten morphologischen Züge dieser Mittelterrassen führen zu folgender Deutung: Die im Gutland von 260 m auf 275 m am Ösling-Rand ansteigenden ausgedehnten Terrassenreste, die durch ihre charakteristische Lage über der Talwand gekennzeichnet sind, setzen sich fort in den in gleicher kennzeichnender Ausdehnung und Lage befindlichen Terrassen in 290 m und 300 m Höhe im Gebiet von Bivels. Der völlig anthropogen umgestaltete "Roupeschbiereg" kann als solcher nicht in die Untersuchung einbezogen werden, doch läßt sich seine Unterkante in 280 m Höhe in den rekonstruierten Terrassenverlauf einbeziehen. Die Verbindung der oben beschriebenen Terrassenreste

liche Rückverlegung der Talwand stark erniedrigt. Die Terrassenfläche dagegen, die in 290 m Höhe ihre breiteste Ausdehnung und geringste Neigung besitzt, wurde nur unwesentlich verändert. Bei Bauarbeiten für das Pumpspeicherwerk fand man auf ihr eine 100 - 150 cm mächtige Decke fluviatiler Schotter.¹

Nördlich des Lammechterbaach liegt im Bereich der Flur "Beral" eine ausgedehnte Verebnung über dem Engtal. Sie bildet jedoch keine einheitliche Fläche, sondern zeigt eine ausgedehnte Terrassenfläche in 305 m Höhe (UK 300 m, 76 m rH), unter der sich bei 295 m (UK 290 m, 68 m rH) eine schmale Leiste erstreckt. Auf der Terrassenfläche in 300 m Höhe treten vereinzelte Schotter auf, und zwar plattige Schiefer und stengelförmige, kantengerundete Sandsteine. Auf Grund der Gesamtsituation der Terrassen im Gebiet des Doppelmäanders und der speziellen Lage des "Beral" im Winkel von Lammechterbaach und Our sowie der Wirkung einer Delle in seinem südlichen Teil tritt nach Ansicht des Verf. am "Beral" eine einheitliche Terrasse von 300 m durchschnittlicher Höhe auf, die durch sekun-

¹ Anm.: Freundliche Mitteilung von Ing. geol. J. BINTZ.

zu einem einheitlichen Terrassenzug wird durch die Ergebnisse der Sediment-Analyse bestätigt (Abb. 31): Der Quarzgehalt der Terrassenschotter beträgt in der Fraktion 6 - 20 mm im Durchschnitt 11 %; in der Fraktion 20 - 50 mm mit noch größerer Konstanz ebenfalls 11 %; der Schotterkörper dieser Terrasse zeigt in seinem entscheidenden Zug, dem Quarzanteil, in der größeren Fraktion beste Übereinstimmung. Sieht man von dem durch lokale Ursachen beeinflussten Bild am "Millebiereg" ab, so zeigt auch das Verhältnis der Gesteinsarten Quarzit-Sandstein-Schiefer am "Fraegaart", "Sachswis" und "Wangert" auffallende Übereinstimmung. Die Verbindung der Terrassenreste im Gutland und im Ösling läßt sich morphologisch und sedimentologisch durchführen und erlaubt die Rekonstruktion der Mittelterrassen auch in dieser Übergangszone. VERHOEF (S. 275) verfolgt den "T 6-level", der im Unterlauf den vom Verf. dargestellten Terrassenresten entspricht, über den Roupeschbiereg und auf Grund der Literatur (FLOHN, STEFFEN) weiter zum Beral und Bivelser Beral. Die weit auseinandergelegenen Terrassenreste "Eckflur am Kolwenbusch" (293 m), "Dornauelsmühle" (305 m) und "Buedem" (305 m) bilden seines Ermessens die Ausläufer dieser Terrasse. Die Eckflur am Kolwenbusch kann aber nicht mehr als Beweis für einen Terrassenrest dienen, da dieser Sporn zwischen Our und Irsen zum Grat umgeformt wurde und Flächenreste nicht mehr vorhanden sind; die Petrographie beeinflußt die Form. Die in 275 m Höhe von VERHOEF am "Millebiereg" festgestellte "weakly expressed terrace" (S. 275) bildet keine selbständige Terrasse und entspricht morphologisch in keiner Weise dem flächenhaften Charakter der südlich gelegenen Terrassenreste des "T 6-level", wie VERHOEF selbst bemerkt. Seine Rekonstruktion des "T 6-level" muß nach den Ergebnissen des Verf. abgelehnt werden.

Östlich oberhalb Keppeshausen unterbricht eine 80 m breite, als Ackerland dienende Leiste in 300 m Höhe (UK 295 m, 70 m rH) den Hang, der hinaufführt nach Waldhof-Falkenstein. Nördlich Stolzemburg zeigt der westliche Talhang bis in die Höhe von Gemünd eine vollkommen andere Gestalt als der östliche: Während hier am Steilhang des Ahlberges über einem felsigen Untergrund ein dichter Niederwald stockt, und Klippen den Hang durchsetzen, sind in der westlichen Talwand zahlreiche Terrassenreste erhalten, eine Erscheinung, in der sich eine Talasymmetrie spiegelt. Es handelt sich zunächst um die breite Leiste am "Jongfeld" (305 m, UK 295 m, 68 m rH), die durch Hangschutt und Kolluvium randlich aufgehöhht wurde. Zwei kleine, aber völlig ebene Terrassenflächen treten am "Fraegaart" und am unteren "Sachswis" über den steilwandigen Kerbtalflanken auf. Der "Fraegaart" verdient wegen seiner Lage in der Terrassentreppe "Gronze-pull-Fraegaart-Sachswis" (Abb. 21), wegen seiner scharfen Begrenzung und wegen seines Schottervorkommens besondere Beachtung. Eine breite Ackerfläche erstreckt sich über dem Sockel aus unterdevonischen Schiefen, der 205 - 298 m Höhe erreicht. Allenthalben finden sich Gerölle als Lesesteine zwischen rezenten, mittelgroben Schieferbruchstücken auf dem ebenen, östlichen Teil. Schotter in einer Mächtigkeit von 150 cm sind am Weg auf der S-Seite des "Fraegaart" bei 295 m aufgeschlossen. Die gut geschichteten Sedimente liegen unmittelbar auf dem Sockel. Der Anteil an Feinmaterial ist äußerst gering; Stein liegt an Stein. Die Schotter sind zwar mäßig ver-

festigt, aber unverwittert. Fraktionen 20 - 50 mm herrschen vor; der größte Blockmaß 15 cm Länge. Die Steine zeigen eine plattig-quaderförmige Gestalt und sind lediglich kantengerundet. Der Quarz-Anteil beträgt in beiden Fraktionen 9 %. Er beruht einmal auf den seltenen Quarzvorkommen im Bereich der Our, zum anderen ist er ein Hinweis auf ein relativ geringes Alter der Terrasse, da sehr alte, bereits verwitterte Schotter einen weitaus höheren Quarzanteil aufweisen. Der angetroffene Prozentsatz stimmt mit den Ergebnissen von VERHOEF überein, der für die pleistozänen Terrassenschotter einen durchschnittlichen Wert von 10 % feststellte.

Der höhere Anteil des Quarzits in der größeren Fraktion beruht auf seiner außerordentlichen Härte und Dichte, die eine Sprengung oder ein Zerschlagen der Gesteinstrümmer in Größen unter 20 mm verhindert. Der devonische Sandstein überwiegt in beiden Fraktionen bei weitem. Seine große Verbreitung im Einzugsgebiet der Our und seine Resistenz, die eine so leichte Verwitterung wie beim Schiefer verhindert, bedingen sein reichliches Auftreten.

Die Anfälligkeit des Schiefers für die mechanische Verwitterung führt zum Ansteigen des Schieferanteils am Schotter in den kleineren Fraktionen. Sein durchschnittlicher Anteil von 35 % entspricht nicht ganz seiner großen Verbreitung im Gebiet der Our, aber z. B. die blättrigen, kleinstückigen Zerfallsprodukte des "Schiefers von Wiltz" bleiben in dem Flußschotter nicht lange erhalten, sondern werden rasch zu Sand zerkleinert.

Die 300 m-Terrasse findet ihre Fortsetzung in einer leicht flußwärts fallenden Terrasse im Gleithang des Burnack (305 m, UK 300 m, 58 m rH). Auf dem Acker finden sich Schotter (Quarz, Quarzit, Sandstein, Schiefer) als Lesesteine. Eine schmale, N-S-verlaufende Leiste durchzieht in Übereisenbach in 295 - 300 m Höhe den östlichen Talhang. Ihre Unterkante kann wegen der Bedeckung mit Gekriech und wegen der fortgesetzten Nutzung nicht mehr festgelegt werden. Der hintere Terrassenhang dagegen setzt bei 315 m mit einem deutlichen Talwandknick ein und wird von einem musterhaften ehemaligen Prallhang gebildet. Im Gebiet von Eisenbach tritt noch einmal in der nun schon geläufigen Höhenlage von 300 - 305 m eine Terrasse auf, und zwar nördlich der Kapelle von Obereisenbach. Der kleine Flächenrest, der z. T. bebaut ist, liegt am Fuß eines steilen Terrassenhanges unterhalb

Abb. 13
Die Zusammensetzung der Terrassenschotter auf dem "Fraegaart"

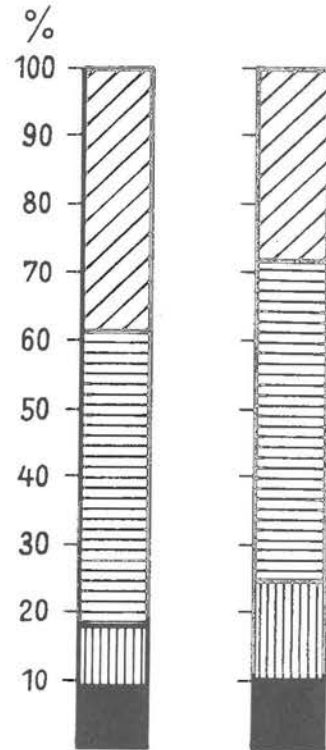
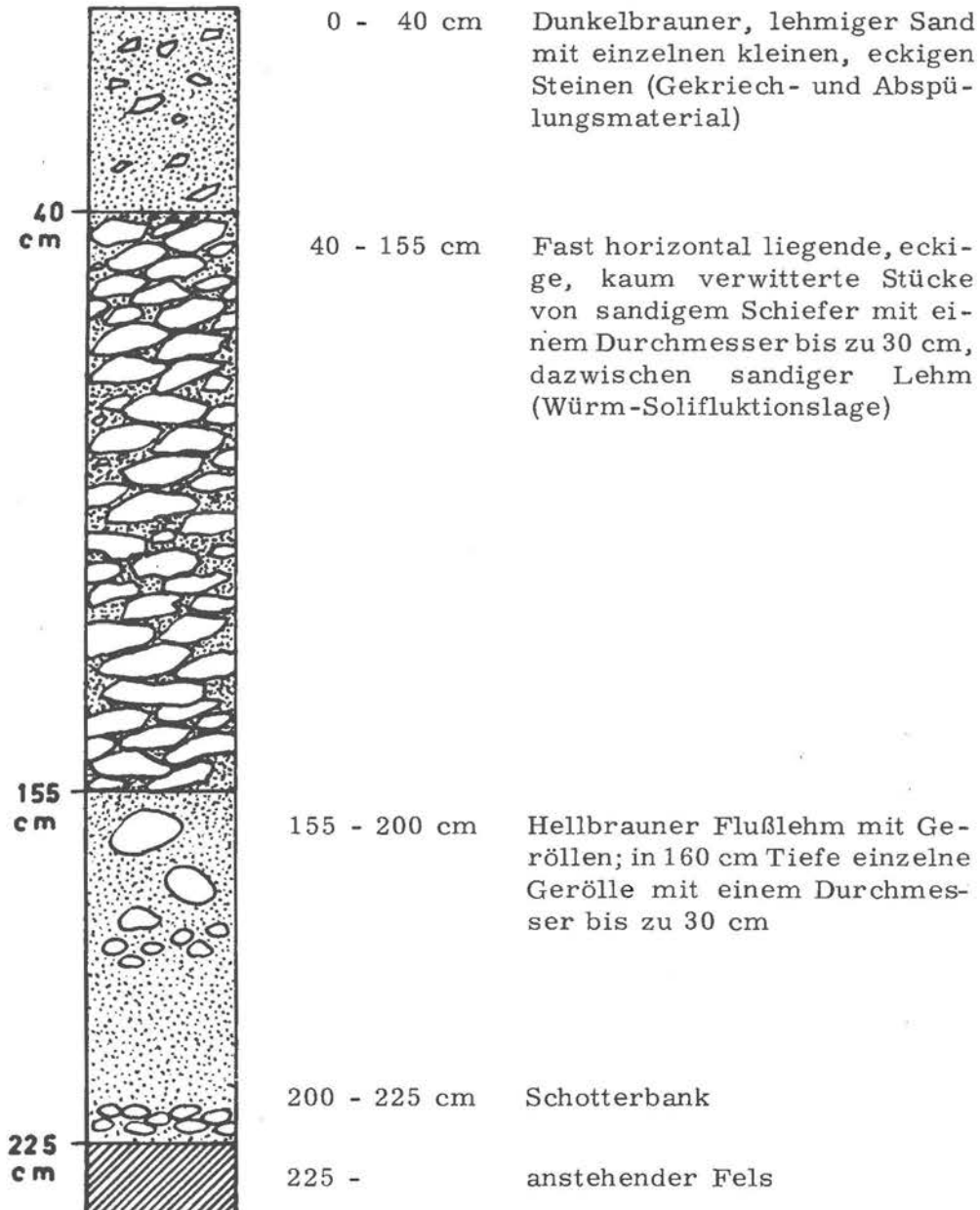


Abb. 14

Profil des Terrassenrestes nördlich der Kapelle von Obereisenbach

(aus: PIKET, S. 49, Abb. 8; Übersetzung vom Verf.)



des "Nosselt", von dem Hangschutt und Gekriech auf die Terrasse gelangt. Die Unterkante läßt sich wegen der Überformung des Restes durch den Menschen nicht in ihrer gesamten Erstreckung erfassen, doch liegt sie nach dem Zutagetreten der Schiefer bei 298 - 300 m (52 m rH). PIKET (S. 49) teilt ein Profil mit, das in der Nähe der Kapelle gegraben wurde. Die Hangschuttdecke über dem Terrassenschotter bildet ein wichtiges Indiz für das Alter der Terrasse; eine ähnliche Erscheinung tritt am "Azert" auf. Der "Aker" westlich Untereisenbach wird von den dreiletzten genannten Terrassenresten gerahmt. Ein Steilhang trennt ihn sowohl vom höhergelegenen "Stack" (360 m) als auch vom Talboden der Our (245 m). Das Gelände fällt stark südwärts bis zu seiner Vorderkante in 300 m Höhe. Eine eigentliche Fläche ist erst in 325 - 330 m Höhe vorhanden. In dieser Höhe treten auch Schotter als Lesesteine auf. Eine am Fuß des S-Hanges aufgeschlossene über 3 m mächtige Hangschuttakkumulation zeigt, daß die Terrasse durch die periglaziale Solifluktion eine allmähliche Abtragung und Erniedrigung erfahren hat, die sich besonders auf die stark korradierten Kanten auswirkte. Das Auftreten einer Verebnung in 325 m Höhe legt den Gedanken nahe, daß auf dem "Aker" ursprünglich zwei verschiedene Terrassenreste vorhanden waren, eine Erscheinung, die auch am "Fraegaart" und am "Sachswis" vorliegt. Durch die fortschreitende Reliefentwicklung wuchsen die beiden Terrassenreste zusammen, und die untere Leiste wurde abgeschrägt.

2,5 km oberhalb der Terrassengruppe von Obereisenbach erscheint nach der Engtalstrecke im Bereich des Kohnenhofmäanders in der Ourerschleife nördlich des Kohnenhofs eine deutliche, langgestreckte Verebnung in 312 m durchschnittlicher Höhe. Ein Tälchen teilt sie in einen Nord- und einen Süd-Teil. Die Basis der Terrassenfläche liegt in 308 m Höhe, die relative Höhe beträgt 53 - 55 m. Beide Terrassenteile sind sowohl gegen die Our als auch gegen das höhere Gelände deutlich abgesetzt. Die Terrassenreste am "Buedem" und am "Azert" wurden durch nachträgliche Umlagerungen verändert. Im Süden besitzt der "Buedem" zwar eine markante Unterkante in 320 m Höhe (57 m rH) und eine ebensolche Oberkante in 336 m Höhe, wo jeweils die unterdevonischen Gesteine an die Oberfläche treten, doch fällt das Gelände stark flußwärts. Eine mächtige Schicht Gekriech und Solifluktionmaterial bedeckt die Terrasse, und die fluviatilen Sedimente wurden abgetragen; denn in dem mit Schiefer-, Sandstein- und Quarzitbruchstücken durchsetzten Lehm finden sich keine Gerölle. Am "Azert" (320 m, UK 315 m, 55 m rH) bietet sich unmittelbar die Möglichkeit, die Auswirkungen des Bodenfließens und des geologischen Baues auf die Umgestaltung des Reliefs einer Flußterrasse zu studieren. Steile, waldbedeckte Hänge sorgen für eine deutliche Markierung der Terrassenfläche, die ackerbaulich genutzt wird. Bei näherer Betrachtung jedoch bietet diese einige Probleme: Auf dem Süd-Teil des "Azert" liegt eine ca. 13 m hohe, stockwerkartig gegliederte Grube, in der man Feinmaterial für den Wegebau abbaut. Die Basis ist im Aufschluß selbst verschüttet; sie liegt jedoch bei einem östlich des Aufschlusses errichteten Haus (Neubau X. 1965) völlig eben in 310 m Höhe frei. Diese Basisfläche, in den "Schiefern von Wiltz" angelegt, erstreckt sich in nördlicher Richtung in die halbe Länge der Terrasse. Nach Norden steigt sie an und erreicht dabei einen um 5 m höheren Wert. Am

rückwärtigen Terrassenhang dieses Teils findet kein Abbau statt. Das Auftreten des Bodenfließmaterials und die Veränderung der Basishöhe der Terrasse entspricht dem geologischen Aufbau (von Süden nach Norden): Schiefer von Wiltz - Quarzit von Berlé - Sandsteine und Schiefer der Clerfer Schichten. Eine starke Solifluktion setzte ein im Bereich der feinblättrigen Wiltzer Schiefer; die hinabdrängenden Schuttmassen trugen vorhandene Sande und Schotter ab, erniedrigten die Terrassenbasis selbst und blieben als Reste am rückwärtigen Terrassenhang erhalten. Im Bereich des dichten, nur Grobschutt liefernden Quarzits und der resistenten Gesteine der Clerfer Schichten wirkten die periglazialen Erscheinungen wesentlich langsamer und geringer, so daß hier die durchschnittliche Höhe von 320 m erhalten blieb.

Die unterhalb des "Seiss" gelegene Leiste (325 m, UK 318 m, 53 m rH) bildet die Fortsetzung des Terrassenrestes am "Azert". Die Straße Dasburg-Clerf benutzt diese Terrasse ein Stück als Rampe bei ihrem Aufstieg aus dem Ourtal. Ein deutlicher Hangknick mit anschließendem Steilhang begrenzt die Terrassenfläche im E und W. Sie wird bedeckt von einer Schicht aus Gekriech und Hangschutt. Im Bereich des "Wuschbech" erstreckt sich unterhalb eines ehemaligen Prallhanges, dessen Unterkante bei 245 m liegt, eine Terrassenleiste. Ihr nördlicher Teil besitzt noch flächenhaften Charakter (330 m, UK 325 m, 53 m rH), während der östliche Teil durch die fortschreitende Abtragung am Prallhang zerstört und in einen Hang umgeformt wurde. Schotter sind keine zu finden, da sie der Hangabtragung anheimfielen, bzw. vom Gekriech überdeckt wurden. Jenseits des Ruederbaach schließt sich der Terrassenrest "Reiteschiarg" an (340 m, UK 330 m, 55 m rH). Er unterbricht als eine markante, mit Nadelwald aufgeforstete Fläche die steile westliche Talwand. Die beiden Terrassenreste können auf Grund ihrer Ausdehnung und relativen Höhe als die Fortsetzung der am "Buedem" und "Azert" festgestellten Terrasse gelten.

Oberhalb der Engtalstrecke zwischen dem Kasselberg und der Lorenzmühle erstreckt sich im westlichen Talhang im Bereich der Fluren "Paesch" und "Gesetz" eine ausgedehnte Verebnung. Die Terrassenstirn (330 m) wird von einem mit Felsen durchsetzten Steilhang gebildet, der sich 40 m hoch über den Talboden der Our erhebt. Die innere Terrassenkante ist morphologisch klar ausgeprägt; sie liegt im N in 370 - 375 m Höhe, im S 350 m hoch. Zwischen diesen deutlichen Hangknicken liegt die mit Wiese, Wald, Acker- und Ödland bedeckte Verebnung. Eine echte Ebenheit erstreckt sich um 340 - 345 m, während der Terrassenrest sonst leicht ourwärts fällt. Gekriech und Solifluktionsmaterial bedecken die Terrasse, auf der keine Schotter erschlossen sind. Berücksichtigt man die relative Höhe der Terrassenfläche von 340 m und ihre Basis in 330 m Höhe, so ergibt sich unmittelbar die Verbindung mit dem Terrassenrest am "Reiteschiarg". Eine Eckflur nördlich des Fiichbaach in 330 m Höhe und die Höhe des Mäanderhalses an der Lorenzmühle (330 m) bestätigen die Existenz einer Terrasse in dieser Höhe, da dieser Wert im mittleren Ourtal immer wieder auftritt. Die im südöstlichen Teil des "Paesch" gegebene Lage der hinteren Terrassenkante in 350 m Höhe paßt sich der vorgenommenen Einordnung des Terrassenrestes an; im nördlichen Teil jedoch liegt der Hangknick erst bei 375 m, d.h. davor lag eine Verebnung bei ca. 360 m, die heute durch die

Wirkung der Hangabtragung und des Bodenfließens mit der tieferliegenden Terrasse verschmolzen ist. Im Bereich der Fluren "Paesch" und "Gesetz" sind die früher in geringer relativer Höhe übereinanderliegenden Terrassenreste im Laufe der morphologischen Entwicklung des Ourtals und seiner Umgebung miteinander verwachsen, wie es auch schon am "Aker" festgestellt wurde.

Der bisher beobachtete Terrassenzug setzt sich fort in einer Buchenwald-bestandenen Hangverflachung in 355 m Höhe (UK 350 m, 47 m rH) auf dem östlichen Ufer der Our östlich Kalborn. Ein Steilhang leitet hinab zum Talboden. LEPPLA (1907) fand auf diesem Terrassenrest Schotter, die er der "mittleren Terrassengruppe" zuordnete. Eine Ebenheit in 350 m Höhe erstreckt sich im Gleithang des Määnders am "Milleglecht" über der oberen Niederterrasse. Die Basis erreicht an der Vorderkante 345 m, das sind 41 m relativer Höhe. Ein 15 m hoher, bewaldeter Steilhang trennt die beiden Terrassen am "Milleglecht" voneinander. Auf den Feldflächen treten Schotter auf, die auf Grund ihrer günstigen Lage und der unerheblichen Neigung der Fläche auf dem Gleithang erhalten blieben. Auf der breiten Leiste östlich Buch dagegen, die den Engtalhang in 360 m Höhe (UK 350 m, 37 m rH) unterbricht, hat wiederum rezentes Gekriech und älterer Hangschutt die leicht ourwärts fallende Terrasse überdeckt. Ein Wandel von der Terrassenfläche zur Leistenform vollzieht sich im Gebiet von Dasburg-Rodershausen. Die Reste der Mittelterrassen treten als Leisten im Talhang oder als kleine Flächen im Mäandergleithang auf, da einerseits die Höhendifferenz zwischen Talboden und Hochfläche abnimmt, andererseits die Hochflächenteile streckenweise bis an die Oberkante des Tals herantreten.

Nördlich Peterskirche liegen zwei weitere Terrassenreste, die die Rekonstruktion der Terrasse erlauben. Der erste befindet sich am Schiebachsberg in durchschnittlich 365 m Höhe. Eine ausgedehnte Hangverflachung erstreckt sich oberhalb eines bewaldeten Steilhangs. Ihre Unterkante in 360 m ist gut erhalten, während der westliche Terrassenrand in die Ackerterrassen des Schiebachberghanges übergeht. In dem stark durch die Beackerung gestörten Boden, der Schieferbruchstücke und scharfkantige Quarzbruchstücke enthält, finden sich sehr vereinzelt noch umlagerte Flußgerölle. Der zweite Terrassenrest erscheint in unmittelbarer Fortsetzung auf der östlichen Talseite. Eine breite, ausgedehnte Fläche erstreckt sich in 365 m Höhe über der Talwand. Die unterdevonischen Schiefer und Sandsteine treten an der nördlichen Flanke des Terrassenrestes zutage und reichen hinauf bis zu seiner Unterkante in 306 m Höhe (30 m rH). Ackerflächen bedecken die Terrasse, an die sich im Osten ein mit Ackerterrassen durchsetzter Hang mittlerer Steigung anschließt. Die Reste dieses Terrassenzuges verlieren oberhalb von Welschenhausen an Deutlichkeit. Die klaren Erscheinungsformen der Terrassenflächen bzw. -leisten im Talhang werden seltener; statt dessen vermitteln kaum zu gliedernde flache und mittelsteile Hänge zwischen dem Talboden (ca. 350 m) und den Hochflächenteilen (ca. 500 m). Gegenüber von Stupbach liegt unterhalb des steilen, bewaldeten Ost-Hangs des "Klöpplsheck" in durchschnittlich 375 - 380 m Höhe eine Hangverebnung, die als Ackerfläche genutzt wird. Ihre Basis, in ca. 370 m Höhe gele-

gen (23 m rH), fällt ourwärts. Grober, periglazialer Hangschutt mit Sandstein-, Schiefer- und Quarzbruchstücken hat die Terrasse überdeckt. Jedoch findet sich in einem Aufschluß westlich der Straße folgendes Profil:

- 0 - 30 cm dunkler, humoser Lehm mit vielen Schieferstückchen: Gekriech
- 30 - 150 cm gelb-brauner, sandiger Lehm mit eckigen Schieferbruchstücken und vereinzelt Geröllen: Hangschutt

Anstehendes unterdevonischer Schiefer.

Das Auftreten von Geröllen in der unteren Schicht weist auf das Vorhandensein von fluviatilen Sedimenten in diesem Hang, die allerdings stark umgelagert wurden. Eine schmale Leiste in 380 m Höhe ist in den Süd-Hang des Ourbogens an der Flur "Über dem Tunnel" südlich Lommersweiler eingesetzt. Sie fällt stark flußwärts, unterbricht jedoch deutlich in 13 m relativer Höhe den Berghang. Dies ist der letzte morphologisch ausgeprägte Rest der Mittelterrasse. Oberhalb von Steinebrück lassen sich keine weiteren Terrassenreste von entsprechender Höhe mehr nachweisen. Die Terrasse verliert sich in den immer flacher werdenden Talhängen.

Eine Zusammenfassung der oben beschriebenen Flächen, Leisten und Eckfluren ergibt folgendes Bild: Die Terrasse liegt im Unterlauf der Our als ausgedehnter ehemaliger Talboden in 260 - 270 m Höhe über dem Engtal. Sie setzt sich auf Grund ihrer Höhenlage, ihrer Ausdehnung und der Zusammensetzung ihrer Schotter in 290 - 300 m Höhe im Mittellauf fort. In zahlreichen, allmählich schmaler werdenden Terrassenresten erstreckt sie sich bis an die Grenze des Oberlaufs in der Umgebung von Steinebrück. Ihre Breite beträgt 400 - 450 m im Mittellauf und ca. 1000 m im Unterlauf. Das ehemalige Tal besaß eine Kastenform, da die rückwärtigen Terrassenhänge i. a. Steilhänge bilden. Die Our muß z. Z. der Bildung des Sedimentkörpers eine große Transportkraft besessen haben, da Feinmaterial sehr selten ist, Schotter von über 20 mm Durchmesser dagegen vorherrschen. Sie zeigen ein buntes Bild, wie es im Pleistozän erscheint, und eine Form, die kaltzeitlicher Entstehung ist. Der im Vergleich mit den Niederterrassen höhere Quarzanteil von 10 % beweist das höhere Alter der Terrasse. Die relative Datierung "älter als die obere Niederterrasse", die Veränderung mancher Reste durch die Denudation und ihre Bedeckung mit einer würmzeitlichen Fließerdemasse erlaubt die Datierung dieses Terrassenzuges in das Riß-Glazial.

PIKET (S. 47, 51) bezeichnet die Reste dieser Terrasse zwischen Bivels und Rodershausen als "Jongfeld-terras" und datiert sie ins Riß-Glazial als Mittelterrasse. Er erwähnt als besonderes Merkmal den Schotterreichtum dieser Terrasse und die mächtigen Solifluktuionsdecken auf einzelnen Terrassenresten.

SCHMITZ (S. 88) faßt die vergleichbaren Terrassenreste an der oberen Sauer oberhalb Goebelsmühle zur "Dirbaach-terras" zusammen. Es handelt sich um eine stellenweise breit entwickelte Talterrasse mit einer Breite des ehemaligen Talbodens von ca. 300 m. Auf Grund des periglazialen

Schotterbildes und der Lage der Terrasse in der Terrassentreppe datiert SCHMITZ die "Dirbaach-terras" als untere Mittelterrasse in das Riß-I-Glazial. Die Ergebnisse dieser Autoren, im Ösling gewonnen, stimmen mit den Feststellungen des Verf. überein.

Schon bei der Behandlung einzelner Terrassenreste oder bei der Untersuchung der Mittelterrasse in der Ösling-Gutland-Randzone zeigten sich erhebliche Abweichungen der Ergebnisse des Verf. im Vergleich mit denen von VERHOEF. Es wurde deutlich, daß die Rekonstruktion seines "T 6-levels" (S. 274 - 275) im Ösling nicht zu halten ist. Auch in der Datierung der Terrassenteile, die er wie der Verf. zusammenfaßt, nämlich des "Wangert", "Castellberges", "nördlich Ammeldingen", "Hardt", "Spridich", "Schmitberg" bestehen Differenzen. Während Verf. und PIKET den Terrassenzug als rißzeitliche Mittelterrasse bezeichnen, deutet VERHOEF ihn als früh-Mindel-zeitliche Hauptterrasse. Diese Einordnung ergibt sich für ihn aus der Ausdehnung der Terrassenreste im Unterlauf und ihrer Lage innerhalb des von ihm rekonstruierten Terrassenschemas; danach bilden der "T 3-level" und der "T 4-level" die Mittelterrassen, über denen der "T 5-level" und der "T 6-level" als Hauptterrassen liegen. Wie Verf. in Teil 3 b ausführte, handelt es sich bei den spärlichen Resten, die VERHOEF als T 3- und T 4-level bezeichnet, z.T. um Relikte lokaler Terrassen, z.T. um falsch eingemessene Teile anderer Terrassenzüge. Eine Deutung des oben dargestellten Terrassenzuges als Hauptterrasse ist auf Grund seiner Lage und des Quarzanteils von 10 % nicht wahrscheinlich.

STEFFEN (S. 16) bezeichnet die entsprechenden Terrassenreste an der oberen Sauer unterhalb Goebelsmühle als obere Mittelterrasse, an der mittleren Sauer dagegen als Hauptterrasse. Die Bearbeiter haben sich im Gutland durch die Ausdehnung der Terrassenreste offenbar täuschen lassen und betrachten sie deshalb als Hauptterrasse, während ihre Lage innerhalb eines Terrassenzuges und ihr sedimentologisches Bild dem nicht entsprechen. Bei dem abschließenden Vergleich der Terrassentreppe wird dieses Problem noch einmal zur Sprache kommen.

Wie schon bei der Behandlung einzelner Terrassenreste angedeutet, treten vereinzelt über den Flächen in 270 m bzw. 300 m Höhe kleinere Terrassen auf, die stets eng mit ihnen verbunden sind.

Ein Flachhang führt sowohl am "Fraegaart" wie am "Sachswis" von den Flächenresten in 300 m Höhe hinauf zu den Verebnungen in 325 m Höhe. Am "Sachswis" liegt eine 60 - 80 m breite Leiste, am "Fraegaart" eine entsprechende Plattform in 95 m Höhe über der Our. Der ursprüngliche Zusammenhang dieser Flächen, der unmittelbar in die Augen fällt, wird heute durch eine Delle gestört. Die rückwärtige Begrenzung der Terrasse ist sehr markant ausgeprägt durch einen 10 - 15 m hohen Steilhang, an dem die Schiefer des E_{1a} zutage treten und einen nach Westen anschließenden, bis ca. 360 m ansteigenden Hang mittlerer Neigung. Ein Flachhang zwischen 320 - 310 m führt hinunter zu den tiefer gelegenen Terrassenresten. Bei 310 m setzen die Schotter aus, und das Anstehende tritt zutage. Oberhalb von 315 m wird besonders am oberen "Fraegaart" die Schotterstreu wieder sehr dicht. Es erscheinen Quarze, Quarzite, Sandsteine und vereinzelt

Schiefer. 60 % der Quarze besitzen Kantenrundung, 40 % eine mäßige Zurundung. Steine mit über 50 mm Durchmesser herrschen vor. Ein Aufschluß auf dem nördlichen Teil des "Sachswis" bei 225 m ergab folgendes Profil:

0 - 15 cm grau-brauner, steinfreier Lehm, Gekriech

15 - 70 cm gelb-brauner Lehm mit Flußschottern

unter 70 cm verwitternder unterdevonischer Schiefer.

Die Schotteranalyse ergab den geringen Quarzanteil von 6 - 7 %, der im Vergleich mit dem von VERHOEF (S. 280) festgestellten Anteil von 21 % als sehr niedrig erscheint. Doch eine zweite Analyse auf dem oberen "Fraegaart" in 320 m Höhe zeigte lediglich eine minimale Abweichung, und zwar einen Quarzanteil von 8 - 9 %. Diese Werte weichen von den bei der Mittelterrasse ermittelten kaum ab; sie weisen hin auf eine enge zeitliche und genetische Verwandtschaft, die schon durch die morphologischen Verhältnisse nahegelegt wird. Das obengenannte Ergebnis von VERHOEF ist sehr auffallend und steht im mittleren Oortal isoliert, da z. B. die Terrasse in 350 m Höhe in Dasburg (Untere Hauptterrasse) einen Quarzanteil von 14 % aufweist, aber nie ein derartig hoher Wert auftritt, wie VERHOEF ihn angibt.

Die südlich gelegenen Flächenstücke "Stiewesdelt" (325 m, UK 320 m, 92 m rH) und "Lachebiert" sind weitere Reste dieser Terrasse; der "Lachebiert" wurde stark erniedrigt durch die an drei Seiten wirkende Abtragung. Am Bivelsler Mäander zeigt sich das gleiche Phänomen wie am "Fraegaart" und "Sachswis": Über dem "Millebiert"-Terrassen-Rest erstreckt sich im Bereich der Fluren "Laempeil" und "Kockelslay" eine ausgedehnte Verebnung in durchschnittlich 320 m Höhe (105 m rH). Sehr sporadisch treten Gerölle als Lesesteine auf; Schieferschutt und scharfkantige Quarzplatten herrschen vor im lehmigen Verwitterungsboden, die aus dem Anstehenden und von der felsigen Kuppe des "Kop" stammen. Auch hier tritt an der Grenze zwischen der Terrasse am "Milleglecht" und der am "Laempeil" eine markante Erosionskante auf, wie am "Fraegaart", und der vertikale Terrassenabstand zwischen der Oberkante der tiefergelegenen und der Unterkante der höhergelegenen Terrasse beträgt ebenfalls 15 - 18 m. Eine Lücke klafft nach Süden zu zwischen Bivels und Vianden. Die Terrassenreste am Hahnenkopf, am Heidenkopf und östlich Roth in 280 m (85 m rH) lassen sich auf Grund ihres Verhältnisses zur unteren Mittelterrasse mit den obengenannten Teilen verbinden; dies läßt sich jedoch sedimentologisch nicht nachweisen, da sie im Bereich des s_{01c} angelegt sind. Die Verfolgung dieser Terrasse nach Norden zubereitet ebenfalls Schwierigkeiten; denn abgesehen von dem Auftreten eines heute fast völlig zerstörten Terrassenrestes am "Aker" deuten nur noch Hangknicke auf die Existenz einer entsprechenden Terrasse in den oberen Teilen des Mittellaufs hin.

Diese Terrasse fand auf Grund ihrer geringen Verbreitung und ihres lückenhaften Auftretens sehr unterschiedliche Deutungen: PIKET (S. 46) ordnet die Terrassenreste "Sachswis", "Fraegaart", "Stiewesdelt", "Laemkaul" der "lokaal terras van Sachswis" zu und datiert diese ins Mindel-Riß-Interglazial. Die Terrassenbildung ist seiner Meinung nach tektonisch bedingt durch die Wiederbelebung der Antiklinale von Givonne am Ösling-Süd-

Rand südlich Bivels: "De sterkere opheffing ten zuiden van Bivels had een tijdelijke vermindering van het verhang in het stroomopwaarts gelegen riviergedellte ten volge, waardoor tot voorbij Sachswis verbreding van de dalbodem plaatshad" (S. 47). Die Zurundung der Schotter schließt eine derartige Deutung nicht völlig aus, wenn auch der Anteil der kantengerundeten Quarze beträchtlich ist.

VERHOEF erblickt im "Sachswis", "Fraegaart" und "Stiewesdelt" Teile des "T 11-levels", eines prä-pleistozänen Terrassenzuges. Auf Grund der sedimentologischen Analyse eines Schottervorkommens am "Sachswis" (S. 280), bei dem er einen Quarzanteil von 21 % sowie in der Tonfraktion eine kleine Menge Kaolinit feststellte, datiert er diese Terrassenreste wie den gesamten "T 11-level" ins Pliozän. Dieses außerordentlich hohe Alter eines Terrassenrestes in 325 m Höhe in der westlichen Eifel ist außergewöhnlich. ZEPP stellte an der Kyll das tiefste Pliozän-Niveau in gleicher geographischer Breite bei Kyllburg in 400 m (S. 44) Höhe fest, KREMER an der Mosel bei durchschnittlich 400 m (S. 7), SCHMITZ an der oberen Sauer bei 450 m (S. 66). Spricht die absolute Höhe der Terrasse gegen eine Datierung ins Pliozän, und zeigt es sich, daß der Quarzanteil von 21 % problematisch ist, - selbst bei seiner Richtigkeit bildet er kein Indiz für einen pli-Schotter, da die gleichartigen Schotter an der Mosel zu 99 % aus weißem Gangquarz bestehen -, so stellt auch "the small amount of kaolinit" (S. 280) keinen hundertprozentigen Alterszeugen dar; es ist der einzige Fund von Kaolinit im Ourtal, und die Lage auf einer Terrasse, die auch Solifluktionsschutt trägt, legt den Gedanken nahe, daß sich der Kaolinit in sekundärer Lage befindet, durch Bodenfließvorgänge von höhergelegenen Relief-einheiten auf die Flußterrassen umgelagert. Ferner weist HERMANS (S. 24) darauf hin, daß Kaolinit nicht mehr als unmittelbarer Klimaindikator gelten kann, da KELLEY 1942 nachwies, daß er sich auch im gemäßigt-humiden Bereich bildet.

Die enge Vergesellschaftung der letztgenannten Terrasse mit dem tiefergelegenen Terrassenzug, der Vertikalabstand von 15 - 18 m, und der gleiche Quarzanteil von 8 - 10 % sprechen für eine gemeinsame Genese, d. h. es handelt sich um zwei Stufen einer Terrasse, und zwar um untere und obere Mittelterrasse. PIKET erkannte diesen Zusammenhang nicht, da er innerhalb der "Jongfeld-terras" (= untere Mittelterrasse des Verf.) zwei Stufen annimmt, die er aber nirgends nachweist. Seine "lokaal terras van Sachswis" bildet die von ihm angesetzte obere Mittelterrasse, deren "lokal-ler" Charakter durch die Erhaltung nur weniger Terrassenreste bedingt ist.

SCHMITZ stellte an der oberen Sauer zwei Terrassenzüge in gleicher Höhe wie Verf. an der Our fest, denen er die Lokalnamen "Dirbaach-terras" und "Kuebendelt-terras" gab. Er bezeichnet sie als Talterrassen und identifiziert die "Dirbaach-terras" als untere Mittelterrasse und die "Kuebendelt-terras" als obere Mittelterrasse (S. 99) im Vergleich mit den Moselterrassen, wie sie KREMER gliederte. Nach Höhenlage, kombiniertem Auftreten, Quarzgehalt lassen sich diese Terrassen mit den an der Our festgestellten Terrassen parallelisieren. Ein pleistozänes Alter der MT₀ kann auf Grund der vorliegenden Ergebnisse als sicher gelten im Unterschied zu

VERHOEFs Datierung ins Pliozän. Während die Terrasse sich morphologisch von der unteren Mittelterrasse unterscheidet, also älter ist, spricht der gleiche Quarzanteil für einen äußerst geringen Altersunterschied, d.h. ebenfalls für das Riß-Glazial. Während an der oberen Sauer das Morphogramm ein periglaziales Bild zeigt (SCHMITZ, S. 87), ist dies bei der Our nicht derart ausgeprägt, so daß auch eine Riß-interstadiale Bildung möglich ist.

d) Die Hauptterrassen

Vereinzelt finden sich im Lauf der Our in der westlichen Eifel ausgedehnte Terrassenreste in 350 - 360 m Höhe. Sie besitzen ihre größte Ausdehnung zwischen Rodershausen-Dasburg und Stolzemburg. Eine breite, leicht flußwärts fallende Fläche, die ackerbaulich genutzt wird, schiebt sich westlich des Sachswis in 360 - 365 m Höhe (130 m rH) zwischen den Rumpfläachenriedel des "Akescht" und die Terrassen des "Sachswis". Die Unterkante wurde durch die Abtragung erniedrigt, aber der flächenhafte Charakter der Verebnung blieb erhalten. Grau-brauner Lehm mit dichter Schiefer-, Sandstein- und Quarzitschuttstreu, aber ohne Schotterreste, bedeckt ca. 30 - 40 cm tief den unterdevonischen Schiefer. Die Eckflur nördlich des Gemünder Akeschterbaach in 365 m Höhe sowie die schmale, langgestreckte Leiste nördlich Gemünd (360 m) führen hinüber zum Stack. Im Bereich dieser Flur (360 m, 115 m rH) vermittelt wiederum ein ausgedehnter, schwach flußabwärts geneigter Flächenrest zwischen den Hochflächenausläufern und dem Ourtal. Die Unterkante wurde auch hier im Laufe der morphologischen Entwicklung stark abgetragen und erniedrigt, so daß die relative Höhe sich auf die mittlere Höhe der Terrassenfläche bezieht. Hang- und Frostschutt-durchsetzter Lehm tritt auf; PIKET (S. 45) erwähnt einen Fund von Schotterresten:

" 0 - 25 cm donkerbruiner, zandige leem met hoekige leesteenstukken en riviergrind

25 - 40 cm "Hakenwerfen" "

Die Schotter sind mit Solifluktionmaterial vermischt.

Der flache Bergrücken des "Burnack" an der Irsemündung in 360 - 365 m Höhe (115 m rH) fällt in dieses Niveau, in dem der heutige Mäander noch nicht existierte. Verf. fand einzelne Gerölle als Lesesteine in dem schutt-durchsetzten Lehm auf der Burnack-Höhe; nur Quarz, Quarzit und dichte, harte Sandsteine der Clerfer Schichten treten als Restschotter auf, d.h. die härtesten Gesteine aus dem Einzugsgebiet der Our.

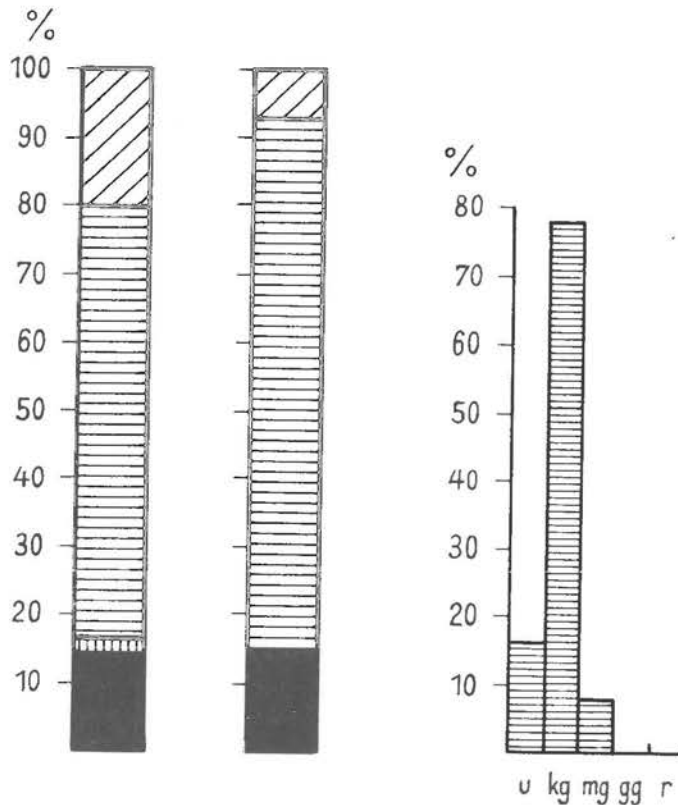
Der östliche "Nosselt" (360 - 365 m) (115 m rH) bildet einen weiteren Rest dieser hochgelegenen Terrasse. In Dasburg finden sich wiederum zwei Terrassenreste, die auf Grund ihrer Ausdehnung, ihrer Lage über dem Engtal und ihrer Höhe diesem Terrassenzug zuzuordnen sind, und zwar der Terrassenrest, auf dem seit 1966 der Sportplatz liegt (350 m, UK 345 m, 85 m rH), und der Riedel, der die nördlichen Häuser von Dasburg trägt (355 m, UK 350 m, 85 m rH) (s. Foto 13, S.127). Beide Reste, vor allem

der erstgenannte, den Verf. noch im ursprünglichen Zustand sah, sind völlig eben und allseitig scharf begrenzt. Sie finden ihre Ergänzung in der breiten Leiste im NW des Kapellenberges, die das Nebental östlich der Dasburger Mühle 500 m weit begleitet (s. Foto 14, S.127). Ein Restschotter wurde an der erstgenannten Stelle schon von LEPPLA (1904-1907) kartiert, doch bleibt der Terrassenrest bei PIKET und VERHOEF unerwähnt. Eine Profilgrube zeigte folgendes Bild:

- 0 - 20 cm graubrauner, steinarmer Lehm, lockeres Gekrieche
- 20 - 100 cm gelber Lehm, stark mit Flußschottern durchsetzt
- unter 100 cm anstehender Schiefer der "Clerfer Schichten".

Der Schotter (Abb. 15) zeigt in beiden Fraktionen einen einheitlichen Quarzanteil von 14 % bzw. 13 %, das ist der höchste Anteil, der vom Verf. in Terrassenschottern des Ourltals im Ösling festgestellt wurde.

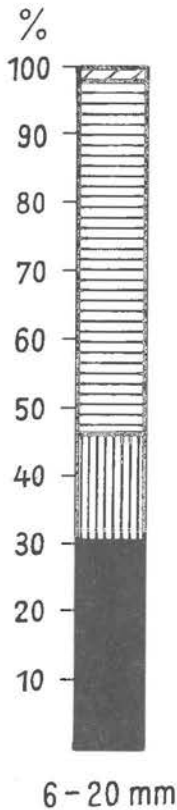
Abb. 15
Die Zusammensetzung und Zurundung
der Terrassenschotter von Dasburg



Dieser relativ hohe Quarzanteil, der äußerst geringe Schieferanteil und der Verwitterungsgrad der Schiefer und Sandsteine, die leicht zu zerdrücken waren, weisen auf ein relativ hohes Alter der Terrasse. Die Hochtallage über dem Engtal und die Verbindung mit den Resten eines ehemaligen breiten Talbodens über dem kerbtalartigen Nebental sind Zeugen für eine ausgesprochene Talboden-Bildungs-Phase der Our in dieser Höhe. Auch die übrigen obengenannten Terrassenreste in dieser Höhe besitzen die ausgesprochene Hochtallage und flurartige Ausdehnung, die sie von den tiefergelegenen Terrassen morphologisch unterscheidet. Die Terrassenreste in Dasburg in 350 m Höhe sind als eine untere Stufe der 360 m-Terrasse des Mittellaufs zu deuten, da sie morphologisch ihr gleichgestellt sind und sich sedimentologisch von den tiefergelegenen Terrassen abheben.

Oberhalb von Dasburg lassen sich keine Reste dieses Terrassenzuges mehr nachweisen. Ebenso bietet die südwärtige Entwicklung unterhalb Gemünd Schwierigkeiten: Die starke Zerschneidung am Süd-Rand des Ösling-Islek in der "Neuerburger Eifelabdachung" führte zur Vernichtung hochgelegener, älterer Terrassenreste, die sich nur in schmalen Riedeln andeutungsweise erhalten haben, z. B. westlich des "Beral" in 360 m Höhe (133 m rH). Die höchsten Punkte im Bereich des Doppelmäanders von Bivels, P. 335, 115 m rH; P 338, 123 m rH; Kop; P 337, 126 m rH, Schockslay; P 355, 140 m rH, Ruine Falkenstein, liegen alle im Niveau dieses Terrassenzuges, z. T. durch die Abtragung erniedrigt. In der "Pforte von Vian den" fehlen seine Spuren, da die tiefe Zerschneidung und folgende Wandabtragung ihre Erhaltung verhinderte. Die Verlängerung der im Ösling festgestellten Terrasse in das Gutland hinein bereitet Schwierigkeiten, da die Wasserscheiden zwischen den N-S-gerichteten Wasserläufen bis auf min. 290 m (westlich Obersgegen) abgetragen sind. Die Spuren dieser Terrasse wurden damit streckenweise vernichtet. Zudem vollzieht sich in der Höhe des rekonstruierten Terrassenzuges am S-Rand des Ösling zum "Diekirch-Mettendorfer-Stufenländchen" der Übergang von Hochtal-Terrassen im Ösling in ausgedehnten Vorlandverebnungen im Gutland. Die bei den Mittelterrassen festgestellte Verbiegung an der Randzone von Ösling und Gutland muß sich auch auf die höhergelegenen Terrassen ausgewirkt haben, so daß auch unter dem Gesichtspunkt einer höhenmäßigen morphologischen Korrelierung Schwierigkeiten bestehen. Die mehrfach erwähnte Geröllführung der mesozoischen Schichten am Rand gegen das Schiefergebirge erschwert den sedimentologischen Nachweis einer Terrassenparallelisierung. Doch wird hier der Versuch einer Fortführung der Terrasse aus dem Ösling in das Gutland hinein vorgelegt, für den verschiedene Argumente sprechen: Über den Mittelterrassenresten in 260 m Höhe (Wangert, Kappelberg, östlich Heiberg) erstrecken sich in 295 - 300 m Höhe (117 - 120 m rH) ausgedehnte, völlig ebene Flächenreste im Gebiet der Fluren "Zepp", "Neiewe" und "Bocksberg". Die flurartige Ausdehnung sowie der Abstand von 35 - 40 m zur Mittelterrasse stimmt mit den Verhältnissen im Ösling überein. Eine ausgedehnte, z. T. dichte Schotterstreu kennzeichnet die Flächen "Zepp" und "Bocksberg". Die Schotterlage besitzt eine Mächtigkeit von 50 - 70 cm. Das Material besteht aus Quarz, Quarzit, Sandstein und Schiefer. Der Quarzanteil ist auf 30 % gestiegen, während der Schieferanteil auf 2 % gesunken ist.

Abb. 16
Die Zusammensetzung der
Schotter auf dem "Zepp"



Knollen aus tonigem, dichten Sandstein aus den "Wiltzer Schiefern" und weinrote, glimmerhaltige Sandsteine aus dem oberen Teil der "Clerfer Schichten" sind Leitgesteine aus dem Ösling. Mäßig gerundete Sedimente herrschen vor. Die Beobachtungen von VERHOEF (S. 192-194) auf dem "Zepp" stimmen mit den Ergebnissen des Verf. überein, aber die quantitative Schotteranalyse ergab ein von VERHOEF stark abweichendes Ergebnis: sein "random sample" (S. 193) (aufs "Gratewohl herausgegriffene Probe" - der Verf.) ergab 64 % Quarz, 28 % Quarzit und quarzitisches Sandsteine, 8 % Schiefer; dagegen ergab die Siebanalyse und Auszählung des Verf. 30 % Quarz, 16 % Quarzit und quarzitisches Sandsteine sowie 52 % Sandstein und 2 % Schiefer. Vergleicht man das Ergebnis des Verf. mit den in Dasburg festgestellten Werten, so zeigt es sich, daß der Quarzanteil sich verdoppelt hat, bedingt durch den flußabwärts sinkenden Sandstein- und Schieferanteil sowie durch die Aufnahme von Quarzen und Quarziten aus dem Basiskonglomerat, - der Quarzitanteil stieg von 2 % auf 16 %! -, daß aber immer noch ein Anteil devonischer Schiefer vorhanden ist. Diese Tatsache spricht gegen eine Datierung dieser Terrassenreste ins Pliozän, wie VERHOEF sie vornimmt.

Verf. ist wie STEFFEN (S. 22) der Ansicht, daß es sich um einen pleistozänen Terrassenzug handelt, der allerdings im nördlichen Gutland durch das wesentlich geringere Gefälle der Flüsse, durch die flachlagernden mesozoischen Schichten und durch die Entwicklung der Schichtstufenlandschaft breit und streckenweise niveauartig entwickelt ist. Unter Berücksichtigung einer ungestörten Terrassenentwicklung an der unteren Sauer müßte dieser Terrassenzug, der an der Our-Sauer-Mündung in 300 m Höhe auftritt, an der Mündung der Sauer in die Mosel 40 - 44 m tiefer liegen, und zwar bei 260 - 265 m; diese Höhe fällt auffallenderweise in die Höhenlage der Mosel-Hauptterrassen, wie sie KREMER bei 255 - 265 m und einem Quarzgehalt von 50 % im Bereich der mittleren Mosel (S. 13) und de RIDDER (S. 47) an der oberen Mosel feststellten.

Der ehemalige Talboden dieses Terrassenzuges, der im Ösling als flache Wanne eine Breite von 1000 - 1100 m besaß, im Gutland sich niveauartig im Vorland der Stufe des Luxemburger Sandsteins vergrößert, weist

nur ein sehr geringes Gefälle auf. Seine Schotter sind noch bunt, also pleistozänen Ursprungs, aber der hohe Quarzanteil von 16 - 30 % hebt diese Terrasse wie auch ihre abweichende Gestaltung von den Mittelterrassen ab. Sie besitzt ein höheres Alter und kann nach Lage und Zurundungsgrad der Schotter, wie er z. B. in Dasburg auftrat, als Mindel-zeitliche Hauptterrasse bezeichnet werden; sie ist, jedenfalls streckenweise, in zwei Stufen ausgebildet, die sich aber im Unterlauf nicht mehr trennen lassen.

Die Ergebnisse des Verf. stimmen für den "Stack" und den "Burnack" mit den Feststellungen PIKETs (S. 45 - 46) überein, der die Reste dieser Terrasse mit dem Lokalnamen "Balsho-terras" bezeichnet und sie als Hauptterrasse in das Mindel-Glazial datiert, ohne sie nach Süden zu verfolgen. SCHMITZ (S. 86, 95, 99) stellte an der oberen Sauer Terrassenreste in durchschnittlich 360 m Höhe fest mit einem Quarzanteil von 17 - 28 %, die er mit dem Lokalnamen "Rouschert-terras" belegt und der Mindel-zeitlichen Hauptterrasse der Mosel zuordnet. Auch STEFFEN (Fig. II) bezeichnet die entsprechenden Terrassenreste an der Grenze der oberen zur mittleren Sauer als Hauptterrasse, führt aber an der mittleren Sauer eine nur auf der Höhe beruhende und offensichtlich falsche Fortsetzung dieses Terrassenzuges durch. Die Ergebnisse des Verf. stimmen in ihren Grundzügen für den Ösling mit denen von STEFFEN, SCHMITZ und PIKET überein, während sie für Ösling und Gutland der Deutung von VERHOEF widersprechen. Einige Argumente gegen diese Deutung klangen schon an; in den abschließenden Kapiteln erfolgt ein endgültiger Vergleich.

d) Die Höhenterrasse

Oberhalb des Ourtals, aber noch in enger Bindung an seinen Verlauf, treten im Ösling ausgedehnte Flächen in durchschnittlich 400 m Höhe auf. Sie unterscheiden sich durch ihre Höhenlage, ihre außerordentliche Breite und ihre Sedimentzusammensetzung von den tiefergelegenen Terrassen der Our.

Um Dasburg-Rodershausen besitzen die Flächenreste in 400 m Höhe eine landschaftsbeherrschende Stellung; einerseits 135 m hoch über dem Engtal der Our, andererseits 50 - 60 m unter den Hochflächenriedeln des Ösling gelegen. Der Richtbiergkamm (390 m), das "Seiss"-Plateau (400 m), die "Hudelslay" (390 m) und die Fläche nördlich Dasburg (400 m) zeigen eindrucksvoll die völlig ebene und ungewöhnlich breite Ausdehnung dieser Flurterrasse. Flußaufwärts läßt sie sich verfolgen über eine Eckflur am Reiteschiern (400 m), über die "Kasselberg"-Fläche (410 m, 135 m rH) bis zu der breiten Flur "auf Frein" (400 m). Westlich des Heinerscheiderbaches zieht diese hohe Terrasse in ein Seitental hinein, wo sich auf der "Hemelschaed" (415 m) ein Rest findet, eine Beobachtung, die Verf. auch an der Irßen machte. Der Bergrücken westlich des "Ippeschlaedchen" (405 m, 113 m rH) und die Eckflur westlich der Kalborner Mühle leiten hinüber zum "Rebesberg" (410 m, 94 m rH). Östlich Ouren liegt eine deutliche Hangverflachung (415 m), von der ein Steilhang 75 m tief zur Talsohle fällt. Östlich und westlich Stupbach (425 m, 67 m rH) sowie am "Weidig" (430 m,

70 m rH) finden sich weitere Flächenreste dieser Flurterrasse; der letzte bestimmbare Ausläufer liegt nördlich des Bahnhofs Ihren in 440 m Höhe (60 m rH).

Der hochgelegene Talboden läßt sich auch flußab vom Verbreitungsschwerpunkt um Dasburg-Rodershausen verfolgen, wenn er auch durch die Zerschneidung und Abtragung weitgehend aufgezehrt wurde. Westlich Preischeid (405 m, 145 m rH), am "Weidendell" (395 m, 145 m rH) und "um Honicht" (405 m, 150 m rH) westlich Obereisenbach treten kleinere Reste auf, die als markante Flächen des Hochtals wie die übrigen schon genannten Terrassenreste scharf und klar gegen die Talwand und die höhergelegenen Troglächenteile abgegrenzt sind. Im Bereich der Irsenmündung treten Terrassenreste auf am Dauwelsheck (400 m, 155 m rH), südlich Affler (P. 399) und am "Eft" (P. 403 m). Die ausgedehnte Ebenheit auf dem "Burgberg" (415 m, 135 m rH) nördlich Falkenauel im Irsental ermöglicht den Nachweis, daß die ehemaligen Talböden sich auch in den Nebentälern in breiter Ausdehnung fortsetzen, wie Verf. es schon für den oberen Mittellauf nachwies. Das ehemalige Tal läßt sich um Stolzenburg rekonstruieren aus der Höhe des "Ewigt"-Rückens (395 m, 170 m rH), des "Binnewe" (405 m, 180 m rH), den Ackerflächen auf dem "Golddell" (405 m), der Kammhöhe des "Burresbüsch" (405 m, 176 m rH) und dem westlichen Kaulberg (400 m, 175 m rH). In der Durchbruchstrecke Bivels-Vianden lassen sich keine Reste nachweisen, wenn man nicht die Eckflur am "Mechett" (415 m, 210 m rH) als einen Rest der Terrasse betrachtet.

Ihre Fortsetzung nach S in das Gutland hinein erweist sich als sehr problematisch. Die Rekonstruktion dieser Flurterrasse kann nämlich nur auf Grund der Morphologie erfolgen. Eine Korrelierung der Terrassenreste auf Grund sedimentologischer Befunde läßt sich nicht durchführen, da trotz zahlreicher Begehungen keine Schotter gefunden wurden, die zu einer Analyse dienen könnten. So stellte Verf. auf der breiten Fläche des "Seiss" nur 40 - 70 cm mächtigen Lehm mit Schiefer- und Quarzitschutt fest, rezenten und periglazialen Schutt über unterdevonischen Sedimenten. Das gleiche Bild bot sich auf der Flur "auf dem Frein" und der 400 m-Fläche nördlich Dasburg. Auch VERHOEF fand weder im Ourtal noch im Sauertal unterhalb Bourscheid fluviatile Gerölle. Es bereitet jedoch im Ösling keine Schwierigkeiten, die einzelnen Terrassenreste innerhalb ihrer Gruppe (oberer Mittellauf, Dasburg-Rodershausen-Irsenmündung) und die einzelnen Gruppen untereinander zu parallelisieren; denn die flurartige Ausdehnung, die große relative Höhe, die deutliche selbständige Lage zwischen den Troglächenteilen in 450 - 460 m Höhe und den Hauptterrassenresten in 350 - 360 m Höhe sind gute morphologische Kennzeichen dieser Terrasse. Die Verknüpfung der 400 m-Terrasse des Ösling mit den 390 - 410 m hoch gelegenen Stufenstirnen der Schichtstufen des m_0 und des Luxemburger Sandsteins und dem "400 m-Gutland-Niveau" (VERHOEF, S. 339, S. 282), wie VERHOEF sie durchführt, läßt sich nicht halten. Die Flurterrasse besitzt nämlich, wie das Längsprofil zeigt, nördlich Dasburg ein annähernd flußparalleles Gefälle, während sie südlich Dasburg eine zunehmende Divergenz zeigt; dies blieb sowohl PIKET wie VERHOEF verborgen, da sie nur Teilstrecken der Our bearbeiteten. Die bei den jüngeren Terrassen am Ösling-Gutland-

Rand festgestellte Verbiegung hat auch die höhergelegenen Terrassen beeinflusst und macht eine direkte Parallelisierung mit den Höhen und Flächen im Gutland unmöglich. Auch die konsequente Anwendung der Datierung der 400 m-Gutland-Fläche ins Miozän, wie sie von BAECKEROOT und LOUIS durchgeführt wurde, erweist sich für den Ösling als unhaltbar, da sich die 400 m-Flurterrasse zwischen den glazialzeitlichen Terrassen und den in 450 m Höhe liegenden jung-tertiären Trogflächenteilen befindet, also kein miozänes Alter besitzen kann. Zudem ist der einheitliche Charakter dieser von BAECKEROOT, PHILIPPSON und VERHOEF angesetzten 400 m-Fläche nach den Ergebnissen von WEIS und BLUME für das luxemburgische Gutland sehr umstritten.

Eine mögliche Altersstellung ist für diese Terrasse nur im Ösling zu erschließen. Das im Durchschnitt 1,5 - 2 km breite Sohltal unterscheidet sich durch seine Breite und Höhenlage von der Hauptterrasse, aber auch von den in 450 - 460 m auftretenden Teilen der Trogtalregion. Die Flurterrasse besitzt auf Grund ihrer Lage ein altpleistozänes Alter, und zwar prä-Mindel, das vielleicht sogar bis an die Grenze Pleistozän-Pliozän zurückverlegt werden muß; denn die Größenordnung der Terrassenreste und der Verlauf des ehemaligen Tals zeigen eine starke Annäherung an die tertiäre Trogtalregion. Das Fehlen von Restschottern ist ebenfalls ein Hinweis auf das beträchtliche Alter dieser Terrasse, da ihre Sedimente verwitterten und abgetragen wurden. Diese altpleistozäne Terrasse reicht am weitesten ouraufwärts bis in den Oberlauf und beweist die frühe Anlage der Our auf der Nord-Süd-Abdachung der westlichen Eifel. PIKET faßt die Terrassenreste "Seiss" und "um Honicht" mit den Resten am "Stack" und am "Burnack" zusammen. Er übersieht die Trennung zwischen 360 m-Terrasse und 400 m-Terrasse, die im Gelände z. B. in Dasburg und an der Irsenmündung deutlich sichtbar ist, da er nur einen Ausschnitt aus dem Flußlauf behandelt. Seine Rekonstruktion zwingt ihn zur Annahme einer tektonisch bedingten Konvergenz zwischen Dasburg und Eisenbach, für die jedoch keine weiteren Anzeichen vorliegen. Die Höhenterrassenreste im Clerftal werden von PIKET (S. 52) mit dem Lokalnamen "Klossigt-terras" bezeichnet.

Die von SCHMITZ (S. 6 - 8) an der oberen Sauer festgestellten Terrassenreste in 400 - 410 m Höhe, die er als "Haimesch-terras" bezeichnet, lassen sich unmittelbar mit dem an der Our festgestellten Terrassenzug vergleichen. Auffallenderweise fand SCHMITZ bei vorherrschender Bedeckung mit Solifluktionsmaterial an einigen Stellen in gelbem, sandigen Lehm stark verwitterte, bei Druck zerfallende, gut gerollte Schieferschotter. Das äußerst seltene Auftreten von Sedimentresten und der hohe Verwitterungsgrad sind Zeichen für das beträchtliche Alter dieser Terrasse.

ZEPP (S. 44) stellte an der mittleren Kyll vor allem in der Strecke zwischen Kyllburg und Erdorf Terrassenreste von großer Ausdehnung in 400 m mittlerer Höhe fest, die er seiner "Pliozän-Terrasse" zuordnet. Er datiert die Terrasse auf Grund von Schotterfunden im Unterlauf und ihrer Lage in das Jung-Tertiär, was sich für die vergleichbare Terrasse der Our nicht nachweisen läßt.

Die Fortsetzung der Höhenterrasse aus dem Ösling hinaus nach S zu bleibt aus den obengenannten Gründen hypothetisch. Unter Berücksichtigung der Verbiegung der Terrasse, ihrer Lage und Ausdehnung bilden eventuell die Flächenreste am Rommersberg-S-Hang und auf dem Niederberg in 360 - 370 m Höhe ihre Fortsetzung. Diese besonders am Rommersberg ausgedehnten Flächen haben, wie schon bei der oberen Hauptterrasse bemerkt wurde, nicht mehr den Charakter echter Flußterrassen, sondern sie gehen über in ausgedehnte Niveaus. Ein Profil auf dem Rommersberg-S-Hang ergab folgendes Bild:

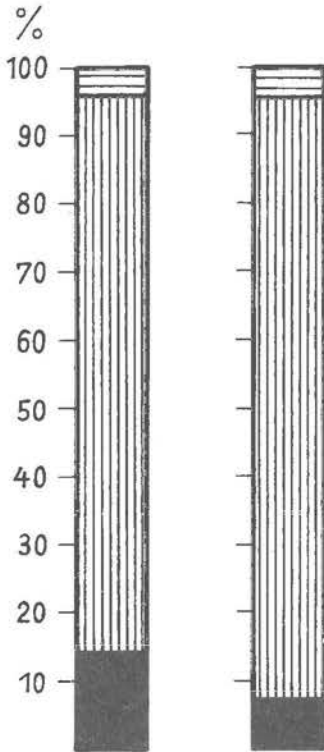
- 0 - 40 cm grauer Lehm mit dichter Schotterstreu
- 40 - 90 cm plattige Dolomite des k_{u2}
- unter 90 cm bunte Mergel und sandige Mergel des k_{u1} .

Die Mächtigkeit der hangenden Schotterdecke nimmt südwärts zu und erreicht maximale Werte von 100 cm; sie überdeckt die spitzwinklig geschnittenen mesozoischen Schichten. Einige Komponenten der Schotter, die bis 310 m hinunterreichen, stammen aus den konglomeratischen Einschaltungen des k_{u1} , die aber nach Form (gute Rundung) und Größe (über 10 cm Durchmesser) sich von dem Schotter der Deckschicht unterscheiden. Dieser zeigt eine von den bisher betrachteten Sedimenten völlig abweichende Zusammensetzung, bei der der Quarzanteil von 85 % den auffallendsten Zug bildet. Hinzu treten etwa 10 % Quarz und ein kleiner Anteil leicht zerfallender Sandsteine; vereinzelt Chalzedone und Lydite ergänzen das Bild. Die gute Zurundung des Materials, von dem 10 % regelrecht rund sind, und seine Zusammensetzung sprechen für ein prä-pleistozänes Alter dieses Sedimentes und der entsprechenden Flächen, oder für eine Datierung ins Altpleistozän, wobei die Masse der Schotter aus umgelagerten jungtertiären Sedimenten besteht. Die großen Schwierigkeiten bei der Datierung der Schotter zeigen sich auch auf den geol. Meßtischblättern: Auf Blatt Wallendorf 6103 wurde Diluvium kartiert, während das gleiche Material auf Blatt Metendorf 6104 von GREBE (Erl., S. 10) als Pliozän dargestellt wird.

Auch KURTZ gelang keine Einordnung dieser Sedimente: "Die Beurteilung ihres Alters bereitet Schwierigkeiten, da man unter ihnen Charaktergesteine der älteren Quarzkiese und solche von pliozänem Habitus findet, so besonders nördlich der Sauer. Andererseits besteht die Hauptmasse aus groben Schottern, die wegen ihrer Farbe, ihrer Zusammensetzung und ihrer meist nicht sehr entfernten Heimat fast einen diluvialen Eindruck machen" (S. 101).

Die vergleichende Betrachtung der einzelnen Terrassenzüge und die morphometrische Analyse ihrer Schotter ergab für die Terrassen im Ourtal eine glazialzeitliche Genese, abgesehen vom Hochflutbett, den lokalen Terrassenresten und der nicht eindeutig zu datierenden Höhenterrasse. Dies stimmt mit den Ergebnissen von VERHOEF überein, während die interglaziale Entstehung der "lokaal terras van Sachwis" und der "lokaal terras van Bivels", wie PIKET diese Terrassenreste deutet, sich nicht bestätigte; sie bilden vielmehr Teile überlokaler Terrassenhorizonte, die PIKET nicht erkennen konnte, da er nur eine Teilstrecke behandelte.

Abb. 17
Die Zusammensetzung
der Schotter auf dem
Rommersberg-S-Hang



Der Formenkreis der Flußterrassen mit seinen pleistozänen und holozänen Formen endet mit der Höhenterrasse. Eine in ihren Grundzügen ältere Reliefgeneration baut das höhergelegene Stockwerk des Ösling-Islek und des Gutlandes auf. Hier bildet sich ein neuer Fragenkomplex, der z.T. veränderte Untersuchungsmethoden erfordert und schon eine Reihe von Bearbeitern gefunden hat, von denen aus dem engeren Arbeitsgebiet nur BAECKEROOT, LUCIUS, HERMANS und PIKET genannt seien.

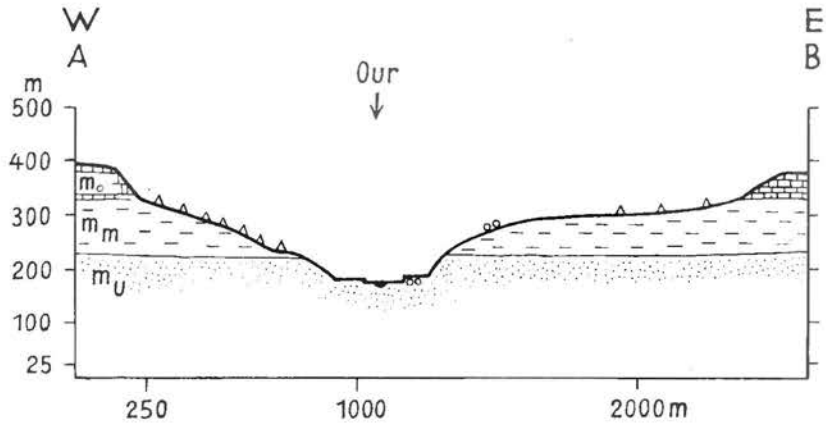
4) Das Querprofil des Tals

Der vorhergehende Abschnitt zeigte vorwiegend die horizontale Verbreitung der Terrassenreste. Es wurde aber bereits deutlich, daß auch eine vertikale Gliederung des Tals vorhanden ist. Die Besprechung einiger Querprofile soll diese Stufung vor Augen führen; anschließend wird ein generalisiertes Querprofil vorgelegt, das den Terrassenbau des Ourtals schematisch wiedergibt.

Profil 1 (Abb. 18) stammt aus dem Unterlauf zwischen Ammeldingen und Gendingen. Die gesamte Weite des Talraums ist wesentlich größer als im Ösling (vgl. Profil 5); die Hänge sind flacher; nur der stufenbildende m_o und der Sandstein des m_u zeigen steilere Formen. Der Talboden mit Flußauwe und unterer Niederterrasse besitzt eine beträchtliche Ausdehnung. Strukturbedingte Hangverflachungen haben sich im Bereich der Tone und Mergel des m_m gebildet, die aber z.T. wie in diesem Beispiel östlich der Our in 265 - 270 m Höhe fluviatile Schotter tragen, also zugleich Flußterrassen darstellen. Die unter der Dolomit-Stirn gelegenen Hänge tragen eine mächtige Decke von Hangschutt und Gekriech; die Dolomitblöcke reichen am westlichen steilen Hang bis unmittelbar an den Talwandknick bei Hoesdorf.

Profil 2 (Abb. 19) bietet einen Schnitt aus der Randzone zwischen Gutland und Ösling. Nur noch eine dünne Decke von mesozoischen Sedimenten, über der sich eine Vorlandverebnung erstreckt, bedeckt das Unterdevon. Die Terrassen haben sich in gleicher Art entwickelt wie im Gutland, ein Zeichen, daß sie als Großform weitgehend unabhängig von der Petrographie gebildet wurden. Sie befinden sich im westlichen Talhang über dem schmalen

Abb. 18
 PROFIL 1: Niderbiereg - Rommersberg

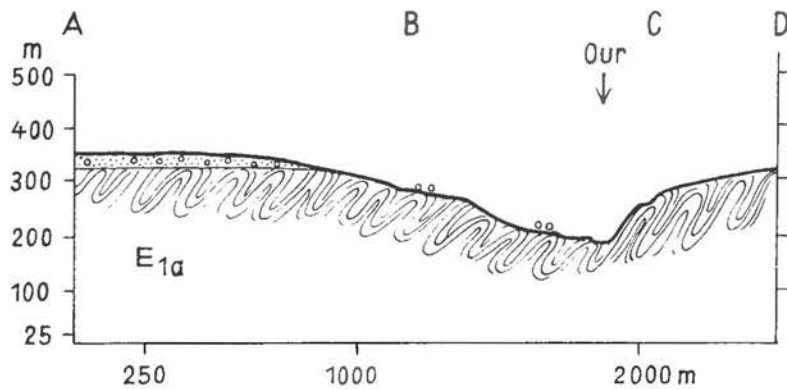


oooooo Flußterrassenschotter
 ▲▲▲▲ Hangschutt

Maßstab 1 : 25 000, Überhöhung zweifach.
 Entwürfe: B. Wiese

nach: Lux. 1 : 25 000, F. III (XXXIV-8) - No. 5-6

Abb. 19
 PROFIL 2: Schmitbiereg - Rother Wald



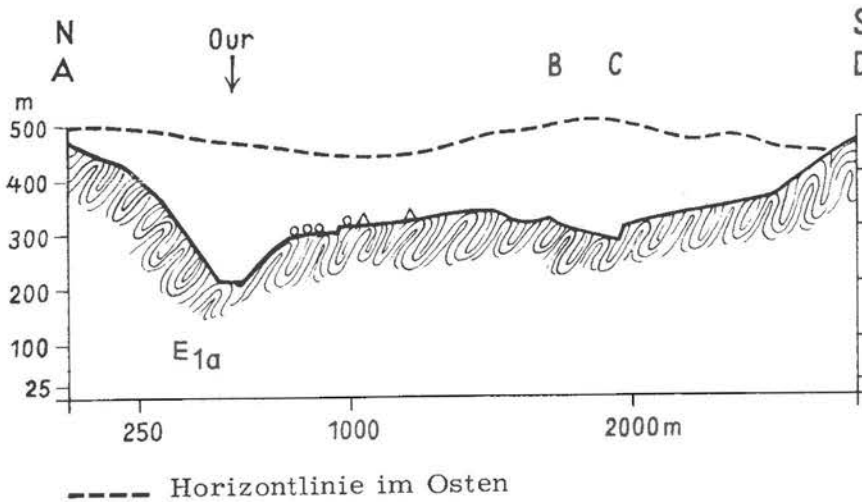
Wavy pattern Unterdevonische Schiefer und Sandsteine

nach: Lux. 1 : 25 000, F. III (XXXIV-8) - No. 5-6

gewordenen Talboden. Untere und obere Niederterrasse führen hinauf in die Wand des Engtals, in deren oberem Teil die untere Mittelterrasse liegt, scharf und markant abgesetzt. Die hochgelegenen Terrassen wie Haupt- und Höhenterrasse lassen sich im Gutland nur noch an einzelnen Strecken nachweisen, da sie abgetragen wurden oder in Vorlandniveaus übergehen.

Abb. 20

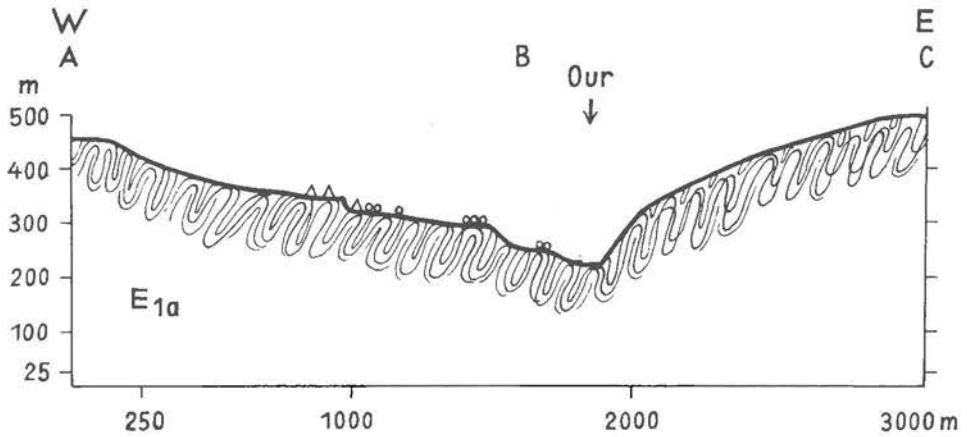
Abb. 20
PROFIL 3: Mäander von Bivels



nach: Lux. 1 : 25 000, F. III (XXIV. 8) - No. 1-2

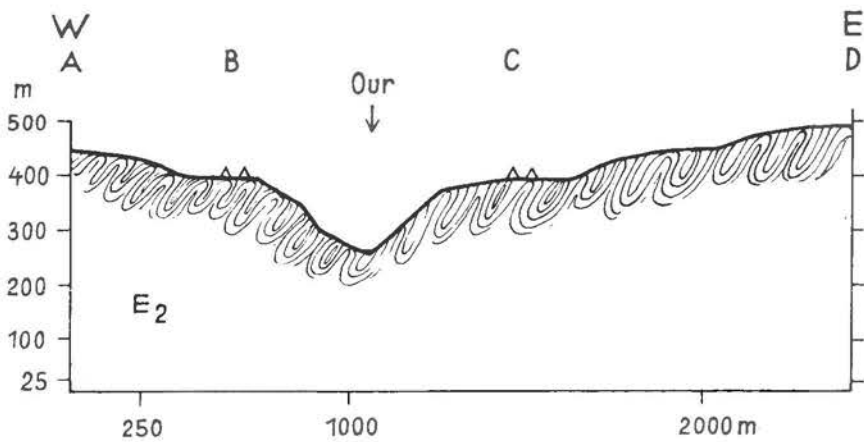
Profil 3 zeigt einen N-S-Schnitt durch den Mäander von Bivels. Der Mäander und der Fluß sind tief in die allseitig umschließende Rumpfregeion eingesenkt. Nördlicher Prallhang, steil aus der schmalen Terrassen-losen Tal-
aue aufsteigend, und südlicher Gleithang mit ausgedehnten Terrassenresten stehen sich gegenüber. Der Kerbtalcharakter ist voll entwickelt und wirkt sich in der Erhaltung der Terrassen aus; untere und obere Niederterrasse fehlen wegen der vorherrschenden Tiefenerosion nahe am Öslingrand, obwohl es sich um einen Gleithang handelt. Die untere und obere Mittelterrasse sind dagegen im Gleithangbereich breit entwickelt. Hangknicke und höchste Punkte des Mäanders erlauben die Rekonstruktion der Hauptterrassenlage in 350 - 355 m Höhe.

Abb. 21
 PROFIL 4: Akescht - Gronzepull - Ennendellsknop



nach: Lux. 1 : 25 000, F. I (XXXIII-7) - No. 7-8

Abb. 22
 PROFIL 5: Waldbierg - Dasburg



nach: Lux. 1 : 25 000, F. III (XXIV-8) - No. 1-2

Profil 4 gibt einen übersichtlichen und klaren Einblick in die vertikale Gliederung des Kerbtalabschnitts der mittleren Our. Die überaus schmale, terrassenlose Talauwe der Our liegt in einem Engtal, in dessen westlicher Talseite Reste der Mittel- und Hauptterrassen auftreten. Untere und obere Mittelterrassen dehnen sich in den oberen Teilen des Engtals über der eigentlichen Talkerbe aus, sind aber ihrerseits deutlich in eine noch ausgehntere, weite Mulde eingelagert, die Hauptterrassen-Talung, deren Restfläche im W bei 360 - 370 m liegt. Ein Ausläufer der 450 m-Trogfläche begrenzt das Hochtal im W, während im E die Rumpffläche bis an das Tal vorstößt. Die W-E-Asymmetrie des Gesamtprofils fällt sogleich auf, ein Phänomen, das bereits in Profil 2 sichtbar wurde und auch in der Verbreitungskarte der Terrassenreste deutlich zum Ausdruck kommt.

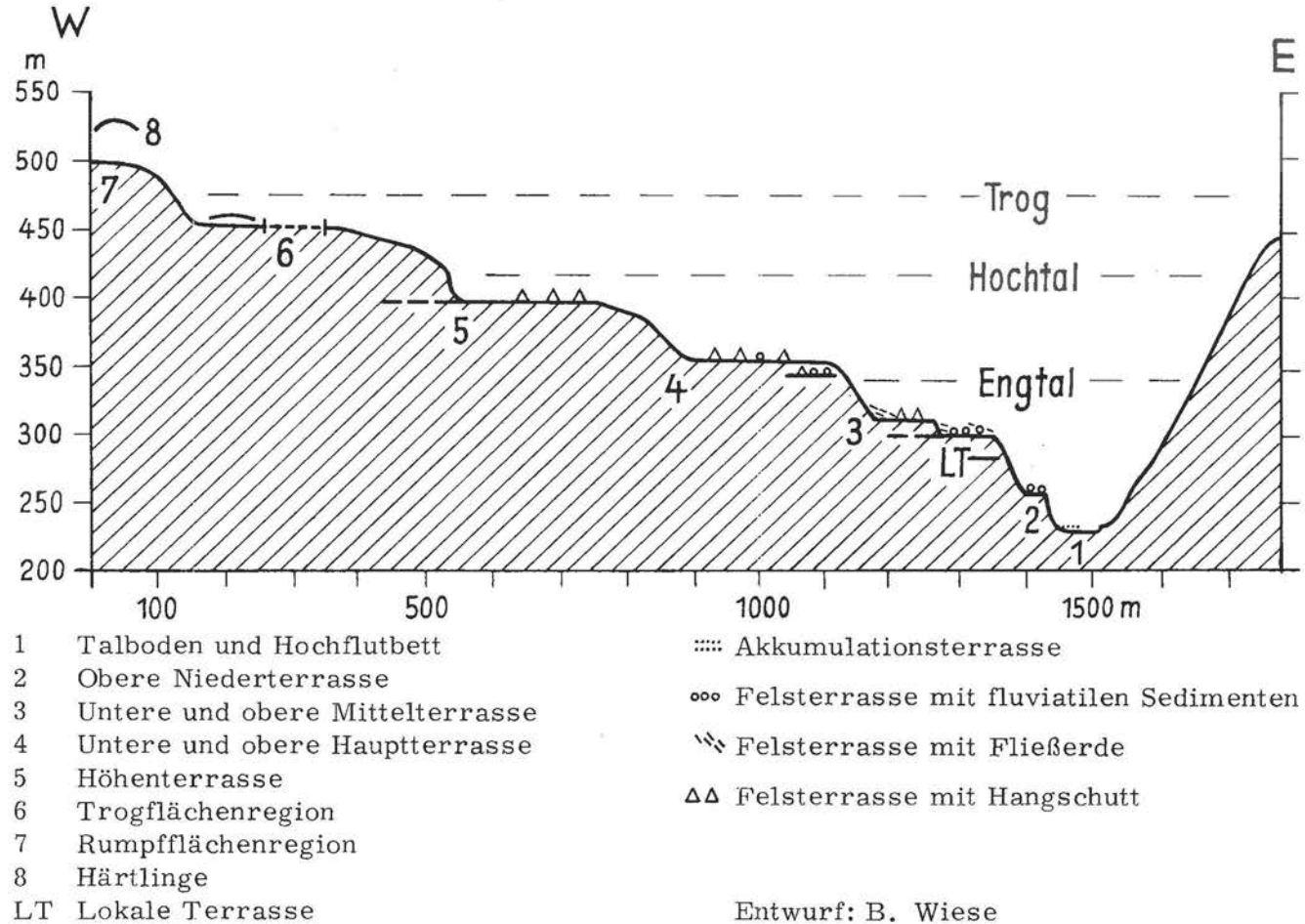
Profil 5, unmittelbar nördlich Dasburg gelegen, zeigt in musterhafter Form den Gegensatz zwischen Engtal und Hochtal. Tief (135 m rH Talsohle -Höhenterrasse) und steilwandig, ohne einen Terrassenrest, tritt das Kerbtal entgegen, über dem sich in 400 m Höhe flurartige Flächenreste der Höhenterrasse ausdehnen. Die wesentlich größere Breitenausdehnung im Vergleich mit den Flußterrassen, die bedeutende relative Höhe und ihre Lage unmittelbar unter den Trogfächenteilen unterscheiden sie von den Flußterrassen. Zugleich wird sichtbar, daß über dem Hochtal noch ein wesentlich breiterer Trog liegt in 450 m Höhe, die Trogtalregion, die in die Rumpffächenzone mit 500 m durchschnittlicher Höhe eingetieft ist.

Aus den obendargestellten Querprofilen ergibt sich folgendes schematisierte Profil des Terrassenaufbaues im Ourtal: (Abb. 23). Engtal, Hochtal und Trog bilden die drei Großeinheiten der vertikalen Gliederung des Ourtals. Sie lassen sich auch an der Sauer, der Kyll und der Mosel und an anderen Flüssen des Rheinischen Schiefergebirges nachweisen. Darüber erstrecken sich die Rücken und Kuppen der Trogregion, die eingesenkt ist in die breiten Schwellen und Hochflächen der Rumpffächenzonen der Westeifel. Das Tal der Our kann also in seinem Gesamtaufbau in das Schema der Täler der Eifel eingegliedert werden.

Die Talsohle ist im allgemeinen sehr schmal (30 - 100 m) und nur durch das Hochflutbett und seltene Reste der unteren Niederterrasse gegliedert. Abgeschrägte Leisten (20 - 12 m rH) bilden die obere Niederterrasse, die in den Engtalhang eingesetzt ist. Eine steile Terrassenstirn trennt sie stets vom Talboden. An zahlreichen Stellen enthält sie Schotter, aber Solifluktionmaterial tritt nur an einer Stelle auf, und zwar am "Vugelshank". Die Breite des ehemaligen Talbodens betrug im Mittellauf ca. 120 m, im Unterlauf bis zu 700 m.

In den höhergelegenen Teilen des Engtals begleiten zwei Terrassenzüge, untere und obere Mittelterrasse, gemeinsam oder einzeln den Fluß. Ihre Reste treten häufig über einer steilen Talwand auf, und der Vertikalabstand zur oberen Niederterrasse bzw. zum Talboden ist beträchtlich. Sie sind häufig vergesellschaftet und besitzen sowohl im unteren Mittellauf als auch im Unterlauf beachtliche Ausdehnung. Sie sind gekennzeichnet durch ihre Bedeckung mit Schottern und Solifluktionmaterial. Sie bilden ein

Abb. 23
Schematisiertes Querprofil durch das Tal der Our



Leitelement des Ourtals und können im unteren Mittellauf als die wichtigste Terrasse bezeichnet werden. Alte Prallhänge blieben an den Rändern des ehemaligen Talbodens erhalten, der eine Breite von 500 - 600 m besaß.

Als nächstes Stockwerk finden sich vereinzelte ausgedehnte Terrassenreste oberhalb des Engtals in 350 - 360 m Höhe, die untere und obere Hauptterrasse. Ein markanter Anstieg führt aus dem Engtal zu ihnen hinauf, wo die bedeutende Breitenausdehnung des Hochtals von 1200 - 1300 m sichtbar wird. Der ehemalige Talboden ist weithin unabhängig vom rezenten Talverlauf und beschreibt noch keine Mäander, sondern nur flache Windungen.

Flächenreste mit einer auffallenden Höhenkonstanz von 400 m bilden das höchste Stockwerk der die Our begleitenden Terrassen. Sie treten als völlig ebene Fluren auf und bestimmen streckenweise das Landschaftsbild des Tals. Ihr Vertikalabstand zum Talboden ist beträchtlich und sehr eindrucksvoll dort, wo die Terrasse unmittelbar an das Engtal herantritt; doch auch die Trennung von tieferliegenden Terrassenflächen läßt sich durch steile Terrassenhänge vornehmen. Die ehemalige Talung besaß die beträchtliche Ausdehnung von 1500 - 1600 m und zeichnet das heutige Tal nur in seiner Nord-Süd-Erstreckung vor, während alle besonderen Züge, Mäander und Flußschlingen noch fehlen. Das schematisierte Terrassenprofil läßt die Auswirkungen des Wechsels von Perioden der Talbodenbildung und der Taleintiefung erkennen. Wie die morphologische Betrachtung und die sedimentologische Analyse der Sedimente zeigten, sind die Niederterrassen, die Mittelterrassen und die Hauptterrassen kaltzeitlicher Entstehung. Die Interglaziale dagegen können als die Perioden der Taleintiefung angesehen werden, in denen aus klimamorphologischen und tektonischen Gründen eine veränderte Formentwicklung einsetzte. Die Eintiefung erreicht im Ourtal beträchtliche Ausmaße und kann nicht nur klimatisch bedingt sein (Max. an der "Eglise St. Roche" nördlich Vianden: Niklosbiereg 507,9 m, Talboden 203 m, Taltiefe 307,9 m). Setzt man die Verhältnisse im mittleren Ourtal als Beispiel für das Maß der Einschneidung an, so zeigt es sich, daß die Maxima der Einschneidung zwischen der Höhenterrasse und der Hauptterrasse sowie zwischen der unteren Mittelterrasse und der oberen Niederterrasse liegen.

Die Flußterrassen des Ourtals

Die durchschnittliche Höhe der Terrassenfläche und die Vertikalabstände im Mittellauf

Höhenterrasse	400 m	
obere Hauptterrasse	360 m	40 m
untere Hauptterrasse	350 m	10 m
obere Mittelterrasse	320 m	30 m
untere Mittelterrasse	300 - 305 m	15 m
obere Niederterrasse	255 m	45 m
untere Niederterrasse	240 m	15 m

In dem ersten Zeitraum vollzog sich der Wandel von einer breiten Talung zu einer immer schmäler und tiefer werdenden Talform; das zweite Maximum, der große Abstand der unteren Mittelterrasse von der oberen Niederterrasse, tritt in allen Ösling-Tälern auf, z.B. auch an der Clerf und der Sauer. Er beruht auf einem beträchtlichen Hebungsmaß im Riß-Würm-Interglazial, während an Mosel und Rhein das Mindel-Riß-Interglazial das Hebungsmaximum aufweist. Doch war nach FOURMARIER und SCHMITZ das Riß-Würm-Interglazial auch an der Ourthe sowie nach KREMER die gleiche Zeit an der Saar die Epoche stärkster Hebung, so daß ein Ost-West-Wechsel der Hebungsintensität vom Rhein her gesehen vorliegt.

Verf. stellte im Ourtal sieben pleistozäne Terrassenhorizonte fest, die sich zwischen dem Talboden und der Trogregion erstrecken. PIKET (S. 121) unterschied zwischen Dasburg-Rodershausen und Stolzenburg sechs Terrassen, von denen drei lokalen Charakter tragen sollen; doch erwiesen sich zwei dieser "lokalen Terrassen" als Teile überregionaler Terrassenzüge. Die untere Hauptterrasse fehlt bei PIKET. Die von ihm angedeutete Aufgliederung seiner "Balsho terras" in Reste der oberen Hauptterrasse und der Höhenterrasse erwies sich als richtig. SCHMITZ (S. 66, 99) unterscheidet an der oberen Sauer fünf glazialzeitliche Terrassen, und zwar drei "Talterrassen" (NT, MT_u, MT_o) und zwei "Plateauterrassen" (HT, H_oT). Reste der NT_u stellte er im oberen Sauerthal nicht fest; ebenfalls fehlt die HT_u. Die vom Verf. erarbeitete Gliederung des Talraums stimmt in ihren Grundzügen mit den Ergebnissen von PIKET und SCHMITZ überein.

Erhebliche Unterschiede dagegen bestehen zu den Ergebnissen von VERHOEF in der Zahl der Terrassenhorizonte, der Grenzziehung zwischen Pliozän und Pleistozän und der Auffassung über die Genese der Terrassen. VERHOEF unterscheidet an der Our acht glazialzeitliche pleistozäne Terrassen (T 1- bis T 8-level) und elf pliozäne Niveaus (T 9- bis T 19-level) unter der Rumpfflächenzone (T 20-level) (S. 283). Der obere pleistozäne Terrassenzug erstreckt sich s. E. in 290 - 300 m Höhe. Eine derartige Zahl von "levels" läßt sich jedoch nach den Ergebnissen des Verf. weder im Ourtal noch nach den Feststellungen von SCHMITZ im Sauerthal nachweisen. VERHOEF parallelisiert z. T. weit auseinander liegende Terrassenreste, z. B. im T 4-level, z. T. zwingt ihn sein Terrassenschema dazu, Restflächen anzusetzen, die in Wirklichkeit nicht existieren; Beispiele traten schon im vorhergehenden Teil auf, aber besonders markant ist der "T 5-level", von dem er selbst bemerkt: "They are ill-defined but nonetheless represent a definite Terracce level" (S. 275). Die Rekonstruktion seiner Terrassen bedarf einer kritischen Betrachtung, auf die im Zusammenhang mit den Ergebnissen der Terrassenlängsprofile noch eingegangen wird. Die auf dem Fund einer kleinen Menge Kaolinit auf dem "Sachswis" beruhende Grenzziehung zwischen pliozäner und pleistozäner Reliefentwicklung ist ebenso fragwürdig, wie vorne schon dargelegt wurde. Auch die Zahl der pliozänen Niveaus ist zu hoch; sie wurden rekonstruiert aus Flächenresten, die nur auf Grund ihrer Höhenlage über große Entfernungen verbunden wurden, wie z. B. im "T 14-level" über eine Distanz von 20 km.

VERHOEF (S. 319) vertritt die eustatische Terrassengeneese sowohl für die pleistozänen Terrassenzüge als auch für die "Niveaus" des Ourtals und seiner Nachbartäler, ja für den gesamten Ösling-Islek und das Gutland, obwohl er die glazialzeitliche Entstehung der Terrassen und ihrer Sedimente feststellte. Er sieht die Ursachen der Reliefentwicklung der Täler bei einer völligen Ruhelage des westlichen Teiles des Rheinischen Schiefergebirges und der Trier-Luxemburger-Bucht in einer rhythmischen Absenkung des Meeresspiegels, der als Erosionsbasis wirkte. Wie ZEUNER (1959) hält er die pleistozänen Regressionen und Transgressionen nur für untergeordnete Erscheinungen innerhalb der allgemeinen marinen Regression. Tiefstände und Glazialzeiten fallen zusammen, aber trotz der glazialzeitlichen Absenkung des Meeresspiegels kommt es im Frühglazial wegen der massiv einsetzenden Schotteranlieferung zur Seitenerosion und Talbodenbildung, die von weiterer Eintiefung abgelöst wird. Seine Deutung widerspricht sowohl den Ergebnissen des Verf. an der Our, den Feststellungen von SCHMITZ an der oberen Sauer, von ZEPP an der Kyll und von KREMER an der Mosel als auch fundamentalen Erkenntnissen der geomorphologischen Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges und des Rhein-Mosel-Flußsystems. Eine eustatisch bedingte Terrassenbildung liegt nach WOLDSTEDT (1952) und ZONNEVELD (1957)¹ nur in den Meer-nahen Teilen des Unterlaufs von Rhein, Maas, Elbe und Themse vor; weiter oberhalb entfällt diese Möglichkeit jedoch. Die tektonischen Vorgänge, modifiziert durch klimabedingte Formprozesse, werden entscheidend für die Reliefgestaltung, wie es KLUTE (1935), QUITZOW (1959) und K.H. KAISER (1964) nachweisen. Eine tektonische Ruhelage des westlichen Rheinischen Schiefergebirges und seines südwestlichen Vorlandes seit dem Beginn des Pliozän widerspricht allen geologischen und morphologischen Erkenntnissen, fand doch z. B. während der Hauptterrassenzeit an der mittleren Mosel um Trier Senkung, um Kochem Hebung statt (KREMER, S. 42), und zeigte sich eine erhebliche quartäre Tektonik z. B. im Bereich des Neuwieder Beckens (AHRENS 1953; K.H. KAISER 1964, S. 253), um nur einzelne markante Beispiele zu nennen. Diese These VERHOEF's muß auf Grund der Ergebnisse des Verf. und zahlreicher Untersuchungen abgelehnt werden.

Die stockwerkartig übereinander liegenden Terrassen verleihen auch dem in die Rumpf- und Troglflächenriedel eingesenkten Ourtal das charakteristische Schachtelrelief der Täler des Rheinischen Schiefergebirges. Die Terrassenreste bieten dem Menschen inmitten des Steilreliefs der Täler neigungsarme Anbauflächen, so daß sie als gerodete und bestellte Areale das Waldkleid der Talhänge unterbrechen und auflockern.

¹ Anm.: "Hence it is incorrect to assume that for instance movements of the river mouth caused by fall or rise of sea-level would shift the entire profil of equilibrium" (S. 280).

5) Die Längsprofile der Terrassen

Die Betrachtung des Längsprofils der rekonstruierten ehemaligen Talböden und ihres Verhältnisses zur gegenwärtigen Gefällskurve bietet die Möglichkeit, den Verlauf der Täler und Talungen in der Horizontalen sichtbar zu machen und ihre Gefällsverhältnisse zu untersuchen, vor allem im Hinblick auf junge Veränderungen.

In der Vertikalen zeigt sich die aus der Behandlung der Terrassenreste und des Querprofils gewonnene Stockwerkgliederung des Tals, in der Horizontalen die aufschlußreiche Verbreitung und Höhenlage der Terrassenreste. Die meisten Flächen oder Leisten befinden sich im Unterlauf oder im Mittellauf der Our, zum Oberlauf hin nehmen sie ab, da eine Terrasse nach der anderen sich morphologisch in den Talhängen verliert und mit dem Talboden konvergiert; nur die höchste Talung erreicht den Oberlauf. Die Ursache für diese Erscheinung liegt darin, daß der Fluß, von der Erosionsbasis hinaufgreifend, den früheren Talboden durchsinken muß, um eine Flußterrasse zu schaffen; dies geschieht nahe der Erosionsbasis und in Hebungsgebieten wesentlich schneller als im abgelegenen, erst allmählich erreichten Oberlauf, der an der Our im Bereich des nördlichen Schneifelvorlandes heute noch unzerschnittene Formen zeigt. Das Bild der relativ gleichmäßig gestreuten Terrassenreste erfährt eine auffallende Unterbrechung in der Strecke Bivels-Vianden. Wie auf der Karte der Verbreitung der Terrassenreste und des Verlaufs der ehemaligen Täler in diesem Abschnitt ein Engpaß ersichtlich ist, klafft im Längsprofil der Terrassen eine Lücke an der Nahtzone von Ösling und Gutland; nur die untere Mittelterrasse tritt auf. Dieses Aussetzen der Terrassen erschwert ihre Verfolgung und gebietet Vorsicht bei der Korrelierung weit auseinanderliegender Terrassenreste im Gutland und Ösling. Südlich Gentingen werden die Terrassenreste ebenfalls seltener, da sie in der Durchbruchstrecke der Our durch die Zone der Muschelkalk-Schichtstufe fast ganz aussetzen.

Die untere Niederterrasse verläuft ohne Gefällsbrüche parallel zum heutigen Flußlauf. Sie besitzt ihre größte Verbreitung im Unterlauf sowie in den Talweitungen und an den Mäandergleithängen des Mittellaufs. Sie zeigt in Höhenlage, Verbreitung und Gefällsentwicklung eine enge Bindung an das rezente Tal, steht ihm also altersmäßig nahe und ist unbeeinflusst von Verbiegungen und Verstellungen. Die obere Niederterrasse besitzt eine gute Verbreitung im Ourtal sowohl im Unter- wie im Mittellauf, wo sie jedoch in den gefällsstarken Strecken aussetzt. Sie zeigt die gleiche Bindung an den heutigen Fluß in ihrer Verbreitung, setzt sich jedoch in ihrer Höhenlage deutlicher von ihm ab. Ihr Formwandel im Bereich des Ösling-S-Randes (Abb. 7), ihr Aussetzen in der "Pforte von Vianden" und ihr erneutes Auftreten im Unterlauf lassen eine Beeinflussung dieser Terrasse durch junge Verbiegung als möglich erscheinen. Die obere Niederterrasse bildete sich nicht kontinuierlich fort, sondern anhaltende Tiefenerosion an der Nahtzone zwischen Gutland und Ösling verhinderte dort ihre Entstehung.

Das Längsprofil der unteren Mittelterrasse zeigt ein eigenartiges Bild: Zwischen Ouren und Eisenbach besitzt sie ein Gefälle von 2,08 ‰ vergli-

chen mit 3,1 ‰ der Our, d. h. der damalige Fluß besaß ein geringeres Gefälle als der heutige. Zwischen dem "Fraegaart" und der "Schockslay" aber setzt das Gefälle aus: Fraegaart UK 295 m, Schockslay UK 295 m. Während die oberen Teile des ehemaligen Talbodens ein angemessenes Gefälle besitzen, ist der mittlere Abschnitt gefällslos. Die untere Mittelterrasse zeigt unterhalb des "Fraegaart" eine zunehmende Divergenz bis in die Höhe von Vianden. Der ehemalige Ourlauf war jedoch nicht gefällslos oder sehr gefällsarm, wie die auf den Terrassen auftretenden Schotter erkennen lassen. Der heutige Zustand beruht auch nicht auf einem Anwachsen des Sedimentkörpers in dieser Strecke, sondern die Basis der Terrasse bleibt in ihrer Höhenlage unverändert. Diese Erscheinung kann nicht primär sein, sondern hat ihre Ursache in einer sekundären Beeinflussung des Längsprofils. Das ehemalige Gefälle wurde aufgehoben und zugleich die Verbindung mit den Terrassenresten im Gutland unterbrochen. Doch konnte Verf. nachweisen, daß die untere Mittelterrasse sich im Diekirch-Mettendorfer-Stufenländchen fortsetzt, d. h. daß diese Terrasse am Rand des Ösling verbogen wurde.

Das gleiche Phänomen der südwärts gerichteten Divergenz und der Verbiegung am Ösling-S-Rand zeigen auch die obere Mittelterrasse und die Hauptterrassen, soweit ihre Terrassenreste eine Rekonstruktion erlauben.

Sehr ausgeprägt ist die Erscheinung bei der höchsten Terrasse, der Höhenterrasse. Ihre Reste reichen weit bis in den Oberlauf hinein, und ihr ehemaliger Talboden besitzt von Urb bis Dasburg zunächst ein leichtes Gefälle von 1,2 ‰, wie es einem derartig breiten und flachen Talboden entspricht. Südlich Dasburg jedoch divergiert die Höhenterrasse in zunehmendem Maß mit dem heutigen Tal, so daß sich auch bei ihr die junge Heraushebung des Ösling ausgewirkt hat. Die unterschiedliche Dauer der Beeinflussung der Flußterrassen der Our durch die Hebung zeigt sich in dem wachsenden Hebungsbetrag am Ösling-Rand, der bei der MT_u 18 - 20 m, der MT_o 20 m, bei der H_oT 30 - 35 m beträgt. Je älter eine Terrasse also ist, desto höher ist der Divergenzbetrag. Mit dem Alter der Terrasse wächst ebenfalls die Divergenzstrecke: Während die NT_o noch keine echte Divergenz zeigt, sondern nur eine Beeinflussung der Form im Gebiet von Bivels, liegt der Wendepunkt von Gefällsstrecke zu Divergenzstrecke bei der MT_u in der Höhe von Eisenbach (27 km), bei den Hauptterrassen in der Höhe von Dasburg (35 km), bei der Höhenterrasse im Bereich der Lorenzmühle (42 km). Wie schon der Vertikalabstand der Terrassen deutlich machte, liegt das Hebungsmaximum im Riß-Würm-Interglazial.

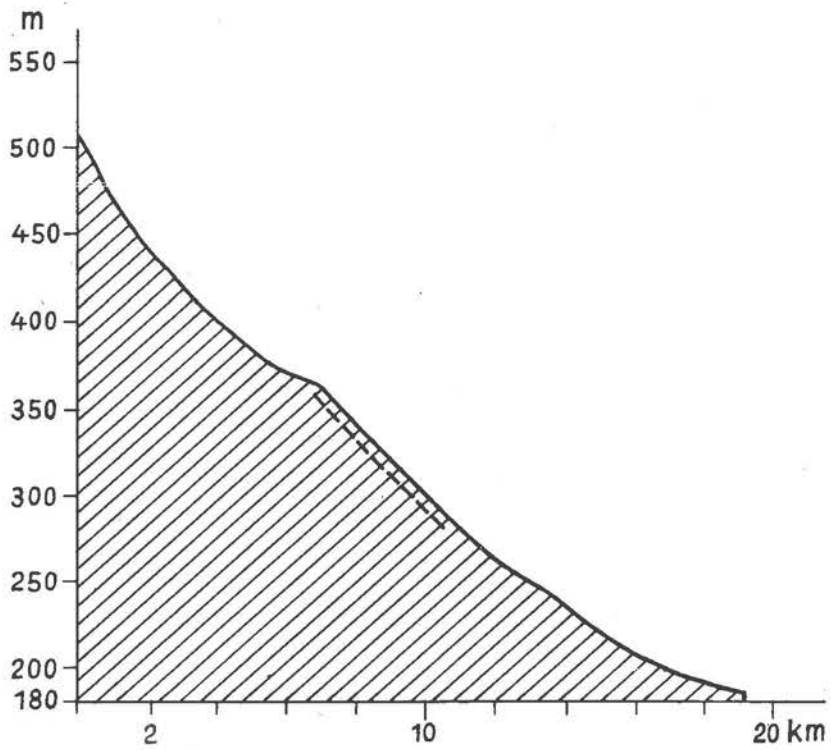
Ein Vergleich mit den an benachbarten Flüssen erzielten Ergebnissen zeigt folgendes Bild: ZEPP (S. 60) stellte an der Kyll die Verbiegung der HT_o und der Oberterrasse nördlich Hüttingen fest. STEFFENS Ergebnisse an der Grenze der oberen zur mittleren Sauer (Tafel II, 1), im einzelnen umstritten, weisen ebenfalls auf eine Verbiegung der Terrassen in pleistozäner Zeit hin. SCHMITZ (S. 72 - 73) weist hin auf die flußabwärts gerichtete Divergenz der Terrassen der oberen Sauer zwischen Lultzhausen und Goebelsmühle mit ihrer Annäherung an den Ösling-Rand; auch er führt diese

Erscheinung sowohl wie die tiefe Einschneidung im Gebiet von Goebelsmühle und unterhalb auf jungetektonische Vorgänge zurück. PIKET (S. 46) stellte bei der "Balsho-terras" in der Strecke zwischen Burnack und Dasburg eine starke stromaufwärts gerichtete Divergenz fest, die er auf eine lokale Hebung im Gebiet Dasburg-Rodershausen zurückführt. Verf. konnte diese Erscheinung nicht bestätigen, da sie nur auf einer falschen Korrelierung von Terrassenresten durch PIKET beruht. Seine Ergebnisse am Ösling-S-Rand jedoch (S. 44) über anhaltende junge Bewegungen in dieser Zone stimmen mit den Feststellungen des Verf. überein.

Die strikte Ablehnung pliozäner und pleistozäner Verbiegungen im Ösling und im Gutland durch VERHOEF (S. 283) widerspricht den Ergebnissen des Verf. und der obengenannten Autoren. Die Längsprofile seiner "levels" (Fig. 5.1) ziehen gradlinig vom Gutland in den Ösling hinein. Wurde die Rekonstruktion seiner Flußterrassen und Niveaus im vorhergehenden Teil kritisch betrachtet, so sind auch gegen die Rekonstruktion der Längsprofile und die daraus gezogenen Schlußfolgerungen Bedenken anzumelden. Zusätzlich zu den nachgewiesenen Terrassenverbiegungen sprechen noch folgende Tatsachen für die Wirkung junger Tektonik: Die Gefällskurve der Our und ihrer Nebenbäche, z. B. der Blees (Abb. 24), zeigen am S-Rand des Ösling eine Gefällsverteilung. Sie ist, wie vorne nachgewiesen wurde, weder petrographisch noch hydrographisch bedingt, so daß nur eine tektonische Ursache vorliegen kann, und zwar eine stärkere Hebung des Ösling im Verhältnis zum Gutland, die die Flüsse in einer verstärkten Gefällsstrecke überwinden. Der vorne beschriebene Wandel des Talcharakters vom Kerbtal mit Abstiegstälzügen im südlichen Ösling-Islek zur Kastentalform mit breiter Talsohle sowie die Veränderung der Talbodengestaltung und seiner Sedimentmächtigkeit vom Ösling in das Diekirch-Mettendorfer-Stufenländchen sprechen ebenfalls für eine unterschiedliche tektonische und morphologische Entwicklung. Das Ende der 500 m-Rumpffläche der westlichen Eifel gegen das Luxemburger Gutland liegt in der gleichen Zone wie die Terrassenverbiegungen und der Wandel des Talprofils. Das Fehlen von höhenkonstanten Verebnungen in der Randzone zwischen Ösling und Gutland im Gebiet der Our und der westlich anschließenden Region, auf das schon STEFFEN und BLUME aufmerksam machen, spricht gegen die VERHOEFsche Deutung des gassenartigen Eindringens von Gutland-Niveaus und Terrassen in den Ösling. Die Rekonstruktion von einheitlichen Niveaus im Gutland selbst ist umstritten. BLUME gelangt auf Grund der geologischen und morphologischen Kriterien zu dem Schluß: "Die Stufen (des lux. Gutlandes, der Verf.) besitzen ein unterschiedliches Alter und werden von S nach N jünger, und zwar reicht ihre Entstehung vom Miozän im S bis ins Pleistozän im N hinein" (S. 161). Nach BLUME setzt die Entwicklung einer Schichtstufenlandschaft im Gutland eine bis ins Holozän anhaltende Aufbiegung der mesozoischen Schichten voraus, so daß auch unter dem Gesichtspunkt der Morphogenese des Gutlandes VERHOEFs Deutung problematisch erscheint. Verbiegungen des "Votziensandsteins" unmittelbar am Gutland-Nord-Rand, z. B. nordöstlich Feulen (freundl. Mitt. von J. BINTZ, Ing. geol.), weisen ebenfalls auf Hebung des Ösling gegenüber dem Gutland hin, deren jüngste Auswirkungen die Terrassenverbiegungen und Gefällsverteilungen sind.

Abb. 24
Die Gefällskurve der Bleeps

mittleres Gefälle 16 ‰
——— Gefällsverteilung



1 : 200 000
Überhöhung 50 x

Hier ergibt sich eine auffallende Parallele zu den Ergebnissen von AHORNER am Nordrand der Eifel, wo er in der Randzone zwischen Eifel und Niederrheinischer Bucht auf Verbiegungen des Tertiärs und der Flußterrassen hinweist, "so daß man hier fast von einer Randflexur sprechen kann" (S. 86). Leider fehlen für den Südrand der Eifel noch spezielle geologische Arbeiten zu diesem Fragenkreis, die die morphologischen Feststellungen ergänzen und vertiefen könnten.

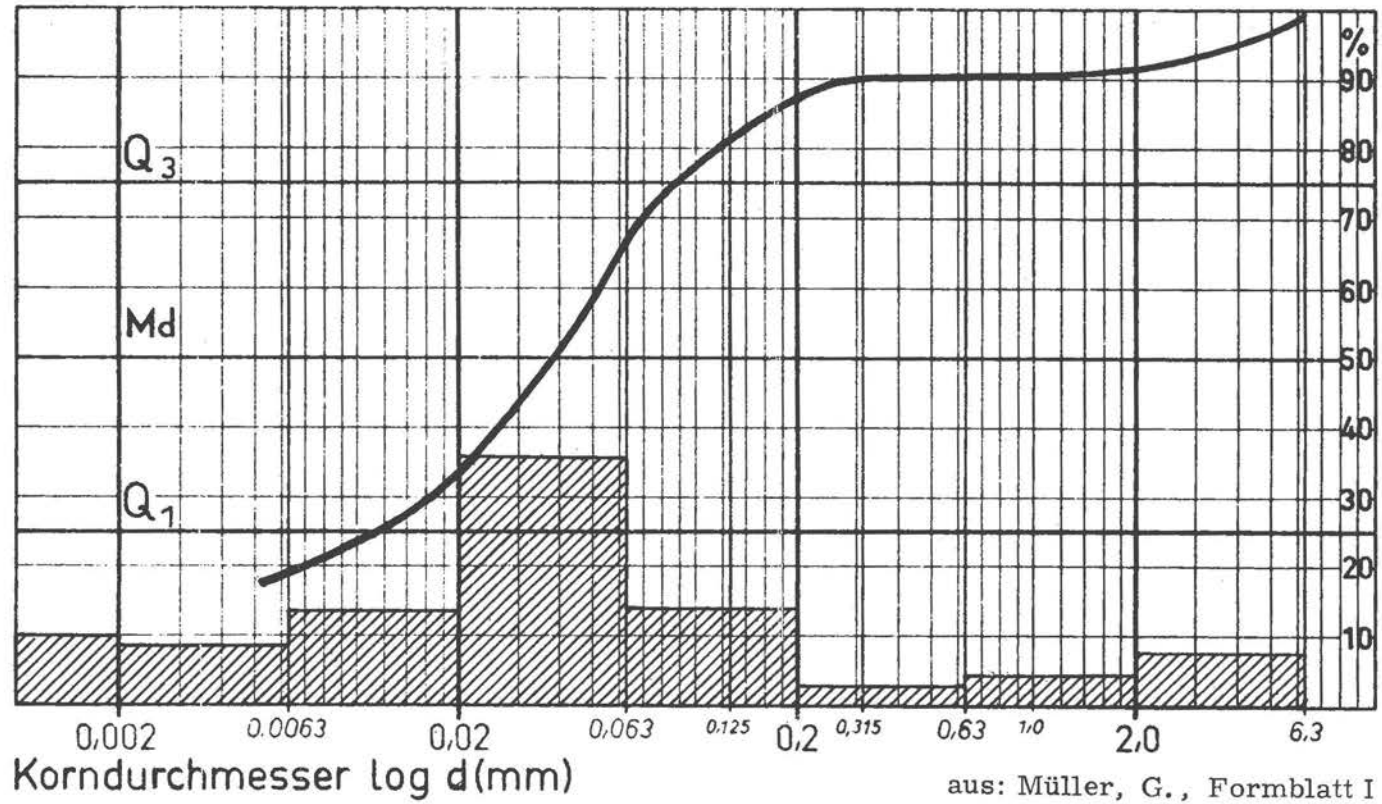
III. Die Periglazialerscheinungen im Ourtal

Erscheinungen aus dem Formenschatz der Tundrenzzone, zu der der Bereich des Rheinischen Schiefergebirges während der Eiszeiten gehörte, - während des Würm reichte die Tundrenzzone in Mitteleuropa nach BÜDEL (1953, S. 251) bis 45° nördlicher Breite -, haben sich im Ourtal an geschützten Stellen erhalten. Die tiefe Zerschneidung mit der Bildung von Hängen von über 30° Neigung förderte nämlich die Abtragung von Lockermassen, die selbst z. T. periglazialer Entstehung sind, z. T. als Träger periglazialer Erscheinungen auftreten. Fließerden, Kryoturbationen u. ä. interessieren hier vor allem in Zusammenhang mit den Flußterrassen, da sie als Klimazeugen zur Deutung der Genese und Datierung der Terrassen herangezogen werden können.

1) Der Löß

Dieses äolische Sediment besitzt für die Gliederung des Quartärs und die Datierung von Terrassen eine große Bedeutung; die Niederterrasse am Mittel- und Niederrhein läßt sich von der unteren Mittelterrasse durch das Kriterium der Lößfreiheit klar trennen. Diese Möglichkeit jedoch besteht an der Our nicht. Primärer Löß tritt im Ourtal nicht auf. Die Sedimentationsbedingungen waren im Ösling auf den Leisten und Terrassenflächen zu ungünstig für eine mächtige Lößanwehung, die die Abtragung hätte überdauern können. Eine stärkere Lößakkumulation fand auf den ausgedehnteren Terrassenresten im Gutland statt; dort haben sich Spuren von Löß erhalten, zu Lehm verwittert, als Schwemmlöß umgelagert oder in Fließerden eingemengt. Ein gutes Beispiel einer stark lößhaltigen Fließerde bietet sich am "Vugelshank". Am Hang zwischen den in 220 m bzw. 205 m liegenden Terrassenresten tritt eine 3 - 4 m mächtige Feinerdeakkumulation auf. Sie setzt unmittelbar auf den devonischen Schiefen an, die an der Basis der Terrasse und an den Hängen aufgeschlossen sind. Der gelblichgetönte feine Lehm besitzt keine Schichtung. Er enthält in der Mitte vereinzelt, nach unten zu dichter gestreut 1 - 2 cm große kantige Schieferplättchen, die aus dem anstehenden Material stammen. Das Ergebnis dieser Feststellungen spricht gegen STEFFEN (S. 20), der dieses Sediment als ein fluviatiles Sediment der Our deutet. Lage und Petrographie des Materials lassen eindeutig eine Fließerde erkennen. Dies wird bestätigt durch die Korngrößenverteilung: Wie die Analyse der Fraktionen unter 6 mm ergab, treten aber auch kantengerundete und mäßig gerundete Schieferkörner auf, beson-

Abb. 25
 Stufendiagramm und Kornverteilungskurve des Fließerdeivorkommens am "Vogelshank"



ders zwischen 2 und 6 mm, die ihre Zurundung nicht dem Fließvorgang verdanken können, sondern die diese Zurundung schon primär besessen haben müssen; es handelt sich um umgelagerte Bestandteile des Sedimentkörpers der höhergelegenen Terrasse.

Die Ablagerung besteht aus 6 % Feinkies, 25 % Sand, 58 % Schluff und 11 % Ton. Das Verhältnis Sand-Schluff-Ton verschiebt sich im Vergleich mit dem in gleicher Höhe genommenen Muster aus der Flußauwe bei Vianden eindeutig zum Schluff hin, wobei mehr als die Hälfte der Probe auf den Grobschluff entfällt. Das Maximum der Probe befindet sich in der Fraktion 0,02 - 0,06 mm, in der im allgemeinen das Maximum bei der Korngrößenverteilung des Lösses liegt. Dementsprechend ist auch der mittlere Korndurchmesser kleiner als bei dem fluviatilen Material der Flußauwe (0,03 mm statt 0,04 mm). Die breite Streuung der Korngrößen jedoch und der Tonanteil von 10 % entsprechen nicht dem üblichen Bild der Korngrößenverteilung des Lösses. Ebenso widerspricht das Vorkommen von Korngrößen über 1 mm, also von Grobsand und Kies, der Deutung dieses Sedimentes als eines reinen Lösses.

An Schwermineralen lassen sich Turmalin und Zirkon nachweisen; letzterer ist überaus reichlich vertreten. Sie stammen aus den anstehenden unterdevonischen Schiefen oder dem 50 m höher auftretenden Konglomerat des oberen Buntsandsteins. Auf Transportvorgänge von diesen höhergelegenen Hangpartien weist der Anatas hin, der vereinzelt in der Fließerde auftritt. In den paläozoischen Schiefen existiert er nicht, in den mesozoischen Schichten aber hat er sich gebildet.

Es liegt am "Vugelshank" also eine ungeschichtete, schlecht sortierte Fließerde vor, die neben umgelagerten Bestandteilen einer höhergelegenen Terrassenablagerung einen hohen Anteil von Fließlöß enthält.

2) Solifluktionserscheinungen

Schon bei der Behandlung des Lösses wurde deutlich, daß das periglaziale Bodenfließen im Gebiet der Our eine starke Wirkung besessen hat. Die Ursachen liegen in den Böschungswinkeln und der Struktur sowie Petrographie: Die Klüftigkeit, die starke Schieferung, z.B. der "Schiefer von Wiltz", die geringe Speicherfähigkeit und der hohe Anteil an quellfähigem, tonigem Material begünstigten im Ösling Bodenbewegungen, die durch den Wechsel von Gefrieren und Auftauen hervorgerufen wurden.

Es treten zwei Arten von Bodenfließmaterial auf: einerseits Gehängeschuttdecken und echte Fließerden, d.h. Ergebnisse der "amorphen" Solifluktion, ohne erkennbare Sortierung und Schichtung, andererseits Ablagerungen der "differenzierten" Solifluktion, die eine deutliche Sortierung und Schichtung zeigen (s. Foto 17, S. 129 und Abb. 26, S. 100). Gehängeschuttdecken erscheinen besonders im Oberlauf auf gering geneigten Hängen. Lehm und sandiger Lehm mit groben, eckigen Gesteinstrümmern, unsortiert und ungeschichtet, bedeckt mit einer Mächtigkeit von 2,5 - 3 m die Hänge.

Eine 30 - 40 cm mächtige Gekriechecke tritt im Hangenden auf, ein Beweis, daß das Liegende subrezentem Alter besitzt. Von dieser Schuttdecke haben sich im Bereich des Mittellaufs nur noch geringe Reste erhalten, z. B. nördlich Auel. Die steilen Talwände zeigen ein A-C-Profil, bei dem unter dem dünnen, unter 20 cm messenden A-Horizont das Anstehende zutage tritt. Gehängeschutt findet sich noch auf den Flußterrassen, die fast eben und ausgedehnt sind, z. B. auf dem "Nosselt". Mächtige Fließberdedecken auf den schmalen Terrassenresten, bei denen der Abstand zwischen rückwärtigem Terrassenrand und vorderem Terrassenrand gering ist, sind Zeugen der starken Wirksamkeit des Bodenfließens im Ösling, dem, wie vorne dargestellt wurde, viele fluviatile Sedimente der Terrassen zum Opfer fielen. Die Grube auf dem Terrassenrest "Azert" nördlich Rodershausen bietet einen guten Einblick in den Aufbau und die Ausdehnung einer derartigen Periglazialerscheinung: Der Sedimentkörper setzt unmittelbar auf der Basis der Terrasse an, einer Felsfläche in 325 m Höhe (60 m rH). Sämtliche ehemaligen Flußschotter sind also abgetragen. Die Akkumulation besitzt eine Mächtigkeit von 10 m und endet im oberen Terrassenhang am "Richtberg"-Rücken. Der A-Horizont besteht aus 20 cm mächtigem, gebleichten Lehm und 40 cm Gekrieche, hellbraunem Lehm mit vereinzelt Schieferstückchen. Zwischen der Basis und dem rezenten Boden befindet sich die Akkumulation von schichtartig übereinanderliegenden Bänken von Lehm und Schieferplättchen. Die Schichten besitzen ein Gefälle von 4 - 5° nach Osten, also ourwärts; vereinzelt tritt Kreuzschichtung auf. Vier diskordante Akkumulationen waren im X. 1965 aufgeschlossen mit einer Mächtigkeit von je 150 - 200 cm. Sie unterscheiden sich voneinander durch das Verhältnis der Schieferfragmente zu dem Lehmanteil, alle gemeinsam aber zeigen eine Feinschichtung von 3 - 5 cm mächtigen Schichten mit vorwiegend Schiefer- oder Lehmanteil, eine Erscheinung, die in besonderer Deutlichkeit am "Flauebieg" nordöstlich Roth ausgebildet ist. Alle Partikel sind hangparallel eingeregelt, d. h. sie haben einen einheitlichen Transportvorgang unter starker Durchtränkung des Materials mitgemacht.¹ Doch handelt es sich nicht um fluviatile Sedimente, da die 0,5 - 3 cm großen Schieferplättchen scharfkantig sind, und der Sedimentkörper keine Beziehung zur Fließrichtung der Our besitzt. HERMANS Beschreibung des Aufschlusses (S. 77, P. 218) trifft nicht zu, und so ist auch seine Deutung des Materials als eines Paketes fluviatiler Sedimente nicht haltbar. Es handelt sich vielmehr um Bodenfließmaterial, das vom "Richtberg" auf die Terrasse am "Azert" und über sie hinweg vorgedrungen ist.

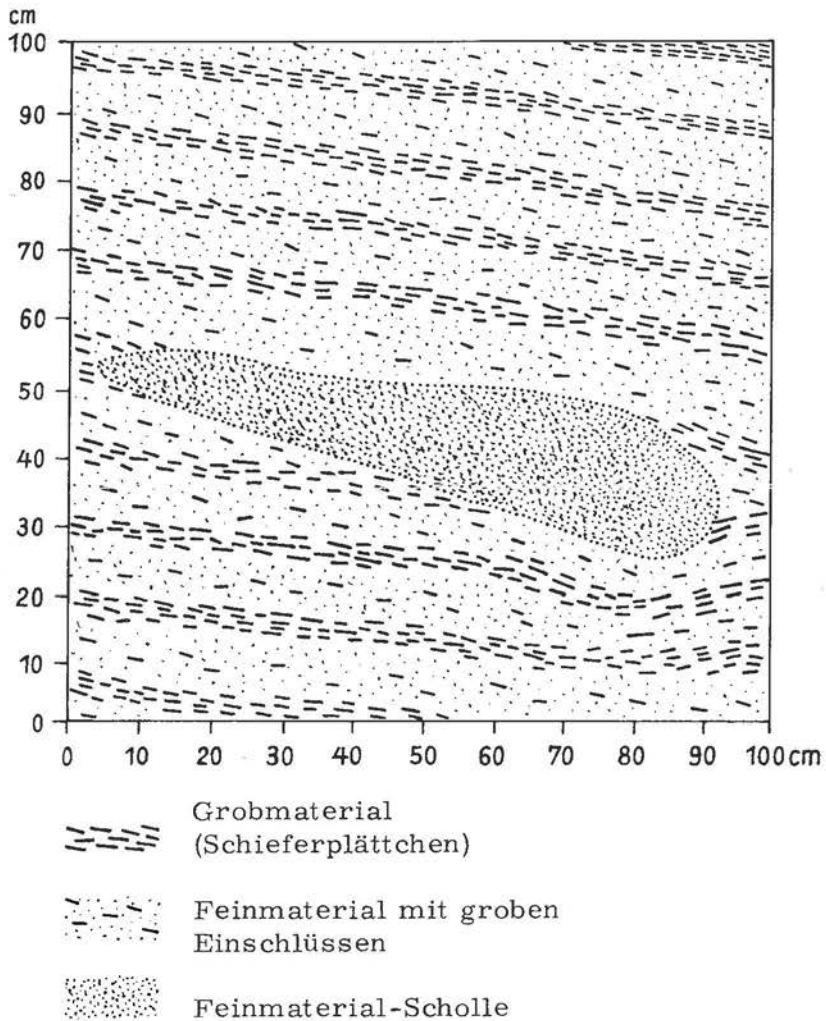
Die Feinschichtung² beruht auf periodisch-jahreszeitlichem Tauen und Frieren, wobei die reine Steinschicht der Zeit des starken Grobmaterialtransportes durch die sommerlichen Tauwässer entspricht, während die Feinmaterialschicht zur Zeit des winterlichen subnivalen Feinmaterialtransportes und der ersten Abschwemmungen bei gefrorenem Boden im

¹ Anm. : CAILLEUX, 1954, bezeichnet dieses Material als "eboulis ordonnees" (S. 106) ("geordneter Schutt", der Verf.)

² Anm. : Sie ist zu vergleichen mit den "Warven" (Bändertönen), ihren hell-sandigen Sommer- und dunkeltonigen Winterlagen.

Abb. 26

Feinerdescholle in der Fließerdeakkumulation auf dem "Azert"
nördlich Rodershausen



In die flach flußwärts fallenden Schichten der Fließerdeakkumulation ist eine Feinerdescholle eingeschlossen. Da die wasserdurchtränkte Feinerde schneller gefror als das Grobmaterial, wurde die Scholle in gefrorenem Zustand wie eine Driftscholle im Abspülmateriale transportiert und in die Fließerde eingelagert

Frühjahr entstand. Neben der Bewegung durchtränkter Bodenmassen in der Art des Gehängeschuttes läßt sich also ein schichtflutartiger Transport von Verwitterungsmaterial für die Glaziale feststellen, eine periglaziale Hangabspülung. Das Auftreten der gleichen Erscheinung im Irsental oberhalb der Machtemesmühle und nordöstlich Roth am "Flauchebierg" oder unterhalb des Auslaufbauwerkes des Pumpspeicherwerkes zeigt, daß diese Art des Massentransportes im Schiefergebirge sehr verbreitet war. Ihre Wirkung ist beträchtlich, hat sie doch nordöstlich Roth eine alte Talform verschüttet, am "Azert" eine Terrasse teilweise überdeckt. Sie war eines der entscheidenden Agentien für die erhebliche Schutzzufuhr zu den Flüssen während der Glaziale. Für eine Datierung dieser Bodenfließmasse lassen sich folgende Argumente anführen: Der rezente Hangschutt, der z. B. nordöstlich Roth über der eiszeitlichen Ablagerung liegt, besitzt eine wesentlich größere Fraktion, im allgemeinen über 3 cm. Eine Schichtung ist in diesem rezenten Material nicht vorhanden. Die kleine Fraktion der Schieferpartikel beruht auf der wesentlich intensiveren mechanischen Verwitterung während eines Glazials, und die Ursachen für die Feinschichtung sind ebenfalls nur in einer derartigen Klimaphase gegeben. VERHOEF (S. 410) stellte am "Flauchebierg" bei der Tonmineralanalyse keine Relikte einer chemischen Verwitterung fest. Da interglaziale Bodenbildungen in der Akkumulationsmasse fehlen, sie jedoch durchsetzt wird von synchronen Kryoturbationen, kann den Decken aus Bodenfließmaterial würmzeitliches Alter zugeschrieben werden.

Die petrographische Vielfalt der flachlagernden Schichtgesteine im Gutland bedingt einen anderen Formenschatz als im Ösling. Im Unterlauf der Our treten wiederum Hangschuttdecken in großer Ausdehnung entgegen. Die Dolomite des oberen Muschelkalks waren wegen ihrer Klüftung für die periglaziale Frostsprengung sehr anfällig, vor allem, da sie über den Tonen und Mergeln des mittleren Muschelkalks anstehen, so daß durch Stauwasser die Wirkung der Frostsprengung noch verstärkt wurde. Zusätzlich boten die während der Tauperioden quellenden Tone hervorragende Gleitbahnen für Felsabbrüche und Massenbewegungen. So werden der "Niederbieerg" und der "Rommersberg" von einem 1 - 4 m mächtigen Hangschuttmantel umgeben, der die gesamte Verebnung im Bereich des m_m bedeckt. Es handelt sich um Lehme und Sande, die mit Gesteinstrümmern von maximal 40 cm Länge durchsetzt sind (Blöcke von Dolomit des m_o in Hoesdorf über m_m , 80 m unterhalb des m_o). Die Terrassen in dieser Strecke wurden durch die Solifluktion vernichtet oder verschüttet und aufgehöhht, wie z. B. nordwestlich Wallendorf.

Die Solifluktionsvorgänge beeinflussen häufig die Flußterrassen. Das Fehlen von fluviatilen Sedimenten und höhergelegenen Terrassen ist mitbedingt durch die starke Denudation im periglazialen Bereich. Die Akkumulationsmassen dagegen bedecken stellenweise Terrassenreste der Mittel- und Hauptterrassen und verwischen ihre Spuren im Gelände. Die Niederterrassen sind bis auf wenige Stellen der oberen Niederterrasse frei von Solifluktionsmaterial, da die Talbodenbildung eine dauernde Akkumulation von Bodenfließmaterial verhinderte.

3) Das Hakenwerfen

Diese Erscheinung steht in direktem Zusammenhang mit den Bodenfließvorgängen: Die Massenbewegung des Bodenfließmaterials beansprucht durch die Korrasion den durch die Frostwirkung gelockerten Untergrund, so daß in gefalteten und geschieferten Gesteinen sich die oberen Bereiche des C-Horizontes hakenförmig umbiegen (s. Foto 18, S.129). Diese Erscheinung findet sich häufig im Ourtal, und zwar im Ösling, da die mesozoischen Gesteine auf Grund ihrer flachen Lagerung keine Angriffspunkte für das Umbiegen bieten, das Solifluktionsmaterial vielmehr über Schnitt- und Schichtflächen gleitet. Das Hakenwerfen tritt nie an der Basis fluvialer Schotter auf; es kann deshalb als Indiz für die nachträgliche Veränderung einer Terrasse gelten. Das Hakenwerfen kann sich auch unter den gegenwärtigen Klimabedingungen entwickeln, und zwar unter Rutschungen oder abwärts gleitenden Schieferverwitterungsprodukten, z. B. in den Schiefen von Wiltz. Doch wirkt sich das rezente Hakenwerfen nur bis in geringe Tiefen von 30 - 50 cm aus, während das eiszeitliche Hakenwerfen 100 - 200 cm Tiefe erreicht.

4) Kryoturbationserscheinungen

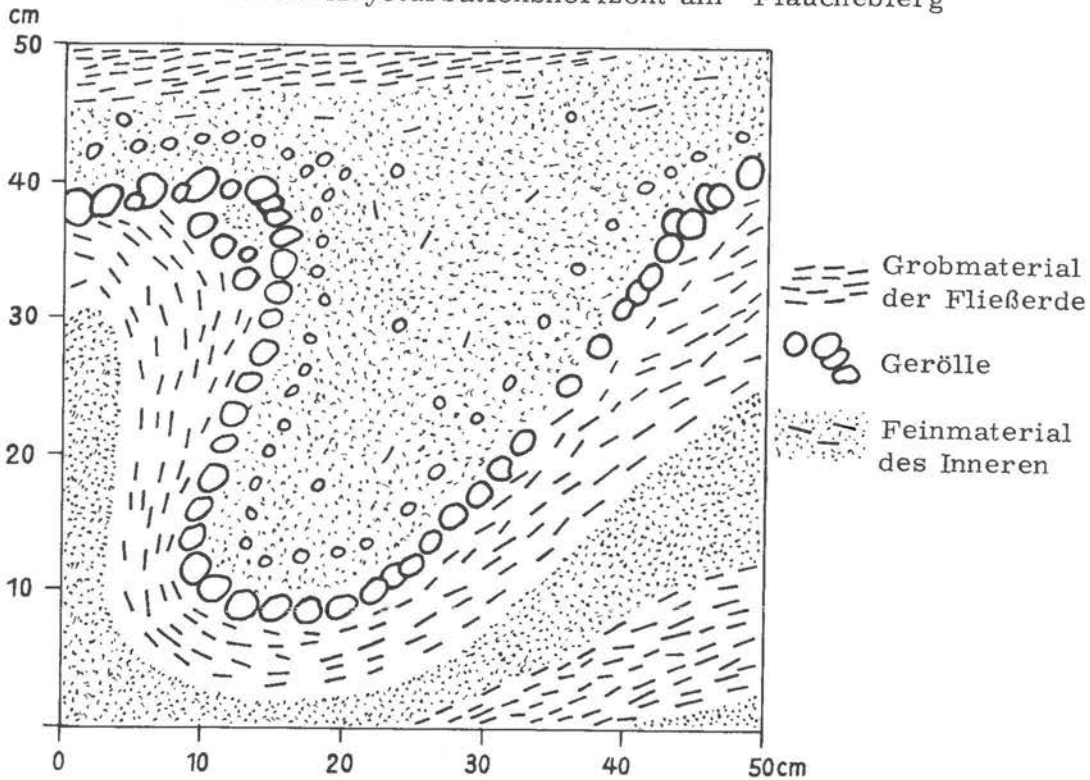
Verwürgungen von Lockermaterial stellen einen entscheidenden Klimaindikator für die periglazialen Bereiche dar. Sie werden hervorgerufen durch ungleichmäßiges Gefrieren und Tauen einzelner Partien auf Grund der unterschiedlichen Dichte und Korngröße sowie der verschiedenen starken Durchtränkung mit Wasser. Verf. konnte in den Terrassensedimenten keine Kryoturbationen feststellen; dies beruht einmal auf dem Habitus der Sedimente, zum anderen auf dem Fehlen von größeren Aufschlüssen. VERHOEF teilt nur Kryoturbationserscheinungen in mesozoischen Sedimenten mit. SCHMITZ erwähnt an der oberen Sauer mehrere Stellen mit Würgeboden-Erscheinungen in fluvialen Sedimenten. Deutlich ausgebildete Kryoturbationen lassen sich im Ourtal in den Akkumulationen aus Bodenfließmaterial feststellen. Verwürgungen durchziehen schlierenartig z. B. am "Azert" und "Flaucheberg" die oberen Horizonte bis in eine Tiefe von 60 - 80 cm. Sie unterbrechen die Schichtung und rufen in den ehemaligen Auftauhorizonten Schlierenmuster hervor.

Am "Flaucheberg" treten regelrechte Taschen von 30 - 50 cm Tiefe auf, in die Sande und Konglomerate des oberen Buntsandstein eingelagert sind. Die 3 - 5 cm Durchmesser besitzenden Gerölle der Basiskonglomerate bildeten beim Frieren eine Störzone, die einen einheitlichen Gefriervorgang verhinderte und zur Ausbildung von Kryoturbationen führte.

Das Auftreten dieser Klimazeugen an der Oberfläche der Solifluktsdecken, aber unter der rezenten Gekriech- und Hangschuttmasse macht eine Datierung in das Würmglazial wahrscheinlich, da ältere Formen durch die jungen Massenbewegungen und Frostverwürgungen ausgelöscht wurden. Vereinzelt, z. B. am "Azert", treten driftblockartige Schollen in den Akkumulationsmassen auf (Abb. 26). Ein tropfenförmiger Feinmaterialkörper

Abb. 27

Tasche in einem Kryoturbationshorizont am "Flauebieg"



ist in die Schichten des Solifluktionsmaterials eingelagert; das Feinmaterial gefror schneller als die Schieferbruchstücke und wurde in gefrorenem Zustand in die breiartige Fließerde gedrückt.

Eine direkte Beeinflussung der Terrassensedimente durch synchrone Periglazialformen läßt sich an Hand des vorliegenden Materials nicht nachweisen, was KREMER (S. 64) auch an der Mosel feststellte. Die Klimazeugen erlaubten allerdings den Nachweis der Wirkung des Periglazialklimas im Untersuchungsgebiet und die Beurteilung der Beeinflussung der Flußterrassen durch glazialzeitliche Massenbewegungen.

5) Die Talasymmetrie

Das Nord-Süd-gerichtete Tal der Our zeigt eine eigentümliche Form der Talasymmetrie: Die Asymmetrie der Verteilung der Terrassenreste (s. Karte 1 - 3) und die Asymmetrie des Gewässernetzes. Neunzig Prozent der Terrassen des Ourtals, vor allem im Ösling-Kerbtal, erstrecken sich westlich des Flusses. Die meisten Nebenbäche und Rinnen münden an der

westlichen Talflanke in die Our. Diese beiden Phänomene, auf die auch PIKET (S. 60) hinweist, zeigen einen asymmetrischen Bau des Talquerprofils, der im Gelände nur selten in dieser Klarheit sichtbar wird, am deutlichsten an den Stellen, an denen wie am "Fraegaart" und "Sachswis" der terrassenlose östliche Steilhang und die terrassendurchsetzte westliche Talflanke einander gegenüberstehen. Die Ursache dieser Talasymmetrie liegt nicht in der Petrographie oder im Fallen der Schichten wie bei Isoklinaltälern, sondern beruht auf der unterschiedlichen Exposition der Talhänge und den Auswirkungen der glazialzeitlichen und rezenten Hanggestaltung. Die Asymmetrie des Nord-Süd-verlaufenden Tals mit einem steilen Ost-Hang (West-Exposition) und einem flachen West-Hang (Ost-Exposition) bildet eine weitverbreitete Erscheinung der ehemaligen Periglazialgebiete. Sie beruht nach BÜDEL (1944, Geol. R., Nr. 34, S. 419 - 482) auf der unterschiedlichen Dauer und Mächtigkeit der Schneedecke und den verschiedenen Abtragungsvorgängen auf der westlichen bzw. östlichen Talseite. Die in unseren Breiten bei westlichen und nordwestlichen Winden vor sich gehende Akkumulation von Schnee erreichte auf der Leeseite im Westen größere Mächtigkeiten als auf der östlichen Talseite. Die stärkere Durchfeuchtung des West-Hanges und die größere Wassermenge bei der Tauperiode im Frühjahr bewirkten eine tiefere Aufbereitung und ein rascheres Abfließen und Abkriechen des Bodens als auf der rascher trocknenden Ost-Seite. Die Exposition der westlichen Talwand verstärkte die nival bedingten Vorgänge: Nach GEIGER (S. 223) wird das Maximum der Besonnung am 10° geneigten Westhang im Sommer am Vormittag und Mittag erreicht, wodurch die Bodenfließvorgänge an Intensität und Ausmaß zunehmen. Die reichliche Schuttfuhr von der westlichen Talseite, bei einer Neigung von über 16° durch rinnendes Wasser verstärkt, - diese Rinnen bildeten die Grundlinien des dichten Talnetzes auf der West-Seite-, drängte den Fluß nach Osten ab. Er unterschneidet den östlichen Talhang und verursachte dadurch eine beständige Rückverlegung unter Beibehaltung der steilen Böschung, während die westliche Talseite an Ausdehnung zunahm und ihr Böschungswinkel geringer wurde. Auch dieses im Querprofil des Ourtals erkennbare Phänomen stellt einen weiteren Beweis für die Wirkung des Periglazialklimas im Untersuchungsgebiet dar, und seine Genese erklärt das eigenartige Verbreitungsbild der Terrassenreste im Tal der Our.

IV. Die Mäander im Tal der Our

Ein Versuch ihrer Deutung

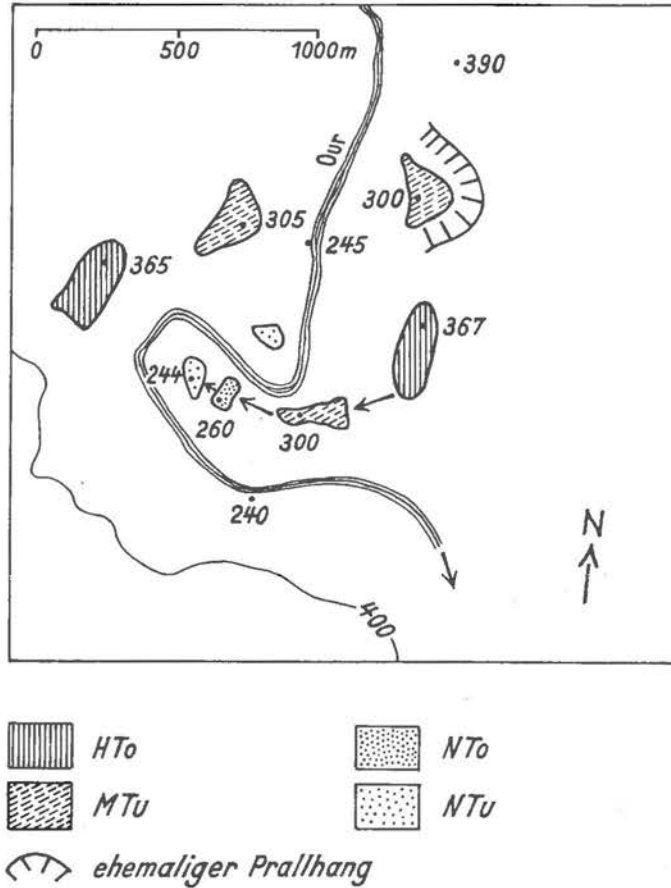
Die Mäander in den Tälern des Rheinischen Schiefergebirges haben schon früh neben den Flußterrassen das Interesse auf sich gezogen, führte doch schon RAMSEY 1878 das Moseltal mit seinen klassischen Mäandern als Beispiel für seine Mäandertheorie an. Im Ourtal bearbeitete FLOHN (1936, S. 20) den eindrucksvollen Doppelmäander von Stolzenburg-Bivels. PIKET ordnete die Mäander zwischen Dasburg und Bivels verschiedenen Terrassenzügen zu. Eine geschlossene Bearbeitung der Mäander der Our

unter Berücksichtigung der oberhalb Dasburg gelegenen ausgeprägten Mäanderstrecke fehlt. Im Zusammenhang mit dieser Arbeit interessiert vor allem die Entwicklung der Mäander in ihrem Verhältnis zu den Terrassen des Ourtals, während die allgemeine Problematik der Entstehung von Mäandern nur gestreift wird.

Wiesenmäander treten im Oberlauf der Our in zahlreichen Strecken auf, wobei auch Altwässer in breiten Schlingen die Talaue durchziehen. Sie beruhen auf der Dynamik des Fließvorganges, mit deren Veränderung diese freien Mäander ihren Lauf verlegen. Der Talverlauf selbst weist erst vom oberen Mittellauf an weitgespannte Kurven und Schlingen auf, in der Strecke zwischen Steinebrück und Ouren, während die Wiesenmäander von nun ab fehlen. Die Entwicklung von Prallhängen setzt ein, z. B. westlich Auel oder südlich Stupbach, aber echte Talmäander mit Mäanderhälsen sind noch nicht vorhanden. Sie treten erst in den Strecken zwischen Ouren-Dasburg und Kohnenhof-Untereisenbach in sehr klar ausgeprägten Formen auf, z. B. an der Lorenzmühle oder am "Schlechtesfurt" nördlich Dasburg. Formal betrachtet handelt es sich bei den Mäandern im Ourtal um Gleitmäander mit asymmetrischem Profil. Die Prallhänge sind "Arbeitsformen" des Flusses und zeigen in Hohlkehlen, Strudellöchern und felsigem Flußbett deutliche Spuren der Erosion. Ein rezentes Erweitern und Ausziehen der Mäander läßt sich beobachten, das auch bei der Betrachtung der Flußterrassen auffällt. Das Wachstum eines Mäanders läßt sich am "Burnack" gut beobachten (Abb. 28): Während z. Z. der Hauptterrasse noch kein Mäander bestand, deutet die Lage des MT_u -Restes auf die Entwicklung einer Flußschlinge hin, die sich auf Grund der erosiven Leistung des Flusses nach Westen vorschob und zu einem Mäander entwickelte. Eine weitere Erscheinung bei einigen Mäandern des Ourtals ist ihre allmähliche Verlagerung flußabwärts. Sie tritt auf an den Mäandern an der Kalborner Mühle, an der Lorenzmühle, am Kohnenhof und in Untereisenbach. Am Kohnenhof bestand z. B. zur Hauptterrassenzzeit nur eine einfache Talschlinge. Die Mittelterrasseenreste dagegen zeigen ein Wachstum der Kurve nach Osten unter gleichzeitig flußabwärts gerichteter Verlegung des südlichen Teils. Der Fluß schnitt sich in der folgenden Zeit tiefer ein unter stetigem Abwärtswandern, so daß ein Mäander entstand, dessen Hals gleichzeitig stark erniedrigt wurde. Er liegt heute in der Höhe der oberen Niederterrasse, und sein Hals ist bis auf 4 m erniedrigt. Ein künstlicher Durchstich wird von der Our bei Hochwasser benutzt, und die Entstehung des ersten Umlaufberges im Ourtal liegt in geologisch naher Zeit. Dieses beachtliche Flußabwandern der Mäander im Ourtal wird hervorgerufen durch das starke Gefälle und die damit verbundene kräftige Erosion in diesem Tal.

Ein Zusammenhang der Mäander mit den Flußterrassen klang in den vorhergehenden Teilen mehrfach an. Da sich auf den Gleithängen der Mäander häufig sedimentbedeckte Terrassenreste erhalten haben, ermöglicht die Rekonstruktion der ehemaligen Talzüge eine Aussage über das Alter der Mäander, die sich in bestimmte Terrassenhorizonte einordnen lassen. Ein derartiger Vergleich ergibt für das Ourtal folgendes Bild: Das Tal der Höhenterrasse besaß noch keine Talmäander. Es zog vielmehr ein breiter, fast krümmungsfreier Talzug südwärts. Die Täler der oberen und unteren

Abb. 28
Die Entwicklung des Mäanders am "Burnack"

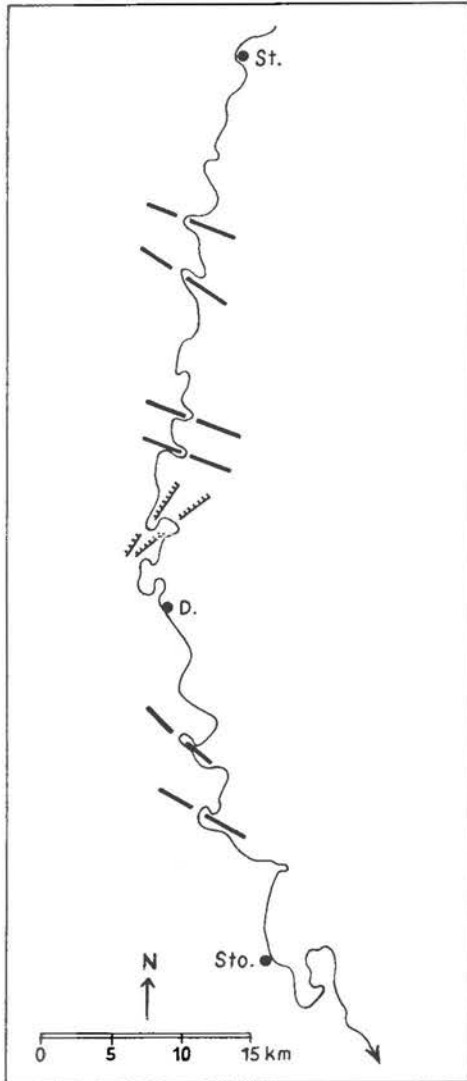



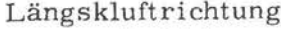
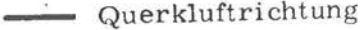
Hauptterrasse besaßen flache Kurven, aber von Mäandern sind keine Spuren erhalten. Diese setzen erst in großer Zahl bei den Mittelterrassen ein, wo sich sowohl auf den ehemaligen Gleithängen Terrassenreste finden als auch alte Prallhänge erhalten blieben, z. B. nordöstlich Obereisenbach oder nördlich des "Seiss". Alle Mäander wurden in der Zeit der Niederterrassen weitergebildet, und der Mäander am "Gronzepull" erhielt erst seine heutige Form. Das Mindel-Riß-Interglazial bildet an der Our die wichtigste Phase der Entwicklung von Talmäandern oder eingeschnittenen Mäandern. Z. T. handelt es sich um eine Erweiterung und Ausgestaltung von Flußkurven, die in der HT-Zeit schon vorhanden waren, z. T. um Neubildungen. Die Entstehungsphase der meisten Talmäander an der Our stimmt mit der der benachbarten Flüsse überein; nach SCHMITZ begann die Mäanderbildung an der oberen Sauer bereits in der "Rouschert"-Phase (= HT₀ des Verf.), aber die eigentliche Zeit der Mäanderentwicklung ist die "Kuebendelt"-Phase (= MT₀ des Verf.). KREMER (S. 83) wies an der Mosel das Einsetzen der Mäander von der HT_u an nach, und ihre entscheidende Bildungsphase war auch dort das Mindel-Riß-Interglazial.

Folgende Beobachtung aus dem Ourtal sei zur Deutung des Ansatzes der Mäanderbildung angeführt (Abb. 29). Die Mäander von Ouren, Kalborner Mühle, Tentismühle, Kohnenhof und Untereisenbach besitzen eine Streichrichtung, die senkrecht zum variskischen Streichen verläuft, d.h. sie sind von der Petrographie der variskisch streichenden unterdevonischen Schichten unabhängig. Ihre Anlage zeigt dagegen eine große Übereinstimmung mit der wichtigsten Kluftrichtung im Ösling, wie sie vom "Service geologique" beim Bau des Unterbeckens für das Pumpspeicherwerk Vianen ermittelt wurde. Die Querklufttrichtung mit einem Maximum von 145° ist die Hauptkluftrichtung des südlichen Ösling, wie sie an der Sperrstelle, im Sondierstollen sowie in der unterirdischen Zentrale festgestellt wurde. Die Streichrichtung von sechs Mäandern gehört in den Bereich dieser Hauptkluftrichtung, während zwei Mäander in der Richtung der Längsklüfte (Max. 65°) liegen. Es besteht ein enger Zusammenhang zwischen Kluftrichtung und der Erstreckung der Mäander, so daß der Gedanke an eine Abhängigkeit der Mäanderbildung von diesen Schwächlinien naheliegt. Der Fluß tastete sie bei seinem Einschneiden nach, ein Vorgang, der verglichen werden kann mit der Entstehung von Tälern im Bereich der Dehnungsklüfte von Sattelachsen.

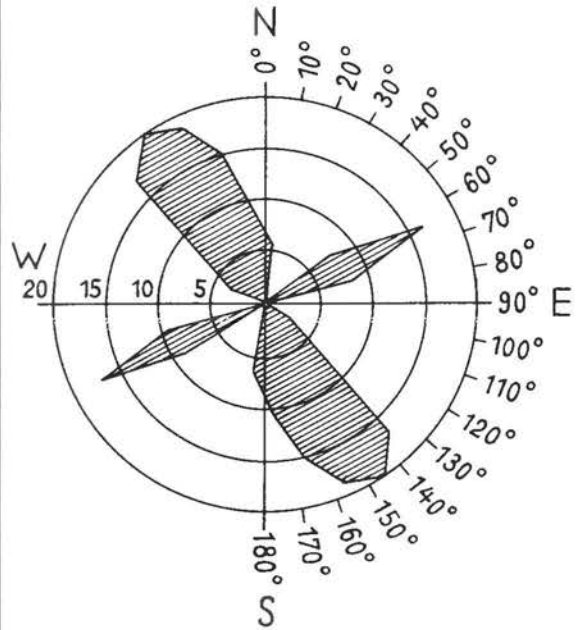
Der Doppelmäander von Stolzenburg-Bivels bildet mit seiner Größe, - die Länge des Mäandersporns beträgt 1,5 km -, und der Rückläufigkeit des Flusses für 1,5 km entgegen der allgemeinen N-S-Abdachung eine Singularität im Ourtal. FLOHN (1936) sieht als eine Deutungsmöglichkeit "eine Art Stau" (S. 23). Die gesamte Mäanderlage zeigt zugleich eine derartige Anlehnung an die Kluftrichtungen, wie sie in der unterirdischen Zentrale auftreten, daß ihre heutige Form durch das Nachtasten dieser Linien bedingt ist.

Abb. 29
Mäanderlage und Kluftrichtungen im Ourtal



 varistische Streichrichtung,
 Längskluftrichtung
 Querkluftrichtung

D. Dasburg
 St. Steinebrück
 Sto. Stolzemburg



Kluftrose der Sperrstelle

(aus: BINTZ, J., S. 87, Fig. 6)

Entwurf: B. Wiese

V. Zusammenfassung:

Das Tal der Our und seine Genese

Das Tal der Our gehört zu den N-S-verlaufenden Tälern der W-Eifel, der Kyll, der Prüm und der Clerf-Wiltz-Sauer-Linie. Erstreckt sich sein Oberlauf noch im variskischen Streichen des nördlichen Schneifelvorlandes, so folgt der Mittel- und Unterlauf der allgemeinen Abdachung. Wie aus der Erstreckung der Trogregion und der Höhenterrasse ersichtlich ist, lag schon an der Wende vom Pliozän zum Pleistozän im Zuge des heutigen Ourtals eine breite Nord-Süd-gerichtete Talung vor, wie sie LOUIS (1952) an der Kyll nachwies. Die Ansicht von LUCIUS (1950), daß sich bis an das Ende des Pliozän mesozoische Schichten weit nordwärts in den Ösling hinein erstreckten, läßt sich nicht halten, da die Trogregion bereits in den paläozoischen Sedimenten entwickelt ist. Die mittel- und jungtertiäre Reliefentwicklung wurde im Pleistozän von gänzlich andersgearteten Vorgängen abgelöst, die ihre Spuren deutlich in der Landschaft hinterlassen haben. Der entscheidende Vorgang war die fortschreitende Talentwicklung und die Bildung von Flußterrassen.

Die Terrassen des Ourtals werden in der vorliegenden Arbeit zum ersten Mal durch das gesamte Tal hindurch verfolgt und in ihrem System dargestellt. Dabei wurde auf einen engen Zusammenhang mit der Betrachtung der Talform und der Gestaltung des Talbodens geachtet, um die Vorzeitformen mit den rezenten Erscheinungen vergleichen zu können. Die Ergebnisse, die mit Hilfe morphologischer Methoden (Korrelierung von Terrassenresten auf Grund ihrer Höhenlage oder der Analyse des Querprofils des Tales) gewonnen wurden, ließen sich verbessern durch die Anwendung der morphometrischen Schotteranalyse. Gerade sie ermöglicht eine Aussage über die Genese und zeitliche Einordnung der Terrassenzüge.

Eine Folge von sieben Felsterrassen und einer Akkumulationsterrasse gliedert den Talboden und die Hänge des Ourtals. Sie sind im Bereich des pleistozän stark eingetieften Unter- und Mittellaufes im Diekirch-Mettendorfer-Stufenländchen und im Ösling entwickelt, während sie sich im Gebiet der unzerschnittenen Altformen des Oberlaufs im Schneifelvorland verlieren.

Das Hochflutbett (3 m rH) bildet die erste Flußterrasse oberhalb des heutigen, vorwiegend erodierenden Flusses und seiner schmalen Aue. Es handelt sich um eine holozäne, in historischer Zeit entstandene Akkumulationsterrasse aus Feinmaterial, die im Unterlauf ihre größte Verbreitung besitzt.

Die untere Niederterrasse (7 - 4 m rH) ist nur in wenigen Resten erhalten. Es handelt sich um eine spätwürmzeitliche Terrasse, die nur eine geringe Ausdehnung besaß und weitgehend abgetragen wurde.

VERHOEFs Ansicht einer eustatisch bedingten Terrassenfolge im Ourtal lehnt Verf. ab.

Die Längsprofile der Terrassen des Ourtals zeigen eine Beeinflussung der Terrassenhorizonte durch weitgespannte tektonische Bewegungen bis zur MT_u am Rand zwischen Gutland und Ösling. Die Talböden der Mittelterrassen, der Hauptterrassen und vermutlich auch der Höhenterrasse weisen eine zunehmende Divergenz auf zum Ösling-Gutland-Rand hin, eine Erscheinung, die nur bei der Behandlung des gesamten Flusses zu erkennen ist und die PIKET und VERHOEF deshalb entging. Die Terrassen sind an dieser Randzone, wie Verf. es klar für die MT_u nachweisen konnte, verbogen. Sauer und Kyll zeigen im großräumlichen Vergleich die gleiche Verbiegung am Rand der Eifel gegen das Gutland der Trier-Luxemburger-Bucht. Die Ansicht von VERHOEF, daß sich seit dem Beginn des Pliozäns keine tektonischen Bewegungen mehr am Rand der Eifel vollzogen haben, muß korrigiert werden.

Das Querprofil der Terrassen zeigt im Prinzip den gleichen Stockwerkbau, wie er aus anderen Teilen des Ösling und der Eifel bekannt ist, z. B. von Sauer, Kyll und Ahr. Abweichend von dem Schema des Rheins und der Mosel jedoch liegt die Zeit der stärksten Erosion, d. h. der kräftigsten Hebung des Gebietes, im Riß-Würm-Interglazial nach der Bildung des MT_u -Talbodens. Es macht sich hier eine Verlagerung der Hebungsintensität von Osten nach Westen bemerkbar, liegt doch das Hebungsmaximum am Mittelrhein im Mindel-Riß-Interglazial nach der Bildung der mittleren Mittelterrasse (KAISER, K. H., Tab. 7). Die Grenze der pliozänen gegen die pleistozäne Reliefentwicklung liegt nach den Ergebnissen des Verf. und den vergleichbaren Feststellungen an der Sauer, Kyll und Mosel nicht in der Höhe von VERHOEFs "T 9-level" (300 m Höhe), sondern sie ist höher anzusetzen bei ca. 380 - 390 m. Die Mittelterrassen, Hauptterrassen und die Höhenterrasse wurden von jüngeren periglazialen Vorgängen überformt. Die Abtragung der Flußschotter, die Akkumulation von Fließerdedecken auf den Terrassenresten, die Ausbreitung mächtiger Hangschuttdecken, das Auftreten von Kryoturbationen sowie das Vorhandensein von Fließlöß zeigen, daß die Glaziale und ihr periglazialer Formenschatz sich verändernd auf die Landschaftsgestaltung im Bereich des Ourtals, des gesamten Ösling-Islek und des nördlichen Gutlandes ausgewirkt haben.

Bei der Untersuchung der Mäander zeigte es sich, daß Reste von Talmäandern im Ourtal zuerst bei den Mittelterrassen auftreten. Die Hauptphase der Mäanderbildung ist hier wie im Tal der Mosel die Periode der Einschneidung in den Hauptterrassen-Talboden, das Mindel-Riß-Interglazial. Verf. stellte eine auffallende Übereinstimmung zwischen der Mäanderlage und der Haupt- bzw. Querklufrichtung fest, eine Erscheinung, die zur Deutung der Bildung von Talmäandern beitragen kann.

LITERATURVERZEICHNIS

- Ahorner, L. Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht
in: Eisz. u. Gegenw., Bd. 13, 1962, S. 24-105
- Ahrens, W. Bau und Entstehung des Neuwieder Beckens
in: Z. Dt. Geol. Ges., 104, 1953, S. 152-153
- Alexandre, J. Les niveaux de Terrasses de la Haute Belgique. Methodes d'études récentes
in: Ann. Soc. Géol. Belg., t. 80, 1957, S. 299-316
- Les terrasses des bassins supérieurs de l'Ourthe et de la Lesse
in: Ann. Soc. Géol. Belg., t. 80, 1957, S. 317-332
- Le modelé quaternaire de l'Ardenne centrale
in: Mém. Soc. Géol. Belg., t. 81, 1958, S. 213-331
- La succession probable des phases morphologiques au cours d'un cycle quaternaire en Haute-Belgique
in: Biuletyn Peryglacjalny, No. 9, 1960, S. 63-72
- Andel, Tj. H. van Provenance, Transport und Deposition of Rhine-sediments, Groningen 1950
- Asselberghs, E. Le Dévonien inférieur de la Prusse rhénane à l'ouest des bassins calcaires de l'Eifel. Louvain 1932
- L'Eodevonien de l'Ardenne et des régions voisines = Mém. Inst. Geol. Univ. Louvain, T. 14, 1946
- Baeckeroot, G. Contribution à l'étude de la dépression périphérique de l'Oesling
in: Bull. Soc. Belg. Et. Géogr., Louvain, 1932, t. 2, S. 118-129
- Le remblaiement de la dépression périphérique de l'Oesling par le cailloutis de la Wark
in: Bull. Ass. Géogr. Franc., No. 121, 1939
- Morphologie du bassin ardennais et luxembourgeois de la Moselle: Oesling et Gutland. Paris 1942
- Baulig, H. Vocabulaire Franco-Anglo-Allemand de géomorphologie. Paris 1956
- Bethune, P. de Het appalachische relief in Pennsylvanie en in de Ardennen
in: Natuurwet. Tijds., 30, 1948, S. 55-64

- Bintz, J. Livre à la mémoire du Dr. M. Lucius. Publ. Serv. Géol. Lux., Vol 14, 1964
- Birkenhauer, J. Die Eifel in ihrer Individualität und Gliederung. Kölner Geogr. Arb., H. 14, 1960
- Blenk, M. Ein Beitrag zur morphometrischen Schotteranalyse in: Z. f. Geom., N. F. 4, 1960, S. 202-242
- Blume, H. Probleme der Stufenlandschaft, erläutert am Beispiel des luxemburgischen Gutlandes in: Compt. rend. XVIII. Congr. Int. Geogr., Rio de Jan., 1956, T.2, 1964, S. 155-162
- Böhler, J. Morphologie der südlichen Eifel. Die Formgeschichte der Salm, Lieser, Alf und Uess. Frankfurt 1934
- Boesch, H. Bemerkungen zum Terrassenbegriff in: Tijds. Kon. Ned. Aardr. gen., t. 74, 1957, S. 234-238
- Büdel, J. Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. P. M. Erg. H. 229, Gotha 1937
- Die Frostschuttzone Südost-Spitzbergens. Bonn 1960
- Die Gliederung der Würmkaltzeit. Würzburger Geogr. Arb., H. 8, Würzburg 1960
- Cailleux, A. Cryopédologie. Paris 1954
- Contreras, R. La morphologie de la bordure méridionale des Ardennes in: Bull. Soc. Belg. Etud. Géogr., t. 8, 1937
- Dehn, W. Trier und das Trierer Land vor dem Erscheinen der Römer in: Laufner, R., Geschichte des Trierer Landes, Bd. 1, Trier 1964, S. 39-97
- Fischer, F. Beiträge zur Morphologie des Flußsystems der Saar. Univ. des Saarlandes, Arb. aus dem Geogr. Inst., Bd. 2, Saarbrücken 1957
- Die Flußterrassen der Mosel zwischen Metz und Trier. Annales Univ. Saraviensis, Math. -Naturwiss. Reihe, Saarbrücken 1962
- Zusammenfassender Überblick über die Terrassen der Mosel zwischen Remirmont und der Saarmündung in: Ann. Univ. Saar., Geol. -Miner. Sammelheft, H. 5, Berlin 1965, S. 122-145
- Flohn, H. Beiträge zur Problematik der Talmäander. Frankf. Geogr. H., IX, 1935

- Flohn, H. Beiträge zur Talgeschichte Luxemburgs I.
in: Archiv des Großherz. Inst. v. Lux., naturwiss. -
math. Sekt., Bd. 14, 1936
- Zur Paläomorphologie und Paläoklimatologie des Bunt-
sandsteins in Luxemburg; zugleich: Beiträge zur Tal-
geschichte Luxemburgs II.
in: Archiv des Großherz. Inst. v. Lux., naturwiss. -
math. Sekt., Bd. 15, 1937, S. 81-87
- Zur Morphologie von Ösling und Gutland
in: P.M. 90, 1941, S. 243-245
(Besprechung von Baeckeroot)
- Fourmarier, P. Les Terrasses du bassin de l'Ourthe.
et N. Schmit Cercle des Géogr. Univ. Liège. Fasc. 39, 1933
- Frentzen, H. Der Landkreis Prüm. Die Landkreise in Rheinland-
Pfalz, Bd. 4, Speyer 1959
- Gebhardt, I. Die Talbildung der Eifel im Ablauf der Klimate, des Vul-
kanismus und der periglazialen Bodenbildung im Quartär
in: Decheniana, Bd. 115, H. 2, 1963, S. 143-214
- Geiger, R. Das Klima der bodennahen Luftschicht.
Braunschweig ³1950
- Gullentops, F. Découverte en Ardenne de minéraux d'origine volca-
nique de l'Eifel
in: Bull. Ac. Roy. Belg., t.38, 1952
- L'évolution du relief depuis la dernière glaciation
in: Bull. Soc. Belg. Et. Géogr., t. 26, No. 1, 1957,
S. 71-87
- Gurlitt, D. Das Mittelrheintal: Formen und Gestalt. Stuttgart 1949
- Hempel, L. Jüngste Entwicklung und gegenwärtiger Stand der geo-
morphologischen Forschung in Deutschland.
in: Ber. Dt. Lk., 22, 1959, S. 224-242
- Hermans, W. F. Description et gènèse des dépôts meubles de surface
et du relief de l'Oesling. Diss. Amsterdam 1955
- Heuertz, M. Les profil fluviales en long du réseau de la Sûre
in: Arch. Inst. Gr. D., séct. des scienc., N.S., t.18,
1948-1949, S. 117-125
- Hol, J. B. L. Beiträge zur Hydrographie der Ardennen
in: Jahresber. Frankf. Ver. Geogr. u. Stat., 79-80. Jg.,
1914-1916
- Jungerius, P. D. Zur Verwitterung, Bodenbildung und Morphologie der
Keuper-Liaslandschaft bei Moutfort in Luxemburg.
Veröff. Lux. Geol. Dienst, Bd. 13, 1958

- Kaiser, K.-H. Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs an Mittel- und Niederrhein
in: Köln und die Rheinlande, Festschrift z. 33. Dt. Geographentag, Wiesbaden 1961, S. 236-278
- Kelley, W. P. Modern clay researches in agriculture
in: J. of geology, I, 1942, S. 307-319
- Klute, F.
u. W. Will Terrassenbildung und Erosion des mittleren Rheingebietes in ihrer Abhängigkeit von Tektonik und Klima des Diluviums
in: P.M. 80, 1934, S. 144-147
- Knapp, G. Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Hauptmuschelkalks der Eifel
in: Geol. Mitt., Bd. 2, 1962, S. 107 ff.
- Köster, E. Granulometrische und morphometrische Meßmethoden
Stuttgart 1964
- Kremer, E. Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte
Arb. z. Rhein. Landesk., 6, Bonn 1954
- Kurtz, E. Die Leitgesteine der vorpliozänen und pliozänen Flußablagerungen an der Mosel und am Südende der Kölner Bucht
in: Decheniana, 83, 1926, S. 97-159
- Lafrenz, G. Das Ahrtal und seine Terrassen. Bonn 1933
- Levelt, T. W. M. Die Plateaulehme Südluxemburgs und ihre Bedeutung für die morphogenetische Interpretation der Landschaft
Diss. Amsterdam 1965
- Liedtke, H. Geologisch-geomorphologischer Überblick über das Gebiet an der Mosel zwischen Remich und Sierck
in: Univ. des Saarlandes, Arb. aus dem Geogr. Inst., Bd. 8, Saarbrücken 1963, S. 37-57
- Lippert, H. Geologie der Daleider Muldengruppe
Abh. Senckenb. Nat. Ges., 445, Frankfurt 1939
- Louis, H. Über die ältere Formentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet
Münchener Geogr. H. 2, Regensburg 1953
- Lucius, M. Das Gutland.
Veröff. des Lux. Geol. Dienstes, Bd. 5, 1948
- Das Oesling.
Veröff. des Lux. Geol. Dienstes, Bd. 6, 1950
- L' évolution et l' âge du plateau de l' Oesling
in: Bull. Soc. Nat. Lux., N.S., 43. Jg., 1949, S. 273-274

- Lucius, M. Übersicht über die Geologie Luxemburgs.
Sonderdruck aus: Z. Dt. Geol. Ges., 1951, Bd. 103
- L' évolution du relief de l' Oesling
in: Tijds. Kon. Ned. Aardr. Gen., No. 3, 1957, S. 313
-323
- La présence de loess, de minéraux denses et de mine-
raux volcanique dans les dépôts meubles de notre pays.
in: Bull. Soc. Nat. Lux., N.S., 63, 1958
- Macar, P. Résultats d' ensemble d' études récentes sur les ter-
rasses fluviales et les formes d' érosion associées en
Haute-Belgique
in: Ann. Soc. Géol. Belg., t. 80, 1957, S. 395-412
- Macar, P.,
Alexandre, J.,
Chapelier, A.,
Seret, G. Etudes sur les terrasses fluviales en Haute Belgique
Cercle des Geogr. liégeois, travaux, fasc. 102,
Liège 1957
- Machatschek, F. Das Relief der Erde, Bd. 1, Berlin 1955
- Manil, G. Contribution à l' étude des loess ardennais
in: Bull. Soc. Belg. Geol., t. 66, 1958, S. 128-146
- Mensching, H. Schotterfluren und Talauen im Niedersächsischen
Bergland
Gött. Geogr. Abh., H. 4, 1950
- Erosion und Akkumulation der Flüsse in Niedersach-
sen seit der Eiszeit
in: Ek., 5, 1951, S. 60-70
- Meyer, J. Studien zur Siedlungsgeschichte Luxemburgs. Berlin
1932
- Meynen, E. Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutsch-
lands. 4. und 5. Lief., Remagen 1957
- Mordziol, C. Der geologische Werdegang des Mittelrheintals. Witt-
lich 1951
- Mückenhausen, E. Bildungsbedingungen und Umlagerungen der fossilen
Böden der Eifel
in: Forsch. Geol. Rheinl. Westf., 1/2, 1958, S. 495
-502
- Müller, G. Methoden der Sediment-Untersuchung.
Stuttgart 1964
- Müller, M. und
E. Schröder Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen
Buntsandsteins
in: Notizbl. Hess. LA. Bodenfor., 88, 1960, S. 246
-265

- Neumann, G. K. L. Fragen zum Problem der Großfaltung im Rheinischen Schiefergebirge
in: Z. Ges. Ek. Berlin 1935, S. 321-352
- Paffen, K. Die natürliche Landschaft und ihre räumliche Gliederung.
F. Dt. Lk., 68, Remagen 1953
- Philippson, A. Die Südwesteifel und die Trier-Luxemburger-Bucht
in: Verh. Naturhist. V. Preuss. Rheinl., 90, 1933, S. 93-111
- Piket, J. J. C. Het Oeslinglandschap rondom Hosingen, - Proeve van een geomorfologische interpretatie.
Diss. Utrecht 1960
- Pissart, A. Les versants des vallées de la Meuse et de la Semois a la traversé de l'Ardenne; classifications des forms et essais-d'interpretation
in: Bull. Soc. Géol. Belg., t. 85, 1962, S. 113-121
- Avancement des recherches périglaciaires en Belgique de 1956 a 1963
in: Biuletyn Perygl., No. 14, 1964, S. 67-74
- Poser, H. und J. Hövermann Morphometrische und morphologische Schotteranalysen
in: Proc. III. Int. Cong. Sedim., Groningen 1951, S. 135-156
- Quiring, H. Die Fortsetzung des Siegener Hauptsattels in den Ardennen
in: Z. Dt. Geol. Ges., 85, 1933, S. 214-288
- Quitow, H. W. Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs.
in: Fortsch. Geol. Rheinl. Westf., 4, 1959, S. 389-400
- Richter, K. Morphometrische Gliederung von Terrassenschottern
in: Eisz. u. Gegenw., 2, 1952, S. 120-126
- Geröllmorphometrie und Einregelungsstudien
in: Eisz. u. Gegenw., 3, 1953, S. 155-160
- Richter, R. Zur Stratigraphie und Tektonik der Ösling-Eifel-Muede
in: Zentralbl. Min., 1918, S. 44-62
- Ridder, N. A. de Beiträge zur Morphologie der Tallandschaft des Luxemburgischen Moselgebietes. Diss. Utrecht 1957
- Rigo, M. Etudes des terrasses fluviales sur le versant Sud de l'Ardenne
in: Ann. Soc. Geol. Belg., t. 59, 1936, S. 1-30
- Rübens, F. Die Gefällsverhältnisse der Eifeltäler
Betr. Lk. Rheinl., H. 2, Leipzig 1922

- Schaefer, I. Die diluviale Erosion und Akkumulation
F. Dt. Lk., Bd. 49, Landshut 1950
- Schmitthenner, H. Oberflächenformen der Stufenlandschaft zwischen Maas
und Mosel. Stuttgart 1923
- Schmitz, G. De terrassen en meanders van de Luxemburger Sauer
boven Goebelsmühle. Diss. Utrecht 1957
- Schröder, E. Zur Talgeschichte der unteren Sieg
in: Decheniana, Bd. 118, H. 1, 1965, S. 41-45
- Schwarzbach, M. Das Klima der Vorzeit. Stuttgart ²1961
- Service météoro- Annuaire météorologique et hydrographique de Luxem-
logique bourg. Luxemburg 1957
- Soergel, W. Zur Frage der Entstehung und Altersstellung mittel-
deutscher Flußschotterterrassen
Beitr. Geol. Thür. 6, 1941
- Steffen, M. Zur Morphologie des südlichen Randgebietes der Lu-
xemburgischen Ardennen
Veröff. Lux. Geol. Dienst, Bd. 8, 1951
- Stevens, Ch. L' Ardenne et les niveaux d' applanissement
in: Bull. Soc. Roy. Belg. Géogr., 83, 1959, S. 5-8
- Stickel, R. Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen
Schiefergebirges und angrenzender Gebiete
Beitr. Lk. Rheinl., H. 5, Leipzig 1927
- Neuere Beobachtungen über die Hochflächen des Rhei-
nischen Schiefergebirges
in: Naturwiss. Monatsh., 1930, S. 142-148
- Der Buntsandsteinrand im Nordosten der Trierer Bucht
und seine Vorlage
in: Verh. Naturh. V. Rheinl., 88, 1932, S. 39-52
- Tavernier, R. Les formations quaternaires de la Belgique
in: Biul. Perigl., No. 9, 1960, S. 23-24
- Tavernier, R. Bijdrage tot de petrologie von de recente afzettingen
und J. Larülle von het Ardennse Maasbekken
in: Nat. Tijdschr., 34, 1952, S. 81-98
- Tesch, P. De schiervlakte van Ardennen en Eifel tijdens Neogen
en Oudplistoceen
in: Geol. en Mijnb., N.S. 1, 1939, S. 273-277
- Tricart, J. Méthodes d' études des terrasses
in: Bull. Soc. Géol. Fr., t. 17, 1947, S. 559-575
- La partie orientale du Bassin de Paris, 3. Bd. Paris
1952

- Tricart, J. Géomorphologie des régions froides. Paris 1963
- Tricart, J. et A. Cailleux Cours de géomorphologie: Le modelé périglaciaire. Paris 1961
- Tricart, J. et R. Schäfer L'indice d'émousse des galets. - Moyen d'études des systèmes d'érosion
in: Rev. Géom. Dyn., No. 4, 1950
- Troll, C. Strukturboden, Solifluktion und Frostklimata der Erde
in: Geol. R., 34, 1944, S. 545-694
- Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung
in: Ek., I, 1947, S. 162-175
- Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation
in: Ek., II, 1948, S. 1-21
- Über Alter und Bildung von Talmäandern
in: Ek., VIII, 1954, S. 286-302
- Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich
in: PM Erg.-H. 262, 1957, S. 213-226
- Verhoef, P. Geomorphological and pedological investigations in the Redange-sur-Attert area (Grand Duché de Luxembourg). Diss. Amsterdam 1966
- Weis, G. Le contact Oesling-Gutland dans la partie occidentale du Grand Duché de Luxembourg et dans la région d'Arlon.
in: Bull. Soc. Roy. Belg. Géogr., t. 84, 1960, S. 251-278
- Woldstedt, P. Probleme der Terrassenbildung
in: Eisz. u. Gegenw., 2, 1952, S. 1-192
- Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter.
Stuttgart ²1955
- Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs.
Stuttgart ²1958
- Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns
in: Eisz. u. Gegenw., Bd. 13, 1962, S. 115-124
- Zepp, J. Morphologie des Kyllgebietes. Diss. Bonn 1933
- Zonneveld, J. I. S. River Terraces and the Quaternary chronology of the Netherlands
in: Geol. en Mijnb., N.S. 19, 1957, S. 277-285

KARTEN

- Topographische Karte 1 : 25 000. Blätter 5603 Meyerode, 5604 Hallschlag, 5703 Bleialf, 5704 Prüm, 5802 Burg Reuland, 5803 Leidenborn, 5902 Dasburg, 5903 Neuerburg, 6002 Gemünd, 6003 Mettendorf, 6103 Wallendorf, 6104 Bollendorf, 6105 Welschbillig, 6204 Langsur, 6205 Trier
- Topographische Karte 1 : 50 000, Normalausgabe und Oro-hydrographische Ausgabe. L 5702 Bleialf, L 5704 Prüm, L 5902 Neuerburg, L 6102 Mettendorf, L 6104 Bitburg
- Grand Duché de Luxembourg, Topographische Karte 1 : 25 000. Blätter III (XXXIV-8)-Nos. 1-2 Putscheid; III (XXXIII-7)-Nos. 5-6 Diekirch-Vianden; II (XXXIII-8)-Nos. 3-4 Hosingen; I (XXXIII-7)-Nos. 3-4 Weiswampach; I (XXXIII-7)-Nos. 7-8 Clervaux
- Belgique, Topographische Karte 1 : 25 000, Normalausgabe und Oro-hydrographische Ausgabe. Blätter 50 A/5-6 Losheim, 56 A/1-2 Manderfeld, 56/3-4 Schoenberg, 56/7-8 Reuland, (1/3-4 Ouren)
- Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000. Blätter 480 Malmedy, 481 Hillesheim, 502 Neuerburg, 522 Mettendorf, 523 Trier
- Topographische Übersichtskarte des Deutschen Reiches 1 : 200 000. Blätter 136 Malmedy, 137 Kochem, 148 Mettendorf, 149 Trier
- Höhenschichtenkarte der Eifel 1 : 200 000. Herausgegeben v. H. Rauff, Bonn, o.J.
- Geologische Spezialkarte 1 : 25 000. Blätter 5902/03 Dasburg-Neuerburg, 6003 Mettendorf, 6103 Wallendorf
- Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1 : 200 000. Blätter 136 Malmedy, 137 Cochem, 148 Mettendorf
- Geologische Karte des Deutschen Reiches, hrsg. v. Lepsius, Blatt 17 Köln
- Carte geologique de Luxembourg, Flle. No. 6 Diekirch, 1 : 25 000; Flle. No. 8 Wiltz, 1 : 50 000
- Geologische Übersichtskarte von Belgien 1 : 500 000. In: Atlas de Belgique
- Hydrologische Karte 1 : 500 000, Blatt Köln

Der Oberlauf der Our

Foto 1
Blick von Westen
nach Osten über
das nördliche
Schneifelvorland
auf die Schneifel



Das Ourtal durchzieht im Bildmittelgrund die kaum zerschnittenen Hochflächen des nördlichen Schneifelvorlandes in der Umgebung von Auw. Der Härtlingszug der Schneifel begrenzt den Horizont.

Foto 2
Der Oberlauf
der Our
bei Verschneid



Die obere Our fließt in Wiesenmäandern durch das flache Muldental, das von der Zerschneidung erst in geringem Maß beeinflusst wird.

Das mittlere Ourtal

Foto 3
Blick über die
Ösling-Islek-
Rumpffläche
von Roder nach
Nordosten



Vom Hochflächenriedel von Heinerscheid-Hosingen westlich der Our geht der Blick über das tiefeingeschnittene Kerbtal nördlich Dasburg hinüber zu den weitgespannten Rumpfflächenresten um Dahnen-Leidenborn. Die Tiefenzone mit ihren waldbestandenen Steilhängen zeichnet sich deutlich in der Bildmitte ab.

Foto 4
Das Ourtal
nördlich
Stolzemburg



Vom Terrassenrest "Beral" geht der Blick in das Kerbtal der mittleren Our. Niederwaldbedeckte Steilhänge begrenzen den schmalen Talboden. Reste der Mittelterrassen ("Beral" im Vordergrund, "Jongfeld" im Mittelgrund, "Sachswis" im Hintergrund) und der Hauptterrassen (Fläche östlich des "Akescht" im Hintergrund) gliedern die höheren Talpartien.

Das untere Ourtal

Foto 5
Das Tal der
Our nördlich
Wallendorf



Das Tal hat im Unterlauf die Form eines Kastentals angenommen. Strukturflächen, Flußterrassen (im Mittelgrund links) und Vorlandverebnungen vor der im Hintergrund aufragenden Schichtstufe des "Luxemburger Sandsteins" verbinden sich zu einem schwer entwirrbaren Ganzen. Obstwiesen und ausgedehnte Ackerflächen kennzeichnen die liebliche Landschaft des Gutlandes.

Foto 6
Im "Diekirch-
Mettendorfer-
Stufenländchen"
- Blick vom
Rommersberg
nach Westen
zum Niderbiereg



Die Schichtstufe des oberen Muschelkalks überragt mit markanter, nach Norden gerichteter Stirn das nördliche Gutland im Gebiet von Béttel, Ammeldingen und Gentingen. Das Kastental der Our, im Mittelgrund verlaufend, quert die Schichtstufe senkrecht.

Der Talboden der Our

Foto 7
Der Talboden
und die westliche
Seite des Ourtals
am nördlichen
Ortsausgang von
Bettel



Die Gliederung des Talbodens in Flußbett, Flußau und Hochflutbett ist klar zu erkennen, da deutliche Erosionskanten entwickelt sind. Die höhergelegenen Teile des Talbodens werden von der unteren Niederterrasse eingenommen, die in der Talweitung von Bettel als eine selbständige Talbodenterrasse ausgebildet ist. Hinter den Häusern erstreckt sich der "Wesper", ein Rest der oberen Niederterrasse.

Foto 8
Der Talboden
südlich Auel



Auch in den oberen Teilen des Mittellaufs zeigt der Talboden noch die Gliederung in Flußbett, Flußau und Hochflutbett. Diese Zonen sind jedoch schmaler geworden, da der Sedimentkörper der unteren Niederterrasse mit dem Talboden konvergiert und ihn zum größten Teil erfüllt.

Die obere Niederterrasse

Foto 9
Blick von
Gentingen
nach Norden
auf Bettel



Der breite Talboden der Our mit ausgedehnten Hochflut- und unteren Niederterrasseebereichen wird in der Ortslage Bettel von einer 15 m höher gelegenen Terrasse begrenzt, der oberen Niederterrasse, die mit einer deutlichen Terrassenstirn gegen den Talboden abgesetzt ist. Im Hintergrund tritt das Ourtal in der "Pforte von Vianden" aus dem Ösling-Islek in das nördliche Gutland ein.

Foto 10
Die obere
Niederterrasse
in Gemünd



Der Blick geht vom Flußbett über die Flußau und das Hochflutbett auf die obere Niederterrasse in Gemünd. Die steile Terrassenstirn, die durch den Bildmittelgrund zieht, ist deutlich ausgeprägt. Auf der anschließenden schmalen Terrassenfläche, die vorwiegend ackerbaulich genutzt wird, steht der obere Hof.

Die Mittelterrassen

Foto 11
Blick vom
"Wangert" nach
Süden über das
Mündungsgebiet
von Sauer und Our



Der ausgedehnte Terrassenrest des "Wangert", im Vordergrund und hineinreichend in den Mittelgrund, bildet einen Teil der Mittelterrassenverebnungen um Wallendorf (Ort im Ourtal in der Mitte links); dazu gehören ferner der "Castellberg" und der "Uresbüsch", im Hintergrund in unmittelbarer Fortsetzung des "Wangert" gelegen. Die bewaldete Stufenstirn der Schichtstufe des "Luxemburger Sandsteins" schließt die Kulisse im Süden. Die Flußterrassen nehmen im Vorland der Schichtstufe den Charakter flurartiger Vorlandverebnungen an.

Foto 12
Blick vom
Oberbecken des
Pumpspeicher-
werkes Vianden
nach Norden



Aus der Vogelperspektive bietet sich ein hervorragender Überblick über das Tal der Our und seine Terrassen im Gebiet von Stolzenburg. Über dem Kerbsohlental mit dem Unterbecken des Pumpspeicherwerkes erstrecken sich ausgedehnte Reste der unteren Mittelterrasse. Terrassenstirn und Terrassenfläche sind vorbildlich entwickelt. Die Mittelterrasse besitzt im Unterlauf (s. F. 11) und im unteren Mittellauf eine landschaftsbeherrschende Stellung.

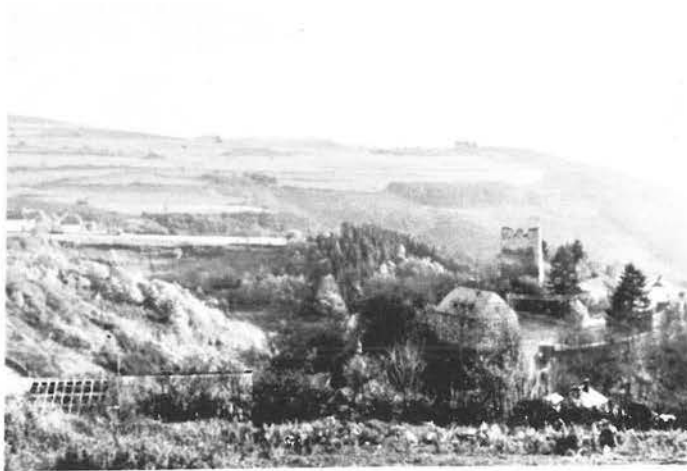
Die Hauptterrasse

Foto 13
Blick vom
"Seiss"
nach Osten
auf Dasburg



Von der westlichen Talseite geht der Blick über den Ausläufer der Mittel-
terrasse am "Azert" (vorne rechts) nach Dasburg. Hier liegen im Hochtal
flurartige Terrassenreste der unteren Hauptterrasse.

Foto 14
Blick über
die Burg Dasburg
nach Süden



Die flurartige Ausdehnung und völlige Ebenheit der Hauptterrasse in
Dasburg läßt sich klar erkennen. Im Mittelgrund links zieht die untere Haupt-
terrasse in ein Nebental hinein.

Die Höhenterrasse

Foto 15
Blick von der
östlichen Talseite
oberhalb Dasburg
nach Westen



Die Fluren der Höhenterrasse (im Vordergrund "Fläche nördlich Dasburg", im Mittelgrund links das "Seiss"-Plateau, rechts die "Hudelslay") sind um Dasburg lehrbuchartig entwickelt. Sie zeigen die große Breitenausdehnung des Hochtals, das sich über dem tief eingeschnittenen Engtal der Our ausdehnt, das von Norden nach Süden (von rechts nach links) im Bildmittelgrund verläuft. Der Übergang zur Troglflächenregion (waldbestandene Höhen im vorderen Teil des Hintergrundes) vollzieht sich in einem konkaven Hang. Die Hochflächen des Riedels von Heinerscheid-Hosingen mit dem Härtling "Schwarzer Hügel" (Bildmitte) bilden das höchste Stockwerk.

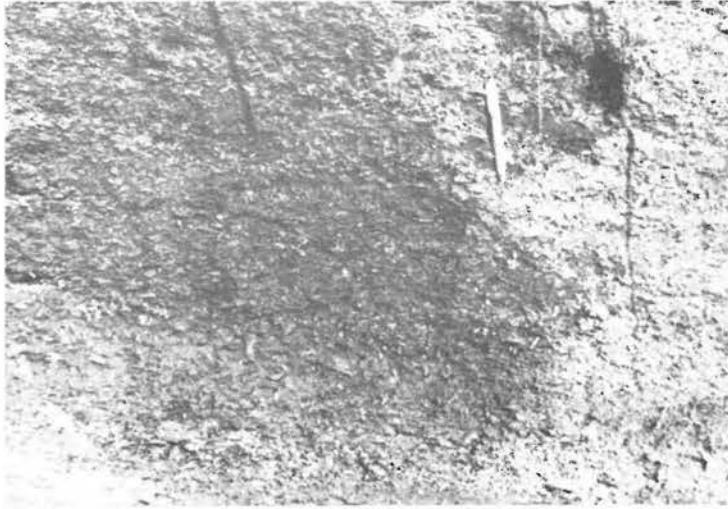
Foto 16
Blick vom
"Seiss"-Plateau
nach Süden



Der Blick vom "Seiss" dem Ourtal entlang nach Süden zeigt in hervorragender Weise die Existenz eines Hochtals in 400 m Höhe über dem jungen Kerb-Engtal der Our. Der breite Hochtalboden ist durch deutliche Hangpartien von der Troglflächenregion abgesetzt. Er verläuft direkt auf den Südrand des Ösling zu (Niklosberg im Hintergrund), ohne ihn jedoch in direkter Fortsetzung zu durchbrechen; in dem Doppelmäander von Bivels weicht der Fluß nach Osten aus, um den Ösling in der "Pforte von Vianden" (Kerbe im Hintergrund) zu verlassen.

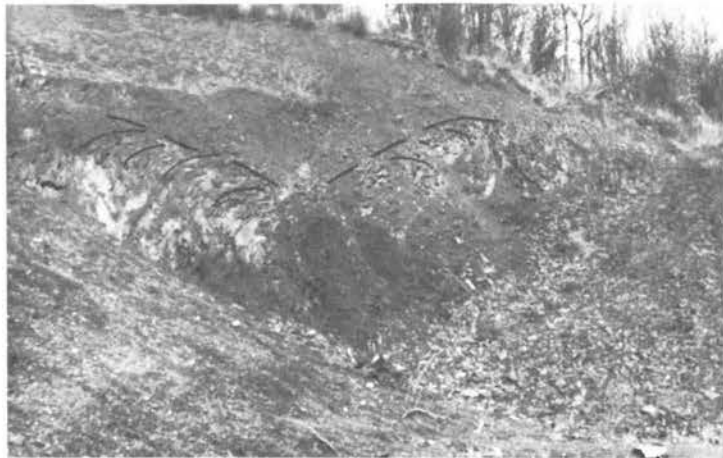
Periglazialerscheinungen im Ourtal

Foto 17
Ausschnitt aus
dem Fließerde-
vorkommen am
"Flaucheberg"
nördlich Roth



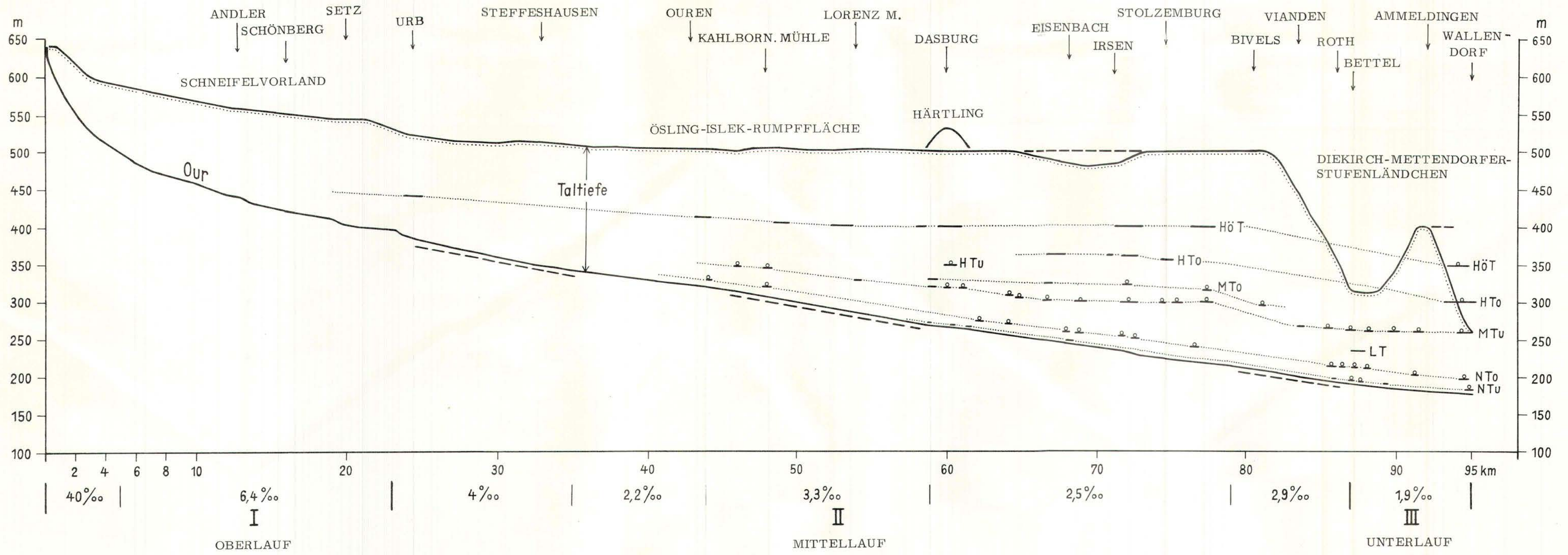
Der Ausschnitt zeigt die Schichtung innerhalb der Fließerdeakkumulation (links freigelegt, feucht; rechts trocken). Steinbänke aus 1 - 3 cm großen Schieferplättchen und feinmaterialreiche Lagen wechseln in deutlicher Schichtung. Die Schichten fallen mit 5 - 6° südwärts.
(Höhe des Kugelschreibers 15 cm; Größe des Ausschnittes 75 cm mal 100 cm)

Foto 18
"Hakenwerfen"
in dem Aufschluß
am "Flaucheberg"
nördlich Roth



Die Beanspruchung durch die pleistozäne und rezente Bewegung der Boden-
decke führte zur mechanischen Zerstörung und zum Umbiegen der oberen
Teile des C-Horizontes, von Tonschiefern des unteren Ems. Das Gestein
wurde in der Richtung des stärksten Massentransportes umgebogen, der in
eine ehemalige Talkerbe gerichtet war.

LÄNGSPROFIL DER OUR UND IHRER TERRASSEN



LEGENDE:

Überhöhung 50-fach

— — — Strecke mit Gefällsversteilung
 6‰ Gefälle in ‰

— Felsterrasse
 ooo Felsterrasse mit Schotterbedeckung
 LT lokale Terrasse

..... durchschnittliche Höhe der umgebenden Hochflächen

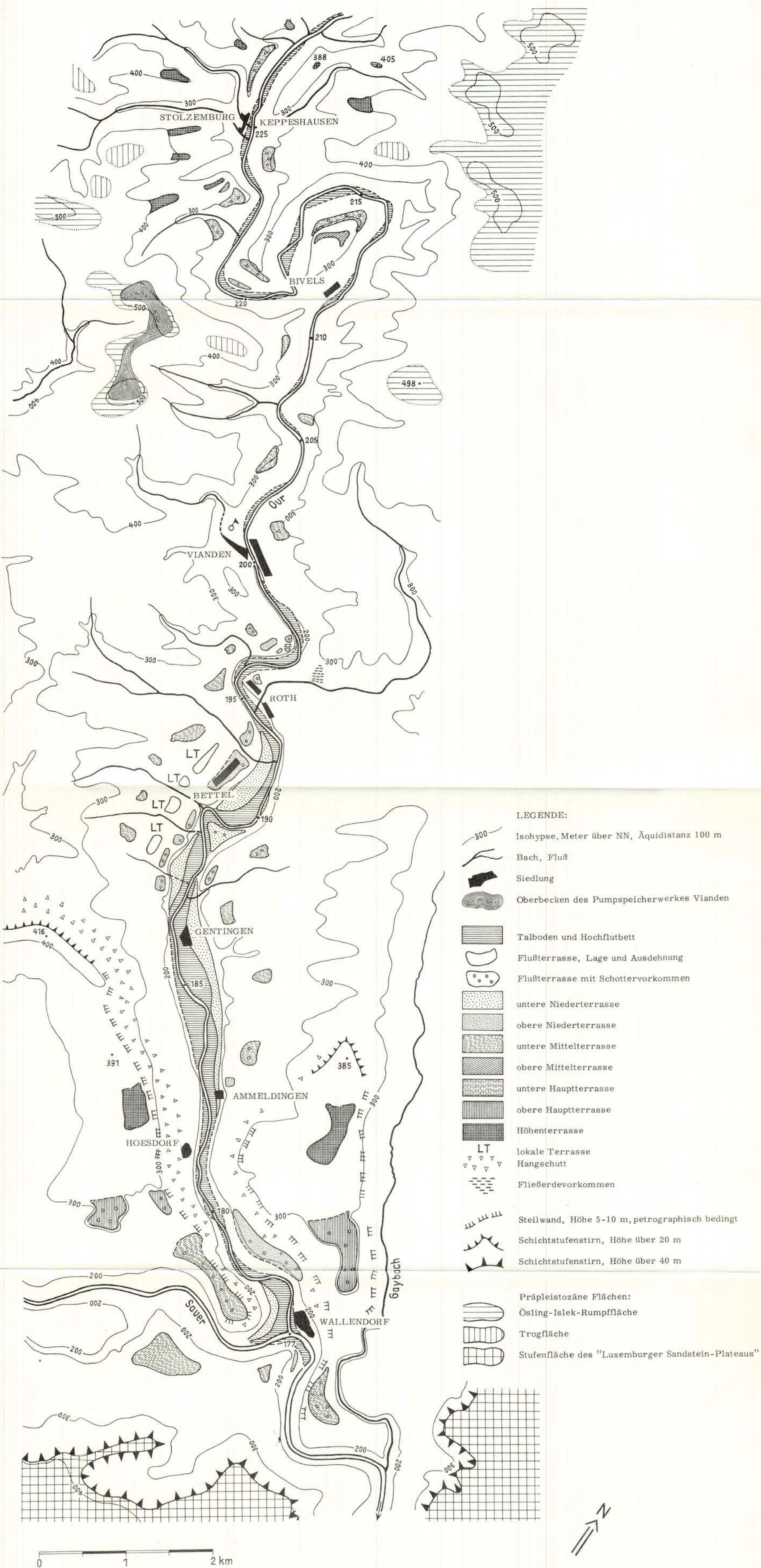
Entwurf: B. Wiese

DIE FLUSSTERRASSEN DES OURTALS

Karte 1

BLATT 1: SÜD

Kartierung und Entwurf: B. Wiese



LEGENDE:

- Isohypse, Meter über NN, Äquidistanz 100 m
- Bach, Fluß
- Siedlung
- Oberbecken des Pumpspeicherwerkes Vianden
- Talboden und Hochflutbett
- Flußterrasse, Lage und Ausdehnung
- Flußterrasse mit Schottervorkommen
- untere Niederterrasse
- obere Niederterrasse
- untere Mittelterrasse
- obere Mittelterrasse
- untere Hauptterrasse
- obere Hauptterrasse
- Höhenterrasse
- lokale Terrasse
- Hangschutt
- Fließerdevorkommen
- Steilwand, Höhe 5-10 m, petrographisch bedingt
- Schichtstufenstirn, Höhe über 20 m
- Schichtstufenstirn, Höhe über 40 m
- Präpleistozäne Flächen:**
- Ösling-Islek-Rumpffläche
- Trogfläche
- Stufenfläche des "Luxemburger Sandstein-Plateaus"

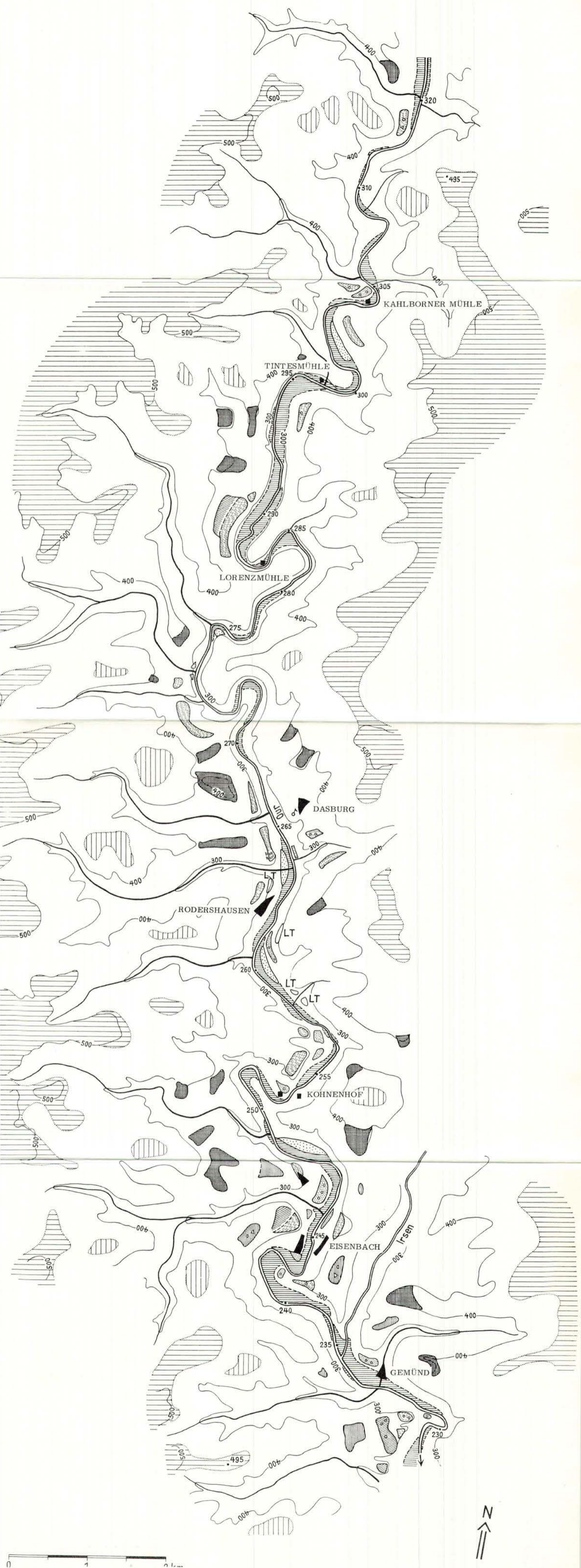
0 1 2 km



DIE FLUSSTERRASSEN DES OURTALS

BLATT 2: MITTE

Legende s. Blatt 1

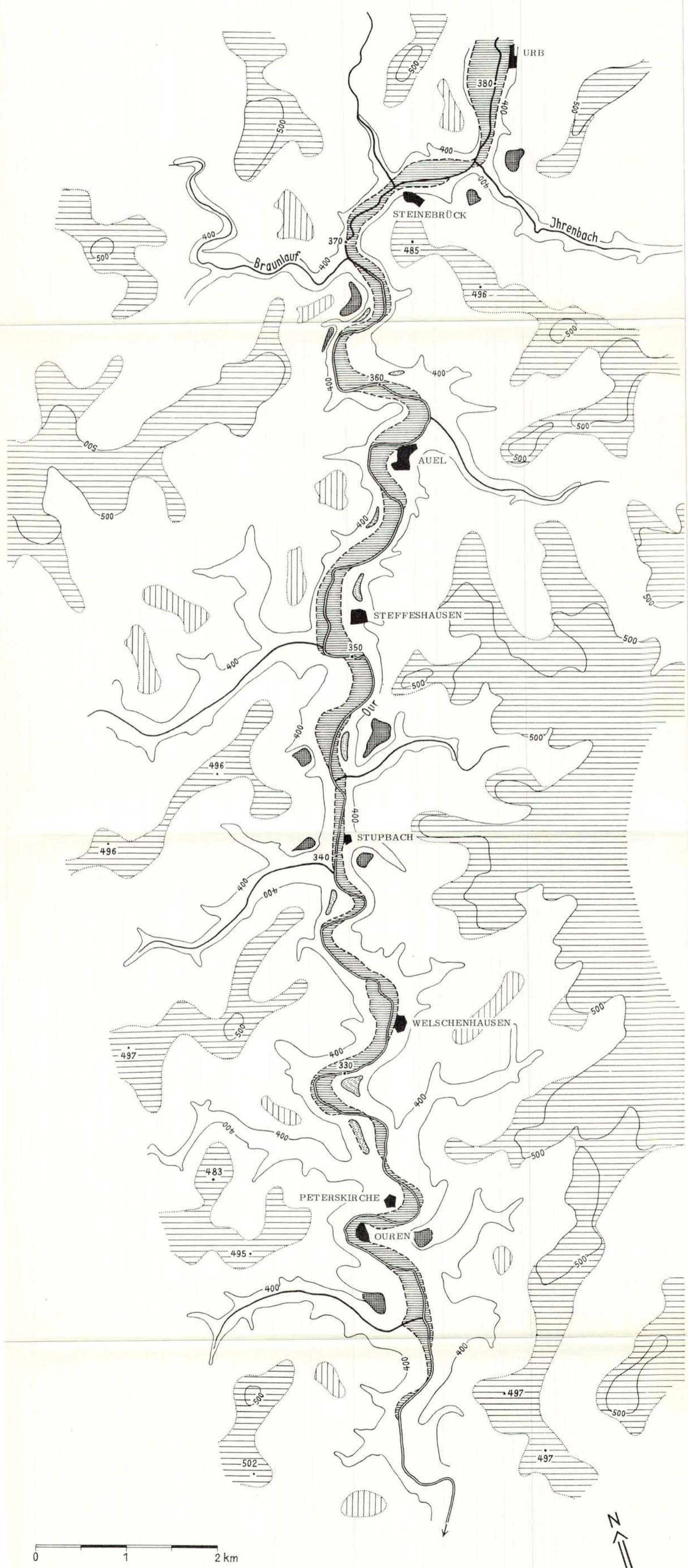


DIE FLUSSTERRASSEN DES OURTALS

Karte 3

BLATT 3: NORD

Legende s. Blatt 1



DIE ERGEBNISSE DER QUANTITATIVEN SCHOTTERANALYSE

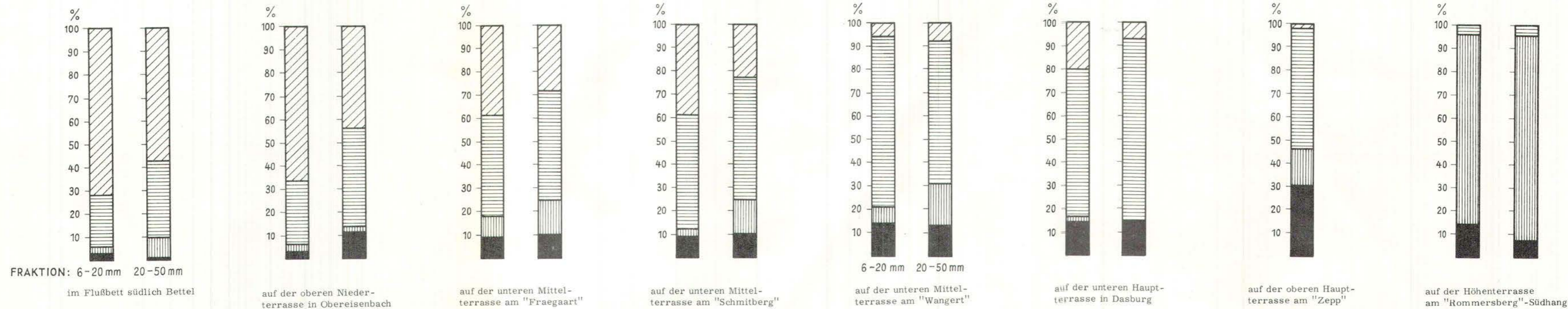


Abb. 31

